

# Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo : Alpes centrales suisses)

Autor(en): **Marguer, Didier**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **84 (1991)**

Heft 1

PDF erstellt am: **07.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-166765>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes centrales suisses)

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

*Mots-clefs:* granites, déformation hétérogène, mylonites, Alpes centrales.

*Key-words:* granites, heterogeneous deformation, mylonites, central alps.

## RÉSUMÉ

Le complexe granitique de Truzzo, d'âge anté-alpin, a enregistré l'histoire des déformations alpines de la nappe de Tambo. Ces déformations ductiles sont hétérogènes à toutes les échelles. L'analyse des directions principales de la déformation finie, l'analyse de la distribution et de la cinématique des zones de cisaillement et l'étude de la chronologie relative des déformations superposées amènent à proposer l'histoire structurale suivante:

i) La déformation ductile D1, fortement pénétrative au sommet de l'édifice granitique, témoigne d'une tectonique tangentielle chevauchante vers le NW.

ii) L'épisode de déformation ductile D2, bien exprimé à la base du complexe granitique, atteste d'un mouvement de type faille normale abaissant le compartiment Est. Cette déformation contribue à un fort étirement E-W à l'échelle de la nappe.

iii) La déformation plicative D3, à axes de direction E-W et à plans axiaux subverticaux, est rythmique à l'échelle de la nappe de Tambo.

iv) Au niveau du contact Adula-Tambo, la déformation D4 de caractère fragile-ductile, abaisse le compartiment NE de ce domaine.

Des enclaves microgrenues sombres, présentes dans les orthogneiss du granite de Truzzo, témoignent d'une déformation finie de type aplatissement et de taux de raccourcissement verticaux de l'ordre de 60% pour le complexe granitique de Truzzo.

Les déformations D3 et D4 se développent sous des conditions rétomorphiques et témoignent de l'histoire tardive de la nappe de Tambo. L'allure cartographique actuelle des contacts structuraux reflète leur importance géométrique à l'échelle de l'empilement des unités penniques supérieures.

## ABSTRACT

The prealpine Truzzo granitic complex has suffered the alpine deformation history of the Tambo nappe. Strain is heterogeneous at all scales. Analysis of the principal direction of finite strain, analysis of shear zones patterns and kinematics, and the observation of superposed structures allow to propose the following alpine deformation history:

i) Ductile D1 deformation is pervasive at the top of the granite body and testifies a NW vergent overthrust.

ii) Ductile D2 deformation is particularly well developed at the base of the granite complex and indicates top to the east normal fault movements. This deformation leads to a pronounced E-W stretching at the nappe scale.

iii) Deformation D3 is expressed by large and rhythmic folds at the nappe scale. The fold hinges trend E-W with 10E dip and the axial planes are subvertical.

---

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

iv) Near the Adula-Tambo boundary, the brittle-ductile deformation D4 downthrows the NE part of this domain.

Magmatic xenoliths are used to deduce finite strain parameters in the orthogneiss of Truzzo granite. Finite strain is of flattening type and yields an estimate of vertical finite shortening in the order of 60% for the Truzzo granitic complex.

D3 and D4 retromorphic deformations are due to the late tectonic events in the Tambo nappe. Their geometric influence is in part responsible for the actual cartographic shape of the structural nappe boundaries.

## Introduction

La nappe de Tambo est située dans le domaine Pennique supérieur au Sud-Est de la Suisse (fig. 1). Sa position structurale est intermédiaire entre les nappes d'Adula et de Suretta (MILNES 1974, TRÜMPY 1980). La nappe de Tambo est constituée d'un socle polymétamorphique structuré lors des déformations anté-alpines puis alpines (GANSSE 1937, ZURFLÜH 1961, STROHBACH 1965, WEBER 1966). Le granite de Truzzo est une unité lithologique située dans la partie sud de la nappe. Ce granite est affecté par des fortes déformations ductiles d'âge alpin (BLANC 1965, WEBER 1966). La déformation alpine majeure s'effectue dans un contexte métamorphique à la transition faciès amphibolite – faciès schiste vert (FREY et al. 1974, FREY et al. 1980): au Nord du granite la paragenèse stable est à feldspath potassique, albite, muscovite, quartz, tandis qu'au Sud, l'association microcline, oligoclase, muscovite, épidote, biotite secondaire et quartz constitue la paragenèse stable (WEBER 1966). Le granite du Truzzo est interprété comme un laccolite avec plusieurs apophyses, intrusif dans les gneiss orthodérivés ou paradérivés et les amphibolites des séries de Corbet (WEBER 1966). Sa mise en place s'est effectuée à faible profondeur dans la croûte superficielle (WEBER 1966). L'âge de cette intrusion suscite des controverses:  $339 \pm 70$  Ma (Pb207/Pb207, GRÜNENFELDER dans WEBER 1966) ou  $293 \pm 14$  Ma (Rb/Sr roche totale, GULSON 1973).

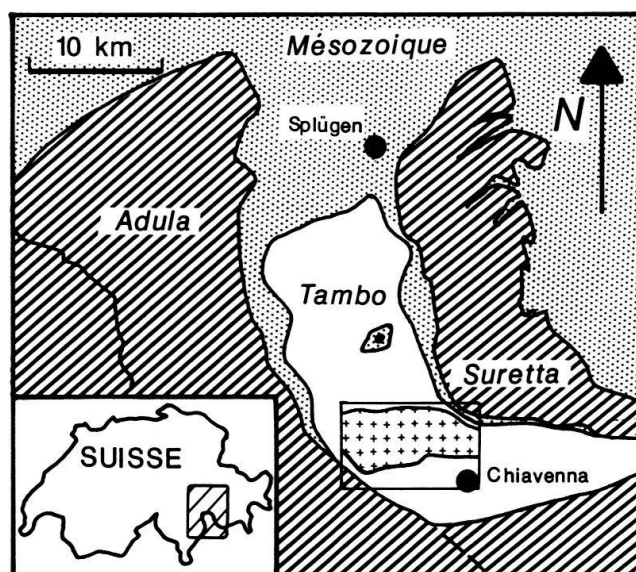


Fig. 1. Localisation de la région étudiée.

D'un point de vue méthodologique, le choix de ce granite varisque ou tardi-varisque pour l'étude de la déformation alpine répond à deux raisons principales:

(1) la mise en place tardive du complexe intrusif du Truzzo dans ce socle antéalpin permet l'étude des structures alpines sans interférences, ni perturbations majeures dues à des structures antérieures héritées (influence de la tectonique varisque).

(2) à l'état initial, ce type de matériel granitique peut être considéré comme homogène et isotrope dans de grands volumes, contrairement aux séries du socle encaissant qui présentent une anisotropie planaire mécanique importante.

L'enregistrement des déformations superposées est hétérogène, favorisant localement la présence de zones en partie protégées, témoins de l'histoire de la structuration alpine. Ce type de comportement favorise la présence de zones de cisaillement et permet (i) par l'étude des trajectoires des linéations d'étirement minérale et des schistosités, de définir les axes des déformations alpines superposées et (ii) par l'utilisation de la distribution et de la dissymétrie des zones de cisaillement (GAPPAIS et al. 1987), de définir la cinématique de chaque épisode majeur de déformation.

Le but de cet article est d'indiquer la manière dont le socle de Tambo se comporte pendant l'orogénèse alpine. A ce stade du travail, les données nouvelles sur la déformation enregistrée par le granite de Truzzo sont présentées comme une base structurale et cinématique de la déformation alpine, avant d'intégrer dans un modèle plus général les résultats des études sur les relations socle-couverture des nappes de Tambo et de Suretta. Dans cet article, les déformations décrites dans le complexe granitique de Truzzo ne sont pas discutées dans le cadre d'un modèle à l'échelle régionale. Une telle discussion sera présentée ultérieurement car elle nécessite d'établir un lien lithologique et structural entre les domaines méridionaux et septentrionaux des nappes penniques d'Adula, de Tambo et de Suretta.

## 1. Contexte géologique

Dans la région étudiée, la nappe de Tambo est comprise entre le socle de la nappe d'Adula au Sud-Ouest et la base du socle de la nappe de la Suretta au Nord-Est (figs. 2, 3). Le contact entre les nappes de Tambo et de Suretta est jalonné par la zone du Splügen qui est constituée de gneiss, de quartzites et de marbres du Trias (Séries de Bardan et d'Andossi) (GANSSE 1937, ZURFLÜH 1961, STROHBACH 1965, MAYERAT 1989). Dans le val Mesolcina, la zone de Misox qui sépare la nappe d'Adula de celle de Tambo est très réduite, voire inexistante au Sud (GANSSE 1937, NABHOLZ 1945, STROHBACH 1965, MAYERAT 1989). Au niveau du col de la Forcola, elle est représentée par quelques lambeaux présumés des séries de Gadriol (gneiss) et d'Ucello inférieur (schistes lustrés et prasinites). La couverture sédimentaire mésozoïque est absente à ce niveau du contact entre Tambo et Adula (WEBER 1966) (figs. 2, 3).

