



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO

MEMORIE

DESCRITTIVE DELLA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

Volume LIII

**LA FALDA AUSTROALPINA DELL'ORTLES E
L'EVOLUZIONE TETTONICA DELLE DOLOMITI
DELL'ENGADINA (SVIZZERA - ITALIA)**

(con 17 tavole allegate)

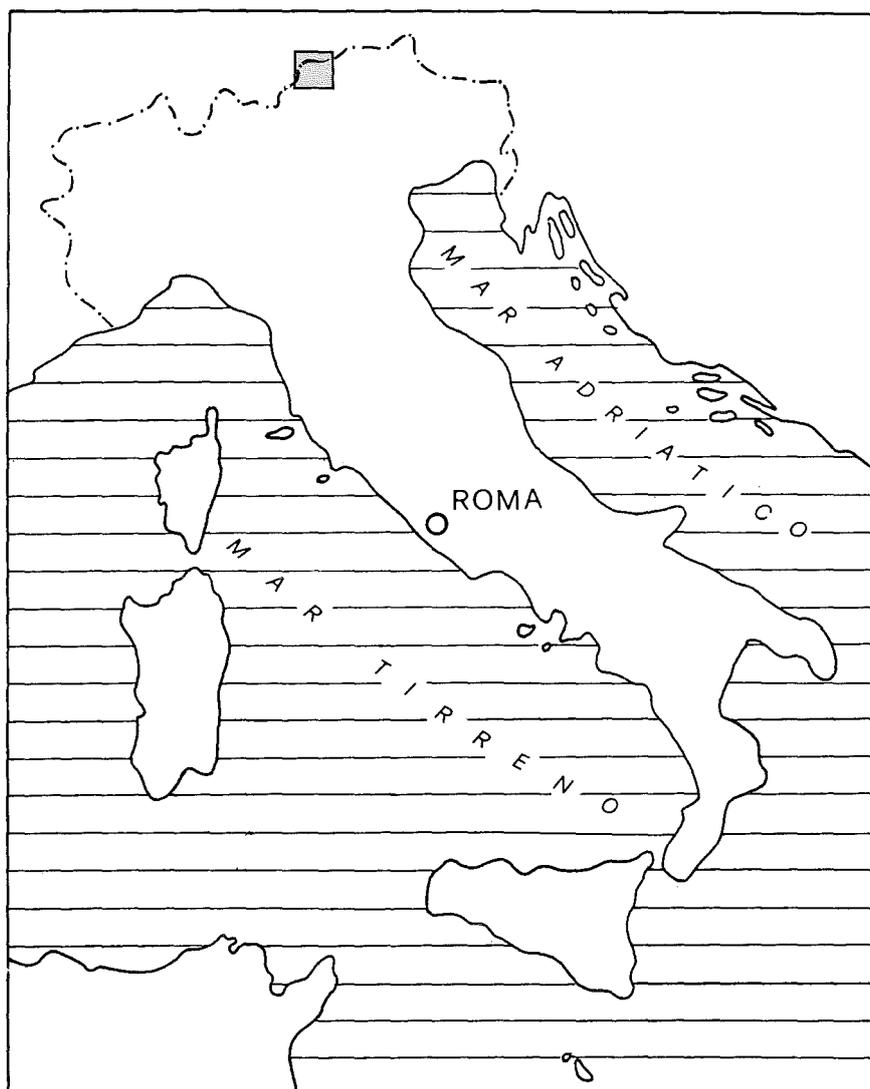
*THE AUSTROALPINE ORTLER NAPPE AND THE
TECTONIC EVOLUTION OF THE ENGADINE DOLOMITES
(SWITZERLAND - ITALY)*

(with 17 enclosed plates)

di

Paolo CONTI

ISTITUTO POLIGRAFICO E ZECCA DELLO STATO



Ubicazione dell'area studiata.

Comitato di Redazione:

A. TODISCO (*Presidente*)

N. ACCARDI, E. CHIARINI, E. CIRESE, M. COSCI, S. D'ANGELO,
F. FERRI, R. FUNICIELLO, N.I. MELLINO, N.A. PANTALEONE, S. PASCOLINI,
R. PICHEZZI, M. SANTANTONIO, A.R. SCALISE, M. SCIOTTI

G. PESCI (*Segretaria di Redazione*)

Coordinamento e revisione cartografica: MARINA COSCI

La Falda austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia)

The Austroalpine Ortler nappe and the tectonic evolution of the Engadine Dolomites (Switzerland-Italy)

Tektonik der Ortler-Decke und der Engadiner Dolomiten (Schweiz-Italien)

PAOLO CONTI(*)

RIASSUNTO. – È stato condotto uno studio geologico-strutturale per ricostruire l'evoluzione tettonica delle falde austroalpine affioranti nelle Dolomiti dell'Engadina.

La struttura a falde osservabile nell'area è il risultato delle fasi deformative creatacee, indicate collettivamente come «fase D1» o «Fase Trupchun». Durante questa fase si ha la messa in posto delle falde con una direzione generale di trasporto verso WNW, accompagnata dallo sviluppo contemporaneo di pieghe, lineazioni d'estensione e un metamorfismo progrado verso E. Le fasi tettoniche posteriori non alterano in modo sostanziale la struttura formatasi alla fine della fase D1: durante la fase D2 si hanno solamente movimenti lungo alcune faglie normali (la Faglia di Slingia, la Linea del Gallo e la Faglia Trupchun-Mezzaun), mentre durante la fase D3 si producono pieghe aperte a grande scala che ripiegano la strutturazione precedente.

La diversa geometria degli accavallamenti durante la fase D1 nella parte meridionale delle Dolomiti dell'Engadina rispetto a quella della parte centro-settentrionale è responsabile del diverso assetto tettonico e della difficoltà nel correlare le falde tra le due aree. Nell'area centro-settentrionale, a N della Linea del Gallo, è conservato il basamento paleozoico (Basamento di Sesvenna) e la sua originaria copertura stratigrafica (sedimenti della Falda di S-charl), il tutto sovrascorso dal basamento della Falda dell'Ötztal con movimento verso NW. A S della Linea del Gallo la situazione è più complicata. La Falda di Campo rappresenta la continuazione verso S del Basamento di Sesvenna, ma a differenza di quest'ultimo non presenta una copertura stratigrafica; la sovrastante Falda dell'Ortles è traslata verso WNW lungo l'Accavallamento dello Zebrù. Lungo il margine meridionale delle Dolomiti dell'Engadina la situazione è complicata anche al di sopra della Falda dell'Ortles: a E essa è sovrascorsa dalla Zona a Scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, mentre a W è sovrascorsa dalla Falda di Quattervals e dalla Scaglia di Piz Terza.

Per discutere le possibili correlazioni tra le varie falde a N e a S della Linea del Gallo risulta di fondamentale importanza riconoscere l'andamento delle varie superfici di accavallamento e ricostruire la loro evoluzione cinematica. Da osserva-

zioni di campagna si è potuto stabilire che l'Accavallamento dello Zebrù e l'Accavallamento Trupchun-Braulio trovano la loro prosecuzione verso E nelle Miloniti della Val Venosta: tutte queste superfici sono attive durante la fase D1 ed hanno una direzione di trasporto verso WNW. Sulla base di questa ricostruzione si può interpretare la Linea del Gallo come una faglia D2 che riattiva la prosecuzione verso N dell'Accavallamento dello Zebrù e dell'Accavallamento Trupchun-Braulio sopra la Falda di S-charl. Questo implica che la Falda dell'Ortles, la Falda di Quattervals e la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch riducono a zero il loro spessore andando verso N e assumono una posizione strutturale superiore rispetto alla Falda di S-charl e al Basamento di Sesvenna. Durante la fase D1 è possibile stimare nell'area un raccorciamento di oltre 170 km.

Gli effetti della fase D1 sono particolarmente ben osservabili nella Falda dell'Ortles. Durante la messa in posto delle falde si ha lo sviluppo di pieghe che da W verso E assumono una geometria sempre più stretta, fino ad isoclinale; allo stesso tempo il grado metamorfico aumenta passando da condizioni diagenetiche (a W) a condizioni epizonali (a E). Anche le microstrutture e le tessiture osservate in quarzo-miloniti e calcite-miloniti alla base e al tetto della Falda dell'Ortles testimoniano questo aumento della temperatura verso E durante la messa in posto delle falde. Lungo il tratto occidentale dell'Accavallamento dello Zebrù e dell'Accavallamento Trupchun-Braulio sono infatti presenti cataclasiti, che passano verso E a miloniti in facies scisti verdi.

Sulla base dell'assetto strutturale riconosciuto nelle falde delle Dolomiti dell'Engadina è possibile proporre la seguente ricostruzione paleogeografica, da W verso E, prima delle fasi deformative alpine: Falda Silvretta-Falda di Languard-Falda di Campo/Basamento di Sesvenna/Falda di S-charl-Basamento dell'Umbrail-Chavalatsch-Falda dell'Ortles-Falda di Quattervals-Scaglia di Piz Terza/Scaglia del Serraglio-Falda dell'Ötztal.

PAROLE CHIAVE: Alpi, Dominio Austroalpino, Metamorfismo, Microstrutture, Tessiture, Geologia Strutturale, Tettonica.

(*) Geologisch-Paläontologisches Institut Universität Basel Bernoullistrasse 32 CH - 4056 Basel Svizzera.

ABSTRACT. – *Structural field work and microstructural studies are carried out to investigate the tectonic evolution of the Austroalpine nappes in the Engadine Dolomites.*

The nappe structure is the results of crustal shortening and imbrication during D1 Cretaceous deformation («Trupchun phase»). During D1 W-directed nappe emplacement, contemporaneous folding, stretching lineation development and green-schists facies metamorphism occur.

Post-D1 deformation does not essentially modify the D1 nappe structure. During D2 only the the Trupchun-Mezzaun normal fault, the Gallo line and the Schlinig fault are active. D1 and D2 structures are then folded by large-scale-open folds during D3.

The nappe structure of the southern Engadine Dolomites, S of the Gallo line, is very different from the structure of the northern Engadine Dolomites. The D1 thrust geometry is responsible for this difference.

In the northern Engadine Dolomites a Variscan basement (Sesvenna basement) and its stratigraphic cover (sediments of the S-charl nappe) outcrop. Both are overridden during D1 by the Ötztal nappe along the Schlinig thrust. In the southern Engadine Dolomites the stratigraphic cover of the Campo basement, that can be correlated with the Sesvenna basement, is not preserved. The contact between the Campo and the overlying Ortler nappe is tectonic: the Zembrü thrust. The Trupchun-Braulio thrust define the top of the Ortler nappe and the base of higher tectonic units, the Terza unit, the Quattervals nappe and the Umbrail-Chavalatsch zone

The D1 Zembrü thrust and Trupchun-Braulio thrust can be traced in the Vinschgau mylonites, at the base of the Ötztal nappe. Albeit D2 reactivation, the Gallo line represent the floor thrust of the Quattervals nappe, Ortler nappe and Umbrail-Chavalatsch zone above the S-charl-Sesvenna nappe. From this thrust geometry follows that the Ortler nappe, the Quattervals nappe and the Umbrail-Chavalatsch zone are in a structurally higher position in respect to the S-charl-Sesvenna nappe.

During D1 phase 170 km shortening occur in the Engadine Dolomites area.

Sediments in the Ortler nappe enable a study of D1 deformation along a E-W profile. Contemporaneous with thrusting parallel folds develop in the western Ortler nappe, while in the eastern part isoclinal folding take place; at the same time metamorphism increases eastward, from diagenesis to epizone. Microstructures in quartz mylonites and calcite mylonites along the Zembrü and the Trupchun-Braulio thrust show increasing temperature during deformation from W to E. In the western part of both thrust planes cataclases outcrop, green schists facies mylonites develop instead in the eastern portion.

Based on this new investigation a paleogeographic reconstruction is proposed for the Upper Austroalpine nappes of the Engadine Dolomites, from W to E we have: Silvretta nappe-Languard nappe-Campo nappe|Sesvenna basement|S-charl nappe-basement of the Umbrail-Chavalatsch zone-Ortler nappe-Quattervals nappe-Terza unit|Serraglio unit-Ötztal nappe.

KEY WORDS: *Alps, Austroalpine, Metamorphism, Microstructures, Textures, Structural Geology, Tectonics.*

ZUSAMMENFASSUNG – *In den Engadiner Dolomiten wurden geologische und strukturelle Untersuchungen durchgeführt, um die tektonische Entwicklung dieses Gebietes zu rekonstruieren.*

Die Strukturen der Decken wurden hauptsächlich während der Kreide-Deformation gebildet (D1 oder «Trupchun-Phase»). Während dieser Phase entwickeln sich die Decken mit WNW-gerichtetem Transport, Falten, L1 Streckungslineare und eine Metamorphose, die nach E zunimmt.

Alle späteren Phasen haben nur einen begrenzten Einfluss auf die D1-Strukturen. Diese jüngeren Phasen produzieren offene, grossräumige Falten, ohne stärkere interne Verformung in den Einheiten erkennen zu lassen. Eine Komplikation entsteht durch eine Reaktivierung von D1 Überschiebungen (Gallo-Linie, Schlinig-Überschiebung) durch D2 Abschiebungen.

Der Deckenstapel der südlichen Engadiner Dolomiten unterscheidet sich von dem nördlichen, zentralen Teil. Dieser Unterschied wird verursacht durch verschiedene D1 Überschiebungsgeometrien. Wegen diesen Unterschieden ist eine Korrelation über die Gallo-Linie hinweg schwierig. Der nördliche, zentrale Teil (nördlich der Gallo-Linie) besteht aus dem Sesvenna-Kristallin mit seiner stratigraphischen Bedeckung (Sedimente der S-charl-Decke). Diese Einheiten werden überlagert von der nach NW transportierten Ötztal-Decke. Der südliche Teil besteht aus der Campo-Decke, welche die südliche Fortsetzung des Sesvenna-Kristallins darstellt. Die stratigraphische Bedeckung der Campo-Decke ist im Gegensatz zu derjenigen der Sesvenna-Einheit nicht mehr erhalten. Die darüberliegende Ortler-Decke ist allochthon und ist entlang der Zembrü-Linie nach WNW transportiert. Im E ist die Ortler-Decke von der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone überschoben worden und im W von der Quattervals-Decke.

Feldbeobachtungen zeigen, dass die D1-Zembrü-Überschiebung und die Trupchun-Braulio-Überschiebung nach Osten in der Mylonitzone der Vinschgauer Sonnenberge («intra-basement shear zone») zusammenlaufen. Die Gallo-Linie repräsentiert deswegen die nördliche Fortsetzung der Zembrü- und der Trupchun-Braulio-Überschiebung, welche unter der Quattervals-Decke und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone liegen. Aus diesem Grund keilen die Ortler- und Quattervals-Decke zusammen mit der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone nach Norden aus und diese sind tektonisch höhere Einheiten als die S-charl-Decke und das Sesvenna-Kristallin. Während der D1-Verformung ist eine Verkürzung von mindestens 170 km in den südlichen Engadiner Dolomiten dokumentiert.

Die verschiedenen Sedimente der Ortler-Decke ermöglichen das Studium der Verformung während D1. Es werden während der Deckenüberschiebung Falten gebildet, die im W offen und im E isoklinal sind. Ebenfalls nimmt der Metamorphosegrad von W nach E zu (W: Diagenese-E: Epizone). Die Mikrostrukturen der Quarz- und Calcit-Mylonite im Liegenden und Hangenden der Ortler-Decke zeigen ebenfalls eine Temperaturzunahme nach E. Im westlichen Teil der Zembrü- und Trupchun-Braulio-Überschiebung treten Kataklastite auf, die progressiv nach E in grünschieferfazelle Mylonite übergehen.

Aufgrund aller beschriebenen Ergebnisse kann man eine paläogeographische Rekonstruktion der Engadiner Dolomiten versuchen. Es ergibt sich vor der alpinen Verformung von W nach E die Abfolge: Silvretta-Decke-Languard-Decke-Campo-Decke|Sesvenna-Kristallin|S-charl-Decke-Kristallin der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone-Ortler-Decke-Quattervals-Decke-Terza-Schuppe|Serraglio-Schuppe-Ötztal-Decke.

SCHLUSSWÖRTER: *Alpen, Ostalpen, Metamorphose, Gefügekunde, Strukturgeologie, Tektonik.*

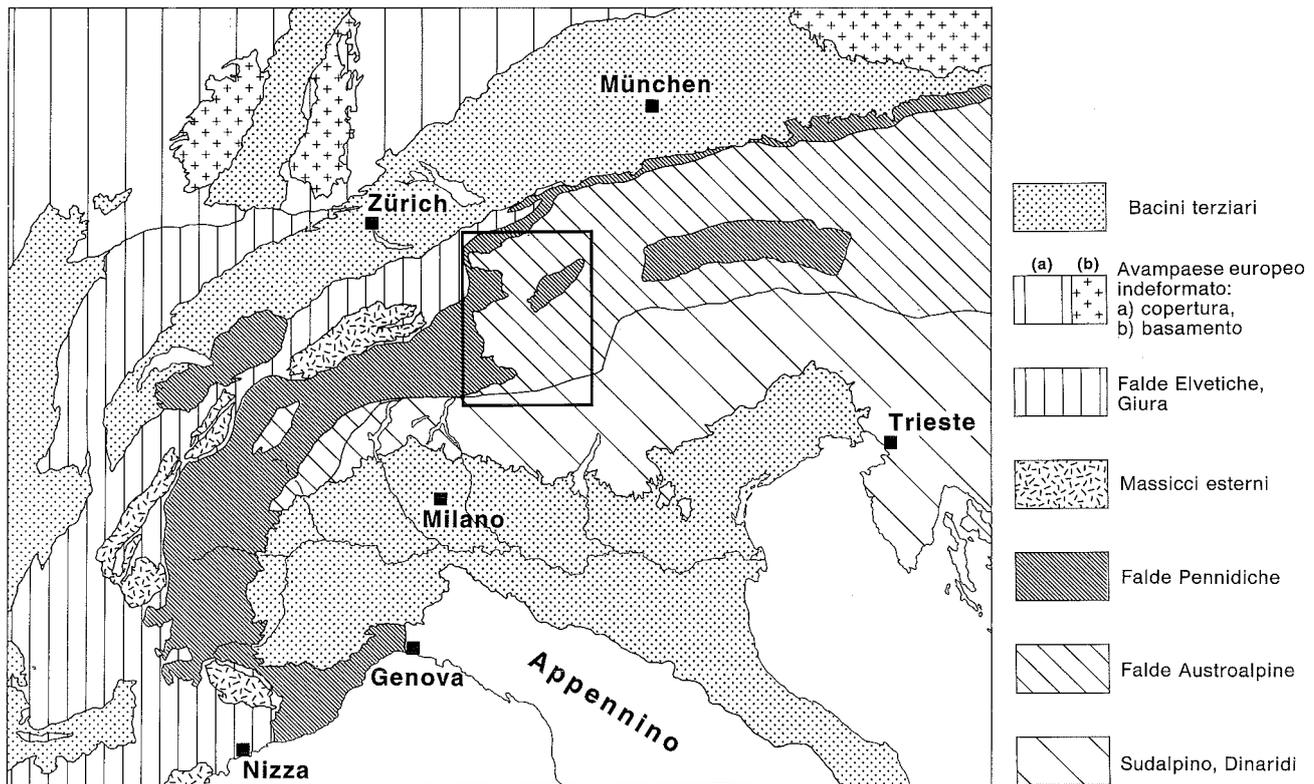


Fig. 1 - Schema tettonico delle Alpi. Nel riquadro è indicata l'area rappresentata in fig. 2.

- Tectonic sketch map of the Alps. Location of fig. 2 is indicated.

1. - INTRODUZIONE

Scopo di questo lavoro è ricostruire l'evoluzione tettonica alpina delle falde austroalpine affioranti nelle Dolomiti dell'Engadina (fig. 1, fig. 2).

L'area esaminata è compresa tra la Valle dell'Engadina (Svizzera), l'Alta Valtellina (Lombardia, Provincia di Sondrio) e l'Alta Val Venosta (Vinschgau, Alto Adige/Sudtirolo, Provincia di Bolzano).

Varie metodologie di studio sono state utilizzate nel corso del lavoro: con i metodi dell'analisi microstrutturale e tessiturale è stato possibile ricavare informazioni circa i movimenti relativi tra le varie falde, i meccanismi deformativi attivi durante tali movimenti e le condizioni termiche in cui essi hanno avuto luogo; con il metodo della «cristallinità» dell'illite è stato condotto uno studio sul metamorfismo alpino dell'area; con i classici metodi dell'analisi strutturale e del rilevamento di campagna sono state ricavate informazioni sui rapporti geometrici tra le varie falde, sulla loro struttura interna e sulla sovrapposizione delle diverse fasi deformative.

1.1. - EVOLUZIONE TETTONICA DEL DOMINIO AUSTROALPINO NELLE ALPI CENTRO-ORIENTALI

Le unità austroalpine sono costituite da sedimenti e rocce del basamento appartenenti al margine continentale meridionale (Apulia) della Tetide mesozoica. In una ricostruzione paleogeografica di questa porzione del margine continentale è possibile distinguere diversi domini paleogeografici (fig. 3):

a) La parte prossimale è caratterizzata da faglie normali del Lias inferiore (Hettangiano-Sinemuriano) immergenti verso E (EBERLI, 1988; FROITZHEIM, 1988; FROITZHEIM & EBERLI, 1990; FURRER, 1993; CONTI *et alii*, 1994). Da quest'area hanno origine le falde appartenenti all'Austroalpino superiore (denominato anche Austroalpino centrale, TRÜMPY, 1980; BIGI *et alii*, 1990), esse sono: Falda dell'Ötztal, Falda di Campo, Falda di Languard, Falda Silvretta, Falda dell'Ortles, Falda di Quattervals e la Falda di S-charl-Sesvenna. La Falda di S-charl-Sesvenna affiora nella parte centrale delle Dolomiti dell'Engadina ed è composta da un basamento, il Basamento di Sesvenna e dalla sua copertura stratigrafica, i sedimenti

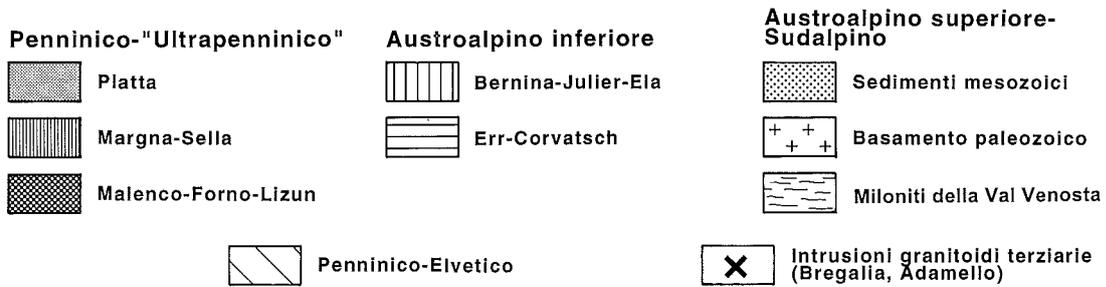
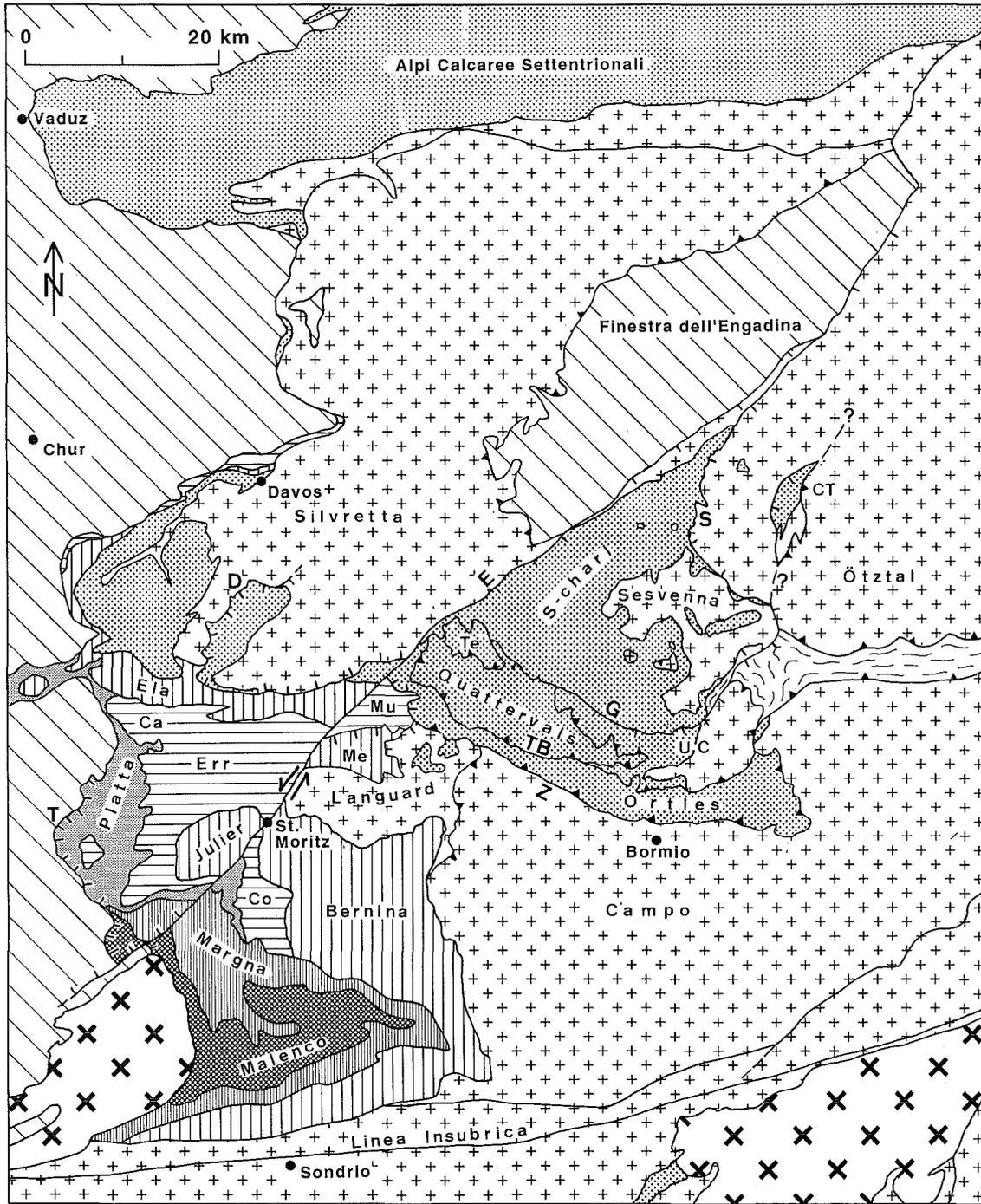


Fig. 2

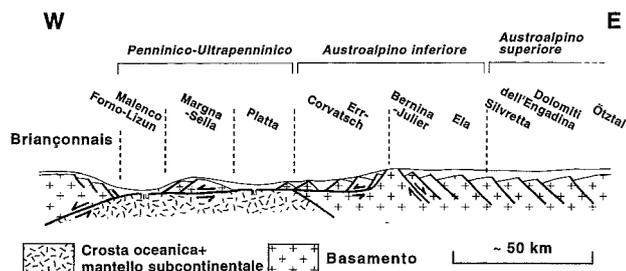


Fig. 3 - Schema del margine continentale apulo alla fine del Giurassico. Da FROITZHEIM et al. (1994), modificato.

- Reconstruction of the Austroalpine passive continental margin in the Late Jurassic time. After FROITZHEIM et al. (1994), modified.

di S-charl («S-charl Decke» degli autori svizzeri). I sedimenti di S-charl possono essere ulteriormente distinti in un'unità tettonica inferiore, lo «S-charl Unterbau» ed un'unità superiore, lo «S-charl Oberbau».

b) Più a W, il margine continentale è caratterizzato dalla presenza di alti strutturali e da faglie normali, anch'esse immergenti verso E, attive sia durante il Lias inferiore che nel Toarciano-Dogger. Da questo settore hanno origine la Falda del Bernina, l'Unità del Mezzaun e la Falda di Ela, formanti l'Austroalpino inferiore.

c) La parte distale del margine continentale austroalpino presenta faglie sinsedimentarie immergenti verso W e un grande accumulo di risedimenti durante il Lias superiore e il Dogger. La Falda di Err e l'Unità del Murtiröl hanno origine in quest'area.

d) La Falda del Platta rappresenta una parte del dominio oceanico sud-penninico compresa tra il margine austroalpino e il sistema Margna-Sella. Quest'ultimo è separato dal Dominio brianzese dalle ofioliti sud-penniniche del Malenco-Forno-Lizun.

Durante la convergenza tra la placca europea ed il blocco apulo il margine continentale austroalpino viene interessato da due distinti cicli orogenici, ognuno dei quali consiste di una fase di raccorciamento crostale seguita da una fase estensionale.

I caratteri di queste due diverse orogenesi alpine, una cretacea e una terziaria, vengono brevemente riportati di seguito. Per maggiori dettagli e per la definizione dei nomi delle fasi deformative si rimanda a FROITZHEIM et alii (1994).

1.1.1. - Orogenesi cretacea

1.1.1.1. - Raccorciamento crostale (D1 - Fase Trupchun, Cretaceo superiore)

Durante il Cretaceo superiore il margine austroalpino è interessato da una compressione E-W (rispetto alle coordinate odierne), con accavallamenti con senso di trasporto verso W che portano allo sviluppo di una complicata struttura a falde (RATSCHBACHER, 1986; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989; SCHMID & HAAS, 1989). Le falde dell'Austroalpino superiore si accavallano sopra quelle dell'Austroalpino inferiore e allo stesso tempo si ha il sottoscorrimento della Falda della Platta e Margna-Sella sotto le unità dell'Austroalpino inferiore. La sedimentazione nel dominio brianzese continua invece fino al Terziario (ALLEMANN, 1956); ciò esclude una collisione continentale tra esso e il blocco apulo durante il Cretaceo.