Le socle cristallin de Tambo est constitué de gneiss et d'amphibolites polymétamorphiques définis sous le nom de séries de Corbet inférieur et supérieur qui ont subis des déformations anté-alpines (WEBER 1966). Au sud du granite de Truzzo, des alternances de gneiss migmatitiques et d'amphibolites isolent, d'un point de vue cartographique, des petits domaines du granite de Truzzo (fig. 2: P. Pizasc, P. Matter, Val di Liro).

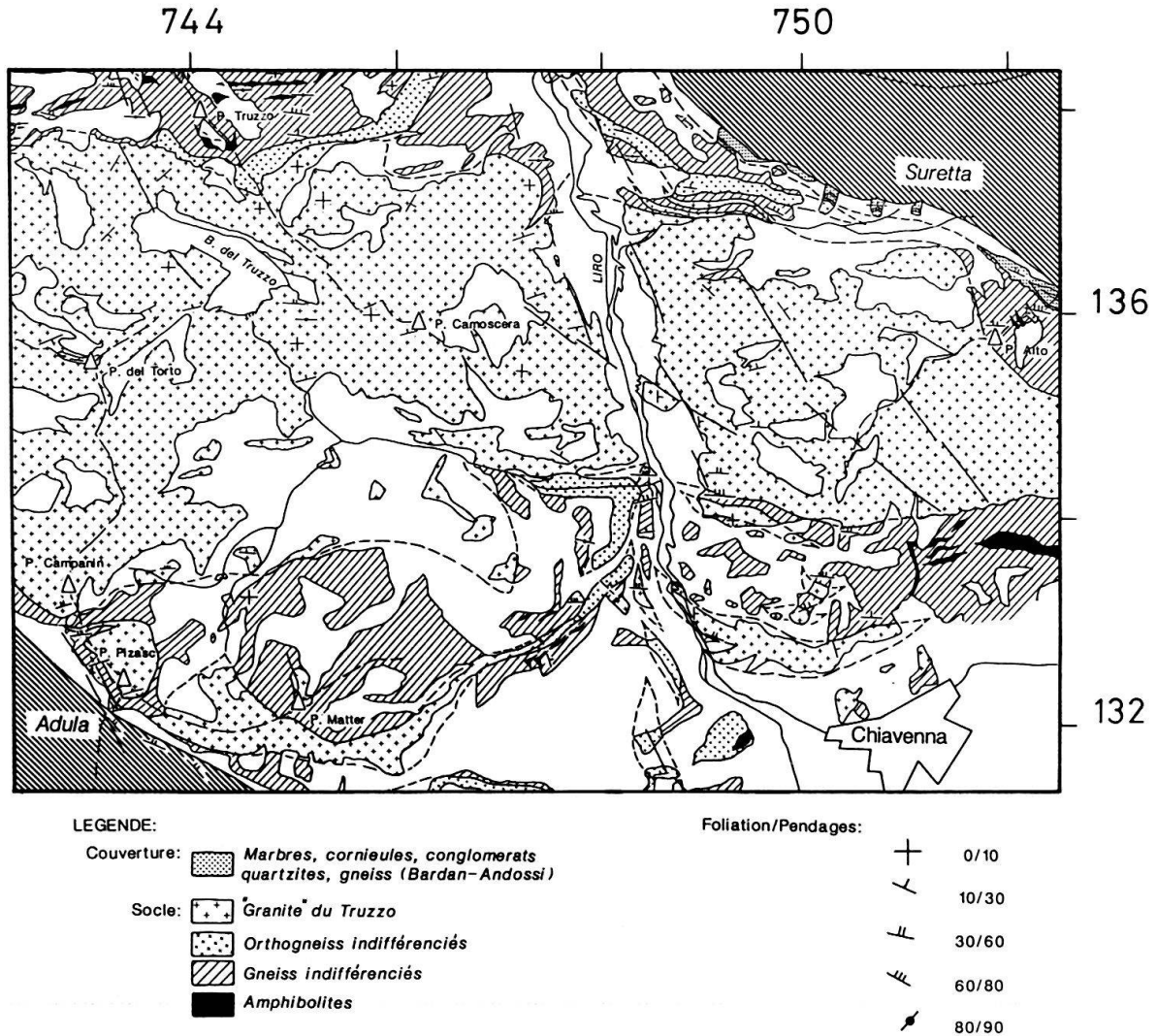
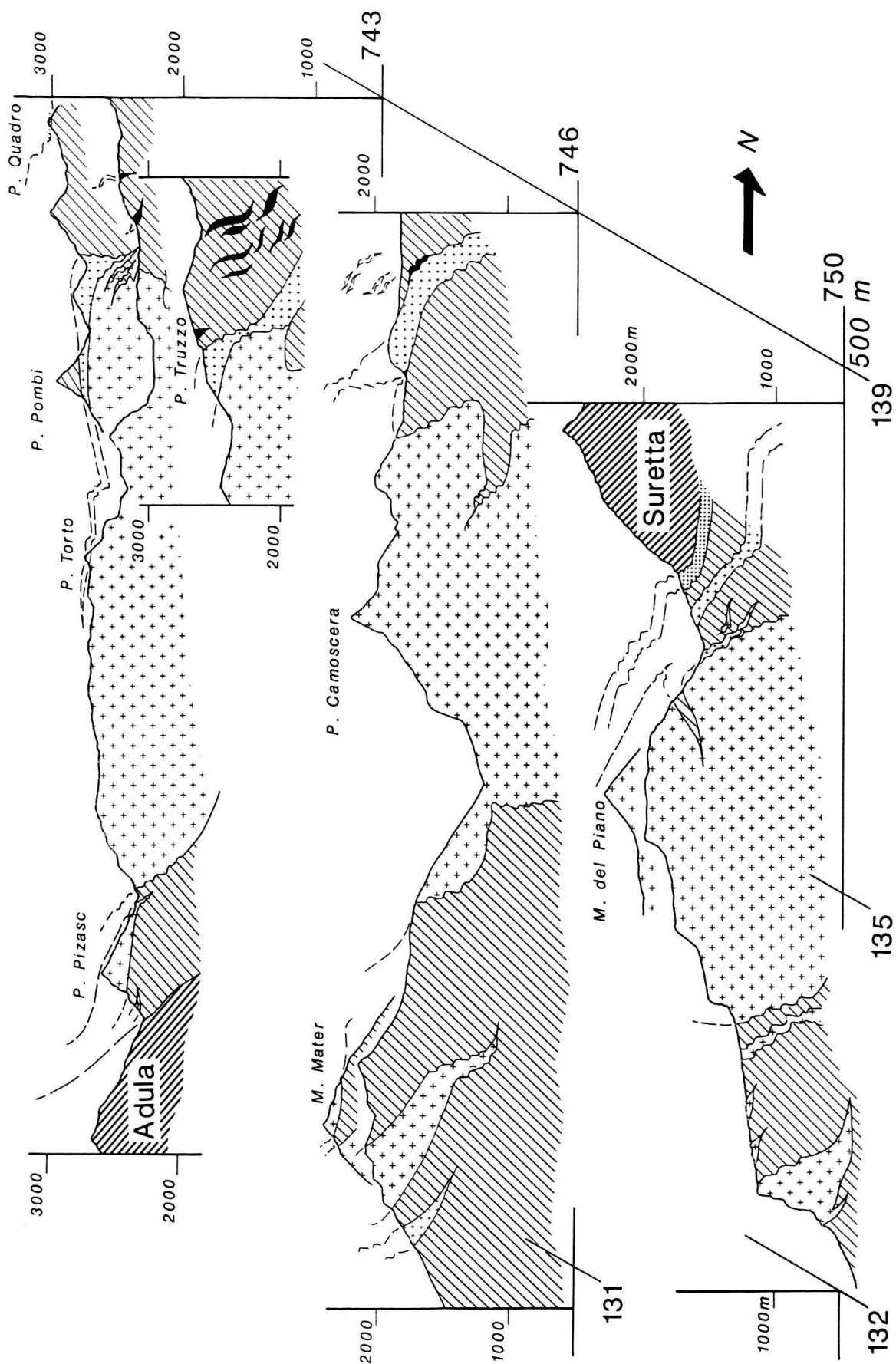


Fig. 2. Carte géologique de la région du granite de Truzzo.