Durante questa fase si ha la maggiore parte della deformazione interna nelle falde austroalpine con lo sviluppo di pronunciate lineazioni d'estensione, pieghe isoclinali e contemporaneo metamorfismo progrado verso E. Questo evento non è contemporaneo in tutta l'area, ma la deformazione interessa inizialmente la parte orientale del dominio austroalpino (Alpi Calcareae settentrionali e a E della Finestra dei Tauri) e procede successivamente verso W (Dolomiti dell'Engadina) (THÖNI & HOINKES, 1987; POBER & FAUPL, 1988; THÖNI & JAGOUTZ, 1993). Contemporaneamente alla deformazione in questa parte del dominio austroalpino (150-90 Ma), la sedimentazione continuava nelle aree più occidentali. Ciò è testimoniato nella Falda dell'Ortles dove la sedimentazione arriva fino al Cenomaniano e forse anche al Turoniano inferiore (Caron et alii, 1982), e nelle adiacenti unità austroalpine inferiori dove nel Cretaceo superiore si instaura una sedimentazione di tipo flysch (RÖSLI, 1927; RÖSLI, 1946).

Sulla base di queste evidenze è perciò possibile supporre che i raccorciamenti nel dominio austroalpino non siano necessariamente legati a subduzione di litosfera oceanica sudpenninica, ma piuttosto siano una conseguenza di un'attività collisionale localizzata più a E (POBER & FAUPL, 1988; THÖNI & JAGOUTZ, 1993).

Fig. 2 - Schema tettonico della terminazione occidentale del Dominio Austroalpino delle Alpi Orientali (Svizzera, Italia, Austria).

- Tectonic map of the western Austroalpine nappes in Granbünden (Switzerland), northern Italy and adjacent Austria.

Mu:Murtiröl; **Me:**Mezzaun; **Co:**Corvatsch; **Ca:**Coarungas; **Te:**Terza; **UC:**Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch; **CT:**Cima Termine/Jaggi; **D:**Faglia normale del Ducan; **T:**Faglia normale di Piz Turba; **Z:**Accavallamento dello Zebrù; **G:**Linea del Gallo; **TB:**Accavallamento Trupchun-Braulo; **S:**Faglia di Slingia; **E:**Linea dell'Engadina

Contemporaneamente alla messa in posto delle falde si sviluppano nel dominio austroalpino zone trascorrenti sinistre. Una di queste corre tra la Falda Silvretta e la Falda dell'Err («*Albula steep zone*» di FROITZHEIM *et alii*, 1994) ed ha una componente di trascorrenza di oltre 40 km, un'altra viene ipotizzata da TRÜMPY (1992) tra la Falda Silvretta e le Alpi Calcareae settentrionali.

1.1.1.2. – *Estensione come conseguenza della migrazione del cuneo orogenico (D2 - Fase Ducan-Ela, Cretaceo superiore)*

Successivamente alla loro messa in posto le falde austroalpine sono interessate da una fase estensionale, sempre durante Cretaceo superiore, durante la quale si formano faglie normali, generalmente immergenti verso E, che tagliano e talvolta riattivano i contatti tra le falde formati durante la fase Trupchun. Il senso generale di trasporto è «top-to-the-E». Nel dominio austroalpino espressioni di tale fase estensionale sono la Faglia del Ducan (FROITZHEIM, 1992) e la sua probabile continuazione a E della Linea dell'Engadina, la Faglia normale Trupchun-Mezzaun (SCHMID & FROITZHEIM, 1993), la Faglia di Slingia (FROITZHEIM, 1995), il contatto Corvatsch/Bernina (SPILLMANN, 1993), la base della Falda di Julier (HANDY *et alii*, 1993) e la Linea di Peio (WERLING, 1992).

Durante questa fase si ha perciò estensione E-W e raccorciamento verticale, in questo modo una qualsiasi anisotropia planare (stratificazione/scistosità) in posizione subverticale può venire raccorciata formando pieghe a piano assiale suborizzontale con assi E-W. Si assiste perciò ad un diverso comportamento delle falde austroalpine superiori rispetto a quelle inferiori durante la fase Ducan-Ela: mentre le prime sono interessate da faglie normali, le altre, in posizione inferiore, vengono piegate (FROITZHEIM, 1992). Sulla base dei rapporti di sovrapposizione è possibile assegnare alla fase Ducan-Ela un'età posteriore alla Fase Trupchun (la Faglia del Ducan taglia l'accavallamento di base della Falda Silvretta) e precedente alla Fase Blaisun (la Faglia del Ducan rappresenta il contatto Falda Silvretta/Falda di Ela verticalizzato durante la Fase Blaisun). L'età di formazione di pieghe legate alla Fase Ducan-Ela varia tra 80 e 67. Ma (TIETZ *et alii*, 1993). Evidenze di estensione sono osservate anche a E della Finestra dei Tauri, con sedimentazione clastica nei bacini di Gosau nell'intervallo Coniaciano-Paleocene, 90-60 Ma (FAUPL *et alii*, 1987; RATSCHBACHER *et alii*, 1989).

Sulla base dei dati riportati è possibile notare come attorno a 90 Ma (Turoniano-Coniaciano) varie aree del dominio austroalpino siano sottoposte a diversi tipi di regimi tettonici. A E della Finestra dei Tauri l'edificio a falde, già formato, è interessato da estensione con conseguente sedimentazione clastica. Più a W, nell'area delle Dolomiti dell'Engadina, nel medesimo intervallo di tempo vi sono movimenti lungo l'Accavallamento di Slingia e la formazione di una foliazione nella Falda di S-charl. Ancora più a W, nella parte occidentale della Falda dell'Ortles e nelle falde austroalpine inferiori, continua indisturbata la sedimentazione pelagica.

Durante l'orogenesi cretacea si ha perciò migrazione da E verso W delle fasi di raccorciamento e delle successive fasi estensionali, originata probabilmente dallo spostamento verso W di un prisma orogenico ispessito (PLATT, 1986; RATSCHBACHER *et alii*, 1989; BEHRMANN, 1990).

1.1.2. – *Orogenesi terziaria*

1.1.2.1. – *Raccorciamento crostale e collisione finale (D3 - Fase Blaisun, Eocene)*

Alla fine del Cretaceo si assiste ad una riorganizzazione delle placche nell'area atlantico-mediterranea. L'apertura dell'Atlantico settentrionale e la rotazione in senso antiorario della Placca apula provoca un movimento relativo N-S tra quest'ultima e la Placca europea. Conseguenza di questi movimenti è la chiusura dell'Oceano nord-penninico, la sua subduzione assieme al Dominio Brianzonese e la collisione continentale tra la Placca europea e la Placca apula (FRISCH, 1979; FRISCH, 1980; LAUBSCHER, 1983; STAMPFLI, 1993).

Durante la fase Blaisun l'intero edificio a falde austroalpino formatosi durante l'orogenesi cretacea viene traslato verso N sopra le falde brianzonesi lungo una superficie di accavallamento che corre alla base delle ofioliti sud-penniniche della Falda del Platta. La superficie di accavallamento lungo cui avviene questo movimento è oggi conservata lungo il margine occidentale della Finestra dell'Engadina e nella Zona di Arosa (LAUBSCHER, 1983; RING *et alii*, 1988; RING *et alii* 1989).

Durante questa fase deformativa non si ha un'importante deformazione interna nelle falde Austroalpine superiori, non si formano superfici di accavallamento di importanza regionale e vengono sostanzialmente conservati i rapporti acquisiti alla fine delle fasi cretacee. Questo evento produce solamente pieghe i cui assi hanno orientazione

WNW-ESE, cioè circa ortogonale alla direzione di trasporto. I piani assiali di queste pieghe possono avere invece una giacitura variabile da subverticale ad immergente verso S.

L'età di questi movimenti è determinabile su basi paleontologiche. La presenza di fossili nei sedimenti nord-penninici sottostanti le falde austroalpine permette di stabilire un limite cronologico inferiore per questa fase. Ritrovamenti di foraminiferi terziari nell'Oberhalbstein (ZIEGLER, 1956; EIERMANN, 1988) e nella Finestra dell'Engadina (RUDOLPH, 1982; OBERHAUSER, 1983) indicano che la fase di accavallamento è post-Eocene inferiore. Il limite superiore può essere stabilito nella parte orientale della Falda dell'Ortles, dove dicchi datati a 32 Ma (DAL PIAZ *et alii*, 1988) tagliano pieghe della fase Blaisun. Questa fase è perciò ascrivibile all'Eocene medio-superiore.

1.1.2.2. – *Deformazione post-collisionale (D4 - Fase Turba, D5 - Fase Domleschg, Oligocene)*

Come fasi post-collisionali si intendono tutte le fasi deformative che hanno luogo dopo la collisione continentale, cioè dopo la completa chiusura dei domini oceanici. Esse producono nel dominio austroalpino un ulteriore raccorciamento N-S ed un'ulteriore estensione E-W.

Il procedere della convergenza tra Europa e Apulia ha come primo risultato un raccorciamento N-S nelle falde brianzonesi (fase Niemet-Beverin), una componente di retroscorrimento lungo la Linea Insubrica, la formazione di un metamorfismo anfibolitico-scisti verdi nell'area lepontina e la messa in posto del plutone di Bregaglia (SCHMID *et alii*, 1989; SCHMID *et alii*, 1990; ROSENBERG *et alii*, 1995). Queste fasi compressive inducono anche una contemporanea estensione E-W, testimoniata dai movimenti «top-to-the-E» della Faglia normale di Turba lungo il margine Penninico/Austroalpino (LINIGER, 1992; NIEVERGELT *et alii*, 1994). L'estensione legata questa faglia è perciò sin-ispessimento crostale, a differenza di quanto accade durante la Fase Ducan-Ela.

Questi primi eventi collisionali sono compresi cronologicamente tra la fase Blaisun e la messa in posto della granodiorite del plutone di Bregaglia (30 Ma, VON BLANCKENBURG, 1992), che taglia la Faglia normale di Turba. Essi sono perciò attribuibili all'Oligocene inferiore.

Durante l'Oligocene superiore diventano sempre più importanti i movimenti traspressivi destrali lungo la Linea Insubrica. La direzione di raccorciamento è ora NW-SE, con la formazione nelle falde

brianzonesi e austroalpine di pieghe con assi orientati NE-SW (Fase Domleschg, PFIFFNER, 1977). Con questa orientazione del campo di stress, immediatamente dopo la fase Domleschg, si hanno i movimenti lungo la Linea dell'Engadina. Di conseguenza, la deformazione legata all'attività lungo la Linea dell'Engadina viene indicata in questo lavoro come «post-D5».

La Linea dell'Engadina (TRÜMPY, 1977; SCHMID & FROITZHEIM, 1993) è una superficie tettonica da subverticale a immergente verso SE, con movimento trascorrente sinistrale e relativa rotazione tra i due blocchi. Lungo il tratto sud-occidentale (Alta Engadina, Val Bregaglia) si ha infatti un sollevamento del blocco SE (Bregaglia, Malenco, Margna) rispetto a quello NW. L'entità di questo sollevamento diminuisce verso NE: infatti, tra St. Moritz e Samedan, si hanno essenzialmente condizioni trascorrenti. Ancora più a NE, il blocco sud-orientale viene abbassato rispetto a quello occidentale e le falde austroalpine delle Dolomiti dell'Engadina vengono poste a contatto con il basamento della Falda Silvretta e con le falde penniniche della Finestra dell'Engadina.

Durante la compressione NW-SE i movimenti lungo la Linea Insubrica e lungo la Linea dell'Engadina inducono di conseguenza un movimento verso E («*lateral extrusion*», RATSCBACHER *et alii*, 1991) del blocco compreso tra i due lineamenti e un contemporaneo sollevamento della parte occidentale del blocco stesso (Bregaglia, Malenco, Margna).

Le fasi del Miocene superiore nelle Alpi meridionali e lungo la Linea delle Giudicarie sono posteriori a questa estensione E-W (SCHMID & FROITZHEIM, 1993), la formazione di pieghe durante la fase Domleschg e l'attività lungo la Linea dell'Engadina va quindi riferita all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore.

1.2. – STRUTTURA DELLE DOLOMITI DELL'ENGADINA

In questo capitolo è brevemente illustrata la struttura a falde affiorante nell'area delle Dolomiti dell'Engadina. Per rendere più chiara la descrizione vengono qui anticipati alcuni dei risultati ottenuti in questo lavoro.

Con il termine «Dolomiti dell'Engadina» si intende il gruppo montuoso di forma circa triangolare compreso tra l'Engadina a W, l'Alta Valtellina a S e l'Alta Val Venosta a NE. Questo termine assume però anche un significato geologico: le Dolomiti dell'Engadina sono infatti formate quasi

esclusivamente da sedimenti dell'Austroalpino superiore, in maggioranza calcari e dolomie che, morfologicamente, si distinguono nettamente dal circostante basamento paleozoico metamorfico.

Nelle Dolomiti dell'Engadina affiorano le seguenti falde di copertura costituite da sedimenti mesozoici (da S verso N, fig. 2, fig. 33, tav. 1): Falda dell'Ortles, Falda di Quattervals, Scaglia di Piz Terza, Falda di S-charl e la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. La Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch è costituita sia da sedimenti che da basamento. Tutte queste falde sono comprese tra due unità di basamento. Esse poggiano infatti sull'insieme Languard-Campo-Sesvenna e sono a loro volta sovrascorse a N dalla Falda dell'Ötztal. Il contatto S-charl-Basamento di Sesvenna è stratigrafico, mentre il contatto di tutte le altre unità con il basamento Campo-Languard è sempre tettonico.

La struttura e i rapporti tra le varie falde affioranti nelle Dolomiti dell'Engadina risultano piuttosto complicati. Il problema maggiore riguarda la correlazione tra le falde affioranti nelle Dolomiti dell'Engadina meridionali (Falda di Languard, Falda di Campo, Falda dell'Ortles, Falda di Quattervals, Scaglia di Piz Terza, Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, tav. 1) e quelle affioranti nella parte centro-settentrionale (Falda di S-charl-Basamento di Sesvenna, Falda dell'Ötztal). Il maggiore elemento di difficoltà è rappresentato dal fatto che i contatti tettonici tra le falde nelle Dolomiti dell'Engadina meridionali immergono generalmente verso N al di sotto della Falda di Quattervals e della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, ma non riemergono a N di queste falde, dove l'immersione generale è verso S.

Nelle Dolomiti dell'Engadina centro-settentrionali l'assetto strutturale è relativamente semplice: la Falda di S-charl-Sesvenna è composta da un basamento ercinico e dalla sua copertura stratigrafica con termini che arrivano fino al Cretaceo. Il tutto è sovrascorso con movimento verso W dal basamento della Falda dell'Ötztal lungo l'Accavallamento di Slingia (profili 3 e 4 di tav. 12 e tav. 13, fig. 61 a). Posteriormente alla messa in posto della Falda dell'Ötztal una faglia normale, la Faglia di Slingia, taglia l'Accavallamento di Slingia (fig. 59 b).

Nelle Dolomiti dell'Engadina meridionali si osserva invece una ripetizione complicata tra falde costituite quasi esclusivamente da sedimenti con serie stratigrafiche molto incomplete (fig. 4) e scaglie di basamento. La Falda di Campo rappresenta la continuazione verso S del Basamento Sesvenna, ma in quest'area la sua copertura stratigrafica non

è conservata. Il contatto con la sovrastante Falda dell'Ortles è infatti tettonico (Accavallamento dello Zebbrù).

Nella Falda dell'Ortles è conservata una serie stratigrafica che, sebbene talvolta molto incompleta, va dal Permiano al Cretaceo superiore. Al di sopra della parte centro-orientale della Falda dell'Ortles è accavallata la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, costituita esclusivamente da basamento, Dolomia Principale e Formazione di Raibl.

La Falda di Quattervals sovrascorre la Falda dell'Ortles e parte della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. Essa è composta quasi totalmente di Dolomia Principale.

Le falde strutturalmente più elevate nelle Dolomiti dell'Engadina meridionali sono la Falda di Quattervals, la Scaglia di Piz Terza e la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. La Scaglia di Piz Terza (solo Raibl, Dolomia Principale e Formazione di Kössen: successione del Carnico-Retico) giace al tetto della Falda di Quattervals e trova la sua prosecuzione nella Scaglia del Serraglio, appartenente alla Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. Poiché alcuni elementi della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch occupano una posizione al di sotto della Falda di Quattervals e altri invece al tetto (vedi profili di tav. 12, tav. 13 e profilo c di tav. 16), ne consegue che la Falda di Quattervals e la Scaglia di Piz Terza-Scaglia del Serraglio possono essere considerate due «mega-scaglie» di sedimenti nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch che, diminuendo progressivamente di spessore verso E, si riducono a zero nell'area del M. Forcola.

Il contatto tra le falde delle Dolomiti dell'Engadina centro-settentrionali e le falde delle Dolomiti dell'Engadina meridionali è rappresentato dalla Linea del Gallo. Questa linea tettonica viene interpretata come un'originaria rampa laterale lungo cui le falde delle Dolomiti dell'Engadina meridionali si accavallano sull'insieme S-charl Sesvenna-Campo durante le fasi compressive cretacee, successivamente riattivata come faglia normale e/o trascorrente (fig. 61).

La struttura delle Dolomiti dell'Engadina fino qui esposta è stata acquisita durante le fasi deformative alpine già precedentemente descritte in generale per la parte occidentale del Dominio Austroalpino. Nelle Dolomiti dell'Engadina le varie fasi mostrano i seguenti caratteri:

D1 («Fase Trupchun», Cretaceo superiore) - È la più importante fase deformativa, durante la quale si ha la formazione dell'attuale struttura a falde e la

maggior parte della deformazione interna nelle falde stesse. È anche la fase durante la quale si raggiunge l'acme del metamorfismo.

D2 («Fase Ducan-Ela», *Creataceo superiore*) - Non sono state riconosciute pieghe legate a questa fase. Una deformazione D2 è testimoniata dai movimenti lungo la Faglia normale Trupchun-Mezzaun, la Faglia di Slingia e la Linea del Gallo.

D3 («Fase Blaisun», *Eocene*) - Durante il Terziario le intere Dolomiti dell'Engadina sono state traslate verso N sopra le unità nord-penniniche, oggi affioranti nella Finestra dell'Engadina. Durante questi movimenti l'intera struttura a falde D1 viene ripiegata secondo assi orientati WNW-ESE. Questa fase ha limitati effetti alla scala dell'affioramento e produce soprattutto pieghe a grande scala a piano assiale subverticale o talora immergenti verso S nella Falda dell'Ortles. Questa fase deformativa non altera in modo sostanziale la geometria creatasi alla fine della fase D1.

D4 («Fase Turba»), D5 («Fase Domleschg») (*Oligocene*) - Finora non sono state riconosciute in quest'area evidenze di estensione relative alla Fase Turba e di piegamento attribuibili alla Fase Domleschg. Deformazioni post-collisionali (post-D5) sono invece legate all'attività lungo la Linea dell'Engadina e lungo la Faglia di Glorenza.

2. - STRATIGRAFIA

Durante gli ultimi anni sono stati eseguiti numerosi lavori a carattere stratigrafico e sedimentologico sulle formazioni mesozoiche affioranti nelle Dolomiti dell'Engadina (DÖSSEGER *et alii*, 1982; FURRER, 1985; FRANK, 1986; MADER, 1987; NAEF, 1987; EBERLI, 1988; FROITZHEIM, 1992; FURRER, 1993; BERRA, 1994). Questi studi fanno seguito, dopo parecchi anni, a quelli effettuati da studiosi dell'Università di Milano in tutta l'alta Valtellina (PIETRACARPINA, 1958; POZZI, 1959b; POZZI & GIORCELLI, 1959; POZZI, 1960); POZZI, 1960b; GELATI & ALLASINAZ, 1964) e a ricerche analoghe condotte nell'adiacente territorio svizzero (HESS, 1953; KARAGOUNIS, 1962; SOMM, 1965).

Nel corso di questo lavoro non sono state effettuate indagini stratigrafiche di dettaglio, ad eccezione della Formazione di Allgäu affiorante nella parte centrale della Falda dell'Ortles (CONTI *et alii*, 1994).

2.1. - DESCRIZIONE DELLE FORMAZIONI

In questo capitolo sono descritte brevemente solo le formazioni riportate nelle carte geologiche allegate. Per una loro descrizione più dettagliata e per notizie sulle formazioni non affioranti nelle aree cartografate si veda BONSIGNORE *et alii* (1969), DÖSSEGER *et alii* (1982), FURRER (1985), EBERLI (1985), FRANK (1986), MADER (1987), NAEF (1987) e BERRA (1994). Per ogni formazione è riportata, tra parentesi, la citazione bibliografica della sua istituzione ed eventuali sinonimi con nomi di unità litostratigrafiche della letteratura geologica italiana.

In fig. 4 sono riportate alcune colonne stratigrafiche nell'area delle Dolomiti dell'Engadina.

Basamento ercinico

Lo studio delle formazioni pre-alpine affioranti nell'area delle Dolomiti dell'Engadina non rientra tra gli scopi del presente lavoro; a tale riguardo si rimanda ai lavori di BONSIGNORE *et alii* (1969), HOINKES & THÖNI (1993) e MAGGETTI & FLISCH (1993). Uno studio delle rocce del basamento è stato effettuato solo in prossimità delle principali superfici di accavallamento alpine, al fine di ricostruire l'evoluzione progressiva delle microstrutture che si sviluppano nelle quarzo-miloniti derivanti dalla deformazione progressiva di rocce paleozoiche.

Nel basamento della Falda di Campo, lungo l'Accavallamento dello Zebrù, prevalgono filladi sericitico-cloritiche (Filladi di Bormio) e ortogneiss a muscovite; nel Basamento di Sesvenna predominano invece gneiss a muscovite e biotite. È interessante notare come nelle unità di basamento, ora in posizione strutturale più elevata (Cristallino della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, Falda dell'Ötztal), siano presenti litologie del tutto assenti nella Falda di Campo e nel Basamento di Sesvenna. Questi litotipi (Serie del Passo dei Pastori: scisti a sillimanite e granato, scisti a biotite, anfiboliti, marmi, pegmatiti) si ritrovano nuovamente nella Serie del Tonale (BONSIGNORE *et alii*, 1969).

Alcune considerazioni possono essere fatte sul basamento della Falda di Campo tra il Massiccio dell'Ortles, la Linea di Peio e la Val Venosta. ANDREATTA (1951) distingue in quest'area un dominio settentrionale («a» in tav. 1) in cui prevalgono «micascisti e paragneiss a due niche di mesozona», ed un dominio meridionale («b» in tav. 1) costituito in maggioranza da «filladi quarzifere». Sulla base di nuove osservazioni, questi due domini possono essere interpretati come due distinte unità tettoniche

all'interno della Falda di Campo. L'unità meridionale si sarebbe accavallata sopra quella settentrionale durante la prima fase deformativa alpina (D1), con un senso di trasporto verso W. A favore di questa interpretazione vi sono i seguenti indizi:

a) il contatto tra le due unità è tettonico e presenta quarzo-miloniti con lineazioni E-W e senso di trasporto verso W. Queste miloniti proseguono verso W fino alla base della Falda dell'Ortles, dove deformano sedimenti del Trias inferiore-medio nell'area dello Zumpnell-P.ta Alta;

b) il granito permiano di Martell (271 Ma) è situato lungo il contatto tra le due unità e presenta una forte deformazione alpina (BOCKEMÜHL, 1988);

c) ancora più a E, al di fuori dell'area riportata in tav.1, l'unità delle «filladi quarzifere» è discordante rispetto alle unità sottostanti ed ha una forte sovraincisa alpina. In quest'area si sviluppa una lineazione orientata E-W e un'orientazione cristallografica preferenziale nei livelli di quarzo che indica un trasporto tettonico verso W (BERGER, 1989).

Tra le altre formazioni del basamento è da segnalare la presenza dello Gneiss Chiaro (STELLA, 1894; BORIANI & COLOMBO, 1979) in tutti i casi in cui è conservato il contatto stratigrafico originario basamento/sedimenti. Ciò accade sia in Val Müstair (DÖSSEGGER, 1974) in corrispondenza del contatto Sesvenna/S-charl, che nella zona dell'Alpe Trela (CONTI *et alii*, 1994), dove si è localmente conservato il basamento originario della Falda dell'Ortles.

Formazione di Ruina (Permiano) (DÖSSEGGER, 1974)

«Verrucano» di BONSIGNORE *et alii* (1969). Si tratta di rioclastiti, tufi ed ignimbriti, alternate a livelli subordinati di depositi clastici. Questi ultimi possono derivare dal rimaneggiamento del materiale vulcanico o dall'erosione di rocce del basamento. Lo spessore di questa formazione è molto variabile ed è legato allo sviluppo, durante questo periodo, di graben orientati WNW-ESE (DÖSSEGGER, 1974). Il riempimento di tali graben crea variazioni significative dello spessore della formazione anche su piccole distanze. Nello spazio di 4 km si passa infatti da spessori di oltre 400 m (Val Müstair) ad aree in cui non si ha deposizione (Val Avigna, N di Val Müstair).

Nell'area di Alpe Trela (Falda dell'Ortles) sono presenti esclusivamente alcune decine di metri di vulcaniti permiane a composizione rioclastica (CONTI *et alii*, 1994, «Trela Volcanics»).

Formazione di Chazforà (Trias inferiore) (DÖSSEGGER, 1974)

«Verrucano» e «Arenarie variegate» di BONSIGNORE *et alii* (1969). Questa formazione testimonia la progressiva diminuzione dell'attività estensionale e di deposizione di materiale continentale in graben. Conglomerati massivi contenenti elementi della Formazione di Ruina e del basamento passano progressivamente verso l'alto ad arenarie e siltiti. Lo spessore è molto variabile e raggiunge il suo massimo (> 650 m) in Val Müstair (DÖSSEGGER, 1974).

Formazione di Fuorn (Trias inferiore-?Anisico) (DÖSSEGGER, 1974)

«Arenarie variegate» e parte della «Formazione di Val Pila» di BONSIGNORE *et alii* (1969). Durante la deposizione di questa formazione si ha la transizione da una sedimentazione di tipo continentale ad una sedimentazione marina carbonatica. Arenarie e siltiti sono alternate a livelli carbonatici che aumentano progressivamente di spessore verso l'alto.

Formazione di S-charl (Anisico-Ladinico) (DÖSSEGGER & MÜLLER, 1976)

Dolomie chiare finemente stratificate alternate a calcari grigi microspartiti. La parte inferiore della formazione presenta intercalazioni sabbiose e siltitiche, breccie intraformazionali e livelli tufacei.

Formazione di Turettas (Ladinico) (DÖSSEGGER, 1974)

Dolomie scure finemente stratificate. Presenti talvolta orizzonti bituminosi e livelli chiari costituiti da breccie.

Formazione di Vallatscha (Ladinico) (EICHENBERG, 1986)

«Wettersteindolomit» (ZÖPPRITZ, 1906; SPITZ & DYHRENFURTH, 1914) e «Formazione dell'Alpe Trela» (MARTINA, 1958). È costituita da dolomie chiare con bancatura decimetrica contenenti frequenti Diplopore e Gasteropodi. Testimonia una sedimentazione carbonatica in ambiente da intra- a supra-tidale.

Formazione di Altein (Ladinico) (EICHENBERG, 1986; FRANCH, 1986)

«Strati di Val Lunga» (MARTINA, 1958). Alternanze di calcari scuri a grana fine e dolomie. Carat-

teristica è la presenza di silice stratiforme e in noduli di origine diagenetica. Intercalazioni tuffitiche compaiono nella parte alta della formazione.

Formazione di Parai-Alba (Ladinico) (FRANK, 1986)

Dolomie di colore grigio-chiaro ben stratificate a granulometria lutitica, spesso con intercalazioni argillose.

Gruppo del Raibl (Carnico) (FRANK, 1986)

Dolomia di Valle Lunga (BONSIGNORE *et alii*, 1969). All'interno di questo gruppo può essere distinta una base costituita da carnirole e gessi alternati ad argilliti e cornirole (Formazione di Mingèr), che verso l'alto passano a dolomie alternate ad arenarie e siltiti (Formazione di Fanez). Questa variazione testimonia il passaggio da una sedimentazione evaporitica di tipo sabkha a condizioni lagunari (SCHAAD, 1995).

Dolomia Principale (Norico) (BONSIGNORE *et alii*, 1969)

Formazione di Plator-Cristallo (POZZI, 1959b), Dolomia del Cristallo (GELATI & ALLASINAZ, 1964). Dolomia microspartita ben stratificata di colore grigio chiaro deposta in ambiente di «back reef» e intertidale. Una successione stratigrafica completa della formazione è conservata solo nella Falda di S-charl al Pass dal Fuorn (fig. 4). In tutte le altre aree delle Dolomiti dell'Engadina non è possibile una stima dello spessore originario in quanto i contatti al tetto o alla base sono tettonici o erosionali. Lo spessore maggiore è preservato nella parte orientale della Falda dell'Ortles (>1500 m), la sua riduzione a zero, osservabile sempre nella Falda dell'Ortles andando verso W, è da attribuirsi alla tettonica alpina.

Mentre nella Falda dell'Ortles la Dolomia Principale è rappresentata da sedimenti carbonatici continui in facies di piattaforma, nella Falda di Quattervals si instaura prima una successione calcareo-dolomitica e poi una esclusivamente calcarea. Lo sviluppo di bacini all'interno della Dolomia Principale della Falda di Quattervals può essere messo in relazione con eventi distensivi durante il Norico (SOMM, 1965; BERRA, 1994).