Notre attention s'est portée sur la masse principale du granite de Truzzo d'orientation cartographique Est-Ouest (fig. 2). Lorsqu'ils sont préservés de la déformation alpine, les contacts avec l'encaissant gneissique sont subverticaux et les faciès de bordure du granite présentent des reliques de structures de déformation à l'état magmatique (figs. 3, 4a). Une grande partie du complexe granitique de Truzzo est constituée d'un orthogneiss œillé à deux micas dont les phénocristaux de feldspaths potassiques peuvent atteindre des tailles pluri-centimétriques. Le sommet du complexe granitique est composé principalement d'alternances de faciès porphyriques à phénocristaux de feldspaths potassiques et de différents faciès isogranulaires plus leucocrates. Ces alternances pétrographiques semblent correspondre à l'intrusion d'un cortège filonien de granites leucocrates dans le granite porphyrique de Truzzo. La masse principale de

Fig. 3. Coupes géologiques. Légende identique à la figure 1.



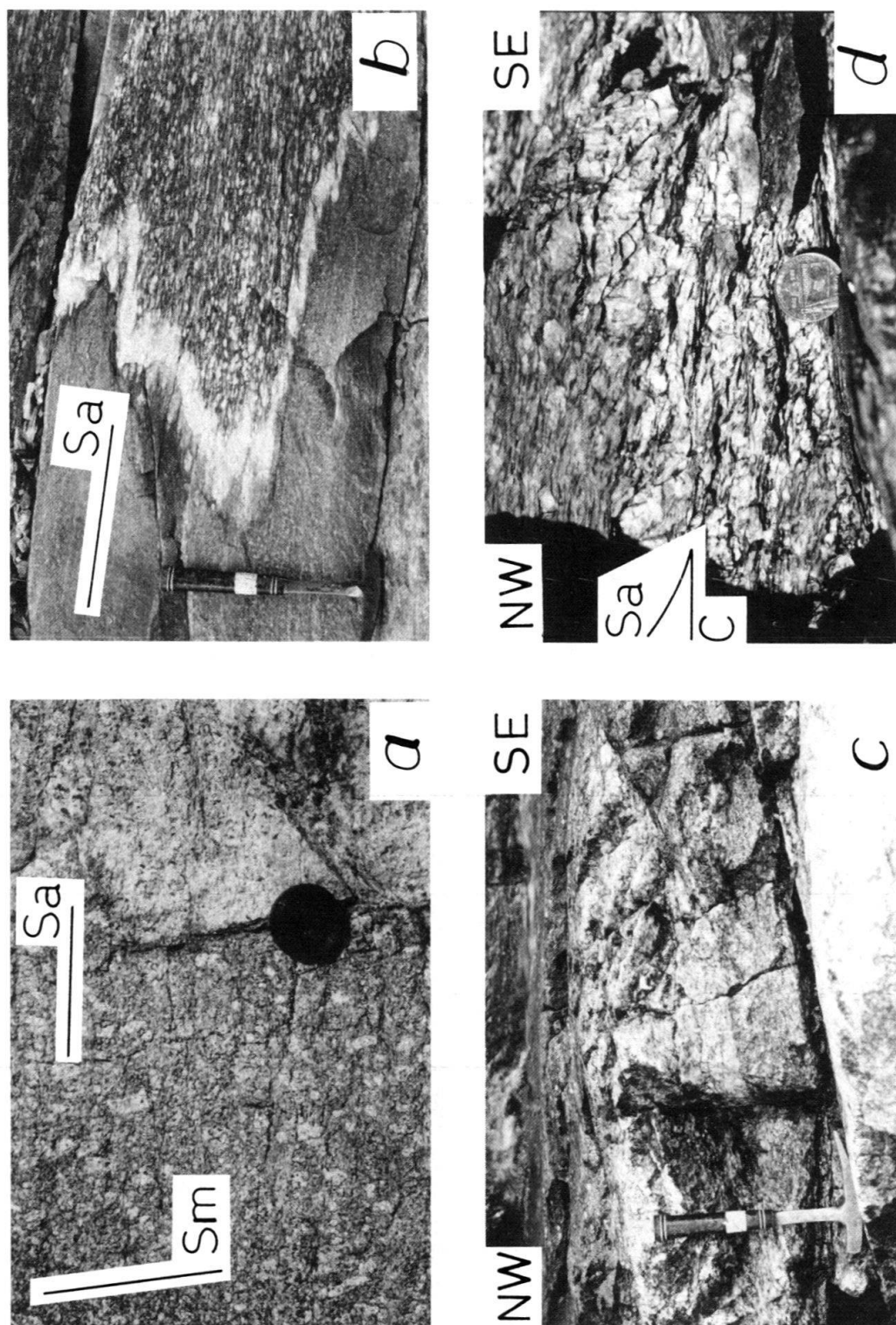


Fig. 4. Déformation hétérogène à différentes échelles dans le granite de Truzzo. Les photographies représentent le plan perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation d'éirement alpine. a: faciès porphyrique avec structures magmatiques planaires verticales (Sm) au contact avec un filon de granite leucocrate. Le plan de schistosité alpin est frustré et horizontal (Sa) (Motto dell'asimo); b: contact magmatique fortement plissé par la déformation alpine (Sa: schistosité alpine) (P. del Torto); c: lentille assymétrique peu déformée dans le granite du Truzzo (W de Motto di Sonder); d: relations C/S dans les orthogneiss de Truzzo à proximité d'une zone mylonitique (Lago di Néro).

granite leucocrate riche en feldspaths potassiques affleure au cœur de cet ensemble intrusif (galerie de l'oléoduc de Cimaganda, San Bernardo).

## 2. Déformations alpines

### 2.1 Déformation hétérogène

Dans le complexe granitique de Truzzo, la déformation finie est hétérogène à toutes les échelles (fig. 4). Comme dans de nombreux autres granites (MITRA 1978, 1979, RAMSAY 1979, BELL 1981, SIMPSON 1981, CHOUKROUNE et al. 1983), les structures ductiles observées reflètent l'enregistrement de différentes intensités de déformation finie. La déformation hétérogène préserve des domaines lenticulaires peu déformés dans lesquels les structures (structures magmatiques planaires Sm, contacts primaires, filons) et les textures initiales des roches sont reconnaissables (figs. 4a, 4c). Ces lentilles préservées sont entourées de zones de cisaillement ductiles mylonitiques dans lesquelles les structures magmatiques originelles peuvent être fortement plissées (fig. 4b). En d'autres termes, à l'échelle de la nappe de Tambo, des structures plissées isoclinales sont parfois présentes dans les zones locales de forte déformation alpine (fig. 4b) tandis que d'autres domaines protégés témoignent de la géométrie de l'état anté-alpin (fig. 4a).

### 2.2 Géométrie des déformations superposées

L'analyse des structures et de la déformation est basée sur l'orientation des axes principaux de la déformation alpine  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$  [définis selon TRUESDELL & TOUPIN (1960), MEANS (1976 p. 139) et identiques à X, Y, Z selon RAMSAY (1967)] (figs. 5, 6) et sur la géométrie des structures associées (cisaillements, plis, interférences de plis... ). Les relations structurales observées témoignent de quatre principaux épisodes de déformations superposées dont les caractéristiques géométriques sont résumées de la manière suivante:

La déformation D1: régionalement, le plan de schistosité est sub-horizontale et la linéation d'étirement est orientée N150–N330 (figs. 5, 6: carrés). Cette linéation d'étirement est soulignée par l'orientation des agrégats quartzo-feldspathiques, des rouleaux de quartz et des galets étirés dans la série de couverture permo-carbonifère. Dans le granite de Truzzo, de nombreuses zones de cisaillement ductiles anastomosées sont associées à cet épisode de déformation (fig. 4c). Dans le socle encaissant, des plis isoclinaux à axes courbes affectent les marqueurs planaires préexistants (ex.: foliation anté-alpine) dans certaines zones locales fortement déformées (Ouest Cimaganda: coord. 747,4/137,5 carte nationale de la Suisse).

La déformation D2: Le plan de schistosité est également sub-horizontale et le plus souvent difficilement différenciable du plan de schistosité de D1 (fig. 6). Par contre, ce plan porte une linéation d'étirement minérale marquée par des phyllosilicates et plus rarement par quelques agrégats polycristallins orientés N100 (figs. 5, 6: cercles). Cette différence dans le type de la linéation d'étirement minérale et dans son orientation permet de distinguer les linéations dues à la déformation D2 de celles relatives à la déformation D1. Dans les zones fortement déformées de l'encaissant, les axes des plis



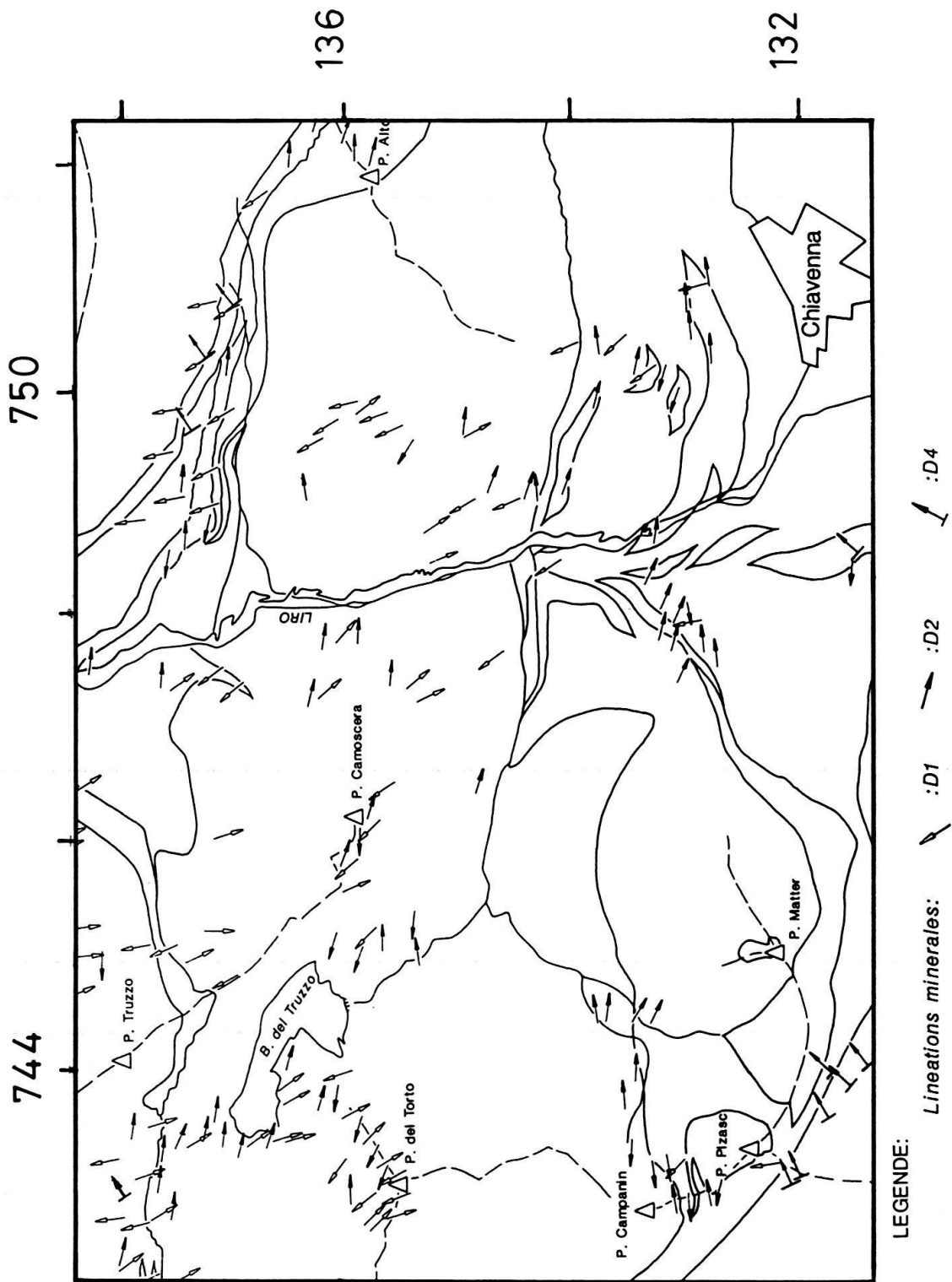


Fig. 5. Carte de répartition des linéations d'étiement minérale pour les déformations alpines D1, D2 et D4.

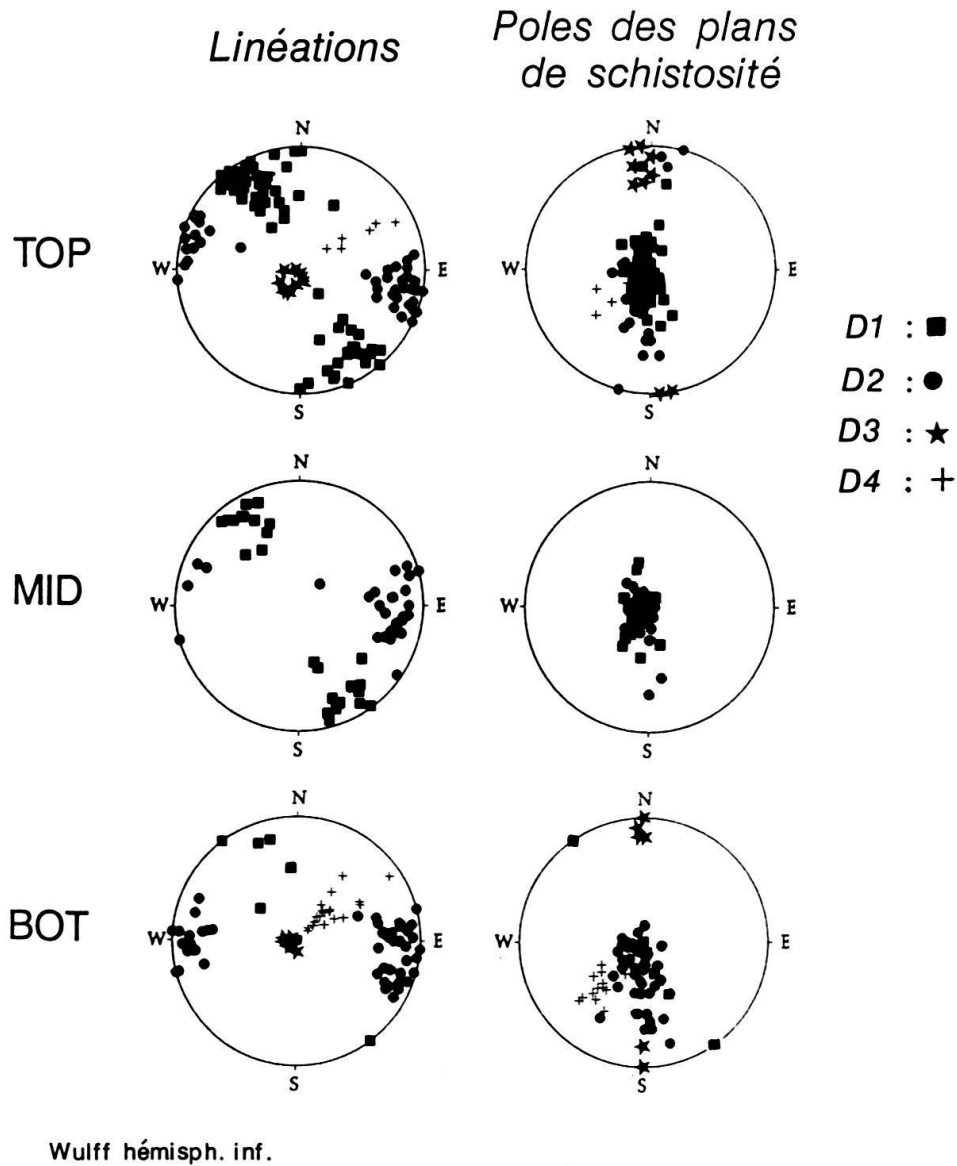
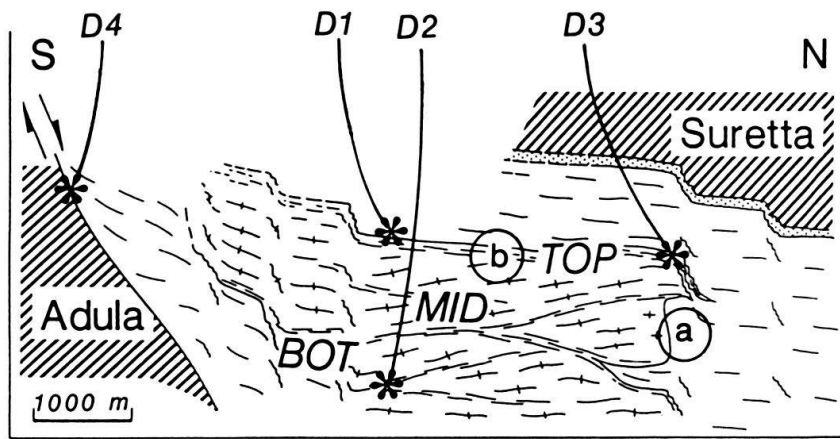


Fig. 6. Répartition des déformations alpines sur une coupe schématique de la nappe de Tambo. Les zones a et b représentent la localisation respective des photographies a et b sur la figure 4. Le sens de cisaillement représenté au contact Tambo/Adula sur la coupe structurale schématique correspond à la cinématique de l'épisode de déformation D4.

isoclinaux sont souvent sub-parallèles à la linéation d'étirement minérale. Dans le granite de Truzzo de nombreuses zones de cisaillement ductiles sont contemporaines de cet épisode de déformation D2. Des zones de cisaillement D1 faiblement obliques aux axes de la déformation D2 sont plissées par cette déformation ductile (fig. 10) [exemples de zones de cisaillement D1 replissées par des zones de cisaillement D2: Torrent sous San Giacomo di Filippo (coord. 748,7/133,2 carte nationale de la Suisse)].