Formazione di Kössen (Retico) (FURRER, 1993)

Formazione di Fraele (POZZI, 1959b), Calcarea del Leverone (BONSIGNORE *et alii*, 1969). Intercala-

zione di calcari, marne e argilliti fossilifere testimoniando una sedimentazione di mare basso e lagunare. Durante il lavoro di campagna nella parte centrale della Falda dell'Ortles sono stati cartografati i vari membri che compongono questa formazione (tav. 4). Alla base vi è il Membro di Alplihorn in cui a prevalenti argilliti sono intercalati calcari e dolomie. Verso l'alto si passa al Membro di Ramoz caratterizzato da bancate carbonatiche di spessore metrico alternate ad argilliti. Il Membro sommitale (Mitgel) è costituito da calcari e argilliti ben stratificate, caratterizzato dalla presenza di ooidi.

Calcarea di Culmet (?Hettangiano) (FURRER, 1993)

È un orizzonte carbonatico di ca 10 m di spessore che segna il passaggio dalla Formazione di Kössen alla Formazione di Allgäu. Il carattere massivo e il colore chiaro ne fanno un orizzonte guida facilmente riconoscibile anche in panorama.

Formazione di Allgäu (Giurassico inferiore-medio) (EBERLI, 1985)

Formazione del Monte Motto (POZZI, 1959b), Calcarea di Valle del Monte (BONSIGNORE *et alii*, 1969). Alternanze di calcari e marne a cui sono intercalati risedimenti carbonatici quali brecce, conglomerati e torbiditi. La Formazione di Allgäu risulta deposta durante le fasi giurassiche di apertura della Tetide. La presenza di risedimenti testimonia una sedimentazione contemporanea all'attività di faglie normali. Nelle Dolomiti dell'Engadina faglie sin-sedimentarie giurassiche sono conservate nella Falda dell'Ortles a P. Chaschauna (FROITZHEIM, 1988), Il Motto (EBERLI, 1985; NÄGELI, 1985) e tra M. Torracchia e Cima Doscopa (CONTI *et alii*, 1994); nella Falda di S-charl a Piz Lischana (MADER, 1987).

Formazione di Blais (Radiolariti) (Giurassico medio-superiore) (DÖSSEGGER *et alii*, 1982)

Radiolariti e argilliti silicee di colore rosso-verdastro. Indicano dell'instaurarsi di una sedimentazione nettamente pelagica in tutta l'area.

Formazione di Russenna (Titoniano|Berriasiano-Barremiano|Aptiano inferiore) (DÖSSEGGER *et alii*, 1982)

Alternanze di calcari micritici e argilliti rosso-verdi. Si ritrovano calpionelle, aptici, radiolari e foraminiferi.

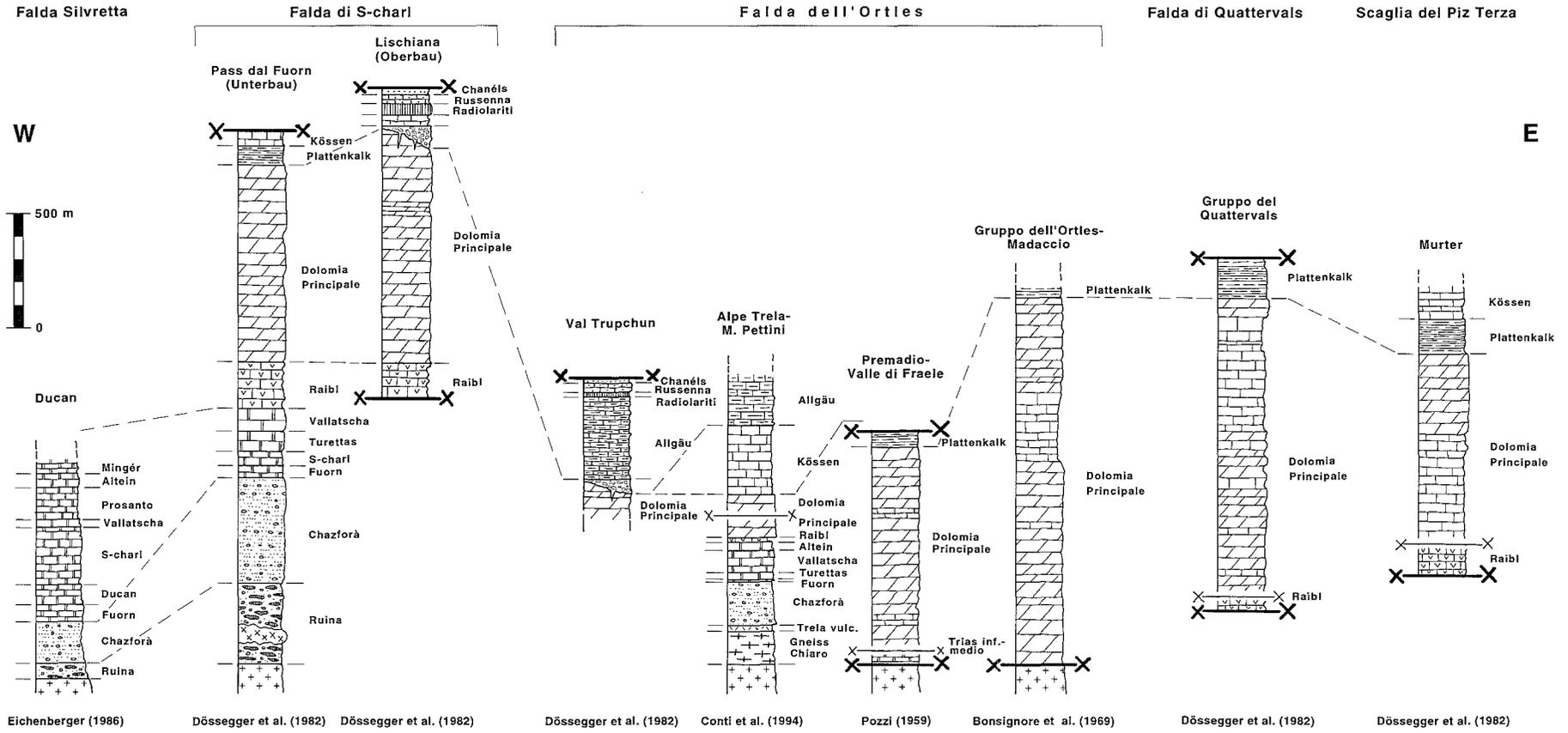


Fig. 4 – Sezioni stratigrafiche nelle Dolomiti dell'Engadina. La posizione relativa delle falde è basata sulla ricostruzione di fig. 69.

– Stratigraphic sections in the tectonic units of the Engadine Dolomites. Relative nappe position is from fig. 69.

Formazione di Chanèls (Aptiano superiore-Turoniano medio) (DÖSSEGGGER *et alii*, 1982)

Depositi emipelagici costituiti da alternanze di calcari e marne ricche in Globigerine e radiolari. È la formazione più giovane nelle Unità dell'Austroalpino superiore ed è conservata al nucleo di una sinclinale nella Falda dell'Ortles, in Val Trupchun (VILLA & POZZI, 1962; CARON *et alii*, 1982).

3. – METAMORFISMO ALPINO NELLE DOLOMITI DELL'ENGADINA

Nel basamento delle Falde Austroalpine a W della Finestra dei Tauri (Falda dell'Ötztal, Basamento di Sesvenna, Falda di Campo, Falda Silvretta) un metamorfismo alpino retrogrado si sovrappone alle paragenesi erciniche e più antiche (HOINKES & THÖNI, 1993). Questo è evidenziato dalla cloritizzazione e sericitizzazione di granato, biotite, staurolite e feldspati e dalla crescita di clorite, mica bianca e granato. Il metamorfismo alpino in quest'area è riferibile essenzialmente alle fasi deformative del Cretaceo superiore (fasi eoalpine) (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974; MILLER, 1986; WINKLER & BERNOULLI, 1986; FRANK *et alii*, 1987; SPIESS, 1987; WINKLER, 1988; HOINKES *et alii*, 1991; THÖNI & JAGOUTZ, 1993 e bibliografia citata). Lo studio dell'evoluzione pre-alpina di tali falde esula dai fini del presente lavoro, su tale argomento si vedano le rassegne di HOINKES & THÖNI (1993) e MAGGETTI & FLISCH (1993).

Una zonazione del metamorfismo alpino è osservabile da E verso W nella Falda dell'Ötztal e nella sottostante Falda di Campo (fig. 5). Nell'area dello Schneeberg/Monteneve sono preservate condizioni anfibolitiche che diminuiscono progressivamente verso W fino ad arrivare alla facies scisti verdi nella parte orientale delle Dolomiti dell'Engadina (THÖNI, 1980a; THÖNI, 1980b; THÖNI, 1981; PURTSCHELLER *et alii*, 1987; THÖNI & HOINKES, 1987; SCHMID & HAAS, 1989). Le isograde del metamorfismo hanno un andamento NE-SW, quasi ortogonali cioè con la base della Falda dell'Ötztal e risultano solo parzialmente dislocate dalle Miloniti della Val Venosta: con questa geometria si possono interpretare come coevi i movimenti lungo le Miloniti della Val Venosta, lungo l'Accavallamento di Slingia e il metamorfismo nella Falda dell'Ötztal e nella Falda di Campo (SCHMID & HAAS, 1989).

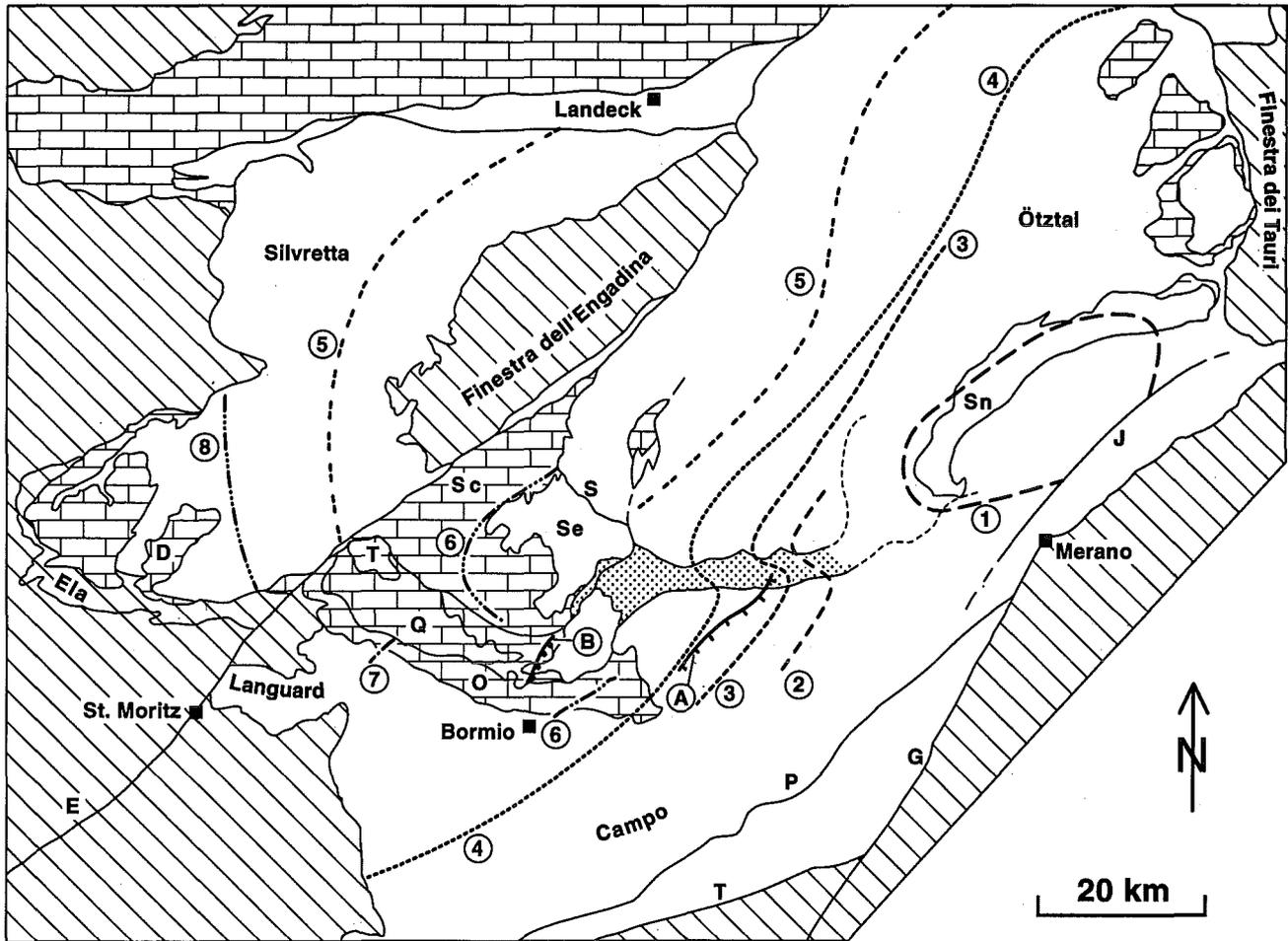
Mentre numerose informazioni sul metamorfismo alpino sono disponibili nella Falda dell'Ötztal, nel Basamento di Sesvenna e nella Falda di Campo, un minor numero di lavori ha preso in considerazione il metamorfismo nei sedimenti delle Dolomiti dell'Engadina. Esso viene generalmente attribuito da FREY *et alii* (1974) e TRÜMPY (1980) alla facies degli scisti verdi inferiore. Tale grado metamorfico viene confermato dagli studi di THÖNI (1980a; 1981) nei sedimenti della parte orientale della Falda di S-charl: in quest'area (Val Müstair) le formazioni permo-scitiche (Ruina, Chazforà) mostrano infatti crescita di fengite/muscovite, clorite e stilpnomelano. Lo stesso autore (THÖNI, 1981) segnala la crescita di biotite nei sedimenti mesozoici della parte orientale della Falda dell'Ortles (Valle Solda).

Negli ultimi anni il metamorfismo nei sedimenti delle Dolomiti dell'Engadina è stato oggetto di studio da parte di ricercatori dell'Università di Bochum (KÜRMANN & RICHTER, 1989; HENRICHs, 1993), applicando i metodi della cristallinità dell'illite e della riflettività della vetrinite. Secondo tali autori nella parte centro-settentrionale delle Dolomiti dell'Engadina si ha un aumento della temperatura da W (Scaglia di Piz Terza: 240 °C) verso E (Falda di S-charl e Cima Termine: 300 °C).

Nelle falde austroalpine a W della Linea dell'Engadina stime della temperatura raggiunta durante il metamorfismo alpino sono state effettuate da vari autori con il metodo della cristallinità dell'illite e della riflettività della vetrinite. Secondo KÜRMANN & RICHTER (1989) e HENRICHs (1993) i valori di temperatura ottenuti nella Falda di Ela (230-300 °C) sarebbero confrontabili con quelli delle Dolomiti dell'Engadina e maggiori di quelli della Falda Silvretta. Ciò conferma i risultati di DU-NOYER de SEGONZAC & BERNOULLI (1976). Secondo FERREIRO MÄHLMENN (1994) la situazione è più complicata ed esiste un gradiente di temperatura verticale sia all'interno della Falda di Ela che nei sedimenti di Ducan della Falda Silvretta; in entrambi i casi si avrebbe un aumento di temperatura verso il basso. Questo gradiente sarebbe stato acquisito probabilmente durante le fasi estensionali giurassiche e trasportato passivamente durante le fasi tettoniche alpine.

3.1. – «CRISTALLINITÀ» DELL'ILLITE

Come vedremo in seguito, studi sui meccanismi deformativi agenti nelle miloniti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio e l'Accavallamento dello Zebrù indicano un aumento della temperatura verso



Austroalpino superiore:

-  Sedimenti mesozoici
-  Basamento paleozoico
-  Miloniti della Val Venosta
-  Unità inferiori: Austroalpino inferiore, Penninico, Sudalpino

Se: Sesvenna Sc: S-charl Q: Quattervals
 O: Ortles D: Ducan Sn: Schneeberg/Monteneve
 E: Linea dell'Engadina
 P: Linea di Peio T: Linea del Tonale
 G: Linea delle Giudicarie S: Faglia di Slingia
 J: Linea di Jaufen

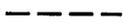
-  1 : Staurolite in, cloritoide out ($\approx 550-600^{\circ}\text{C}$, Purtscheller et al., 1987; Schmid & Haas, 1989)
-  2 : Staurolite in, cloritoide in ($\approx 520^{\circ}\text{C}$, Schmid & Haas, 1989)
-  3 : Granato in ($\approx 480-490^{\circ}\text{C}$, Schmid & Haas, 1989)
-  4 : Cloritoide in ($\approx 440^{\circ}\text{C}$, Thoni, 1981; Purtscheller et al., 1987; Schmid & Haas, 1989)
-  5 : Stilpnomelano in ($\approx 300-350^{\circ}\text{C}$, Thöni, 1981)
-  6 : Cristallinità dell'illite ($\approx 300^{\circ}\text{C}$, questo lavoro, Kürmann & Richter, 1989; Henrichs, 1993; Kürmann, 1993)
-  7 : Cristallinità dell'illite ($\approx 200^{\circ}\text{C}$, questo lavoro, Kürmann & Richter, 1989; Henrichs, 1993)
-  8 : Cristallinità dell'illite ($\approx 200^{\circ}\text{C}$, questo lavoro, Dunoyer de Segonzac & Bernoulli, 1976)
-  A : Transizione "subgrain rotation"- "grain boundary migration" in quarzo-miloniti
-  B : Transizione cataclasi-plasticità in quarzo-miloniti

Fig. 5 – Distribuzione delle temperature durante il metamorfismo alpino nelle Falde Austroalpine superiori delle Dolomiti dell'Engadina e aree circostanti.

– *Alpine metamorphism in the Upper Austroalpine nappes of Engadine Dolomites and adjoining areas.*

E durante la messa in posto delle falde. Al fine di stabilire se tale variazione di temperatura è presente anche nei sedimenti della Falda dell'Ortles, uno studio sul grado metamorfico di tali sedimenti è stato compiuto con il metodo della cristallinità dell'illite. Tale metodo è stato applicato anche ai sedimenti della Falda di Ela per discutere la possibilità di una correlazione tra la Falda dell'Ortles e la Falda di Ela attraverso la Linea dell'Engadina. Inoltre un confronto con le unità sovrastanti e sottostanti è stato effettuato misurando campioni provenienti dalla copertura sedimentaria della Falda Silvretta (Ducan), dall'Unità del Mezzaun («Corn Zug» e sedimenti sottostanti) e dalla Falda del Bernina (Valle del Monte).

Per rendere omogenei e confrontabili tra loro i risultati ottenuti, i campioni sono stati raccolti sempre nei livelli più argillitici della Formazione di Allgäu; nella Falda Silvretta, ove tale formazione non è purtroppo conservata, essi sono stati raccolti nella Formazione di Kössen. La preparazione e le procedure di misurazione sono le stesse per tutti i campioni (KISCH & FREY, 1987; KISCH, 1991): polverizzazione con una macina ad anelli («disc mills») per 30 secondi e quindi in un mortaio di agata, decarbonatizzazione con acido acetico, sedimentazione «air-dried» senza saturazione con glicoletilene o altro.

I risultati ottenuti sono riportati in tab. 1, fig. 6 ed in fig. 7. In fig. 6 sono indicati con simboli diversi le località che ricadono nel campo della diagenesi, dell'anchizona e dell'epizona (= facies scisti verdi inferiore); il campo dell'anchizona è stato ulteriormente suddiviso in due parti. I valori di $^{\circ}\Delta 2\theta$ presi come limite tra i vari campi (0.25 e 0.42), sono quelli indicati da Kübler (1990) e oggi ampiamente accettati (Frey, 1987; Kisch, 1990). I valori di temperatura di 200 e 300 °C corrispondono approssimativamente al passaggio diagenesi-anchizona e anchizona-epizona, come proposto da FREY *et alii* (1980) e FREY (1986), e confermato dagli studi di KÜRSMANN & RICHTER (1989) e HENRICHS (1993).

I risultati sono illustrati anche in fig. 7. I valori di cristallinità dell'illite relativi alla Falda dell'Ortles e alla Falda di Ela sono riportati in un profilo schematico orientato circa E-W (fig. 7a) in cui le ordinate rappresentano la distanza dei vari campioni dalla Linea dell'Engadina. In tale figura è possibile notare che:

a) nella Falda dell'Ortles si ha un aumento dell'Indice di Kübler ($^{\circ}\Delta 2\theta$) verso W, cioè il grado metamorfico aumenta verso E;

b) nella Falda di Ela tutti gli affioramenti esaminati rientrano nel campo dell'anchizona, e nessun gradiente E-W è osservabile;

c) la Linea dell'Engadina separa nei pressi di S-chanf due falde con grado metamorfico diverso: la parte occidentale della Falda dell'Ortles (diagenesi) è infatti direttamente a contatto con la parte orientale della Falda di Ela (anchizona).

Sulla base di questi risultati è da escludere una correlazione tra la Falda dell'Ortles e la Falda di Ela attraverso la Linea dell'Engadina. La Linea dell'Engadina deve avere, almeno in quest'area, la natura di una faglia lungo cui il blocco orientale (Falda dell'Ortles) viene abbassato e giustapposto con il blocco occidentale (Falda di Ela) con grado metamorfico maggiore. Queste osservazioni sono in accordo con l'interpretazione di SCHMID & FROITZHEIM (1993), che considerano la Linea dell'Engadina una faglia normale immergente verso SE.

La Falda dell'Ortles non rappresenta perciò la continuazione della Falda di Ela a E della Linea dell'Engadina, ma una falda che si trovava, rispetto alla Falda di Ela, ad un livello strutturale più elevato prima dei movimenti lungo la Linea dell'Engadina.

Per quanto riguarda i risultati ottenuti nei sedimenti della Falda Silvretta (Ducan), nell'Unità del Mezzaun e nella Falda del Bernina, essi confermano sostanzialmente quelli di DUNOYER DE SEGONZAC & BERNOULLI (1976) e di HENRICHS (1993):

a) la parte occidentale della Falda Silvretta ha un grado metamorfico minore rispetto alla sottostante Falda di Ela paragonabile con quello della parte occidentale della Falda dell'Ortles;

b) l'Unità del Mezzaun e la Falda Bernina mostrano un metamorfismo più elevato rispetto alla Falda dell'Ortles e paragonabile con quello della Falda di Ela. Su queste basi è possibile dimostrare ulteriormente l'appartenenza delle suddette falde a due livelli strutturali distinti: uno più elevato (Austroalpino superiore) che comprende la Falda dell'Ortles e la Falda Silvretta, ed uno inferiore (Austroalpino inferiore) che comprende la Falda di Ela, l'Unità del Mezzaun (e l'Unità del Murtiröl) e la Falda Bernina.

Sulla base dei risultati ottenuti e tenendo conto dei dati pubblicati, in fig. 5 sono state riportate le temperature raggiunte durante il metamorfismo alpino nelle falde austroalpine superiori nell'area delle Dolomiti dell'Engadina.

TAB. 1 – *Cristallinità dell'illite: ubicazione campioni misurati e risultati ottenuti*

– Illite «Cristallinity»: sample location and results

Camp. n°	Formazione	Località	Coordinate*	$^{\circ}\Lambda 2\theta_{CuK\alpha}$	Deviazione standard	Unità tettonica
1	Allgäu	Valle Pettini	815.050/158.025	0.356	0.007	Falda dell'Ortles
2	Kössen	Valle Cancano	821.275/157.450	0.281	0.006	Falda dell'Ortles
3	Allgäu	Valle Saliente	804.950/161.500	0.466	0.026	Falda dell'Ortles
4	Allgäu	Valle Saliente	805.400/160.700	0.358	0.013	Falda dell'Ortles
5	Allgäu	Lago S. Giacomo	815.650/159.075	0.345	0.017	Falda dell'Ortles
6	Plattenkalk	Lago S. Giacomo	817.250/157.650	0.277	0.010	Falda dell'Ortles
7	Kössen	Lago di Cancano	819.800/157.550	0.335	0.007	Falda dell'Ortles
8	Allgäu	Canale Torto	810.050/159.325	0.369	0.014	Falda dell'Ortles
9	Allgäu	Canale Torto	810.225/159.175	0.386	0.011	Falda dell'Ortles
10	Allgäu	Canale Torto	810.475/158.500	0.361	0.009	Falda dell'Ortles
11	Allgäu	Val Müschauns	801.250/165.850	0.486	0.040	Falda dell'Ortles
12	Allgäu	Val Müschauns	801.125/165.165	0.696	0.019	Falda dell'Ortles
13	Allgäu	Val d'Es-cha	788.100/164.050	0.377	0.011	Falda di Ela
14	Allgäu	Val d'Es-cha	788.050/164.200	0.314	0.006	Falda di Ela
15	Allgäu	Val d'Es-cha	787.950/164.300	0.323	0.012	Falda di Ela
16	Allgäu	Val d'Es-cha	787.600/164.425	0.315	0.008	Falda di Ela
17	Allgäu	Albulapass	784.425/162.375	0.346	0.005	Falda di Ela
18	Allgäu	Albulapass	784.150/162.675	0.328	0.006	Falda di Ela
19	Allgäu	Crap Alv	780.525/161.925	0.243	0.007	Falda di Ela
20	Allgäu	Palpuogna	779.700/161.950	0.274	0.007	Falda di Ela
21	Allgäu	Naz	778.075/162.850	0.334	0.016	Falda di Ela
22	Allgäu	Giardana	777.750/165.050	0.295	0.007	Falda di Ela
23	Allgäu	Bergün	777.100/167.050	0.304	0.014	Falda di Ela
24	Kössen	Gretji	780.900/173.075	0.388	0.014	Falda Silvretta (Ducan)
25	Kössen	Gretji	781.300/173.300	0.491	0.014	Falda Silvretta (Ducan)
26	Kössen	Chrachenhorn	781.550/173.425	0.556	0.020	Falda Silvretta (Ducan)
27	Kössen	Gretji	781.125/173.450	0.497	0.014	Falda Silvretta (Ducan)
28	Allgäu	Lago S. Giacomo	816.850/159.020	0.304	0.020	Falda dell'Ortles
31	Kössen	Lago di Cancano	819.020/156.925	0.352	0.010	Falda dell'Ortles
32	Allgäu	Piz Uter	795.850/161.150	0.379	0.006	U. Mezzaun ("Corn Zug")
33	Allgäu	Piz Uter	796.150/161.250	0.358	0.004	Unità del Mezzaun
34	Allgäu	Piz Arpiglia	796.700/161.800	0.288	0.008	Unità del Mezzaun
35	Allgäu	Piz Arpiglia	796.700/161.600	0.271	0.009	Unità del Mezzaun
37.1	Allgäu	Valle del Monte	802.325/151.150	0.299	0.011	Falda Bernina
37.2	Allgäu	Valle del Monte	802.425/151.125	0.266	0.008	Falda Bernina
37.3	Allgäu	Valle del Monte	801.625/151.900	0.331	0.013	Falda Bernina
43	Allgäu	Lago di Livigno	807.800/159.775	0.546	0.015	Falda dell'Ortles
44	Allgäu	Lago di Livigno	809.000/160.350	0.580	0.007	Falda dell'Ortles
45	Allgäu	Valle Alpisella	811.250/159.450	0.544	0.019	Falda dell'Ortles
46	Allgäu	Valle Alpisella	813.625/158.900	0.329	0.008	Falda dell'Ortles
47	Plattenkalk	Valle del Braulio	08.375/52.900**	0.278	0.010	Falda dell'Ortles
48	Allgäu	Val Chaschauna	798.950/163.700	0.531	0.013	Falda dell'Ortles
49	Allgäu	Schanfs	794.575/165.850	0.288	0.010	Falda di Ela
50	Allgäu	God Flin	798.100/167.200	0.434	0.006	Falda dell'Ortles
51	Allgäu	Varusch	797.450/168.600	0.375	0.005	Falda dell'Ortles
52	Allgäu	Valle del Monte	801.300/152.525	0.304	0.008	Falda Bernina
53	Allgäu	Valle del Monte	801.150/152.650	0.284	0.006	Falda Bernina
54	Kössen	SW-Gretji	780.940/173.175	0.452	0.005	Ducan
55	Kössen	Chrummhürel	781.150/173.050	0.411	0.019	Ducan
56	Kössen	SW-Gretji	780.850/173.150	0.527	0.012	Ducan

* Coordinate in base alla Carta Nazionale Svizzera.