La déformation D3: l'épisode plicatif D3 affecte localement D1 et D2. Ces plis sont particulièrement bien développés à proximité des bordures nord et sud du granite. Ces plis sont de type ouvert et forment des sortes de «marches d'escalier» qui relèvent par mouvement différentiel le domaine sud (fig. 6: coupe). Les axes de plis ont une direction N90 et un plongement de 10E. Une schistosité de crénulation verticale associée à une linéation subverticale (pitch 80W) est localement apparente dans ces domaines redressés (fig. 6: étoiles).

La déformation D4: cette déformation est surtout représentée à proximité des contacts Tambo-Suretta et Tambo-Adula par des zones de cisaillement ductile tardives. Ces zones locales traversent également le cœur de la nappe de Tambo (Motto del Asino: NW Bacino di Truzzo; Cigolino; W Chiavenna). Ces zones de cisaillement tardives sont orientées N140, leur pendage prend des valeurs proches de 45 NE et la linéation d'étirement minérale est orientée dans la ligne de plus grande pente du plan porteur (figs. 5, 6: croix). Cartographiquement, cette déformation a pour effet de tronquer les contacts entre les nappes par un abaissement du compartiment NE (SW: disparition de la couverture mésozoïque entre Adula et Tambo au sud du Mt Pizasc) (fig. 2).

### 2.3 Répartition spatiale

La répartition spatiale des déformations majeures D1 et D2 est hétérogène du point de vue cartographique (fig. 5): les linéations D1 sont mieux définies au Nord tandis que celles de D2 sont plutôt localisées au SE de la nappe de Tambo. A l'échelle du complexe granitique de Truzzo, cette répartition cartographique reflète l'hétérogénéité des déformations alpines. Sur une coupe verticale (fig. 6), D1 et D2 semblent avoir affecté l'ensemble du granite. Cependant, les structures de D1 sont mieux exprimées au sommet du complexe granitique de Truzzo où affleurent des mylonites du granite sur une épaisseur de 50 mètres environ sous le Pizzo del Torto (fig. 6: TOP). La déformation D2 est plus prononcée à la base de l'édifice (fig. 6: BOT, fig. 8).

La déformation plicative D3 affecte l'ensemble de la nappe de Tambo avec une répartition rythmique hectométrique des zones de forte déformation D3 (fig. 6: coupe).

Au col de la Forcola, la déformation D4 réoriente et accentue la pente de l'ensemble des structures antérieures. Cette zone tronque les formations du Misox et met en contact le socle de Tambo avec le socle d'Adula (fig. 6: coupe).

## 3. Les Zones de cisaillement ductiles du granite

### 3.1 Méthode

Après avoir défini les axes principaux des différents épisodes de déformation, la cinématique des déformations majeures du socle de Tambo est déduite de l'étude

détaillée des zones de cisaillement dans le granite du Truzzo. En effet, l'utilisation de la distribution, de la géométrie et du degré de symétrie des zones de cisaillement ductiles majeures synchrones de D1 et D2 permet de définir la cinématique de ces déformations. L'avantage de cette méthode (voir GAPAIS et al. 1987) réside dans l'évaluation du régime de déformation et du degré de symétrie à l'échelle de l'affleurement plutôt qu'à celle de l'échantillon. Du point de vue méthodologique, les indicateurs du sens de cisaillement local sont données par les relations C/S (fig. 4d) et les plans C' (BERTHÉ et al. 1979, SIMPSON & SCHMID 1983). Les zones de cisaillement sont des zones de très forte déformation où la linéation d'étirement minérale mylonitique est considérée parallèle à la direction de déplacement. Le degré de symétrie et le sens de cisaillement sont évalués par l'assymétrie de la distribution des zones de cisaillement par rapport au plan principal de déformation  $\lambda_1/\lambda_2$  défini sur le terrain par la schistosité de D1 ou de D2. Les déformations sont différenciées sur le terrain par le type et la direction des linéations d'étirements minérales ( $\lambda_1$ ) et les critères de chronologie relative (recouplement, replissement locaux). Les données sont présentées sur un profil vertical du granite du Truzzo depuis le sommet (Top) jusqu'à la base du granite (Bot) indépendamment pour chaque épisode de déformation D1 (fig. 7) et D2 (fig. 8). Ces différents niveaux structuraux (Top, Mid, Bot) sont définis à partir des cartes des isohypses des contacts Adula-Tambo et Tambo-Suretta (PFIFFNER et al. 1990). Pour chaque déformation, les résultats sont représentés dans des diagrammes stéréographiques projetés dans le plan principal de déformation  $\lambda_1/\lambda_3$ , soit N150–330 pour D1 (fig. 7) et N100–280 pour D2 (fig. 8). Pour chaque station de mesures, le choix de l'orientation particulière de ces plans  $\lambda_1/\lambda_3$  est basé sur une estimation de la moyenne de l'orientation des plans de schistosité  $\lambda_1/\lambda_2$  et de la linéation d'étirement minérale associée dans les orthogneiss. Ces stations de mesures correspondent à des zones cartographiques de l'ordre de la centaine de mètres carrés, représentatives de la déformation locale. Pour toutes les stations de mesures, les caractères géométriques des zones de cisaillement (linéations, pôles des plans) sont projetés dans un plan  $\lambda_1/\lambda_3$  afin de permettre au lecteur d'observer la géométrie et la répartition de ces structures sur des coupes parallèles aux étirements principaux associés respectivement à la déformation D1 (fig. 7) et D2 (fig. 8). Une coupe synthétique pour chaque épisode de déformation représente l'aspect général de ces zones de cisaillement au niveau du Lago di Néro (figs. 7, 8: Mid).

### 3.2 Déformation D1

L'analyse cinématique des populations de zones de cisaillement atteste d'une composante globale de cisaillement vers le NW. En effet, les pôles des plans des zones de cisaillement à tendance chevauchante vers le NW (carrés et cercles: fig. 7) sont en général proche de  $\lambda_3$ . Contrairement, les pôles de leurs zones de cisaillement conjuguées en sont fortement éloignées (fig. 7: étoiles MID SZI). Cette déformation non-coaxiale est mieux exprimée ou préservée au sommet du granite de Truzzo où affleurent des mylonites du granite sur une épaisseur d'environ 50 m (sous le pizzo del Torto). Certaines de ces zones précoces sont plissées par les déformation postérieures (fig. 10). Ces zones sont représentées dans les diagrammes des pôles de plans des zones de cisaillement par des étoiles proches de  $\lambda_1$  (fig. 7: TRUZ MID).