** Coordinate in base alla Carta d'Italia 1:50.000, Istituto Geografico Militare, Foglio n° 24-Bormio.

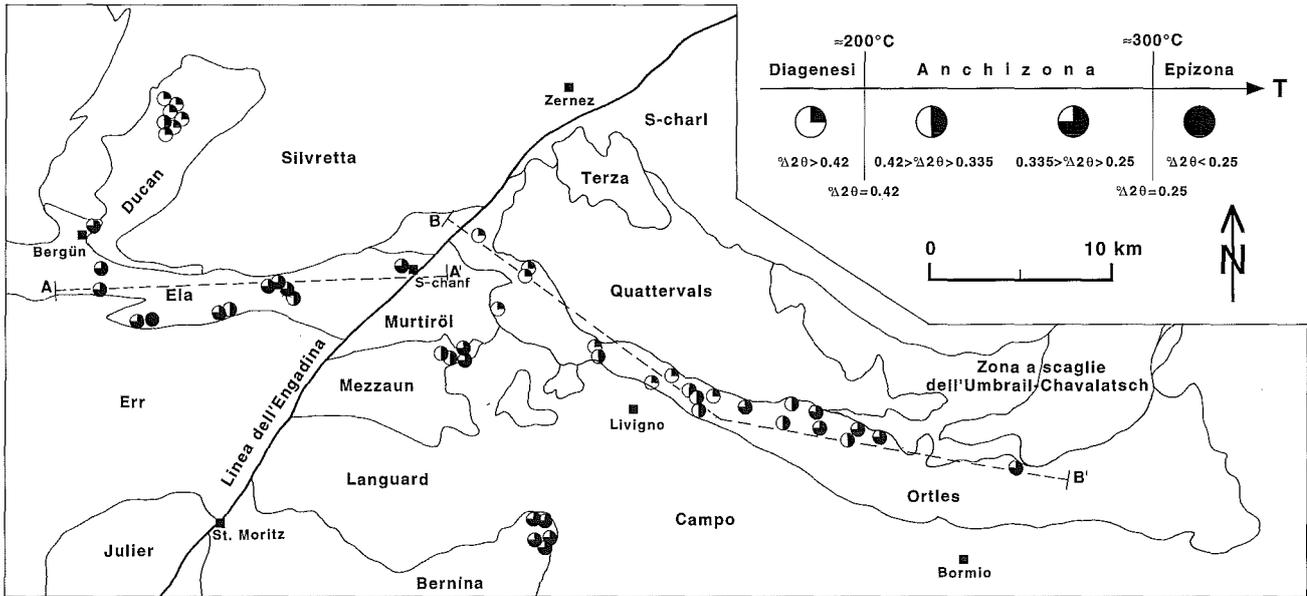


Fig. 6 - Cristallinit  dell'illite (Indice di K bler = $\circ\Delta 2\theta$) nei sedimenti della Falda di Ela, della Falda dell'Ortles, della Falda Silvretta (Ducan), dell'Unit  del Mezzaun e della Falda Bernina. A-A' e B-B' rappresentano le tracce dei profili di fig. 7 a.
 - Illite «crystallinity» (K bler Index = $\circ\Delta 2\theta$) in Mesozoic sediments of the Ela nappe, Silvretta nappe, Ortler nappe, Mezzaun unit and Bernina nappe. A-A', B-B': profile in fig. 7 a.

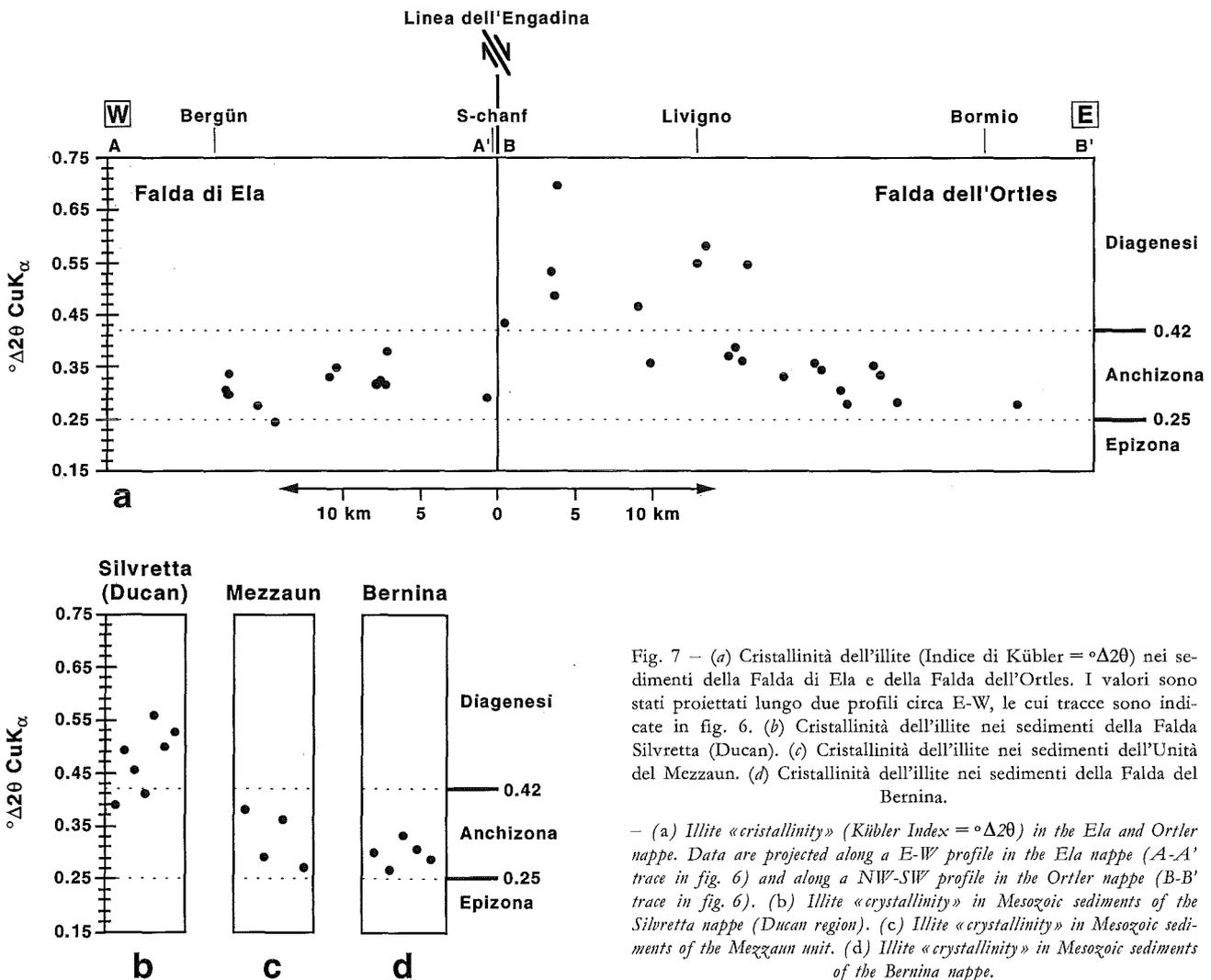


Fig. 7 - (a) Cristallinit  dell'illite (Indice di K bler = $\circ\Delta 2\theta$) nei sedimenti della Falda di Ela e della Falda dell'Ortles. I valori sono stati proiettati lungo due profili circa E-W, le cui tracce sono indicate in fig. 6. (b) Cristallinit  dell'illite nei sedimenti della Falda Silvretta (Ducan). (c) Cristallinit  dell'illite nei sedimenti dell'Unit  del Mezzaun. (d) Cristallinit  dell'illite nei sedimenti della Falda del Bernina.

- (a) Illite «crystallinity» (K bler Index = $\circ\Delta 2\theta$) in the Ela and Ortler nappe. Data are projected along a E-W profile in the Ela nappe (A-A' trace in fig. 6) and along a NW-SW profile in the Ortler nappe (B-B' trace in fig. 6). (b) Illite «crystallinity» in Mesozoic sediments of the Silvretta nappe (Ducan region). (c) Illite «crystallinity» in Mesozoic sediments of the Mezzaun unit. (d) Illite «crystallinity» in Mesozoic sediments of the Bernina nappe.

3.2. — ETÀ DEL METAMORFISMO

Datazioni su minerali di età alpina nell'area delle Dolomiti dell'Engadina sono state effettuate da THÖNI (1980a; 1980b; 1981; 1983; 1986) e THÖNI & HOINKES (1987), nella Falda Silvretta da THÖNI (1981), FLISCH (1986), SPIESS (1987) e HURFORD *et alii* (1989). A tali autori e a SCHMID & HAAS (1989) si rimanda per una discussione più ampia dell'argomento.

Dalla distribuzione regionale delle età ricavate con i metodi K/Ar e Rb/Sr su miche neofornate, si può affermare che l'evento metamorfico responsabile della retrocessione delle paragenesi erciniche e della crescita di nuovi minerali è attribuibile al Cretaceo superiore. Le miche sincinematiche nelle Miloniti della Val Venosta hanno anch'esse un'età variabile tra i 70 e i 100 Ma, mentre il metamorfismo e la foliazione nelle formazioni di Chazforà e Ruina della Falda di S-charl in Val Müstair hanno un'età di circa 90 Ma. L'utilizzazione del metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in queste rocce ha fornito risultati analoghi (THÖNI & MILLER, 1987, 90 Ma).

Datazioni nel basamento della Falda Silvretta hanno ugualmente fornito età comprese tra 80 e 110 Ma.

3.3. — DISCUSSIONE

Sulla base dei dati geocronologici disponibili è possibile affermare che durante il Cretaceo superiore si ha il metamorfismo della Falda dell'Ötztal, il sovrascorrimento lungo l'Accavallamento di Slingia, la formazione delle Miloniti della Val Venosta e il metamorfismo nelle sottostanti Falda di Campo, Falda di S-charl e Basamento di Sesvenna.

Come vedremo in seguito, il proseguimento delle Miloniti della Val Venosta può essere tracciato ulteriormente verso W nell'area delle Dolomiti dell'Engadina lungo l'Accavallamento dello Zebrù e l'Accavallamento Trupchun-Braulio; questi accavallamenti sono responsabili dell'attuale struttura a falde e dello sviluppo di pieghe nella Falda dell'Ortles. È perciò ragionevole supporre che:

a) l'attività lungo l'Accavallamento dello Zebrù e l'Accavallamento Trupchun-Braulio sia contemporanea con quella lungo l'Accavallamento di Slingia, cioè del Cretaceo superiore;

b) che il metamorfismo riconosciuto all'interno della Falda dell'Ortles sia anch'esso dovuto alle fasi eoalpine (fase D1).

Essendo originati dal medesimo evento deformativo, i valori approssimativi di temperatura dedotti dalle misure di cristallinità dell'illite nella Falda

dell'Ortles, possono essere confrontati con quelli ricavati dalle paragenesi mineralogiche nella Falda di S-charl e nel Basamento di Sesvenna (fig. 5).

Un'importante osservazione già effettuata nella Falda dell'Ötztal e nelle Miloniti della Val Venosta può essere confermata nelle Dolomiti dell'Engadina: il grado metamorfico è progrado verso E.

Un gradiente nel metamorfismo è osservabile anche nella Falda Silvretta. Avvicinandosi alla finestra dell'Engadina infatti sono attualmente esposti livelli sempre più profondi della Falda Silvretta, portati alla superficie durante la fase di sollevamento terziarie legate ai movimenti lungo la Linea dell'Engadina.

4. — ANALISI MICROSTRUTTURALE E TESSITURALE

Al fine di ricostruire i movimenti relativi tra le varie falde particolare attenzione è stata prestata allo studio degli indicatori cinematici presenti nelle miloniti lungo le varie superfici di accavallamento.

Gli indicatori cinematici più frequenti sono: porfiroclasti asimmetrici, foliazioni complesse, orientazioni preferenziali della forma dei granuli, orientazioni cristallografiche preferenziali (fig. 8).

Porfiroclasti asimmetrici: appartenenti a questa categoria sono stati riconosciuti «mica fish» (fig. 8a) (EISBACHER, 1970; LISTER & SNOKE, 1984), clasti tipo σ (SIMPSON & SCHMID, 1983; PASSCHIER & SIMPSON, 1986), clasti tipo δ , clasti con dissoluzione (fig. 8b), orientazioni preferenziali indotte dalla presenza di clasti rigidi (GARCIA CELMA, 1982).

Foliazioni complesse: con questo termine si intende la presenza di foliazioni sviluppatesi contemporaneamente a quella milonitica principale. I più comuni tipi di foliazioni complesse utilizzate per determinare il senso di movimento sono legate allo sviluppo di superfici S-C (BERTHÉ *et alii*, 1979b; LISTER & SNOKE, 1984) e allo sviluppo di «shear band» (BERTHÉ *et alii*, 1979a; PLATT & VISSERS, 1980; WHITE *et alii*, 1980) fig. 8c. Con questo termine si intendono in questo lavoro discrete zone di taglio presenti in miloniti e con movimento sintetico rispetto al senso generale di trasporto. Il termine «extensional crenulation cleavage» viene invece riservato per un qualsiasi clivaggio di crenulazione sul quale sia possibile riconoscere movimenti normali. La differenza tra i due tipi di superfici è evidenziata dal fatto che le «shear band» sono sin-milonitiche, molto discontinue e dopo breve tratto si parallelizzano con la foliazione milonitica (fig. 8c). Nel caso di un «extensional crenulation

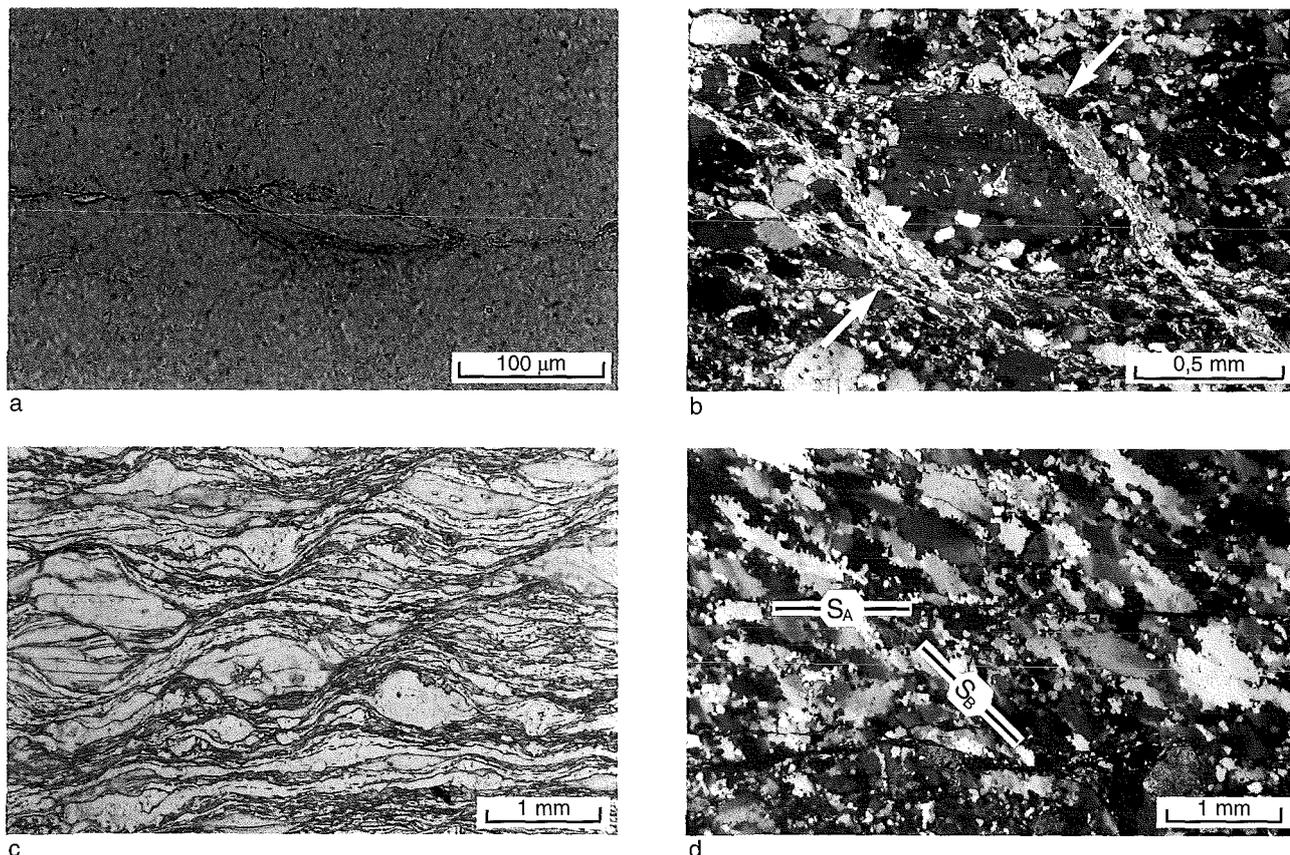


Fig. 8 – Indicatori cinematici riconosciuti nell'area studiata. Tutte le foto, anche nelle figure seguenti, rappresentano sezioni ortogonali alla foliazione e parallele alla lineazione, orientate con E a destra e W a sinistra. Il senso di taglio è sinistrale negli esempi qui riportati, indicando cioè un trasporto tettonico verso W. (a) Porfiroclasto di mica («mica-fish») in quarzo-miloniti, Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch (P. Chavalatsch). (b) Porfiroclasto di feldspato con dissoluzione, quarzo-miloniti lungo l'Accavallamento dello Zebrù, Val Zebrù. Attorno al porfiroclasto è possibile osservare due zone in cui si ha dissoluzione arricchite nel materiale relativamente meno solubile, di solito miche nel caso di quarzo-miloniti. Il materiale insolubile si concentra attorno al porfiroclasto ortogonalmente alla direzione di σ_1 (ινδιγατα δαλλε ζρεγγε). (c) Shear bands, miloniti base Silvretta, Fourcla da l'Uertsch. (d) Quarzo-miloniti Linea dello Zebrù, Zumpanell. L'allineamento di cristalli di mica definisce la foliazione milonitica macroscopicamente visibile (S_A), l'orientazione preferenziale della forma dei cristalli di quarzo ricristallizzati dinamicamente è obliqua rispetto alla foliazione milonitica e definisce una seconda foliazione (S_B) osservabile solamente in sezione sottile.

– *Shear-sense indicators.* All micrographs are sections cut parallel to the lineation and perpendicular to the foliation. E is always on the right and W on the left. The inferred sinistral sense of shear indicates a «top-to-the-West» transport direction. (a) Porphyroblast («mica-fish») in quartz mylonites in the Umbrail-Chavalatsch imbricates (P. Chavalatsch). (b) Feldspar porphyroblast in quartz-feldspar mylonites along the Zebrù thrust, Val Zebrù. Note accumulation of white mica crystals indicating dissolution, the σ_1 direction is inferred to be perpendicular to the dissolution surfaces. (c) Shear-bands in quartz mylonite at the basis of the Silvretta nappe, Fourcla da l'Uertsch. (d) Fully recrystallized quartz mylonite along the Zebrù thrust, Zumpanell. Mica flakes mark the macroscopic foliation (S_A). Dynamic recrystallization leads to a strong grain boundary preferred orientation (S_B) oblique to the macroscopic foliation.

cleavage» le superfici hanno una continuità maggiore e tagliano indifferentemente ogni foliazione precedente; il loro sviluppo non è perciò contemporaneo a quello della foliazione principale.

Orientazioni preferenziali della forma dei granuli: in livelli ricchi in quarzo in quarzo-miloniti (fig. 8d) e in calcite-miloniti (fig. 21d) si osserva frequentemente che i singoli granuli sono ricristallizzati dinamicamente ed allungati obliquamente rispetto alla foliazione milonitica principale. La direzione di allungamento dei granuli dà un'indicazione sul senso di taglio, ma non rappresenta l'orientazione dell'ellisse dello strain finito della roccia. Per questo motivo non è stata adottata per le microstrutture svi-

luppatesi in rocce milonitiche, la terminologia «S-C» (BERTHÉ *et alii*, 1979b; LISTER & SNOKE, 1984), ma si è preferito indicare in modo generico con S_A la foliazione milonitica principale e con S_B la foliazione definita dall'orientazione preferenziale dei granuli ricristallizzati (fig. 8d).

Orientazioni cristallografiche preferenziali: lo sviluppo di orientazioni cristallografiche preferenziali verrà trattato più estesamente nel capitolo riguardante le tessiture che si sviluppano lungo le varie superfici di accavallamento. Al fine di determinare il senso di movimento, la distribuzione asimmetrica dell'orientazione degli assi c rispetto alla foliazione milonitica è di per se sufficiente.

In fig. 9 sono riportate le direzioni di trasporto riconosciute nell'area studiata; esse derivano dall'osservazione degli indicatori cinematici sopra descritti. La prima fase deformativa (D1, fase Trupchum) è caratterizzata da una direzione generale di trasporto verso NW; più rare sono invece le evidenze di trasporto legate a movimenti post-D1 verso E. Poiché in questi ultimi casi è più difficile riscontrare lo sviluppo di tessiture e microstrutture legate ad una deformazione plastica, in questo capitolo lo studio microstrutturale e tessiturale è limitato solamente alle miloniti che si sviluppano lungo gli accavallamenti D1.

In questo lavoro con il termine «microstrutture» si intendono tutti i caratteri di una roccia osservabili a scala microscopica come la presenza di una foliazione, forma ed orientazione dei granuli, evidenze di deformazione (es. «deformation bands», «subgrain»), morfologia dei contorni dei granuli, ecc. Con il termine «tessitura» si intende invece l'orientazione cristallografica preferenziale dei minerali costituenti la roccia. Per l'uso di termini quali «milonite», «cataclasite», «fragile», «duttile», «plastico», sono state seguite le definizioni di RUTTER (1986) e SCHMID & HANDY (1991).

Le tessiture osservate sono state interpretate sulla base delle seguenti evidenze:

a) è la ricristallizzazione dinamica (= sintettonica) che induce lo sviluppo di orientazioni cristallografiche preferenziali. Cristalli con un'orientazione cristallografica non favorevole per produrre uno scivolamento su piani con basso «critical resolved shear stress» (POIRIER, 1985) sono destinati a scomparire facilmente in quanto sono cristalli con un'alta densità di dislocazioni. Questi individui ricristallizzano più facilmente, in favore di altri cristalli favorevolmente orientati.

b) durante una storia deformativa essenzialmente per taglio semplice progressivo, in cui vi sia ricristallizzazione sintettonica, i vari granuli tendono progressivamente ad orientarsi in modo che i piani reticolari su cui si ha più facilmente scivolamento («slip planes») siano paralleli alla superficie di taglio e la direzione lungo cui si ha più facilmente scivolamento parallela alla direzione di trasporto (ETCHECOPAR, 1977; SCHMID & CASEY, 1986). Il piano reticolare su cui si ha scivolamento e la direzione in esso contenuta lungo cui si ha scivolamento definiscono un «sistema di scivolamento» («slip system»). Per una discussione più completa si rimanda all'ampia letteratura esistente sull'argomento (LISTER *et alii*, 1978; BOUCHEZ *et alii*, 1983; SCHMID & CASEY, 1986; URAI *et alii*, 1986; KNIPE, 1989; DRURY & URAI, 1990; LAW, 1990; WENK & CHRISTIE, 1991).

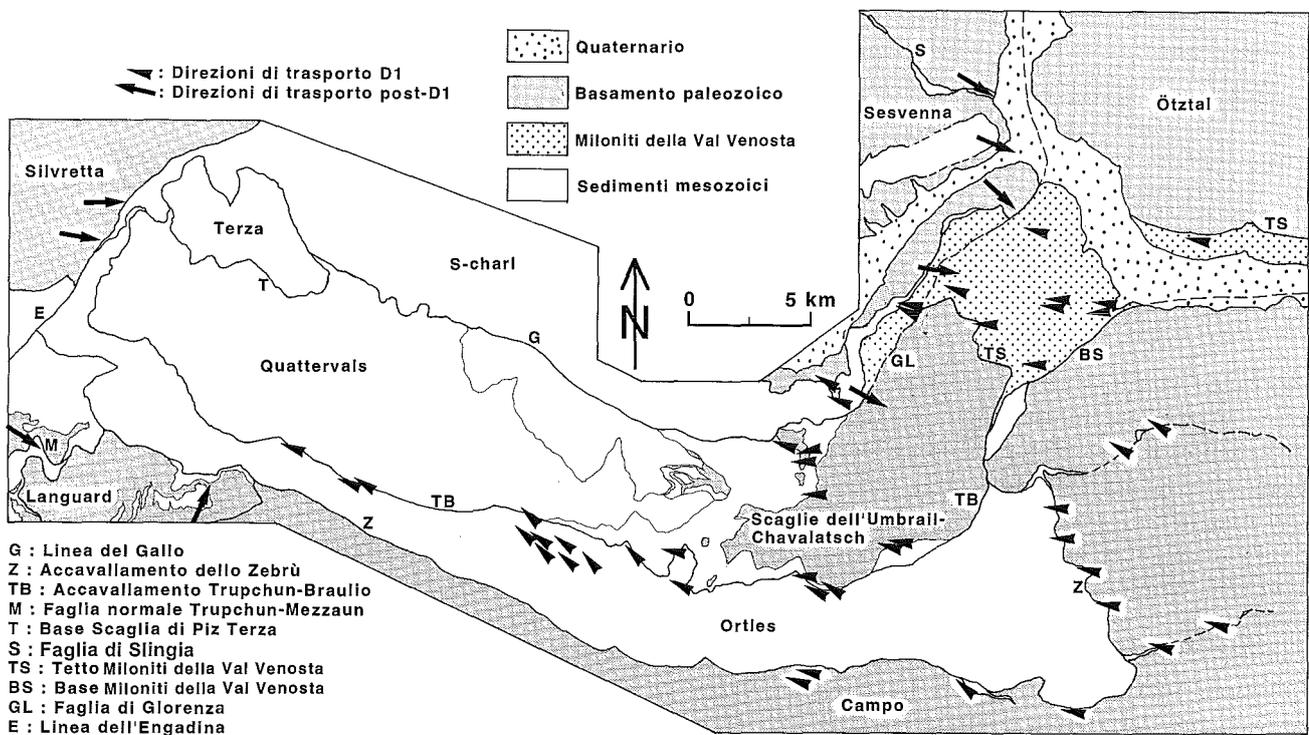


Fig. 9 – Direzioni di trasporto ricavate dallo studio degli indicatori cinematici in quarzo-miloniti (Accavallamento dello Zebrù e Miloniti della Val Venosta) e in calcite-miloniti (Accavallamento Trupchun-Braulio). Le frecce indicano la direzione di trasporto della parte sovrascorsa.

– Sense of shear as determined by microfabric analysis of mylonites. Arrows point to the transport direction of the hanging wall.

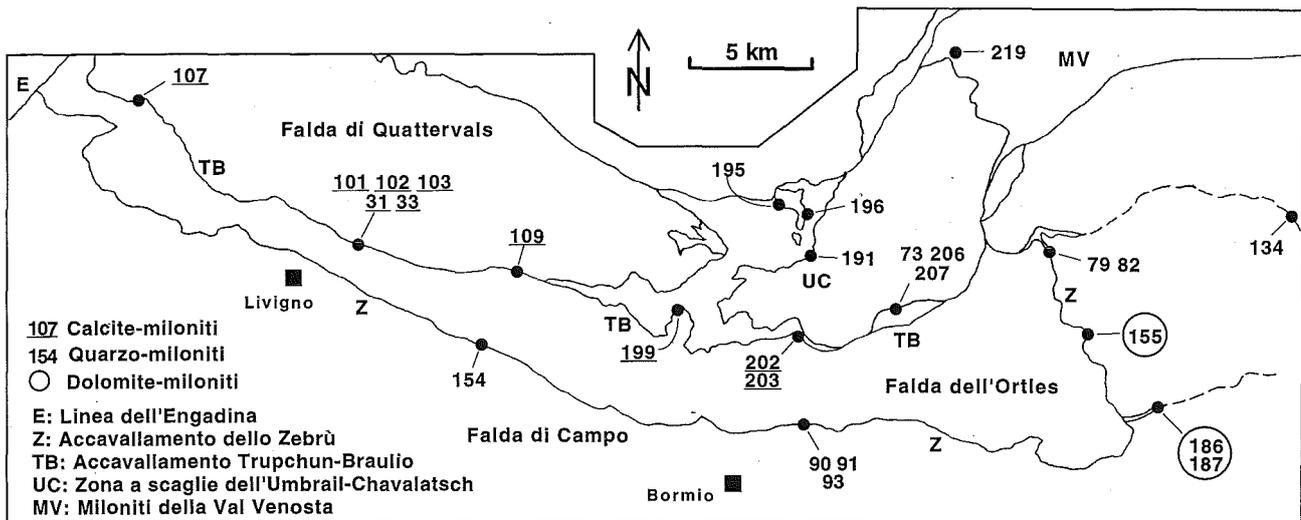


Fig. 10 – Campioni lungo l'Accavallamento dello Zembrù, l'Accavallamento Trupchun-Braulio e nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch.
 – Samples from the Zembrù thrust, the Trupchun-Braulio thrust and the Umbrail-Chavalatsch imbricates.

4.1. – MICROSTRUTTURE E TESSITURE LUNGO L'ACCAVALLAMENTO DELLO ZEBRÙ

A causa delle non buone condizioni di affioramento, osservazioni lungo l'Accavallamento dello Zembrù possono essere fatte solamente lungo la parte centro-orientale della linea: nei pressi di Monte Trela, in Val Zembrù e in Valle Solda (fig. 10)

Nei pressi di M. Trela lungo la Linea dello Zembrù è possibile osservare lo sovrascorrimento della Dolomia Principale della Falda dell'Ortles sul basamento della Falda di Campo. In questo affioramento si sviluppano cataclasiti lungo il contatto (fig. 11) con una foliazione molto penetrativa e una lineazione orientata E-W. I clasti rappresentano frammenti di rocce appartenenti al basamento sottostante, con una scistosità ercinica ben evidente e discordante con quella delle cataclasiti. Spesso i clasti sono costituiti quasi esclusivamente da aggregati di quarzo e una foliazione precedente è difficilmente riconoscibile; anche in questo caso però è possibile affermare che rappresentano vecchi aggregati ricristallizzati durante il metamorfismo ercinico. Questi cristalli di quarzo mostrano infatti evidenze di ricristallizzazione sintettonica per «*grain boundary migration*», con formazione di granuli di notevoli dimensioni, indicativa di una temperatura che non si raggiunge sicuramente in quest'area durante il metamorfismo alpino.

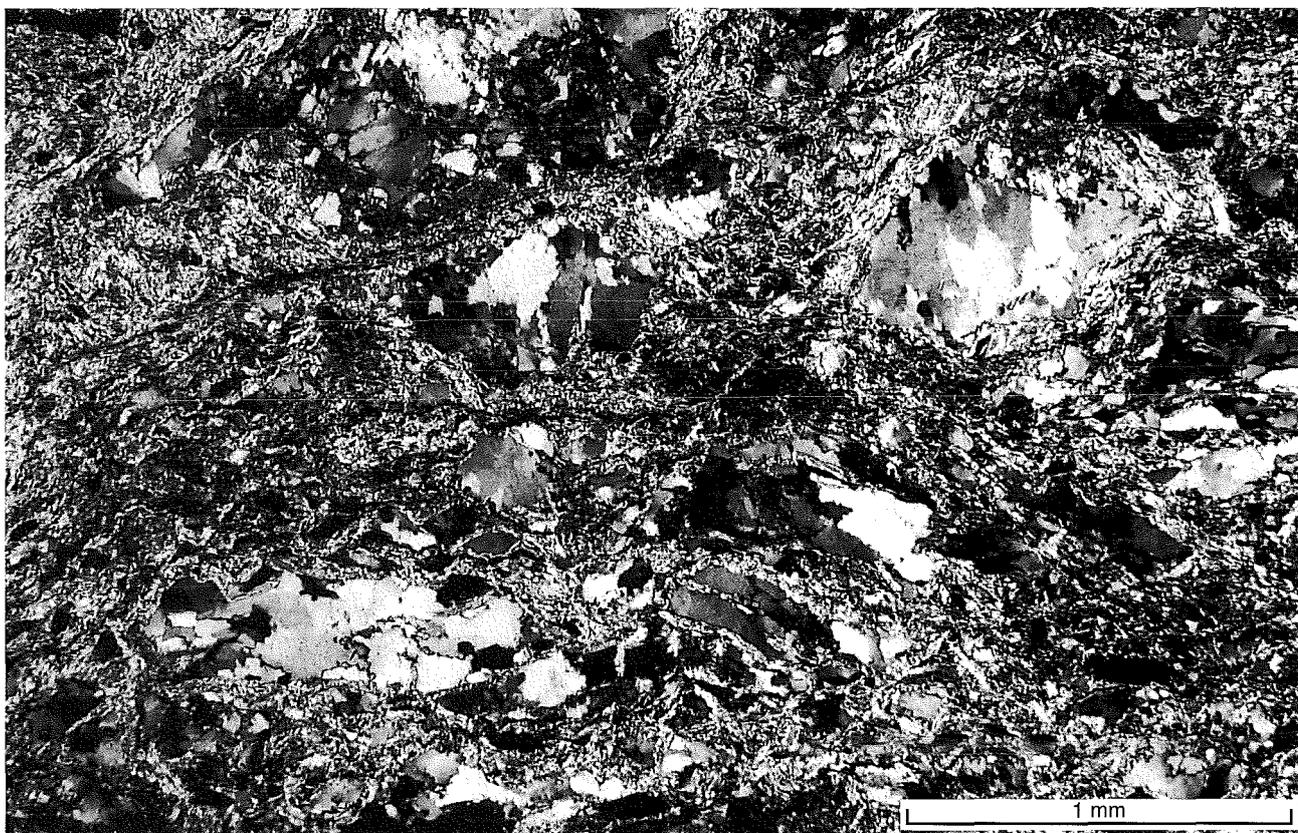
A causa della scarsità degli affioramenti, ulteriori osservazioni sulle deformazioni che si sviluppano lungo questo accavallamento possono essere fatte solamente 10 km più a E, in Val Zembrù. Ottime

esposizioni si hanno in Valle Uzza, una valle laterale della Val Zembrù, a NE di Bormio. In questo affioramento è possibile osservare lo sviluppo di quarzo-miloniti per uno spessore di oltre 10 metri (fig. 12a). La foliazione ha immersione verso N ed è presente una lineazione mineralogica orientata circa E-W. Le quarzo-miloniti sono caratterizzate da granuli con un allungamento obliquo rispetto alla foliazione milonitica (fig. 12b) e da orientazioni cristallografiche preferenziali che indicano un senso generale di movimento sinistrale (verso W). La deformazione si sviluppa in facies scisti verdi, e la ricristallizzazione dinamica nel quarzo avviene mediante rotazione.

Alcune osservazioni molto importanti per lo studio dello sviluppo delle tessiture in quarzo-miloniti in generale può essere fatto in quest'area. Il campione 93 (fig. 13a) è costituito quasi esclusivamente da porfiroclasti di quarzo (asse maggiore > 1mm), alcuni di aspetto globulare, altri di forma leggermente allungata, immersi in una matrice a grana più fine ricristallizzata dinamicamente (diametro medio ca. 40 µm). All'interno dei porfiroclasti sono osservabili solo «*deformation bands*»; verso la periferia del granulo però si osserva dapprima lo sviluppo di subgrain e poi la formazione di nuovi granuli di piccole dimensioni che circondano completamente il porfiroclasto originario («*core-mantle structures*»). In base a queste osservazioni si può affermare che la matrice deriva dalla ricristallizzazione dinamica per rotazione di vecchi granuli di quarzo. Nel campione 91, raccolto nel solito affioramento a pochi metri dal campione 93 (fig. 13b,



a



b

Fig. 11 - (a) Cataclasite lungo l'Accavallamento dello Zebrù, M. Trela, Campione 154. (b) Idem, in sezione sottile.

- (a) Cataclasite along the Zebrù thrust, M. Trela, Sample 154. (b) The same, thin section.



a

Fig. 12 - (a) Quarzo-milonite lungo l'Accavallamento dello Zebbrù, Valle Uzza (Bormio). (b) La stessa in sezione sottile, campione 90. La foliazione milonitica è parallela al lato lungo della foto, una seconda foliazione obliqua è definita dall'orientazione preferenziale della forma dei granuli.

- (a) *Quartz mylonite along the Zebbrù thrust, Valle Uzza (near Bormio).*
(b) *The same in thin section, Sample 90. The macroscopic mylonitic foliation is parallel to the long side of the photograph, oblique is the preferred orientation of the grain shape.*



b

13c, 13d), la microstruttura è analoga a quella del campione 93, con porfiroclasti circondati da una matrice di quarzo ricristallizzato dinamicamente; qui è però presente nella parte centrale della sezione sottile un livello dello spessore di circa 4 mm a granulometria più fine, in cui la ricristallizzazione è stata completa ed i porfiroclasti sono del tutto assenti. La microstruttura del campione 91 è perciò meno omogenea rispetto a quella del campione 93.

In fig. 14 sono riportate le orientazioni degli assi c del quarzo nei campioni 91 e 93 misurate al tavolino universale. Nel campione 93 è stata misurata separatamente l'orientazione cristallografica dei porfiroclasti (fig. 14c) e dei granuli ricristallizzati presenti nell'immediato intorno dei porfiroclasti (fig. 14d). Nel campione 91 sono stati invece misurati i porfiroclasti (fig. 14a) ed i granuli presenti nel livello totalmente ricristallizzato (fig. 14b). In entrambi i campioni si osserva una diversa distribuzione degli assi c : i porfiroclasti hanno una distribuzione tipo «cross girdle» mentre i granuli più piccoli ricristallizzati dinamicamente hanno una distribuzione tipo «single girdle». L'orientazione degli assi c nei porfiroclasti presenta solo una debole asimmetria rispetto alla foliazione principale, nei granuli ricristallizzati invece questa asimmetria è più evidente. In entrambi i campioni viene confermato il senso di movimento verso W già dedotto da altri indicatori cinematici.

Generalmente questo tipo di variazione della distribuzione degli assi c nel quarzo (passaggio «cross girdle»-«simple girdle») viene osservata in miloniti avvicinandosi alla zona più deformata, cioè in prossimità della superficie di accavallamento oppure in corrispondenza della parte centrale di zone di taglio (LAW *et alii*, 1986). Questa transizione può venire interpretata come un aumento della componente di taglio semplice durante una deformazione progressiva, oppure come effetto di un aumento della deformazione durante taglio semplice (SCHMID & CASEY, 1986). In questo caso però la diversa orientazione degli assi c viene osservata all'interno del solito campione, implicando che anche alla scala della sezione sottile vi sono inomogeneità, con livelli deformati principalmente per taglio semplice e livelli invece deformati principalmente per taglio puro.

Microstrutture e tessiture in quarzo-miloniti con porfiroclasti in matrice a grana più fine sono state descritte da vari autori: alcuni non riscontrano una rilevante differenza tra l'orientazione cristallografica dei porfiroclasti e della matrice (Law, 1986), altri

invece (SAHA, 1989; KIRSCHNER & TEYSSIER, 1991; HIPPERTT & BORBA, 1992) descrivono distribuzione tipo «cross girdle» per i porfiroclasti e tipo «single girdle» per la matrice.

Negli esempi riportati da questi ultimi autori si tratta sempre di miloniti con una bassa percentuale di porfiroclasti rispetto alla matrice, indicante uno stadio molto avanzato di ricristallizzazione. Questo non è assolutamente il caso per il campione 93. Qui l'alta percentuale di porfiroclasti rispetto alla matrice indica che siamo all'inizio del processo di milonizzazione, ma nonostante questo i granuli ricristallizzati hanno ugualmente una distribuzione degli assi c tipo «single girdle».

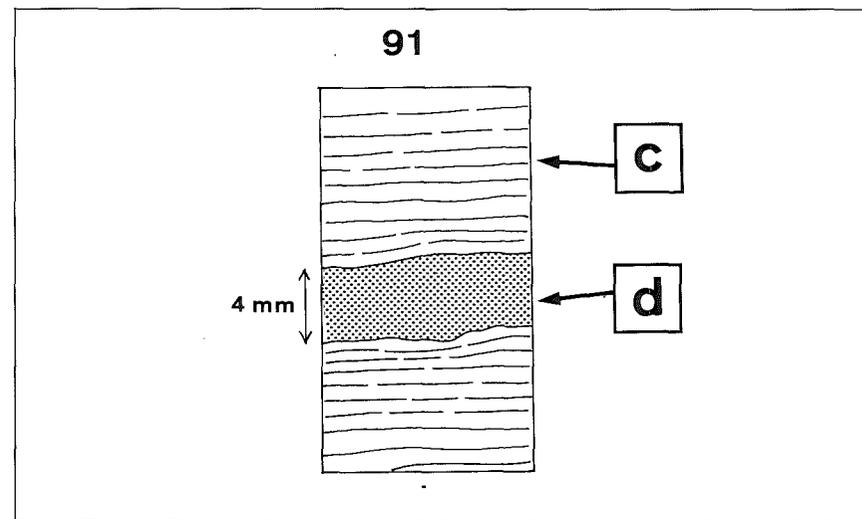
In base a queste considerazioni è possibile affermare che una distribuzione degli assi c tipo «single girdle» non è esclusivamente legata agli stadi finali di una deformazione milonitica, ma si può formare anche all'inizio del processo di milonizzazione. Si può supporre che appena la ricristallizzazione dinamica inizia, i porfiroclasti con orientazione non favorevole subiscano ricristallizzazione per rotazione originando nuovi granuli, se il tipo di deformazione è in questo istante essenzialmente per taglio semplice progressivo gli assi c nei nuovi granuli acquisiranno subito una distribuzione tipo «single girdle».

Ulteriori informazioni possono essere ricavate dagli stereogrammi di fig. 14. Nei due stereogrammi relativi ai granuli di dimensioni minori (fig. 14b e 14d) si può notare una differenza: il campione 93 ha il massimo alla periferia (assi c con giacitura orizzontale), mentre il campione 91 ha due massimi in posizione centrale (assi c con giacitura verticale e fortemente inclinata). La diversa distribuzione può essere spiegata con un'attività su diversi piani reticolari durante il processo di ricristallizzazione: si ha essenzialmente scivolamento sulle basi nel campione 93, scivolamento sui prismi e sui rombi per il campione 91. Il fatto che i due campioni provengano dallo stesso affioramento esclude però che sia la temperatura il parametro discriminante, come invece spesso osservato in condizioni sperimentali.

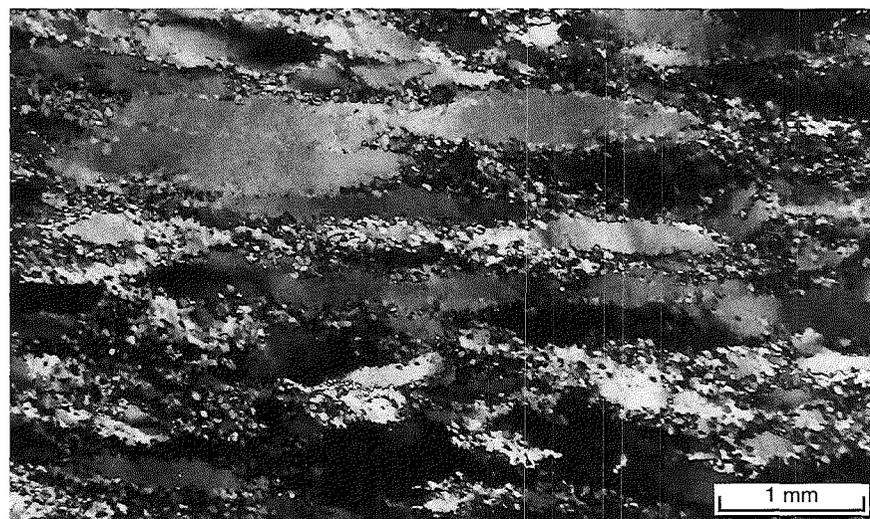
Quarzo-miloniti si ritrovano ancora più a E lungo la linea dello Zebrù e anche in questo caso, il quarzo ricristallizza per rotazione. Come già notato da Andreatta (1952), una zona milonitica si prolunga dall'area dello Zumpanell e prosegue fino in Val di Lasa; queste miloniti vengono qui considerate come strettamente legate ai movimenti lungo la Linea dello Zebrù. Lungo questa linea in Val di Lasa si sviluppano microstrutture caratteristiche di una deformazione di più alta tem-



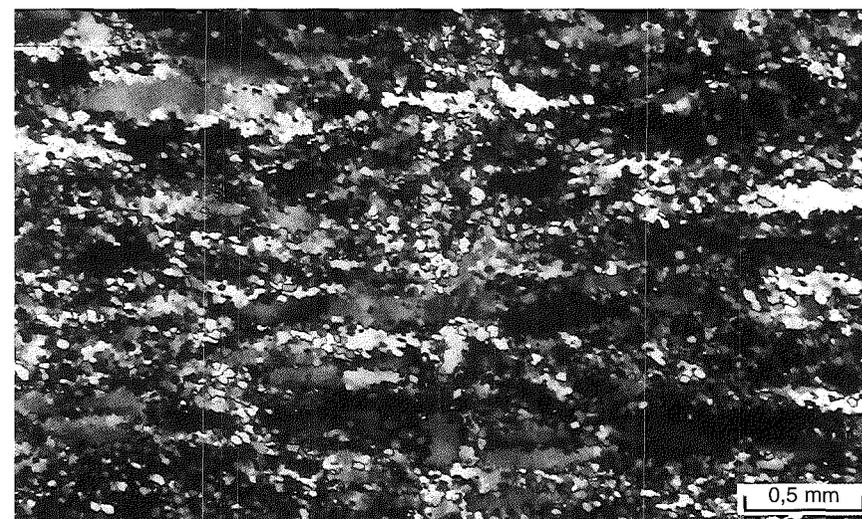
a



b



c



d

Fig. 13 - (a) Campione 93, Accavallamento dello Zembrù, Val Zembrù. Porfiroclasti di quarzo in una matrice formata da quarzo ricristallizzato dinamicamente. La foliazione milonitica (S_A) è parallela al lato lungo della foto, l'allungamento dei porfiroclasti è obliquo e definisce una seconda foliazione (S_B), E è sulla destra. (b) Microstruttura osservata nel campione 91, il dominio «c» rappresenta la porzione in cui sono presenti porfiroclasti e granuli ricristallizzati, il dominio «d» indica il livello completamente ricristallizzato dinamicamente. (c) Particolare del dominio «c» Campione 91, Accavallamento dello Zembrù, Val Zembrù. Porfiroclasti allungati parallelamente alla foliazione milonitica, E è sulla destra. (d) Particolare del dominio «d». Livello completamente ricristallizzato dinamicamente all'interno del campione 91.

- (a) Sample 93. Quartz mylonite from the Zembrù thrust. Quartz porphyroclasts in a dynamically recrystallized quartz matrix. S_A is the macroscopic mylonitic foliation, S_B is defined by the preferred orientation of elongated grain. E is on the right. (b) Sketch of a thin section from sample 91, Zembrù thrust, Val Zembrù. The «c» domain is characterized by quartz porphyroclasts in a dynamically recrystallized quartz matrix; in the «d» domain only recrystallized quartz grains are present. (c) Microstructure of the «c» domain. (d) Microstructure of the «d» domain.

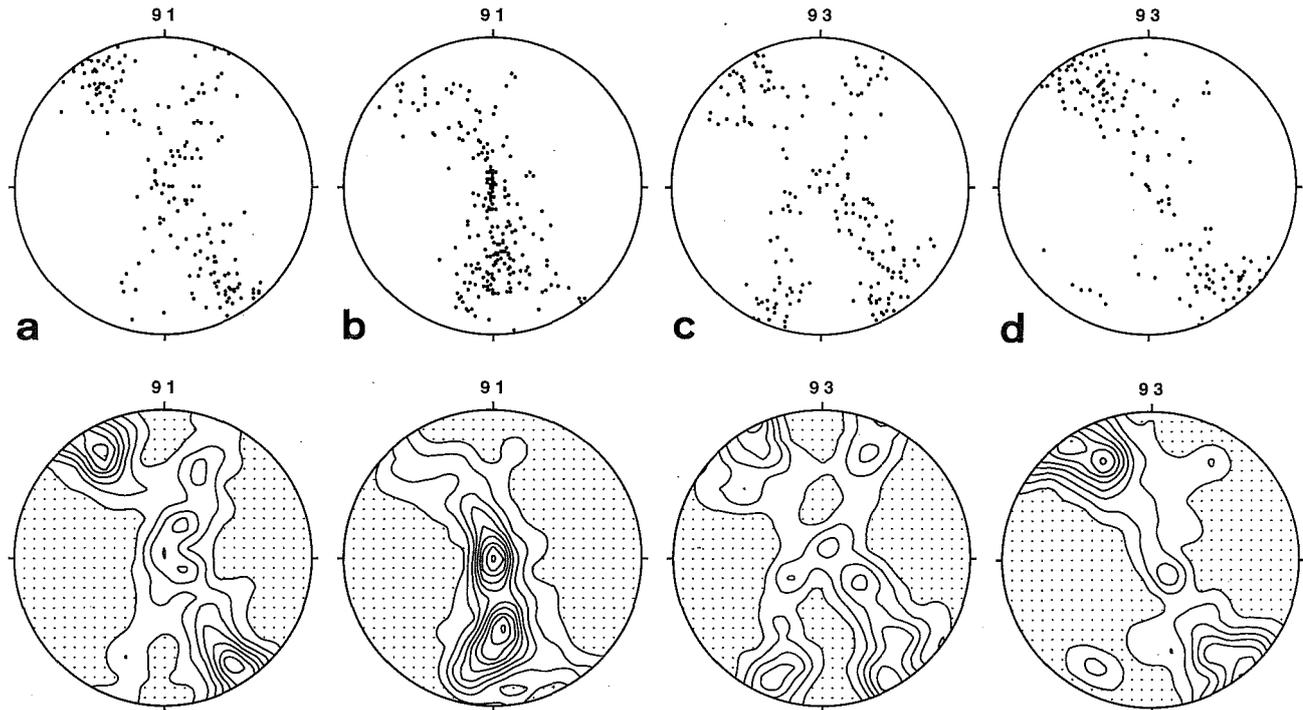


Fig. 14 – Orientazione degli assi *c* del quarzo nei campioni 91 e 93 misurati otticamente al tavolino universale (*a-d*) e relativi contour (in basso). In tutti gli stereogrammi la foliazione milonitica è verticale ed orientata E-W, la lineazione è orizzontale, E è a destra e W a sinistra. Il senso di taglio è sinistrale («top-W») per entrambi i campioni. Le isolinee negli stereogrammi con contour rappresentano multipli di una distribuzione uniforme. L'intervallo tra le varie isolinee è in tutti gli stereogrammi 1.0 volte la distribuzione uniforme, aree con valori inferiori a 0.5 sono rappresentate con un punteggiato (contour: 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, ...). (a) Campione 91, porfiroclasti, 168 misure, dominio «c» in fig. 13b. (b) Campione 91, granuli ricristallizzati dinamicamente, 216 misure, dominio «d» in fig. 13b. (c) Campione 93, porfiroclasti, 181 misure. (d) Campione 93, granuli ricristallizzati dinamicamente, 145 misure.

– Quartz *c*-axis textures optically measured on a universal stage from sample 91 and sample 93. Data are plotted on the lower hemisphere, equal area stereographic projections, with the foliation aligned vertically E-W and the lineation horizontal. E is on the right. A sinistral («top-to-the-west») sense of shear is inferred for both samples. The contours are multiples of a uniform distribution, the contour interval is 1.0. Areas with density less than 0.5 are stippled (0.5, 1.5, 2.5, 3.5, ...). (a) Sample 91, only porphyroclasts, 168 data, «c» domain of fig. 13. (b) Sample 91, recrystallized matrix, 216 data, «d» domain of fig. 13. (c) Sample 93, porphyroclasts, 181 data. (d) Sample 93, recrystallized matrix, 145 data.

peratura. Il quarzo mostra granuli di dimensioni maggiori ed evidenze di ricristallizzazione dinamica per migrazione del limite dei granuli (fig. 15); è possibile stimare perciò una temperatura di deformazione in quest'area maggiore di 400° C (WERLING, 1992). L'allungamento dei granuli rispetto alla foliazione principale indica ancora un senso di trasporto verso W.

Rimangono a questo punto da discutere le rocce affioranti lungo l'Accavallamento dello Zebrù nei pressi di Punta Alta/Hochleitenspitze nell'area dello Zumpanell (campioni 79 e 82 in fig. 10), dove importanti mineralizzazioni a magnesite (HAMMER, 1909; ANDREATTA, 1957; BURCKHARD, 1966) sono state sfruttate commercialmente in passato.

In quest'area lungo l'Accavallamento dello Zebrù sia la Dolomia Principale appartenente alla Fal-

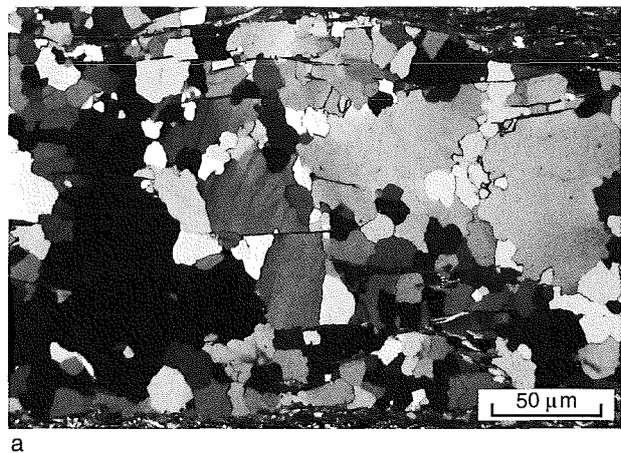


Fig. 15 – «Grain boundary migration» in quarzo-miloniti alpine in Val di Lasa. Falda di Campo, campione 134.

– Grain boundary migration in alpine quartz mylonite. Campo nappe, sample 134, Val di Lasa.

da dell'Ortles, sia il basamento cristallino della Falda di Campo, non presentano evidenze di deformazione plastica, ma la deformazione avviene principalmente per cataclasi. In fig. 16 sono riportate le microstrutture riconosciute nel basamento cristallino avvicinandosi progressivamente all'Accavallamento dello Zebrù. In fig. 16a si riconoscono grossi clasti di basamento completamente cataclastico, immersi in una matrice fine scura. Talvolta questi clasti mostrano al loro interno evidenze di una deformazione plastica precedente all'evento cataclastico, testimoniata dalla presenza di «grain boundary migration» nel quarzo. (fig. 16b). Avvicinandosi al contatto tettonico (fig. 16c, d) diminuisce la percentuale di frammenti di rocce del cristallino e aumenta quella della matrice. La matrice è composta da minerali a grana molto fine difficilmente risolvibili al microscopio, probabilmente sericite e materiale grafitico.

Le microstrutture che si sviluppano nel basamento immediatamente a contatto con l'Accavallamento dello Zebrù possono venire interpretate come il risultato di reazioni e variazioni di fase che avvengono nella roccia durante un evento deformativo (WHITE & KNIFE, 1978). Durante i movimenti lungo l'Accavallamento dello Zebrù vi è stata sicuramente in quest'area un'importante circolazione di fluidi testimoniata dalle importanti mineralizzazioni. Questi fluidi dovevano produrre una diffusa alterazione nelle rocce del basamento, ricche in feldspati, originando così materiale sericitico. L'abbondanza di fillosilicati facilita, durante la deformazione, una localizzazione del movimento lungo tali livelli piuttosto che una deformazione plastica nel quarzo. In questo modo le miloniti formatesi negli stadi iniziali della deformazione possono venire cataclastate e si ritrovano ora solamente come clasti isolati. Cataclasi e scivolamento tra i granuli sono quindi il meccanismo deformativo principale, producendo ancora una variazione di volume e facilitando ulteriormente l'accesso di fluidi e la formazione di nuova sericite. Le zone a grana più fine rappresentano perciò livelli ove questo processo è più avanzato e dove si concentra maggiormente la deformazione.

Concludendo, l'Accavallamento dello Zebrù è un sovrascorrimento con senso di trasporto verso NW. In un profilo E-W è possibile osservare la transizione cataclasi-deformazione plastica nel quarzo. A W la cataclasi è il principale meccanismo deformativo operante, a E prevale invece la deformazione plastica. Questo implica un aumento verso E della temperatura durante la deformazione, come già osservato dalla distribuzione delle temperature del metamorfismo alpino.

4.2. — MICROSTRUTTURE E TESSITURE LUNGO L'ACCAVALLAMENTO TRUPCHUN-BRAULIO

Lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio, tra la Val Trupchun (a W) e la Valle del Braulio (a E) le litologie carbonatiche della Falda dell'Ortles (Formazione di Allgäu, Formazione di Kössen, Plattenkalk) vengono sovrascorse dalla Dolomia Principale della Falda di Quattervals e dalla Dolomia Principale appartenente alla Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch (Scaglia dello Stelvio). Lungo questa parte dell'accavallamento si osserva un'intensa deformazione con formazione di cataclasi e calcite-miloniti nelle formazioni della Falda dell'Ortles (footwall), mentre la sovrastante Dolomia Principale rimane praticamente indeformata.

Lungo la parte più orientale dell'accavallamento, tra il Passo dello Stelvio e la Valle di Trafoi, non è stata osservata alcuna evidenza di deformazione plastica. Ciò è dovuto fatto che in questo tratto dell'Accavallamento Trupchun-Braulio sono a contatto la Dolomia Principale della Scaglia dello Stelvio (Zona a Scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch) e la Dolomia Principale della Falda dell'Ortles, e la loro deformazione è essenzialmente cataclastica.

I campioni raccolti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio e discussi in seguito sono riportati in fig. 10 ed in tab. 2.

4.2.1. — *Microstrutture e tessiture in rocce carbonatiche*

Sebbene numerosi siano i lavori sulle microstrutture osservate in rocce carbonatiche deformate, lo sviluppo di orientazioni cristallografiche preferenziali è stato studiato in rocce carbonatiche deformate sperimentalmente in laboratorio (TURNER *et alii*, 1956; WENK *et alii*, 1973; CASEY *et alii*, 1978; WAGNER *et alii*, 1982; KERN & WENK, 1983; SCHMID *et alii*, 1987; WENK *et alii*, 1987; DE BRESSER & SPIERS, 1993) e in misura molto minore in rocce deformate naturalmente (Wenk, 1985a; SCHMID *et alii*, 1987).

Tessiture complete di rocce carbonatiche deformate naturalmente non sono frequenti nella letteratura geologica; la maggiore parte degli autori riporta solo l'orientazione degli assi *c* o dei piani *a* e solo in pochi lavori sono riportate anche altre orientazioni cristallografiche (SCHMID *et alii*, 1981b; BEHRMANN, 1983; DIETRICH & SONG, 1984; HEITZMANN, 1987; SCHMID *et alii*, 1987; DE ROO *et alii*, 1992; ERSKINE *et alii*, 1993). I campioni descritti da questi autori provengono da assetti strutturali differenti (aree intensamente piegate, zone di taglio, superfici di accavallamento) e risultano deformati in condizioni molto diverse tra loro.