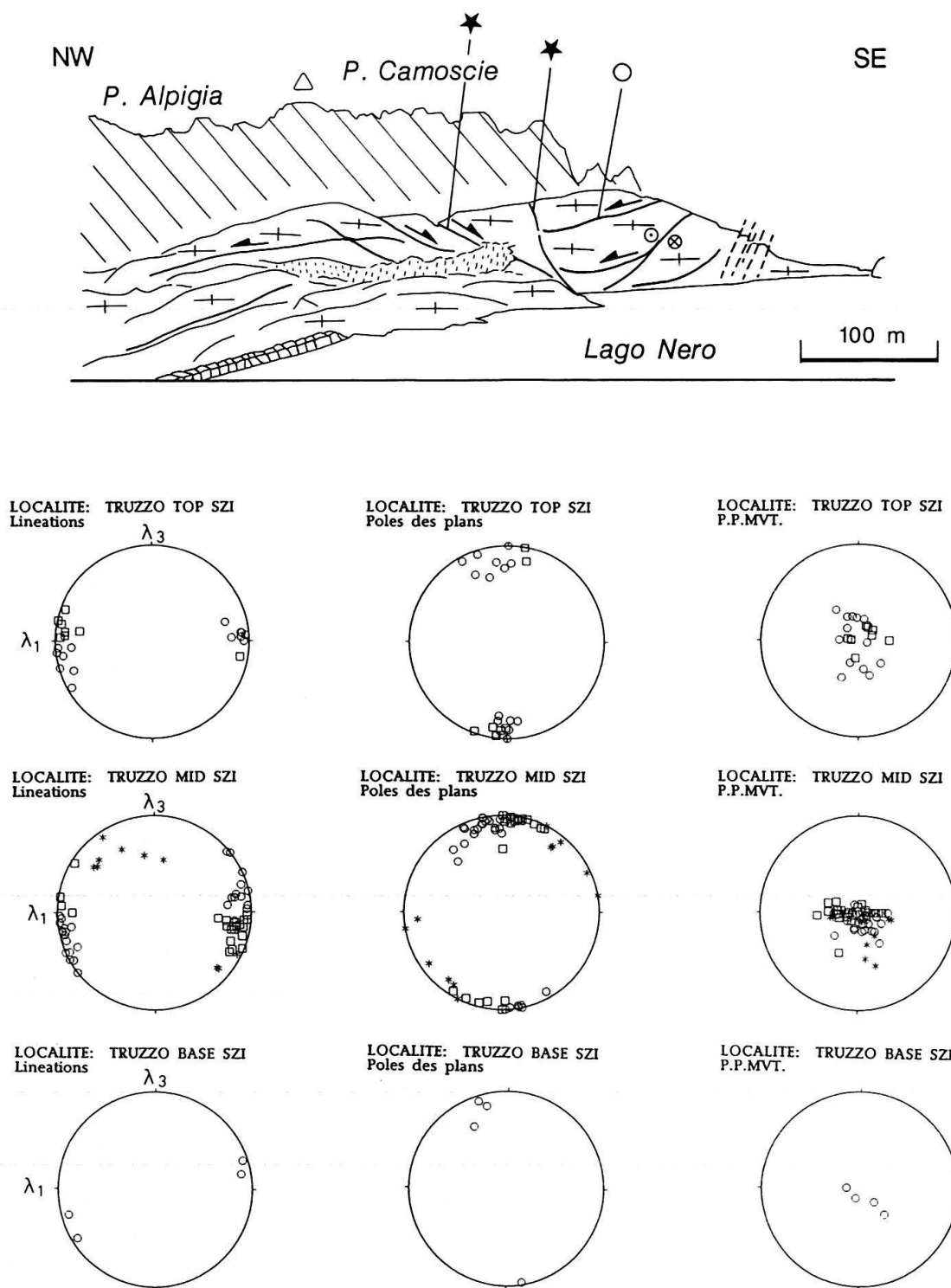


Fig. 7. Géométrie et répartition spatiale des zones de cisaillement synchrones de D1 dans le granite de Truzzo. Esquisse dans la région du Lago di Néro (Truzzo Mid). Les mesures sont projetées dans le plan principal de déformation (D1)  $\lambda_1/\lambda_3$  [plan vertical orienté NW-SE et contenant la linéation d'étirement moyenne L1 (sub-horizontale)]. Carrés: zones inverses chevauchantes vers le NW; Cercles: zones abaissant le compartiment NW; Etoiles: zones abaissant le compartiment SE et parfois zones plissées (Diagramme de Schmidt: hémisphère inférieur). P.P.Mvt.: pôles des plans de mouvement (TRUESDELL & TOUPIN 1960) défini par le plan perpendiculaire au plan de la zone de cisaillement contenant la direction de déplacement locale (assimilée aux stries et linéations d'étirement) (GAPAIS et al. 1987).

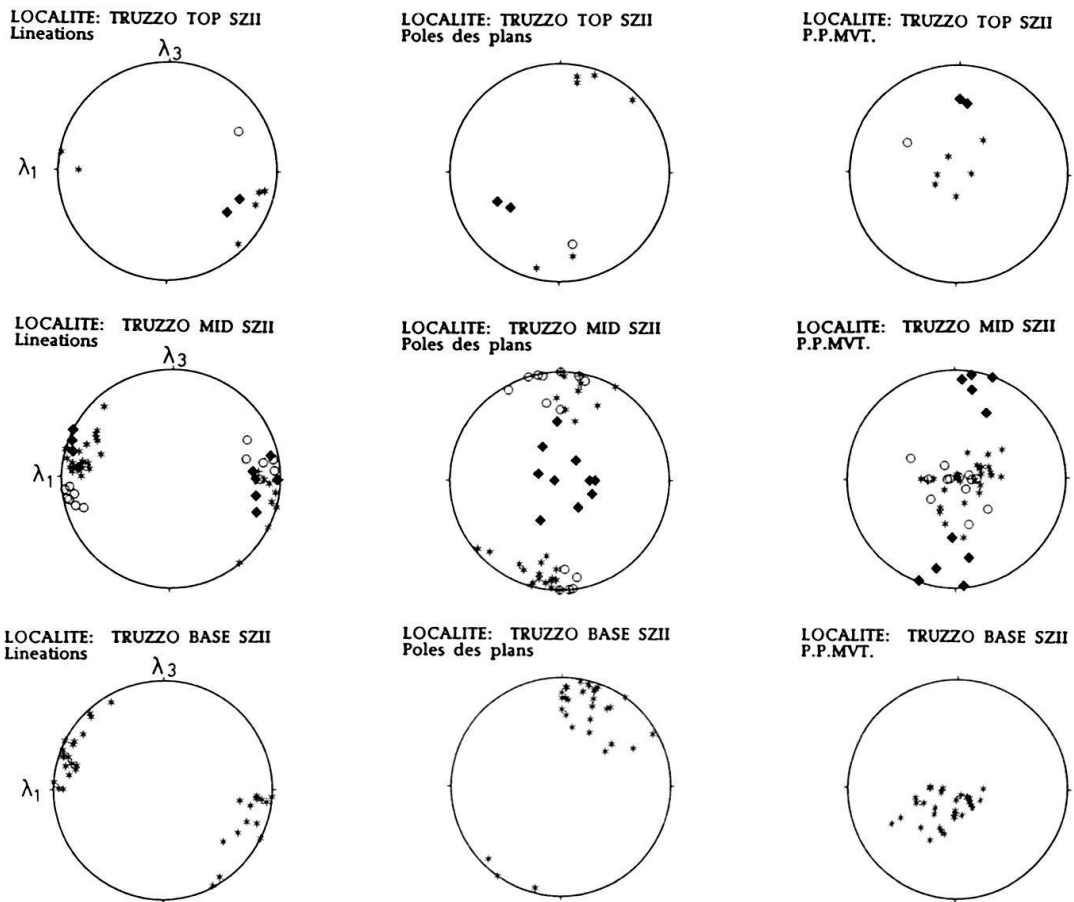
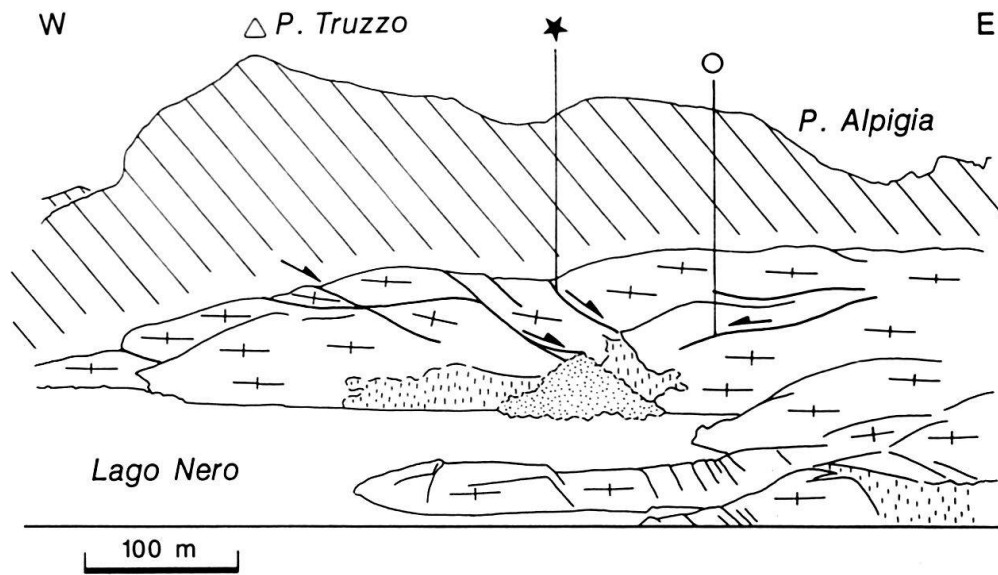


Fig. 8. Géométrie et répartition spatiale des zones de cisaillement synchrones de D2 dans le granite de Truzzo. Esquisse dans la région de Truzzo Mid. Les mesures sont projetées dans le plan principal de déformation (D2)  $\lambda_1/\lambda_3$  [plan vertical orienté W-E et contenant la linéation d'étirement moyenne L2 (sub-horizontale)]. Cercles: zones abaissant le compartiment W; Etoiles: zone abaissant le compartiment E; Losanges: zones en position décrochantes (non représentées sur l'esquisse, parallèles au plan de coupe) (Diagramme de Schmidt: hémisphère inférieur). P.P.Mtv. (cf. fig. 7).

### 3.3 La déformation D2

Dans le granite de Truzzo, la dissymétrie de la déformation D2 est particulièrement marquée à la base du complexe intrusif (fig. 8: Base SZII). Dans ce domaine de la base de la nappe de Tambo, la totalité des zones de cisaillement ductiles contribuent à l'abaissement du compartiment Est (étoiles: fig. 8). Cette dissymétrie subsiste jusque dans les parties supérieures du granite et s'atténue progressivement vers le sommet de l'édifice granitique (fig. 8: Top SZII). Ces déplacements de type faille normale semblent à nouveau se développer dans le socle de la nappe de Tambo entre le sommet du granite et la base de la Suretta (figs. 5, 6). Quelques zones de cisaillement conjuguées sont observées au cœur du complexe granitique (cercles: fig. 8 TRUZ MID). Dans ce domaine central, des zones actuellement en position décrochantes (losanges: fig. 8 TRUZ MID) sont interprétées comme le résultat du plissement de certaines zones de cisaillement pendant l'épisode de déformation D3.

## 4. Déformation finie

Les rapports axiaux de rares enclaves microgrenues sombres à phénocristaux de feldspath potassique permettent une estimation des paramètres de forme et d'intensité de la déformation finie (FLINN 1962, RAMSAY 1967, WATTERSON 1968). Les mesures effectuées proviennent d'orthogneiss du faciès porphyrique du granite de Truzzo dans le domaine sommital de l'édifice. Le caractère hétérogène de la déformation permet des mesures dans une zone en partie protégée de la déformation D2 sur deux échantillons d'orthogneiss (fig. 9: étoiles). Dans cet orthogneiss, le grand axe des enclaves est parallèle à la linéation d'étirement minérale de la déformation D1. Pour chaque échantillon, les mesures des rapports axiaux des enclaves sont effectués sur le terrain selon les plans principaux de déformation ( $\lambda_1/\lambda_2$ ,  $\lambda_2/\lambda_3$ ,  $\lambda_1/\lambda_3$ ) en prenant comme référence le plan de schistosité D1 et la linéation d'étirement minérale. Au total, seize enclaves de tailles variées ont pu être mesurées de la sorte. L'absence de réfraction de schistosité à l'interface enclave-orthogneiss et leur faible fluctuations d'angle par rapport à la linéation d'étirement locale permet une estimation des rapports axiaux de la déformation finie directement par corrélation linéaire (RAMSAY 1967, p. 193) (fig. 9);

la forme de l'ellipsoïde de déformation finie est de type aplatissement avec des valeurs de K comprises entre 0,2 et 0,5;

les valeurs de l'intensité de déformation sont comprises entre  $R = 2,5$  et  $R = 5,8$ .

Cette estimation de la déformation finie dans des faciès d'orthogneiss caractéristiques de la déformation alpine enregistrée par le granite de Truzzo, permet une approximation des extensions  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$  (fig. 9). Avec les valeurs suivantes pour  $e_1 = 0,7/1,5$ ,  $e_2 = 0,1/0,3$  et  $e_3 = -0,45/-0,7$  pour une déformation considérée comme isovolumique. Ces estimations sont données avec une large gamme de variation, de l'ordre de 45% à 75% pour les taux de raccourcissement selon  $e_3$  par exemple. Les valeurs extrêmes obtenues sont représentatives de faciès de déformation du granite de Truzzo dans lesquels l'estimation moyenne des rapports axiaux des enclaves présentent des coefficients de corrélation linéaire supérieurs à 0,9. Cette fourchette des valeurs d'extension ne reflète pas le nombre limité d'enclaves mesurées mais plutôt le caractère hétérogène de la déformation et les variations locales de l'intensité de la déformation finie. En d'autres termes, en considérant les faciès d'orthogneiss dans lesquels les

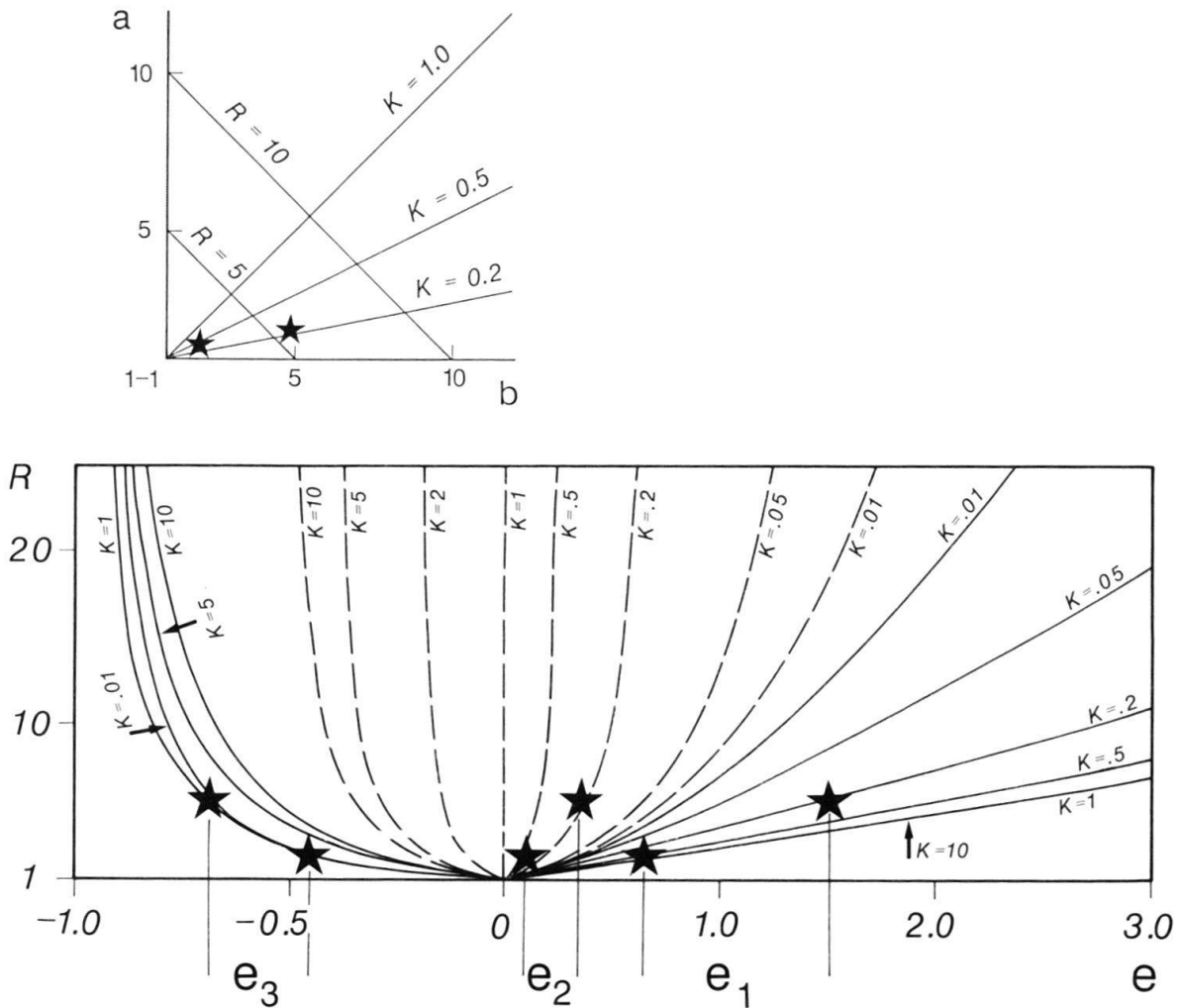


Fig. 9. Paramètres de déformation finie: abaques des extensions finies ( $e_1 > e_2 > e_3$ ) en fonction de l'intensité de déformation ( $R$ : WATSON 1968), pour des formes d'ellipsoïde de déformation finie variés ( $K$ : FLINN 1962). En encart, représentation par deux étoiles noires de deux échantillons du granite de Truzzo dans un diagramme de Flinn:  $K = (a-1)/(b-1)$  et  $R = a + b - 1$  avec  $a = \lambda_1/\lambda_2$  et  $b = \lambda_2/\lambda_3$  ( $\lambda_3 < \lambda_2 < \lambda_1$ : valeurs des étirements principaux selon TRUESDELL & TOUPIN 1960). Les abaques sont établies pour une déformation isovolumique avec  $e = (1 - I_0)/I_0$  selon RAMSAY (1967 p. 52) ou  $e = \lambda - 1$  selon TRUESDELL & TOUPIN (1960 p. 255). Les traits discontinus et continus représentent respectivement les valeurs de  $e_2$  et de  $e_1$  et  $e_3$  pour différentes valeurs du paramètre de forme de l'ellipsoïde de déformation finie.