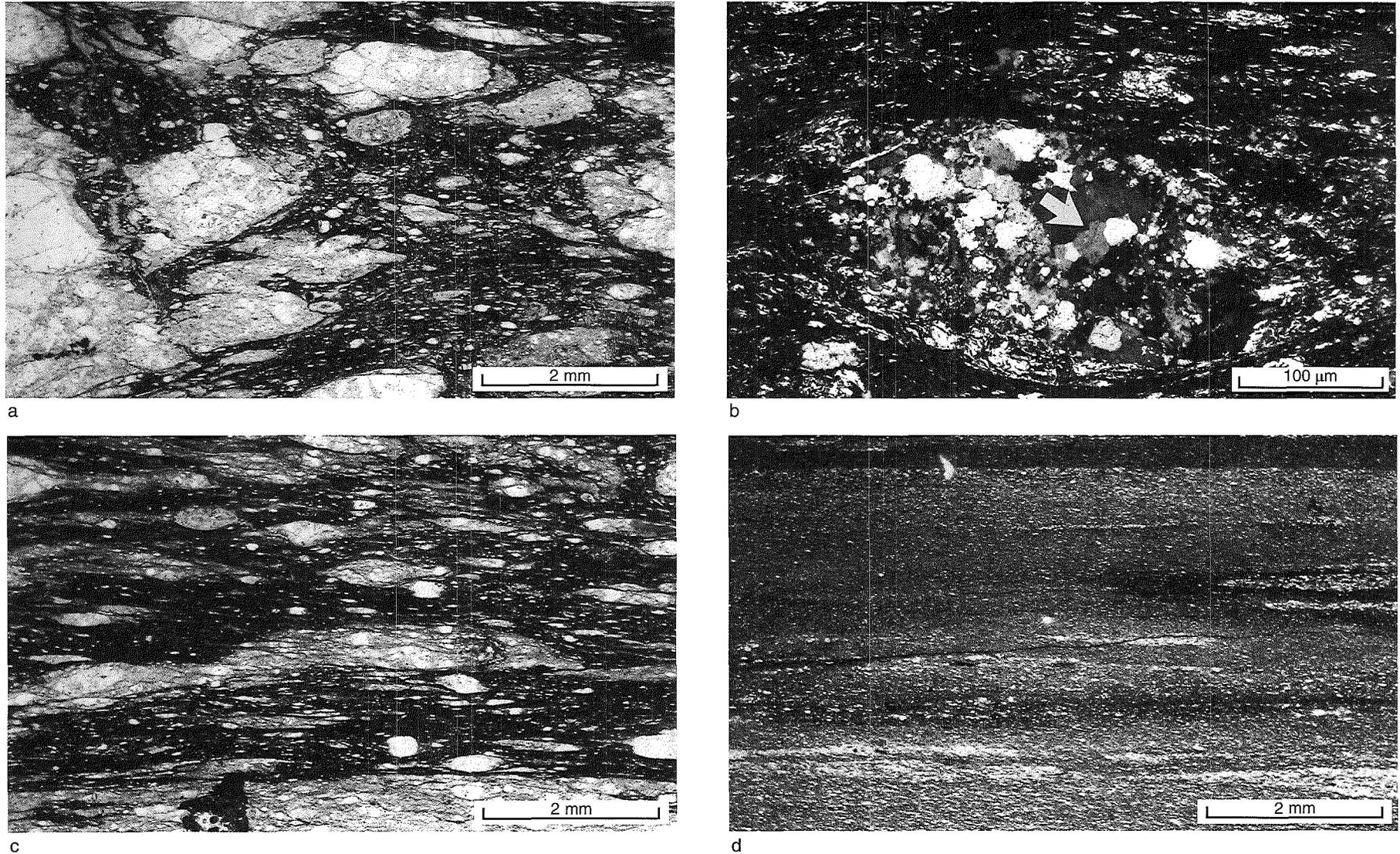


Fig. 16 – Cataclasiti lungo la Linea dello Zebrù nell'area dello Zumpanell. Si noti la variazione delle dimensioni dei clasti avvicinandosi alla superficie di accavallamento (a) Clasti di dimensioni millimetriche a circa 10 m dal contatto tettonico. Campione 82A. (b) I clasti rappresentano parti del basamento cristallino sottostante e parti di quarzo-miloniti alpine con quarzo ricristallizzato per «grain boundary migration» (indicato dalla freccia). Campione 82A (c) Clasti di dimensioni minori rispetto ad (a), a pochi metri di distanza dal contatto. Campione 79. (d) Cataclasite foliata lungo l'Accavallamento dello Zebrù. Campione 79A.

– *Cataclasites along the Zebrù thrust, Zumpanell. Note grain size reduction approaching to the thrust plane. (a) Sample 82A, 10 m below the thrust plane. Large clasts in a fine-grained matrix. (b) Clasts of the underlying Paleozoic basement and portion of alpine quartz mylonite (plastic deformation is testified by grain boundary migration in quartz, see arrow). (c) Small-size clasts near the thrust plane, sample 79. (d) Foliated cataclasite, sample 79A.*

TAB. 2 — *Campioni lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio*
— Sample along the Trupchun-Braulio thrust

Camp. n°	Località	Foliazione	Lineazione	Meccanismo deformativo (1)	θ (2)	ω° (3)	β° (4)
107	Val Trupchun	8/26		a (b)		-2°	
103	Valle Alpisella	3/60	295/24 *	b (c)	5°	-6°	-11°
102	Valle Alpisella	10/47		b (c)	20°	-4°	-24°
101	Valle Alpisella	28/58	281/4 *	b (c)	17°	+6°	-11°
33	Valle Alpisella	30/48		b (c)	0°	+5°	+5°
31	Valle Alpisella	28/48	289/20 *	c (b)	20°	+2°	-18°
109	Valle di Fraele	73/85	161/25	c (d)	non misurato	non misurato	non misurato
199	Valle Forcola	4/51	327/45	c (d)	0°	+18°	+18°
202	Valle del Braulio	24/11	311/3	c	0°	-11°	-11°
203	Valle del Braulio	32/7	312/2	c	0°	-14°	-14°

(*) Direzione ortogonale all'intersezione tra la superficie di accavallamento e la foliazione milonitica.

(1) Principale meccanismo deformativo operante, tra parentesi quello di minore importanza: a = Cataclasis, b = Pressure solution, c = Crystal plasticity, d = Viscous grain boundary sliding.

(2) Angolo tra la foliazione e la superficie di accavallamento.

(3) Orientazione degli assi c rispetto alla normale alla foliazione (vedi fig. 23c).

(4) Orientazione degli assi c rispetto alla normale alla superficie di accavallamento (vedi fig. 23c).

Lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio esiste la possibilità di effettuare osservazioni sulle microstrutture e sulle tessiture che si sviluppano in rocce carbonatiche in condizioni di temperatura crescente da W verso E. Di seguito vengono inizialmente descritte le microstrutture e quindi le tessiture osservate.

4.2.2. — *Microstrutture nelle cataclasiti*

Per osservare gli effetti che la deformazione ha su rocce carbonatiche è molto importante considerare quale sia il materiale di partenza. In fig. 17a è riportato un tipico esempio di calcare indeformato della Formazione di Allgäu (wackestone) nella Falda dell'Ortles.

Rocce cataclastiche sono presenti lungo la Linea Trupchun-Braulio in Val Trupchun (campione 107, fig. 17b). Mentre la Dolomia Principale della Falda di Quattervals è indeformata, i calcari della Formazione di Allgäu della Falda dell'Ortles formano alcuni decimetri di cataclasiti lungo il contatto. Il campione 107 è stato raccolto esattamente lungo la superficie di accavallamento. In sezione sottile (fig. 17b) si può notare come sia costituito esclusivamente da clasti carbonatici di forma arrotondata, alcuni derivanti da calcari micritici, altri composti da cristalli di calcite di grosse dimensioni rappresentanti probabilmente il riempimento di vecchie vene, altri infine formati da frammenti di vecchie cataclasiti. Sulla base di quest'ultima osservazione

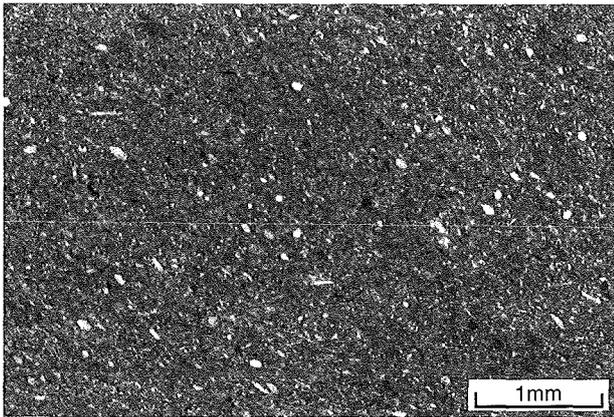
è possibile supporre che il movimento lungo la Linea Trupchun-Braulio sia stato discontinuo, con periodi di non attività che hanno permesso il consolidamento delle cataclasiti precedentemente formatesi.

La presenza nelle cataclasiti di superfici di dissoluzione, orientate E-W, conferiscono alla roccia una debole foliazione alla scala dell'affioramento (fig. 17b).

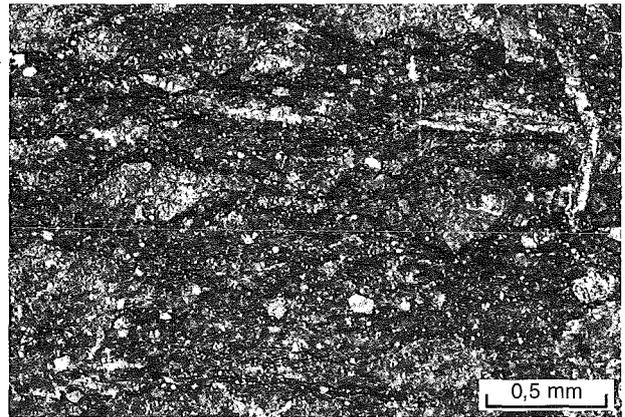
4.2.3. — *Microstrutture in calcite-miloniti*

Lungo la parte centrale della Linea Trupchun-Braulio, tra il Lago di Livigno (Valle Rossa) e il Passo dello Stelvio, affiorano calcite-miloniti. Le migliori esposizioni si hanno in Valle Alpisella, Valle Forcola e nella Valle del Braulio (fig. 10, tab 2).

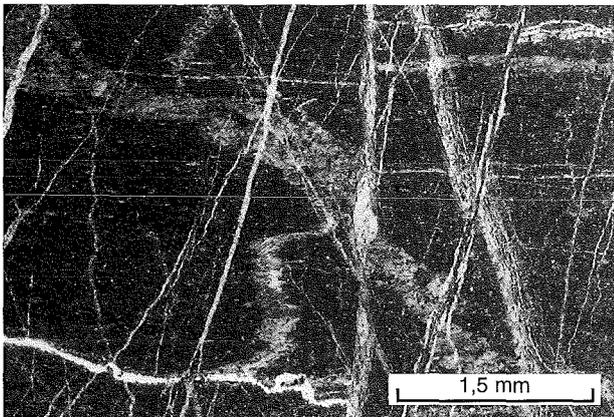
Al fine di studiare lo sviluppo di queste miloniti partendo dal materiale indeformato, è stato condotto uno studio di dettaglio sull'affioramento di Valle Alpisella (fig. 18a) da cui provengono i campioni 31, 33, 101, 102 e 103. I campioni 101, 31 e 33 sono stati raccolti in prossimità della superficie di accavallamento, gli altri (102 e 103) a distanza crescente, procedendo verso la roccia indeformata. In questo affioramento le calcite-miloniti hanno lo spessore di circa un metro e una foliazione ben evidente, inclinata in media di 20° rispetto alla superficie di accavallamento (direzione di trasporto verso W). Le microstrutture che si sviluppano in queste miloniti sono descritte partendo dal campione più distante dalla superficie di accavallamento ed avvicinandoci ad essa.



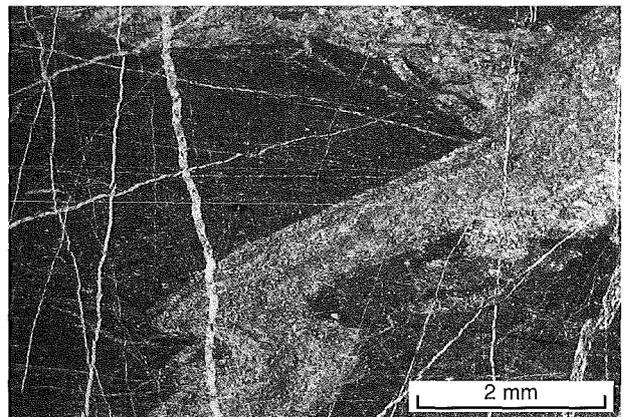
a



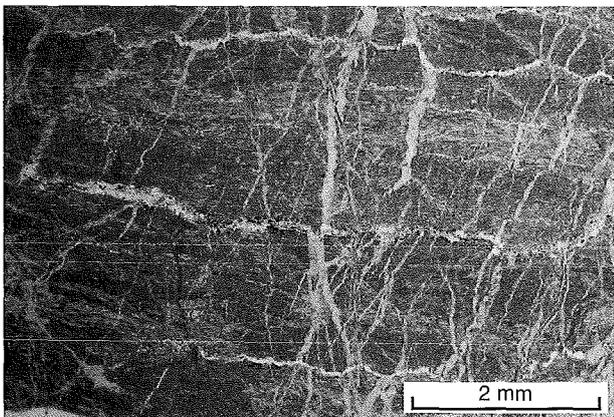
b



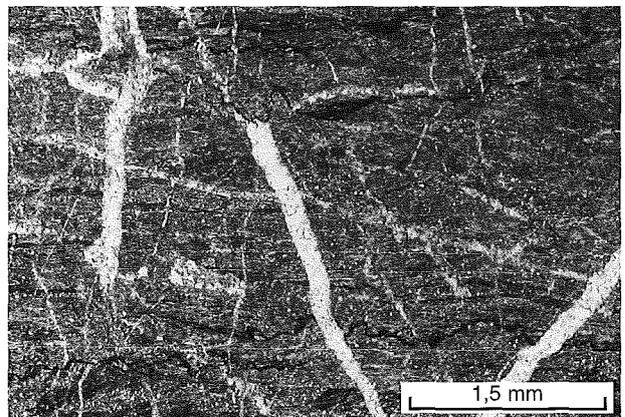
c



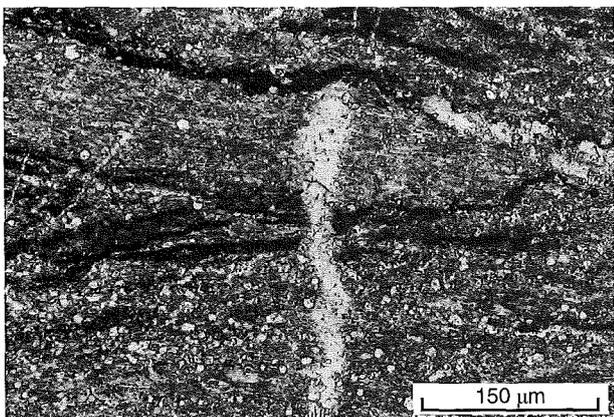
d



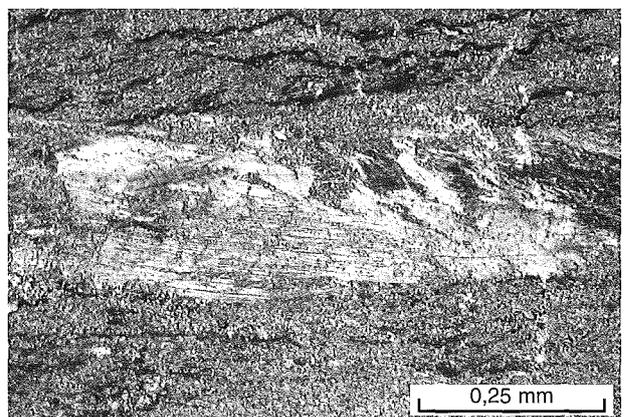
e



f



g



h

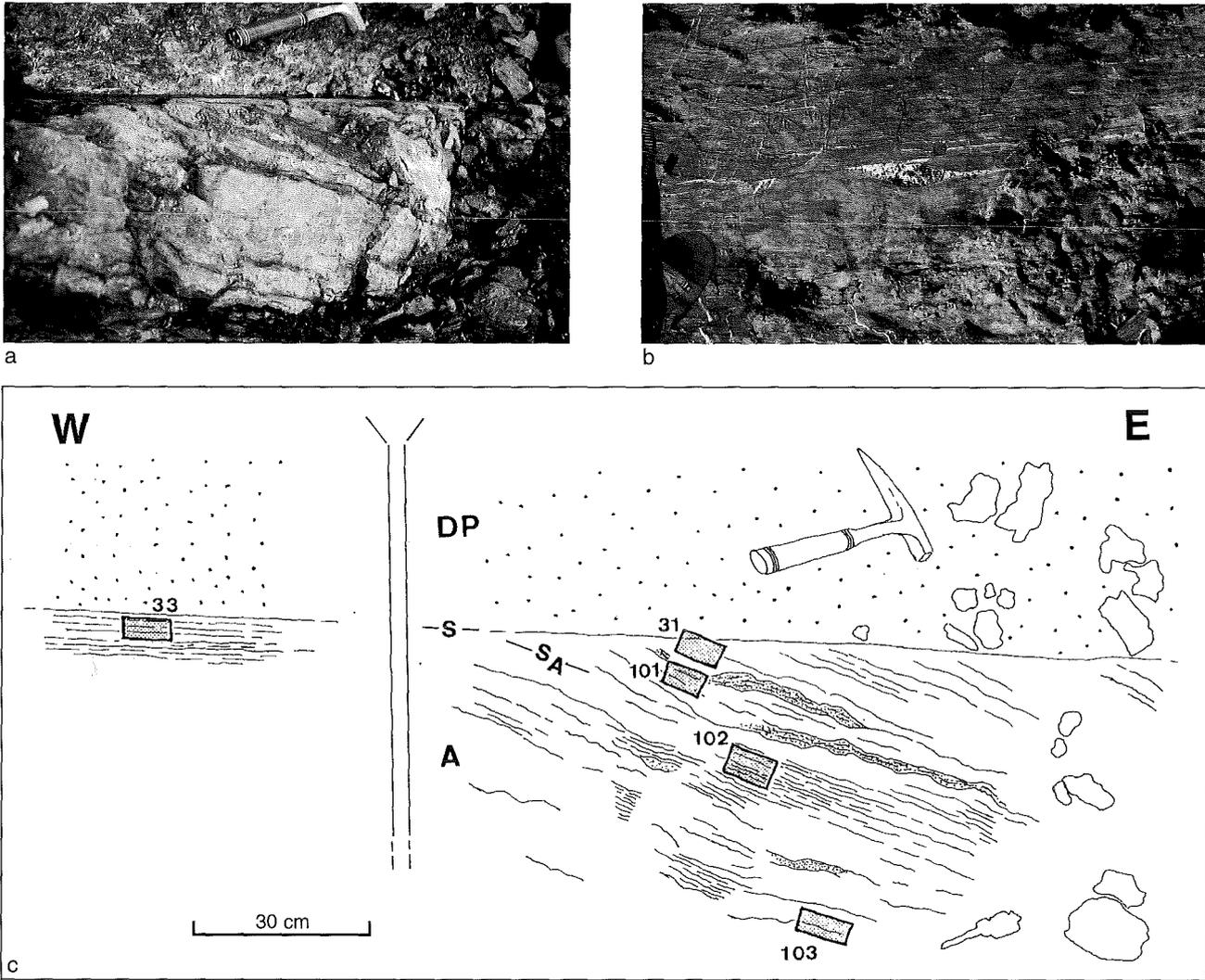


Fig. 18 - (a) Calcite-miloniti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio, Valle Alpisella. La Dolomia Principale della Falda di Quattervals sovraccorre in questo affioramento con un contatto netto la Formazione di Allgäu della Falda dell'Ortles. (b) Calcite-miloniti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio, Valle del Braulio. In prossimità di questo affioramento sono stati raccolti i campioni 202 e 203 (c) Disegno dell'affioramento in (a) con indicata la posizione in cui sono stati raccolti i campioni 103, 102, 101 e 31. È indicata schematicamente anche la geometria dell'affioramento adiacente, distante circa una decina di metri, in cui è stato raccolto il campione 33. La scala è la stessa per entrambi gli affioramenti. DP: Dolomia Principale della Falda di Quattervals, A: Formazione di Allgäu della Falda dell'Ortles.

- (a) Calcite mylonites from the Trupchun-Braulio thrust, Valle Alpisella. The Dolomia Principale|Hauptdolomit of the Quattervals nappe override along a sharp thrust plane the Allgäu Formation of the Ortler nappe. (b) Calcite mylonites from the Trupchun-Braulio thrust, Valle del Braulio. Near this outcrop are collected sample 202 and 203. (c) Drawing of the outcrop in (a), with position of the samples discussed in the text. DP: Dolomia Principale|Hauptdolomit of the Quattervals nappe, A: Allgäu Formation of the Ortler nappe.

Fig. 17 - (a) Calcare indeformato della Formazione di Allgäu, Membro di Trupchun, Valle Alpisella. (b) Cataclasite lungo l'Accavallamento Trupchun Braulio, campione 107, Formazione di Allgäu, Val Trupchun, (c) Campione 103, Valle Alpisella. La foliazione riconoscibile in campagna è parallela al lato lungo della foto. Si noti la presenza di varie generazioni di vene subortogonali alla foliazione. (d) Campione 103, Valle Alpisella. Le vene subverticali, più giovani, tagliano quelle più vecchie, piegate e riorientate parallelamente alla foliazione. (e) Campione 102, Valle Alpisella. (f) Campione 101, Valle Alpisella. (g) Campione 101, Valle Alpisella. Vene che tagliano e vengono tagliate dalle superfici di dissoluzione. (h) Campione 101, Valle Alpisella. Parte di una vena completamente trasposta lungo la foliazione (E-W nella foto).

- Undeformed limestone of the Allgäu Formation, Trupchun Member, Valle Alpisella. (b) Cataclasite along the Trupchun-Braulio thrust, sample 107, Allgäu Formation, Val Trupchun. (c) Sample 103, Allgäu Formation, Valle Alpisella. The macroscopic foliation is parallel to the long edge of the photograph. Note calcite veins perpendicular to the foliation. (d) Sample 103, Valle Alpisella. Younger veins are straight and perpendicular to the foliation, they cut older veins folded and reoriented parallel to the foliation. (e) Sample 102, Valle Alpisella. (f) Sample 101, Valle Alpisella. (g) Sample 101, Valle Alpisella. Calcite veins either cut the stylolitic seams (i.e. the macroscopic mylonitic foliation) and are cut by the stylolitic seams. (h) Sample 101, Valle Alpisella. Portion of an old calcite vein, now parallel to the mylonitic foliation.

Nel campione 103 (fig. 17c) si osservano diverse generazioni di vene riempite da calcite; i relativi rapporti di sovrapposizione indicano che le vene formatesi per ultime hanno un andamento rettilineo ed ortogonale alle superfici di dissoluzione che definiscono la foliazione macroscopica. Queste vene sono riempite da cristalli di calcite non deformati di dimensioni molto maggiori rispetto a quelli della matrice (fig. 19a, b); esse tagliano vene precedentemente piegate (fig. 17c, 17d), i cui cristalli di calcite risultano completamente geminati (fig. 19c), con formazione di subgrain lungo i piani di geminazione.

Avvicinandoci alla superficie di accavallamento (campioni 102 e 101, fig. 17e, 17f), i processi di dissoluzione e precipitazione («pressure solution») diventano sempre più importanti ed il volume di roccia rappresentato da vene diventa sempre maggiore rispetto alla matrice. In sezione sottile le superfici di dissoluzione che rappresentano la foliazione più evidente alla scala dell'affioramento sono tagliate ortogonalmente da vene o a loro volta le tagliano (fig. 17g); sulla base di questa evidenza è possibile affermare che il processo di dissoluzione lungo i giunti stilolitici avviene contemporaneamente alla precipitazione del materiale carbonatico in vene. In questi campioni si riconoscono spesso porzioni isolate di vecchie vene completamente trasposte lungo la foliazione (fig. 17h).

Nei campioni 31 e 33, raccolti lungo la superficie di accavallamento (fig. 20a, 20b), la percentuale di vecchie vene parallele alla foliazione è molto maggiore rispetto ai campioni precedenti. In alcuni punti esse rappresentano la quasi totalità della roccia (fig. 20c). Queste vene risultano completamente geminate, talvolta con formazione di subgrain lungo i piani di geminazione. Nel campione 33 (fig. 20d) la matrice della roccia è costituita da granuli di calcite ricristallizzati dinamicamente, non più dalla micrite originaria. Sulla base di queste osservazioni si può dunque affermare che lungo la superficie di accavallamento la deformazione plastica rappresenta il principale meccanismo deformativo, sebbene dissoluzione e precipitazione siano sempre presenti.

In conclusione l'affioramento di Valle Alpisella (fig. 18a) mostra la transizione da una zona a basso strain, in cui prevale «*pressure solution*» a una zona ad alto strain, in cui prevale ricristallizzazione plastica.

L'evidenza che dissoluzione e precipitazione avvengono contemporaneamente implica che il riempimento delle vene in prossimità dell'accavallamento sia derivato dalla dissoluzione della matrice circostante.

In prossimità della superficie di accavallamento la deformazione plastica prevale; i porfiroclasti di calcite nei campioni 31 e 33 non rappresentano per-

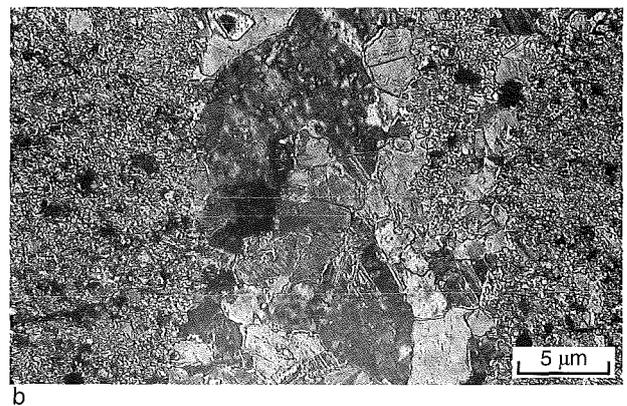
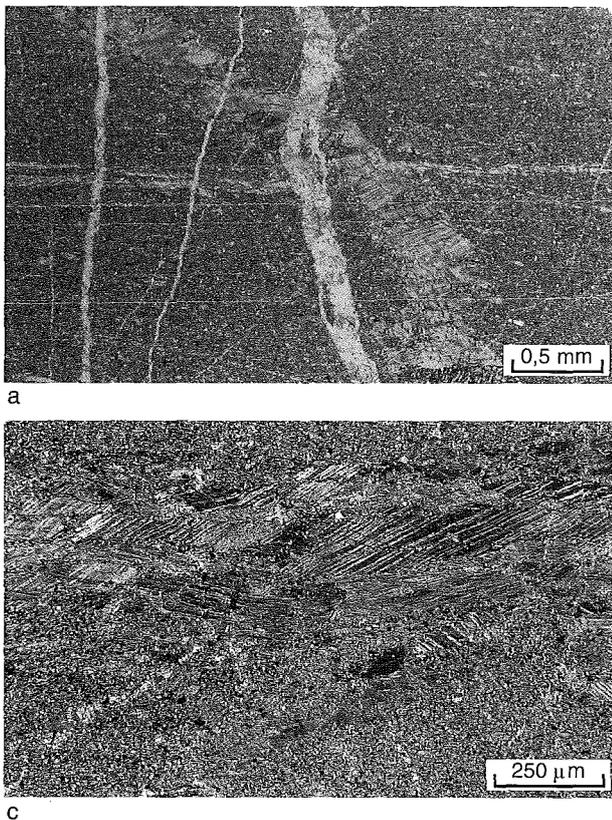


Fig. 19 – Calcite myloniti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. Campione 103, Valle Alpisella. Rapporti tra due generazioni di vene. (b) Campione 103, Valle Alpisella. Ultima generazione di vene, subverticali, indeformate. (c) Campione 103, Valle Alpisella. Vecchie vene completamente geminate e parallele alla foliazione milonitica.

– Calcite mylonites from the Trupchun-Braulio thrust. (a) Sample 103, Valle Alpisella. Superposition of two veins. (b) Sample 103, Valle Alpisella. Younger veins, perpendicular to foliation and with no twinned crystals. (c) Sample 103, Valle Alpisella. Older veins are folded and rotated parallel to the mylonitic foliation, calcite crystal are now completely twinned.

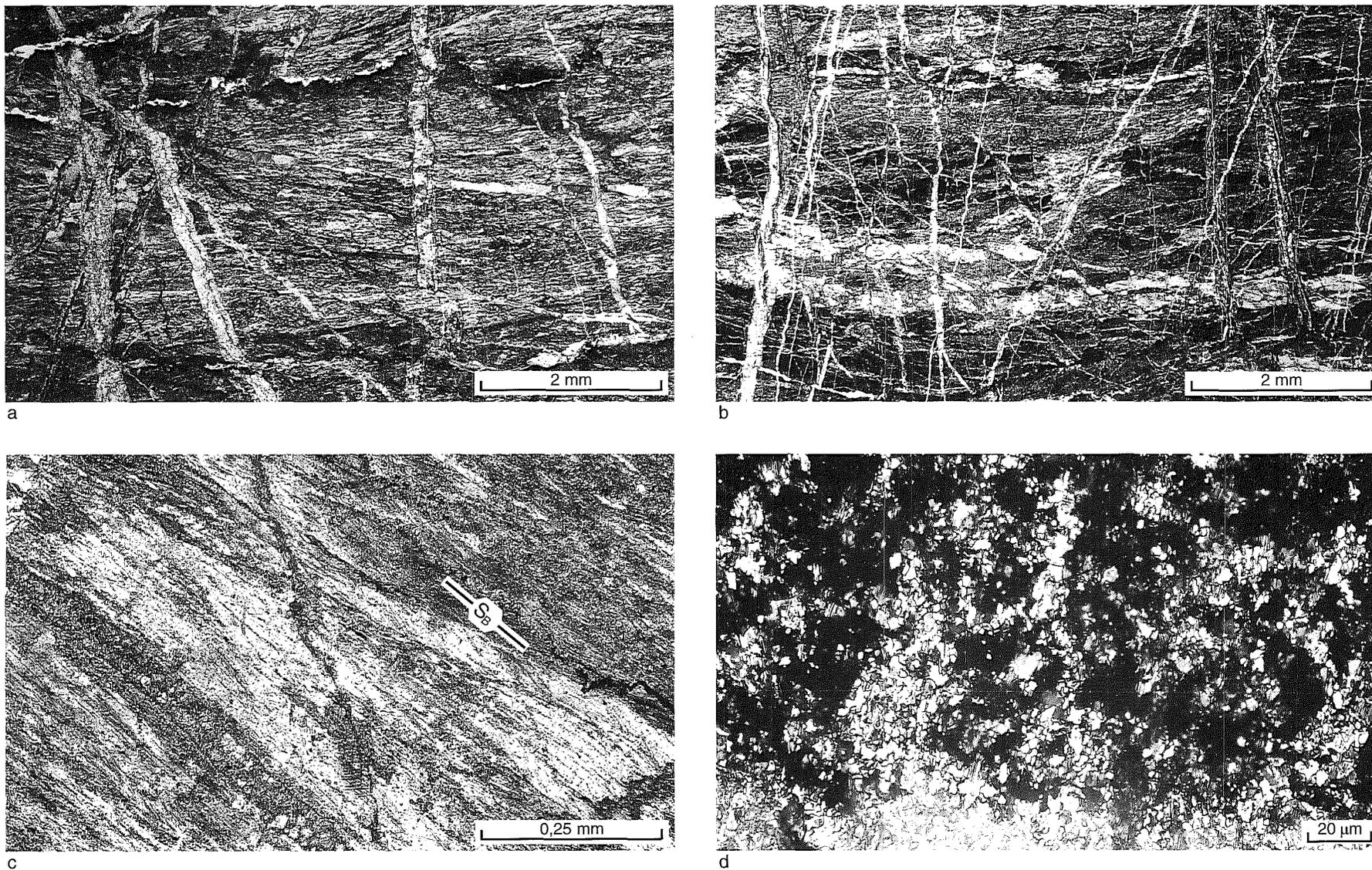


Fig. 20 – Calcite miloniti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. (a) Campione 31, Valle Alpisella. Dissoluzione e riprecipitazione sintettonica. (b) Campione 33, Valle Alpisella. Dissoluzione e riprecipitazione sintettonica. (c) Campione 31, Valle Alpisella. Vene di calcite completamente deformate e trasposte lungo la foliazione milonitica. (d) Campione 33, Valle Alpisella. Calcite ricristallizzata dinamicamente nella «matrice». La foliazione in questa foto è parallela al lato corto della foto.

– Calcite mylonites from the Trupchun-Braulio thrust. (a) Sample 31, Valle Alpisella, syntectonic pressure-solution. (b) Sample 33, Valle Alpisella, syntectonic pressure-solution. (c) Sample 31, Valle Alpisella. Calcite veins dynamically recrystallized and rotated parallel to the mylonitic foliation. (d) Sample 33, Valle Alpisella. Recrystallized matrix. Foliation is vertical, parallel to the short edge of the photograph.

ciò granuli originari (es. fossili) né sono il prodotto di una ricristallizzazione sintettonica o statica. Essi rappresentano parti di vene sintettoniche quasi completamente obliterate da vari processi di ricristallizzazione dinamica e completamente trasposte lungo la foliazione; lungo la superficie di accavallamento essi possono rappresentare la quasi totalità della roccia.

Più a E, in Valle di Fraele (campione 109, fig. 21a) e in Valle Forcola (campione 199, fig. 21b), l'Accavallamento Trupchun-Braulio è caratterizzato da calcite-miloniti a grana molto fine, con foliazione ben evidente e orientazione obliqua dei granuli rispetto alla foliazione principale. In queste miloniti non si osserva dissoluzione, né precipitazione, né geminazioni: la roccia è del tutto ricristallizzata dinamicamente. È interessante notare come nel campione 199 le dimensioni dei granuli e l'angolo che l'allungamento preferenziale dei granuli fa con la foliazione milonitica vari in funzione della percentuale di impurità presenti (grafite?) (fig. 21c). Dove vi è una maggiore concentrazione di impurità, le dimensioni dei granuli e l'angolo tra foliazione e allungamento dei granuli è minore rispetto ai livelli costituiti da calcite più o meno pura. Microstrutture di questo tipo sono state riconosciute anche in rocce polifasiche deformate sperimentalmente (Olgaard, 1990), e in questi casi si dimostra che la localizzazione della deformazione in determinati livelli è legata alla presenza di variazioni composizionali iniziali nella roccia, non ad un cambiamento dei meccanismi deformativi durante la deformazione sintettonica.

Ancora più ad oriente, in Valle del Braulio (campioni 202, 203, fig. 121d, 21e, 21f), lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio sono ancora presenti calcite-miloniti con foliazione milonitica ben sviluppata e orientazione obliqua dei granuli. A differenza dei campioni precedenti (109 e 199), in questo caso i granuli maggiori mostrano evidenze di un'intensa geminazione ed è presente una matrice a grana più fine completamente ricristallizzata. Il fenomeno della geminazione è posteriore rispetto alla foliazione milonitica e non oblitera del tutto l'allungamento preferenziale acquisito in precedenza dai granuli.

4.2.4. — Tessiture: metodologia di studio

Le tessiture presenti nelle calcite-miloniti descritte in precedenza sono state misurate con goniometro a raggi X; solo il campione 31 presenta porfiroclasti di dimensioni sufficienti per uno studio al

tavolino universale. Per le misurazioni a raggi X è stato utilizzato un goniometro Siemens D5000; lo stereogramma di ogni riflesso è il risultato della combinazione della misurazione in riflessione (fino a $\chi = 80^\circ$) ed in trasmissione (χ tra 80 e 90°). Tutte le tessiture misurate sono riportate in fig. 22; gli indici cristallografici dei piani misurati sono indicati in tab. 3.

TAB. 3 - *Principali sistemi di scivolamento nella calcite*
— Main slip systems in calcite

Sistema	Piano*	Direzione*	Molteplicità*
Geminati ϵ	e {1018}	$\langle e:a \rangle \langle 4041 \rangle$	3
r slip	r {1014}	$\langle r:f \rangle \langle 2021 \rangle$	3
f slip	f {1012}	$\langle r:f \rangle \langle 0221 \rangle \langle 2201 \rangle$	6
a slip	a {1210}	$\langle r:f \rangle \langle 2021 \rangle$	3
basale	(0001)	$\langle a \rangle \langle 1120 \rangle$	3

* Notazione Miller-Bravais, cella strutturale esagonale.

In tutti i campioni sono state misurate sezioni tagliate ortogonalmente alla foliazione e parallelamente alla lineazione. Nel caso in cui la lineazione non era evidente, i campioni sono stati tagliati ortogonalmente alla foliazione e parallelamente alla direzione di trasporto, ottenuta come direzione perpendicolare all'intersezione tra foliazione e superficie d'accavallamento. Per i vari campioni è stato riportato in tab. 2 l'angolo che la direzione del massimo degli assi ϵ fa con la normale alla foliazione e con la normale alla superficie di accavallamento. Per la definizione del segno di tali angoli si veda fig. 23c.

Nell'interpretazione delle tessiture viene assunto che il processo di dissoluzione e precipitazione non contribuisca allo sviluppo di orientazioni preferenziali. Lo studio al tavolino universale ha mostrato infatti che i cristalli di calcite presenti nelle vene non hanno alcuna orientazione preferenziale. Le tessiture misurate sono perciò originate da processi di geminazione o deformazione plastica.

4.2.5. — Tessiture in cataclasi

Negli stereogrammi di fig. 22 relativi al campione 107 è possibile osservare una debole tessitura. Si può affermare quindi che cataclasi non è l'unico meccanismo deformativo che ha agito nella roccia.

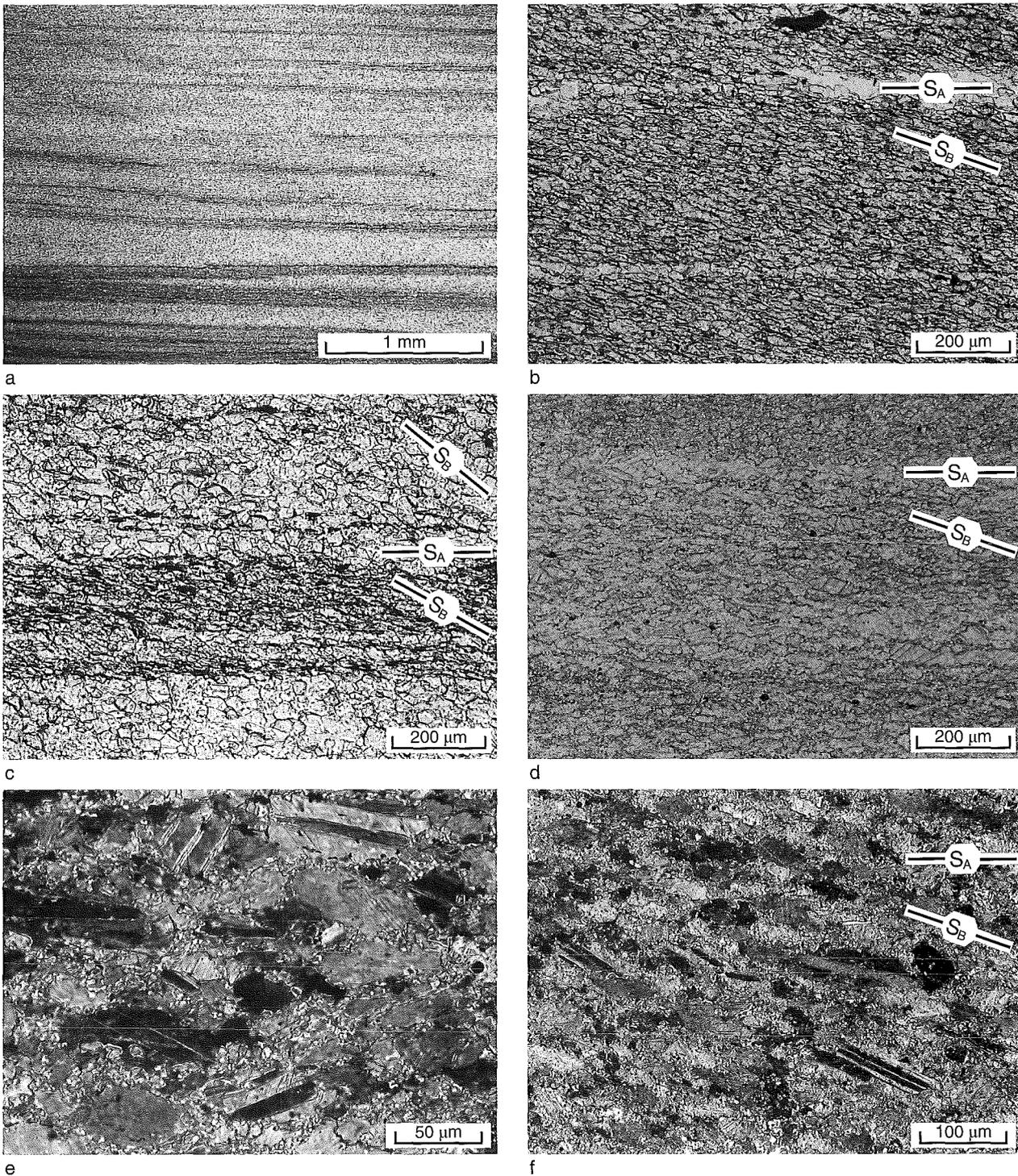


Fig. 21 - (a) Calcite-mylonite lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. Campione 109, Valle di Fraele. (b) Calcite-mylonite lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. Campione 199, Valle Forcola. (c) Variazione della dimensione e della direzione di allungamento dei granuli con la percentuale di impurità presente. Campione 199, Valle Forcola. (d) Calcite-mylonite lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. Campione 202, Valle del Braulio. Si noti anche in questo caso l'allungamento preferenziale dei granuli (S_B) obliquo rispetto alla foliazione milonitica principale (S_A). (e) Calcite-mylonite lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. Campione 203, Valle del Braulio. (f) Campione 203, Valle del Braulio. Distribuzione bimodale delle dimensioni dei granuli, è presente una matrice costituita da cristalli di piccole dimensioni ricristallizzati dinamicamente mentre i cristalli di dimensioni maggiori risultano completamente geminati.

- (a) Calcite mylonite along the Trupchun-Braulio thrust. Sample 109, Valle di Fraele. (b) Calcite mylonite along the Trupchun-Braulio thrust. Sample 199, Valle Forcola. (c) Grain size variation in calcite mylonites. Sample 199, Valle Forcola. Pure calcite layers are coarser in comparison with impurity rich (graphite, sericite, etc.) one. Note the different elongation direction of grains (S_B) in the coarse and fine layer respect to the mylonitic foliation (S_A). (d) Calcite mylonite along the Trupchun-Braulio thrust. Sample 202, Valle del Braulio. S_B is the elongation direction of the dynamically recrystallized grains, oblique to the mylonitic foliation S_A . (e) Calcite mylonite along the Trupchun-Braulio thrust. Sample 203, Valle del Braulio. (f) Sample 203, Valle del Braulio. Dynamically recrystallized fine grained matrix and larger calcite grains, now quite completely twinned.

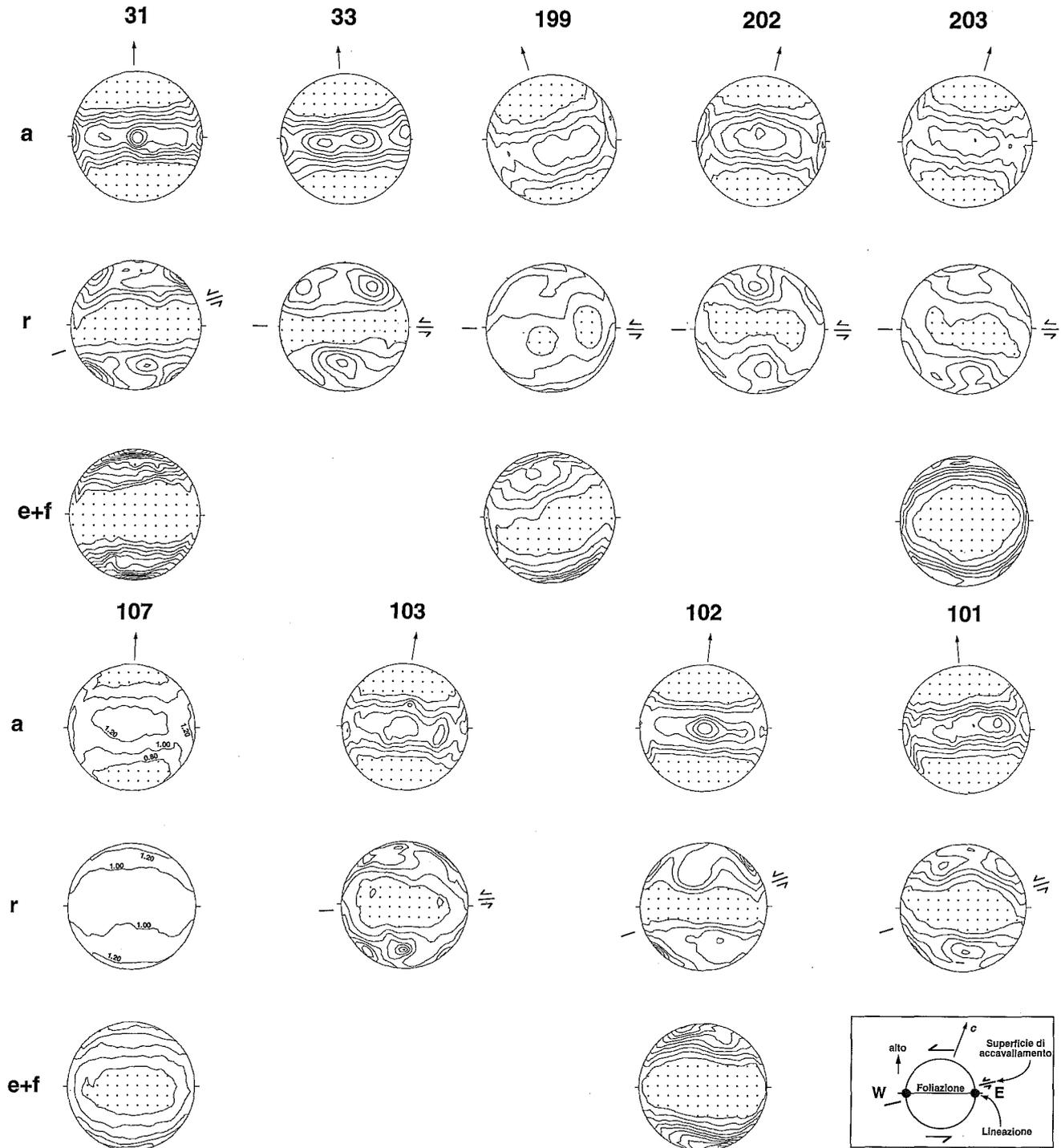


Fig. 22 - Tessiture in calcite-myloniti lungo la Linea Trupchun-Braulio. Per ogni campione è indicata la distribuzione dei piani *a*, dei piani *r* e per taluni campioni lo stereogramma combinato dei piani *e* ed *f*. Tutti gli stereogrammi sono proiezioni equiarea sulla semisfera inferiore, la direzione E-W corrisponde alla traccia della foliazione e la lineazione è orizzontale. Relativamente alle coordinate geografiche tutti gli stereogrammi sono orientati avendo Est a destra e Ovest a sinistra, il senso di taglio per tutti gli stereogrammi è sinistrale, l'orientazione della superficie di accavallamento relativamente alla foliazione è indicata dalla coppia di frecce. Le isolinee rappresentano multipli di una distribuzione uniforme. L'intervallo tra le varie isolinee è 0.2 volte la distribuzione uniforme, aree con valori inferiori a 0.8 sono rappresentate con un punteggiato (contour: 0.8, 1.0, 1.2, 1.4, ...). La freccia riportata negli stereogrammi dei piani *a* indica la direzione del massimo degli assi *c* ricavato come direzione normale alla direzione del grande cerchio sul quale si disperdono i piani *a*.

- Measured textures (*a* planes, *r* planes, *e* + *f* planes) of calcite mylonites along the Trupchun-Braulio thrust. The contours are given in multiples of an uniform distribution, the contour interval is 0.2, stippled areas have a density of less than 0.8. Lower hemisphere, equal area projection. Foliation is E-W vertical, lineation E-W horizontal, E is on the right and W on the left. Arrows indicate the orientation of the thrust plane respect to the mylonitic foliation (see fig. 18). Shear sense is sinistral. The arrow in the *a* planes stereograms indicates the orientation of the *c*-axis maximum, derived as the normal to the *a* planes distribution.

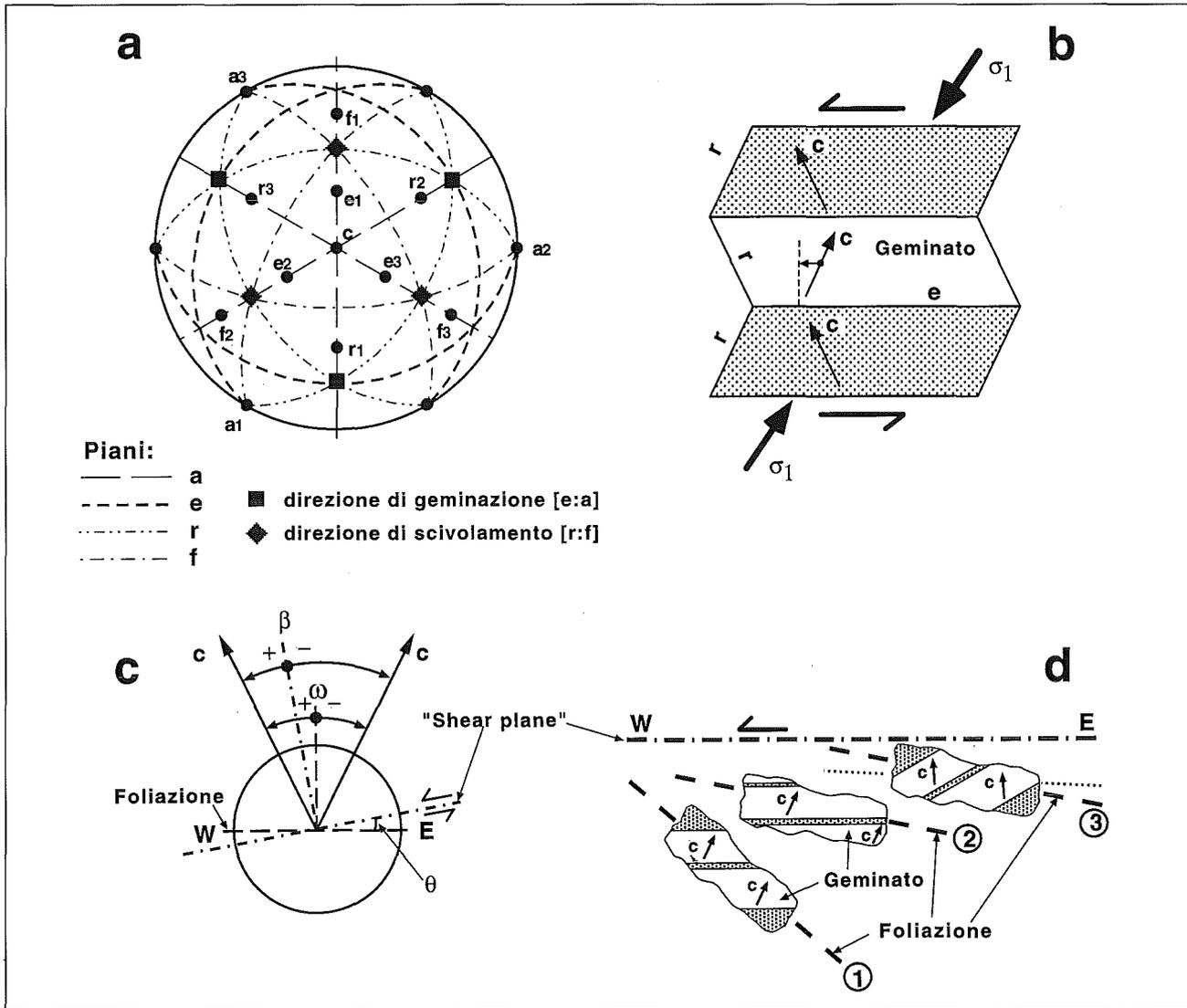


Fig. 23 - (a) Principali piani e direzioni cristallografiche nella calcite, (b) sezione attraverso un cristallo geminato di calcite parallelamente ai piani reticolari *a*. In grigio è rappresentata la parte indeformata con l'orientazione cristallografica originaria, al centro è la parte geminata. Si noti la riorientazione di *c* nella parte geminata nel senso opposto al senso di taglio applicato. Il vettore che unisce *c* nella parte geminata con la normale ai piani di geminazione *e* è stato usato per determinare il senso di taglio imposto ai singoli porfiroclasti del campione 31 (vedi fig. 26). (c) Definizione dell'angolo ω tra l'orientazione del massimo degli assi *c* e la normale alla foliazione e definizione dell'angolo β tra orientazione degli assi *c* e la normale alla superficie di accavallamento. L'orientazione degli assi *c* è determinata quale direzione ortogonale alla distribuzione dei piani *a*. Gli angoli sono considerati positivi in senso antiorario (assi *c* riorientati nella direzione del senso di taglio) e negativi in senso orario. (d) Orientazione di cristalli di calcite quasi completamente geminati relativamente alla superficie di accavallamento («shear plane»). La forma allungata dei granuli definisce la foliazione milonitica macroscopica. L'orientazione degli assi *c* nella parte geminata del cristallo (in bianco) nei vari casi è riportata. La situazione «1» rappresenta un caso in cui la foliazione si forma con un angolo di 40° con la superficie di accavallamento e in cui i piani di geminazione attivi sono paralleli alla superficie di accavallamento. In questa situazione gli assi *c* risultano ruotati nella direzione di trasporto se si prende come riferimento la foliazione milonitica. Nella situazione «2» la foliazione si forma con un angolo di soli 10° con la superficie di accavallamento, i piani di geminazione attivi sono ancora quelli paralleli alla superficie di accavallamento. In questo caso gli assi risultano orientati in senso contrario rispetto alla direzione di trasporto relativamente alla foliazione milonitica. Nella situazione «3» è rappresentata una successiva evoluzione di quanto rappresentato in «1». Al proseguire della deformazione il solito cristallo viene ruotato e il suo asse maggiore forma ora un angolo di 10° con la superficie di accavallamento. Se contemporaneamente la foliazione ruota più velocemente del porfiroclasto (orientazione rappresenta dalla linea punteggiata) rispetto ad essa gli assi *c* dei porfiroclasti risulteranno ortogonali.

— (a) Main crystallographic directions in calcite, (b) Section of a calcite crystal parallel to a planes. Gray is the host crystal, white the twinned volume. Note *c* axis reorientation opposite to shear direction due to twinning. Vector joining the *c* axis of the twinned part with the normal to *e* plane show the sense of shear during twinning (see fig. 26). (c) Definition of the ω angle between *c* axis maximum and normal to the thrust plane. *C* axis direction is inferred as the direction perpendicular to a planes distribution. Angle are positive in counterclockwise sense, i.e. in the shear direction. (d) Relationships between twinned calcite crystals and the thrust plane (=shear plane). The elongation direction of the grains defines the macroscopic mylonitic foliation. In position «1» the mylonitic foliation makes a high angle (40°) with the thrust plane and the *e* planes are parallel to the thrust plane. If the reference system is the foliation, the *c* axes result to be rotated against the shear direction. In position «2» foliation makes an angle of only 10° with the thrust plane and again the *c* axes result to be rotated against the shear direction. Position «3» results from position «1» only after a rigid counterclockwise rotation of the grain. In this case the *c* axes result to be rotated in the shear direction if the reference system is again the mylonitic foliation.

In questo campione infatti i poli dei piani a si distribuiscono su di un grande cerchio e il massimo degli assi c , ad esso ortogonale, si orienta perciò quasi perpendicolarmente alla foliazione, facendo un piccolo angolo (2°) rispetto alla normale alla foliazione.

La grana finissima del materiale non permette nessuna osservazione più precisa circa l'origine della tessitura. Non è possibile perciò stabilire se la debole orientazione si sia originata:

a) in seguito ad una deformazione sintettonica plastica nei cristalli che costituiscono la matrice;

b) dalla deformazione plastica dei soli cristalli di più grandi dimensioni, mentre il resto della roccia si deforma per cataclasi;

c) se sia dovuta ad un'isorientazione dei cristalli della matrice ricristallizzati in seguito a fenomeni di dissoluzione e precipitazione in un campo di stress orientato.

4.2.6. — *Tessiture in calcite-miloniti*

Nei campioni 31, 33, 101, 102 e 103 provenienti dal medesimo affioramento (fig. 18c), la foliazione milonitica è ben sviluppata e forma un angolo di 20° con la superficie di accavallamento; quest'ultima viene interpretata come la superficie lungo cui si ha avuto movimento (shear plane) durante la formazione delle calcite-miloniti. In questo affioramento siamo perciò nella situazione estremamente favorevole in cui conosciamo la direzione di movimento, il piano lungo cui questo movimento avviene e l'orientazione della foliazione milonitica. L'orientazione della superficie di accavallamento rispetto alla foliazione milonitica per i vari campioni è riportata negli stereogrammi relativi ai piani r in fig. 22; il diverso angolo nei vari campioni è attribuibile a locali variazioni dell'orientazione della superficie milonitica.

Osserviamo dapprima l'orientazione degli assi c nei campioni 103 e 102, raccolti a maggiore distanza dal contatto tettonico.

In entrambi i casi gli assi c sono orientati in senso opposto a quello di taglio presente, questa è una situazione comune in rocce carbonatiche deformate per geminazione (TURNER & WEISS, 1963; SCHMID *et alii*, 1981b; DIETRICH & SONG, 1984; SCHMID *et alii*, 1987; WENK *et alii*, 1987). Dall'analisi microstrutturale è però difficile affermare se tale processo sia stato attivo in tutto il volume della roccia. Si tratta infatti di rocce a grana molto fine e il processo di geminazione è molto influenzato

dalle dimensioni dei granuli: cristalli di grandi dimensioni possono venire facilmente geminati, mentre granuli di dimensioni minori si deformano attivando scivolamenti su altri piani reticolari (r -slip, f -slip, a -slip) oppure usando altri processi deformativi intergranulari. La grande quantità di materiale carbonatico riprecipitato in vene è formato da cristalli di calcite che hanno dimensioni molto maggiori della matrice e possono quindi essere facilmente geminati. Essi contribuiscono allo sviluppo delle orientazioni preferenziali riconosciute. Durante il piegamento delle vene e la loro trasposizione lungo la foliazione, anche la matrice deve venire necessariamente deformata; data la granulometria molto fine è probabile però che essa si deformi con uno scivolamento di granulo su granulo con concomitanti fenomeni di diffusione, non partecipando così allo sviluppo di orientazioni cristallografiche preferenziali. Lo sviluppo delle tessiture dei campioni 103 e 102 viene interpretato perciò come l'effetto della deformazione plastica per geminazione su vene originatesi da fenomeni sintettonici di dissoluzione/precipitazione («pressure solution»).

Prendiamo ora in considerazione l'orientazione degli assi c nel campione 101. Nello stereogramma relativo è possibile osservare come in questo caso essi siano orientati nella direzione del senso di taglio: questo tipo di tessitura è classicamente spiegato invocando processi deformativi diversi da quello di geminazione (SCHMID *et alii*, 1987; WENK *et alii*, 1987; LAFRANCE *et alii*, 1994). Ciò è in contrasto con le osservazioni microstrutturali che indicano una situazione simile a quella dei campioni 103 e 102, con sicure evidenze di geminazione nei cristalli di calcite di grandi dimensioni. L'orientazione degli assi c contrasta perciò con le evidenze microstrutturali. Torneremo su questo problema più avanti.