mesures de déformation finie ont été effectuées comme représentatifs de l'état de déformation moyen pendant l'épisode alpin, il est possible de proposer des taux d'étirement horizontal de 100% et de raccourcissement vertical de l'ordre de 60% pour rendre compte du changement de forme du complexe granitique de Truzzo.

## Conclusions

Le complexe granitique de Truzzo est affecté par une forte déformation ductile hétérogène d'âge alpin. Quatre épisodes successifs de déformation ont pu être différenciés:



Les zones de cisaillement associées, respectivement à la déformation D1 et D2, sont distinguées sur des bases de géométrie (variation de la direction d'étirement) et de chronologie relative (replissement local) (fig. 10). L'analyse cinématique de ces populations distinctes basée sur l'assymétrie des éléments structuraux (linéations, pôles des plans...) par rapport aux plans principaux de déformation atteste d'une composante de cisaillement vers le NW pendant la déformation D1 et une composante de cisaillement vers l'Est pendant la déformation D2. Cette dernière est particulièrement bien exprimée à la base du complexe granitique de Truzzo.

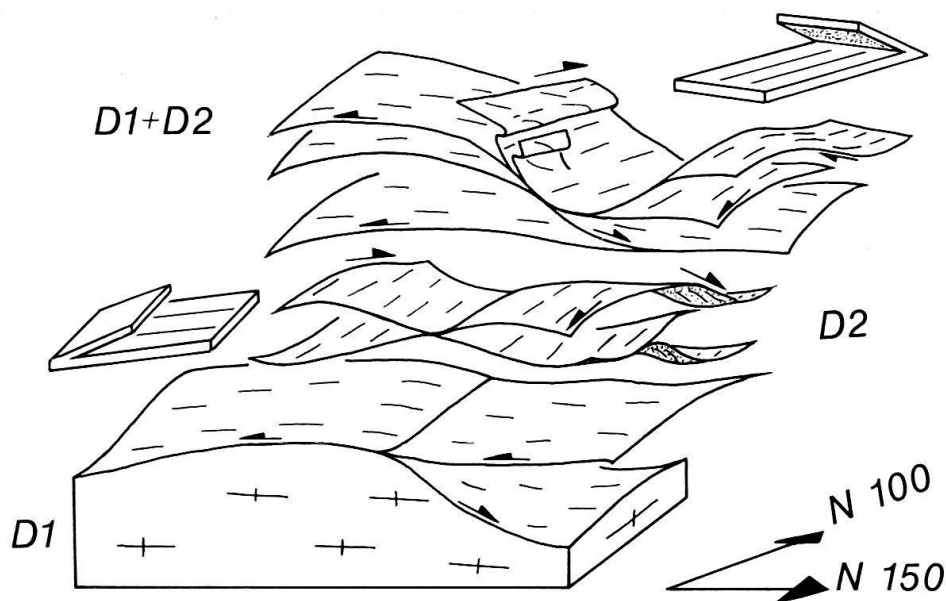


Fig. 10. Schéma de la géométrie finie des zones de cisaillement D1 (N150) et D2 (N100). Localement, certaines zones de cisaillement précoces sont replissées par la déformation D2.

La déformation D3 s'exprime par des cascades de plis rythmiques en «marches d'escalier» à axe E-W et d'extension régionale.

Les contacts inférieurs et supérieurs de la nappe de Tambo sont localement tronqués par des zones de cisaillement ductiles tardives, d'orientation N140, qui abaissent le compartiment NE.

A grande échelle, la géométrie des déformations tardives accentuent la complexité cartographique des contacts entre les nappes d'Adula-Tambo et de Suretta-Tambo. L'étude des relations structurales et métamorphiques entre les trois unités Adula-Tambo-Suretta et les relations socle-couverture sont en cours d'analyse.

## Remerciements

L'auteur tient à remercier ses collègues de l'institut de Neuchâtel pour les fructueuses discussions et suggestions pendant la réalisation de ce travail. Plus particulièrement, mes remerciements s'adressent à F. Persoz, Th. Baudin et Ch. Merz pour leurs remarques lors de l'élaboration de cette étude. Ma gratitude revient également à S. Schmid et A. Pfiffner pour les critiques constructives du manuscrit. Ce travail est soutenu financièrement par le fonds national suisse de la recherche scientifique: requête n° 2-5.436.

## BIBLIOGRAPHIE

- BELL, T.H. 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.
- BLANC, B.L. 1965: Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna (Provinz Sondrio Italien). *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* 37.
- CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. 1983: Strain pattern in the Aar granite (central alps); Orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.* 5, 411–418.
- FLINN, D. 1962: On folding during three dimensional progressive deformation. *Quart. J. geol. Soc. London* 118, 385–428.
- 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. petrogr. Mitt.* 54, 277–290.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. 1980: Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso: a review. *Eclogae geol. Helv.* 73, 527–546.
- GANSSE, A. 1937: Der Nordrand der Tambodecke. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 17, 291–523.
- GAPAIS, D., BALE, P., CHOUKROUNE, P., COBBOLD, P., MAHDJOU, Y. & MARQUER, D. 1987: Bulk kinematics from shear zones patterns; Some field examples. *J. Struct. Geol.* 9, 635–646.
- GULSON, B.L. 1973: Age relations in the Bergell region of the South-East Swiss Alps: With some geochemical comparisons. *Eclogae geol. Helv.* 66, 293–313.
- MAYERAT, A.M. 1989: Analyses structurales et tectoniques du socle et de la couverture des nappes penniques du Rheinwald (Grisons, Suisse). Thèse université de Neuchâtel, inédit.
- MEANS, W.D. 1976: *Stress and Strain (Basic concepts of continuum mechanics for geologists)*. Springer-Verlag, New York.
- MILNES, A.G. 1974: Structure of the Pennine zone (central Alps): a new working hypothesis. *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. 1980: Tectonic evolution of the Central Alps in the cross-section St. Gallen-Como. *Eclogae geol. Helv.* 73, 619–633.
- MITRA, G. 1978: Ductile deformation zones and mylonites; The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Amer. J. Sci.* 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.
- NABHOLZ, W.K. 1945: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser und Safiental. *Eclogae geol. Helv.* 38, 1–120.
- PFIFFNER, O.A., KLAPER, E.M., MAYERAT, A.M. & HEITZMANN, N.P. 1990: Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps. *Mém. Soc. géol. Suisse* 1, 247–262.
- RAMSAY, J.G. 1967: *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill, New York.
- RAMSAY, J.R. & ALLISON, I. 1979: Structural analysis of shear zones in an alpinised hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine zone, Central Alps). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 59, 251–279.
- SIMPSON, C. 1981: Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneiss of the Maggia nappe. Ticino. *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* 236.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 94, 1281–1288.
- STROHBACH, H. 1965: Der mittlere Abschnitt der Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung. *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* 38.
- TRUESDELL, C. & TOUPIN, R. 1960: The classical field theory. *Handbuch der Physik. Encyclopedia of physics* S. Flüge, 3/1, 226–793.
- TRÜMPY, R. 1980: *An outline of the geology of Switzerland*. Schweiz. Geol. Komm. Wepf & Co. Publishers. Basel.
- WATTERSON, J. 1968: Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, SW Greenland. *Medd. Grønland*, 175.
- WEBER, W. 1966: Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco. *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* 57.
- ZURFLUH, E. 1961: Zur Geologie des Monte Spluga. *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* 83.

Manuscrit reçu le 6 août 1990

Révision acceptée le 20 novembre 1990