Esaminiamo ora l'orientazione dei piani r , e , e f nei campioni 107, 103, 102 e 101 in fig. 22. I primi due mostrano una debole orientazione preferenziale di difficile interpretazione. Nel campione 102 i piani r mostrano tre massimi distinti, uno di intensità maggiore disposto orizzontale alla periferia e altri due di intensità minore nella parte centrale dello stereogramma. Nello stereogramma relativo ai piani e e f si può vedere inoltre come sia presente un massimo periferico. Dato il maggiore contributo di intensità dei piani e rispetto ai piani f durante una misurazione a raggi X, questo massimo viene interpretato come un massimo dei piani e . La fig. 24a mostra l'unica orientazione cristallografica possibile che soddisfa le osservazioni precedenti.

Essa è stata ottenuta ruotando tutti gli elementi cristallografici della calcite (vedi fig. 23a) fino a farli coincidere con i massimi effettivamente misurati. Con questa orientazione cristallografica si può vedere come i massimi r_2 e r_3 di fig. 24a corrispondano ai massimi presenti nello stereogramma di fig. 22 e come il piano di geminazione e_1 formi un angolo di circa 20° con la foliazione milonitica. Il piano di geminazione e_1 è dunque parallelo alla superficie di accavallamento. È perciò possibile interpretare la tessitura del campione 102 come dovuta ad una deformazione per geminazione; tale processo avviene attivando preferibilmente i piani e , originariamente paralleli alla superficie lungo cui avviene il movimento tettonico. L'assenza di un massimo dei piani r parallelamente alla superficie di accavallamento esclude scivolamenti lungo i piani r («*r-slip*»). Una tessitura analoga è osservata nel campione 101.

Il campione 33 è stato raccolto ad alcuni metri di distanza dai campioni 101, 102 e 103; la foliazione milonitica presente è questo caso parallela alla superficie di accavallamento. Si può perciò supporre che in questo caso l'angolo tra «*shear plane*» e foliazione sia prossimo a zero. Gli assi c sono subortogonali alla foliazione, ma leggermente ruotati nella direzione del senso di taglio ($\omega = +3^\circ$), negli stereogrammi relativi ai piani a ed ai piani r sono osservabili tre massimi ben distinti. Anche in questo caso si può supporre che la tessitura sia descrivibile

con una singola orientazione cristallografica preferenziale. In fig. 24b è riportata l'orientazione cristallografica preferenziale ricavata dalla tessitura del campione 33: nessuno dei tre massimi di r è esattamente posizionato alla periferia, facendo supporre che scivolamento lungo questi piani non sia il processo di deformazione principale in questo campione, allo stesso modo una rotazione degli assi c in senso positivo e la non posizione di un massimo dei piani e alla periferia esclude anche il processo di geminazione come processo principale di deformazione. In fig. 24b è possibile osservare come i tre massimi dei piani a siano localizzati su un grande cerchio subparallelo alla foliazione milonitica, con una differenza di orientazione rispetto alla foliazione di soli 3° . Un massimo dei piani a è ubicato esattamente alla periferia, in una posizione coincidente con la lineazione di estensione osservata. Il fatto che il piano ortogonale a c e contenente i tre massimi di a sia subparallelo alla foliazione e il fatto che un asse a sia parallelo alla lineazione rendono possibile l'interpretazione di questa tessitura ammettendo uno slip basale nella direzione «*a*»; sebbene «*a*» sia una possibile direzione di scivolamento nella calcite (PATERSON, 1979), evidenze di slip basale in tale direzione sono state riconosciute raramente, sia in condizioni sperimentali (GRIGGS *et alii*, 1960; SCHMID *et alii*, 1987; DE BRESSER & SPIERS, 1993), che in rocce deformate naturalmente (TURNER & OROZOCO, 1976).

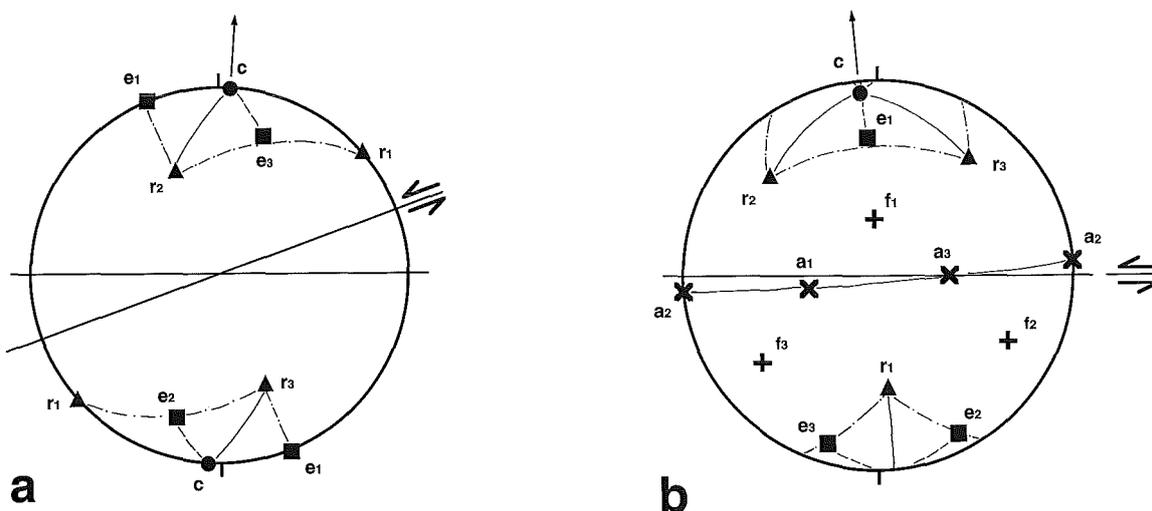


Fig. 24 - (a) Orientazione cristallografica preferenziale ricavata dalla tessitura del campione 102, rappresenta un'orientazione favorevole per geminazione lungo i piani e . Con le frecce è riportata l'orientazione della superficie di accavallamento rispetto alla foliazione effettivamente osservata sul terreno. (b) Orientazione cristallografica ricavata dalla tessitura del campione 33, indica un'orientazione favorevole per scivolamento lungo le basi nella direzione a .

- (a) Crystallographic preferred orientation derived from the texture of sample 102. It is interpreted as the favoured crystal orientation for twinning along e planes. Arrows indicate orientation of the thrust plane respect to the mylonitic foliation, here vertical E-W. (b) Favoured crystallographic preferred orientation derived from texture of sample 33, indicating basis slip in the a direction as the main slip system operating.

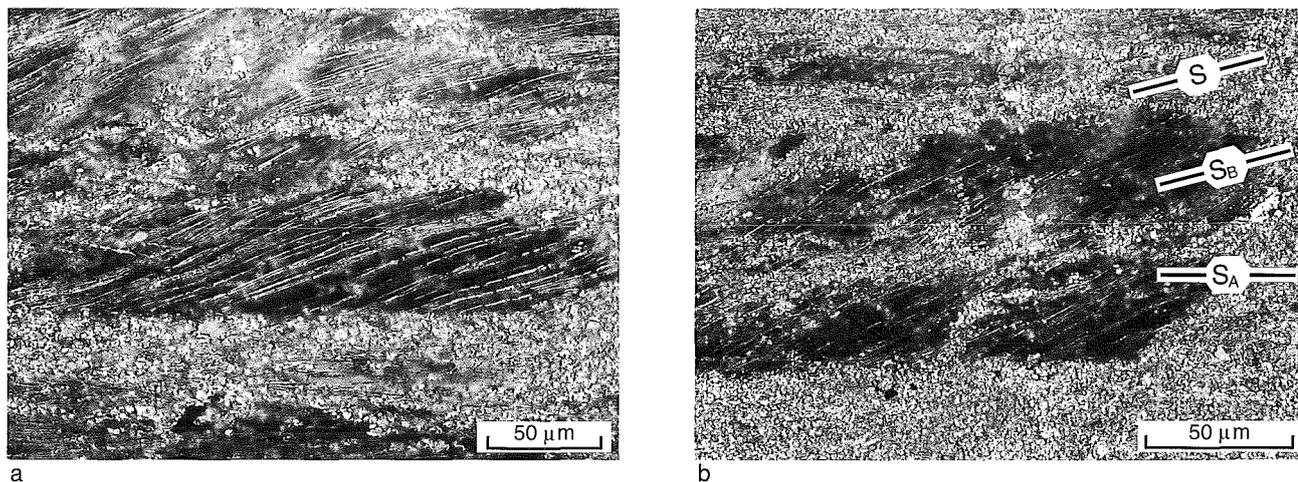


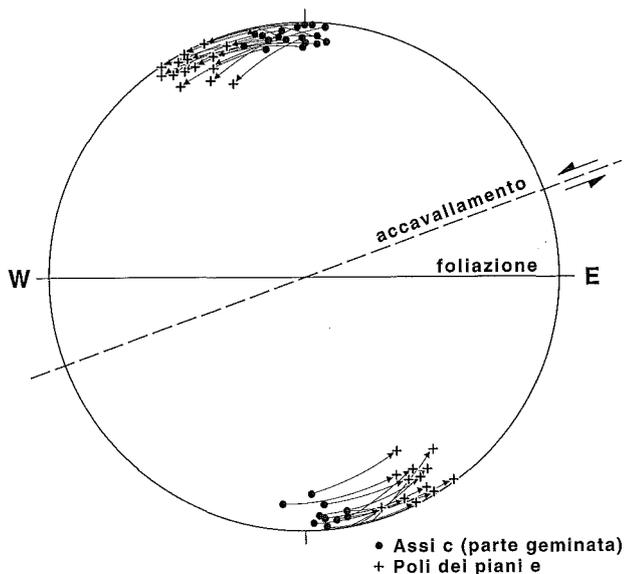
Fig. 25 – (a) e (b) Porzioni di vene sintettoniche di calcite completamente geminate e orientate parallelamente alla foliazione milonitica (S_A). Accavallamento Trupchun-Braulio, Valle Alpisella, campione 31. I piani e lungo cui avviene geminazione (S_B) immergono costantemente verso W, a sinistra nelle foto, S rappresenta l'orientazione della superficie di accavallamento.

– (a) and (b) Trupchun-Braulio thrust, Valle Alpisella, sample 31. Large calcite crystals of syntectonic veins now completely twinned and elongated parallel to the mylonitic foliation (S_A), e planes (S_B in the photo) are left-dipping, namely toward the W in actual geographical coordinates. S is the orientation of the thrust plane.

La tessitura del campione 31 invece non può essere descritta con una singola orientazione cristallografica: la distribuzione dei piani a è parallela alla foliazione e i piani r ed $e+f$ mostrano massimi alla periferia dello stereogramma. La microstruttura è composta da porfiroclasti di dimensioni maggiori di 100 μm , completamente geminati, in una matrice a grana estremamente fine. Analogamente a quanto già osservato precedentemente, i porfiroclasti sono verosimilmente porzioni di vecchie vene, mentre la matrice rappresenta almeno in parte il risultato della ricristallizzazione dinamica delle vene stesse e della micrite originaria. Nei porfiroclasti maggiori sono più evidenti le tracce dei piani di geminazione (fig. 25): l'angolo che essi formano con l'asse c è quasi sempre prossimo a 26° : si tratta perciò di geminati e . In sezione sottile è possibile osservare come in tutti i porfiroclasti i piani di geminazione immergano sempre verso W; questa osservazione permette di affermare che i cristalli sono stati sottoposti al processo di geminazione in condizioni deformative non coassiali (taglio semplice). Il senso di taglio cui sono stati sottoposti i porfiroclasti è stato determinato con il metodo di DIETRICH & SONG (1984) (fig. 26). Contrariamente a quanto proposto da questi autori, i vettori in fig. 26 uniscono c nella parte geminata del cristallo con il polo del relativo piano e (fig. 23b); trattandosi di cristalli completamente geminati, è risultato così più facile determinare al tavolino universale l'orientazione di c nella parte geminata che non nella parte non geminata del cristallo. Il risultato è coerente con il senso di

trasporto verso W dedotto dagli altri indicatori cinematici. Se consideriamo l'orientazione della sezione sottile rispetto alla superficie di accavallamento (fig. 18c, fig. 25b), si può vedere come la foliazione formi un angolo di circa 20° con quest'ultima, ciò significa che superficie di accavallamento e piani di geminazione sono subparalleli. Questo subparallelismo può essere spiegato supponendo che il processo di geminazione abbia potuto interessare completamente granuli («*twin boundary migration*») in cui una serie di piani e erano favorevolmente orientati rispetto a S_1 e cioè parallelamente alla superficie lungo cui si ha movimento. Nei granuli in cui i piani e non erano favorevolmente orientati rispetto a S_1 non c'è stata geminazione, ma invece formazione precoce di subgrain e ricristallizzazione dinamica.

Sulla base di tutte queste osservazioni, possono essere fatte alcune considerazioni di carattere generale che ci possono aiutare nell'interpretazione della tessitura dei campioni 101 e 31. In entrambi i casi, la microstruttura indicherebbe una deformazione per geminazione, mentre la riorientazione di c nel senso di taglio farebbe supporre un altro tipo di deformazione plastica. La deformazione di rocce carbonatiche alla base della superficie di accavallamento produce granuli di grandi dimensioni (porfiroclasti) con forma allungata che definiscono la foliazione macroscopicamente visibile, obliqua rispetto alla superficie di accavallamento. Questi granuli sono stati completamente geminati attivando i piani e con un'orientazione subparallela alla direzione di accavallamento. Gli assi c dei porfiroclasti risulteranno



riorientati nella direzione opposta al senso di taglio solamente se si assumono come superfici di riferimento i piani di geminazione e (fig. 23d); se invece si assume come superficie di riferimento la foliazione milonitica, la situazione può cambiare a seconda dell'angolo che tale foliazione fa con la superficie di accavallamento. Se l'angolo è grande ($> 26^\circ$, caso 1 in fig. 23d) gli assi c nella parte geminata dei cristalli di calcite appariranno ruotati in senso antiorario, cioè nella direzione del senso di taglio; se l'angolo più piccolo (caso 2 in fig. 23d), gli assi risulteranno riorientati in senso opposto a quello di taglio, cioè orario.

Un'altra complicazione è rappresentata dalla possibilità che i porfiroclasti vengano passivamente ruotati durante la deformazione. Il processo di geminazione per ragioni cristallografiche può accomodare solo una piccola parte dello strain applicato ($\gamma_{\max} = 0.69$), il resto deve necessariamente originare fenomeni di ricristallizzazione dinamica. È perciò probabile che i porfiroclasti ruotino durante un processo deformativo, mentre la ricristallizzazione dinamica interessa solamente la parte esterna del cristallo e la matrice (la geometria risultante è schematizzata in fig. 23d, porfiroclasto in posizione 3). Il porfiroclasto è geminato durante gli stadi iniziali della deformazione ed i piani di geminazione e sono orientati parallelamente alla superficie di accavallamento (orientazione 1): successivamente è ruotato passivamente e assume l'orientazione 3. A questo punto, i piani di geminazione risulteranno più inclinati della superficie di accavallamento. È interessante notare come anche nel caso 3 gli assi c siano orientati nella direzione del senso di

Fig. 26 – Determinazione del senso di movimento lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio utilizzando il metodo di DIETRICH & SONG (1984) sui porfiroclasti geminati del campione 31 (fig. 25). I punti rappresentano l'orientazione degli assi c nella parte geminata, le croci rappresentano i poli dei piani di geminazione e . Differentemente rispetto alla procedura indicata da DIETRICH & SONG (1984), le misurazioni sono state effettuate nella parte geminata. In questo caso il vettore che unisce l'asse c del porfiroclasto con il polo del piano e lungo cui è avvenuta la geminazione rappresenta il senso di taglio cui è stato sottoposto il singolo porfiroclasto. Nel campione esaminato tutti i porfiroclasti risultano essere stati geminati durante un movimento sinistrale, cioè «top-W».

– Results of the DIETRICH & SONG (1984) method to deduce the sense of shear from twinned porphyroclasts. Sample 31. For each calcite grain the orientation of the c axis of the twinned part (crosses) and the orientation of the e plane (square) is measured with an universal stage microscope. Different from DIETRICH & SONG method, measures of the c axis are here made in the twinned part of the crystal, not in the host. The sense of shear is therefore given by the vector that goes from the c axis to the pole of the e plane. All the measured porphyroclasts show a «top-to-the-W» shear sense.

taglio se si prende come riferimento la foliazione milonitica. Un piccolo angolo tra l'orientazione dei piani di geminazione e la superficie di accavallamento è osservabile anche nel campione 31 (fig. 25b).

Si può perciò dedurre che tessiture con assi c orientati nella direzione di σ_1 siano sicuramente indicative di una deformazione per geminazione, mentre tessiture con assi c orientati nel senso di taglio rispetto alla foliazione milonitica non siano necessariamente il prodotto di una deformazione plastica con attivazione di diversi sistemi di scivolamento. Tali tessiture possono essere dovute alla presenza di cristalli geminati in un momento in cui la foliazione milonitica era disposta a grande angolo rispetto alla superficie di accavallamento (o ai limiti della zona di taglio) (fig. 23d, posizione 1).

Vediamo ora le tessiture che si sviluppano in settori più orientali dell'Accavallamento Trupchun-Braulio. Come abbiamo già discusso, l'aumento di temperatura durante la deformazione fa sì che la ricristallizzazione dinamica obliteri ogni microstruttura precedente. Sul terreno la foliazione milonitica è parallela alla superficie di accavallamento: si può perciò assumere che la foliazione sia anche la superficie di scivolamento. La tessitura non può essere descritta in questo caso (campione 199) con un'unica orientazione cristallografica: i granuli non possiedono la solita orientazione cristallografica preferenziale e diversi sistemi di scivolamento vengono utilizzati durante la deformazione. Gli assi c formano un grande angolo ($\omega = +16^\circ$) rispetto alla normale alla foliazione, tale orientazione è tipica per

tessiture in cui si ha scivolamento sulle basi nella direzione «a» (SCHMID *et alii*, 1987). Se prendiamo in considerazione i piani r si vede come essi si dispongano parallelamente alla foliazione milonitica; è possibile perciò dedurre che lo scivolamento su r sia ugualmente importante in queste miloniti. La mancanza di informazioni sugli altri elementi cristallografici rende difficile una discussione più precisa dei sistemi di scivolamento utilizzati in questo campione, ma si può sicuramente escludere una deformazione per geminazione.

A questo punto prendiamo in considerazione due campioni (202 e 203) raccolti ancora più a E, nella Valle del Braulio.

È già stato notato in precedenza come in questi campioni il processo di geminazione si sovrappone durante le fasi finali della deformazione su una microstruttura derivante da ricristallizzazione dinamica. In entrambi i campioni le tessiture misurate risultano quelle tipiche di una deformazione per geminazione, gli assi c sono ruotati in senso opposto rispetto alla direzione di trasporto e i piani r mostrano la distribuzione già osservata per il campione 102 con un massimo di r alla periferia e due massimi nel centro dello stereogramma, simmetrici rispetto al piano di geminazione (fig. 24a). Questo è il tipo di tessitura più comunemente riportato in letteratura e già discusso da SCHMID *et alii* (1987): le microstrutture indicano una ricristallizzazione dinamica con rotazione e ricristallizzazione, mentre le tessiture indicano invece solo geminazione. È verosimile che la roccia abbia precedentemente subito ricristallizzazione dinamica e solo negli stadi finali una deformazione per geminazione. La geminazione è legata perciò agli ultimi movimenti lungo la Linea Trupchun-Braulio ed oblitera completamente ogni tessitura precedente. Il fatto che il processo di geminazione non introduca importanti distorsioni nella forma esterna dei granuli fa sì che le vecchie microstrutture siano ancora localmente conservate (foliazione milonitica, allungamento obliquo dei granuli, ecc.).

Sulla base dello studio microstrutturale e tessiturale compiuto è perciò possibile affermare che l'Accavallamento Trupchun-Braulio è un accavallamento con senso di trasporto verso NW. In un profilo NE-SW è possibile osservare la transizione cataclasi-deformazione plastica nelle calcite-miloniti che si sviluppano lungo di esso. A W la cataclasi è il principale meccanismo deformativo operante, a E prevale invece la deformazione plastica. Questo implica, come già osservato per

l'Accavallamento dello Zembrù, un aumento verso E della temperatura durante la deformazione D1 alpina.

In un affioramento alla base dell'Accavallamento Trupchun-Braulio in Valle Alpisella è stato possibile osservare il progressivo sviluppo di calcite-miloniti partendo dalla roccia indeformata. Avvicinandosi alla superficie di accavallamento si osserva inizialmente solo dissoluzione e precipitazione del materiale carbonatico in vene. Allo stesso tempo le vene vengono deformate in modo plastico e trasposte parallelamente alla foliazione milonitica. Il processo di dissoluzione, precipitazione e deformazione delle vene precedentemente formatesi aumenta progressivamente di importanza avvicinandosi al contatto tettonico. Immediatamente alla base dell'accavallamento le rocce milonitiche sono costituite quasi esclusivamente da vene sintettoniche successivamente deformate. In questo punto la deformazione plastica è il meccanismo deformativo più importante.

Il cambiamento del meccanismo deformativo principale avvicinandosi al contatto tettonico è probabilmente indotto dalla variazione di granulometria e dalla diminuzione del volume interstiziale che si produce con il meccanismo di dissoluzione e rideposizione: tale processo può avere luogo infatti fino a quando nella roccia è presente una buona percentuale della matrice originaria a grana molto fine. Quando invece la maggiore parte della roccia è formata dai cristalli di grandi dimensioni (vecchie vene), lo stress applicato è accomodato dalla deformazione plastica con ricristallizzazione sintettonica delle vene.

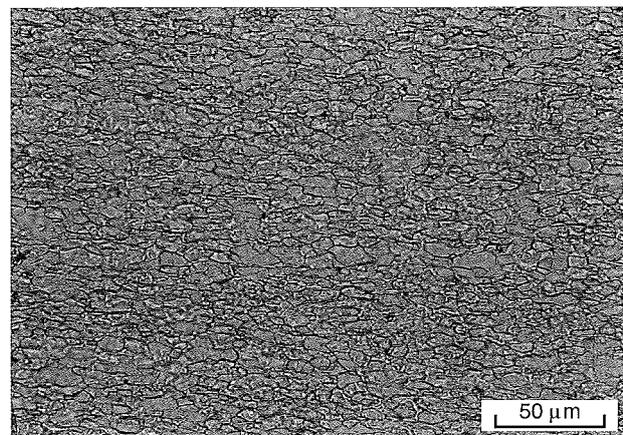


Fig. 27 – Dolomite-miloniti lungo l'Accavallamento dello zembrù, Valle Solda. Campione 187.

– Dolomite mylonites along the Zembrù thrust, Valle Solda, sample 187.

4.3. — TESSITURE IN DOLOMITE-MILONITI LUNGO L'ACCAVALLAMENTO DELLO ZEBRÙ

Lungo l'Accavallamento dello Zebrù in Valle Solda sono presenti miloniti a composizione dolomitica simili in affioramento e nelle microstrutture alle calcite-miloniti dell'Accavallamento Trupchun-Braulio (fig. 27). La foliazione milonitica è ben sviluppata e l'allungamento obliquo dei granuli indica un movimento verso W. I granuli non presentano evidenze di geminazione. La presenza di una microstruttura legata ad una deformazione plastica assieme ad un'ottima orientazione cristallografica preferenziale escludono fenomeni di dolomitizzazione secondari su originarie calcite-miloniti. Le miloniti rappresentano perciò il prodotto della defor-

mazione plastica su dolomie. In questo punto dell'Accavallamento dello Zebrù la Dolomia Principale della Falda dell'Ortles sovrascorre il basamento della Falda di Campo. È interessante notare come in questo affioramento sia la Dolomia Principale a deformarsi in modo plastico mentre il basamento sottostante mostri solamente rare evidenze di cataclasi. La temperatura stimata in quest'area durante la deformazione è attorno ai 400°C; in letteratura deformazione plastica di rocce dolomitiche viene segnalata a temperature nettamente maggiori, a partire dalla facies anfibolitica.

In queste dolomite-miloniti si sviluppa anche un'orientazione cristallografica preferenziale (fig. 28). Sulla base dei riflessi misurati non

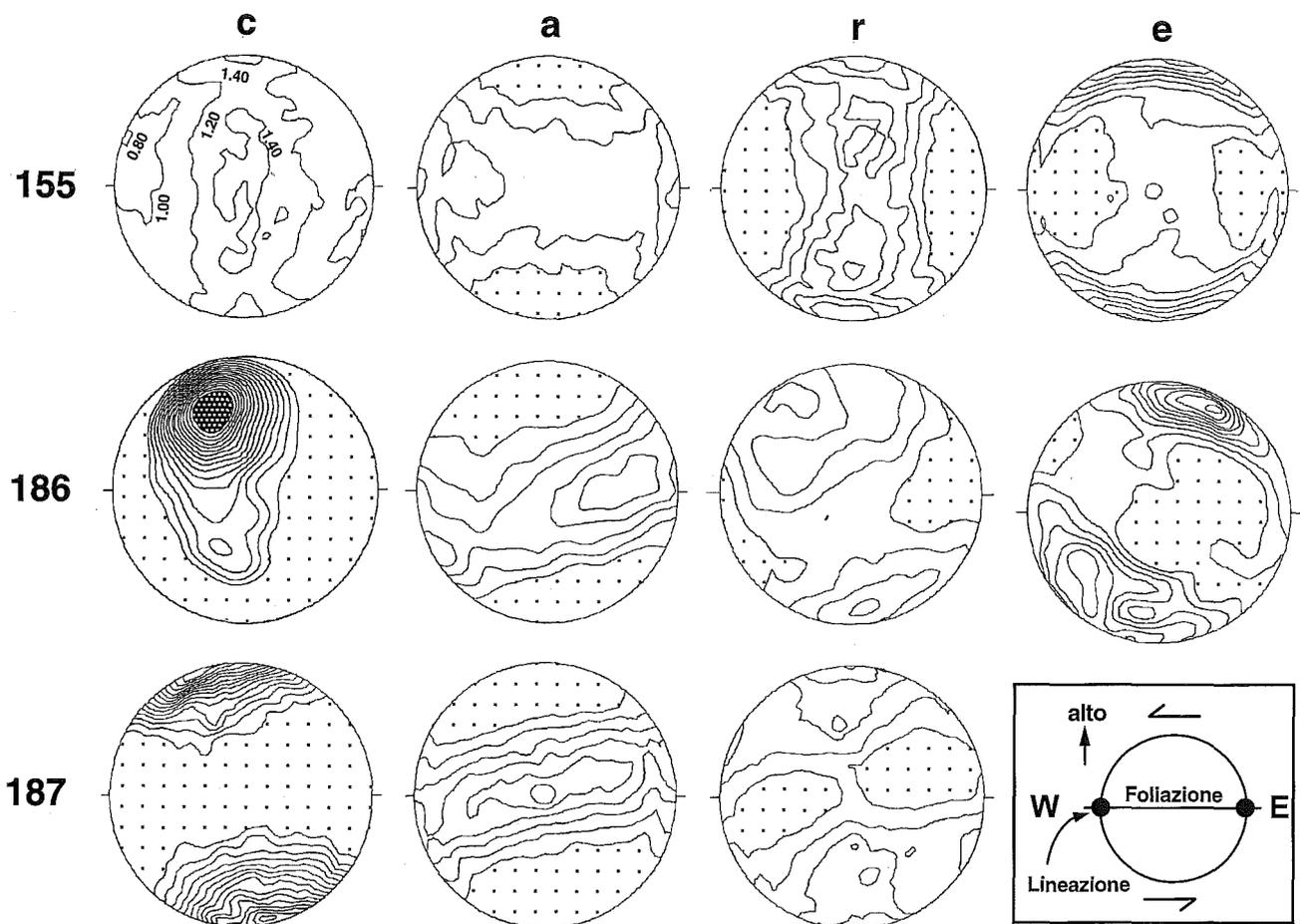


Fig. 28 — Tessiture in dolomite-miloniti lungo l'Accavallamento dello Zebrù in Valle Solda. Per ogni campione è indicata la distribuzione degli assi *c*, dei piani *a*, dei piani *r* e dei piani *e*. Tutti gli stereogrammi sono proiezioni equiarea sulla semisfera inferiore, la direzione E-W corrisponde alla traccia della foliazione e la lineazione è orizzontale. Relativamente alle coordinate geografiche tutti gli stereogrammi sono orientati avendo Est a destra e Ovest a sinistra, il senso di taglio per tutti gli stereogrammi è sinistrale. Le isolinee rappresentano multipli di una distribuzione uniforme. L'intervallo tra le varie isolinee è 0.2 volte la distribuzione uniforme, aree con valori inferiori a 0.8 sono rappresentate con un punteggiato (contour: 0.8, 1.0, 1.2, 1.4, ...). Il massimo degli assi *c* del campione 186 raggiunge un valore di 4.54 volte la distribuzione uniforme (in grigio).

— Measured textures of dolomites mylonites from the Zebrù thrust, Valle Solda. Orientation of *c* axis, *a* direction, and *r* and *e* planes are reported; equal area projection, lower hemisphere; foliation is E-W vertical, lineation E-W horizontal. E is on the right, W on the left, sense of shear for all the samples as deduced from field observation is sinistral for all the samples. The contours are given in multiples of an uniform distribution, the contour interval is 0.2, stippled areas have a density of less than 0.8. Lower hemisphere, equal area projection. Foliation is E-W vertical, lineation E-W horizontal, E is on the right and W on the left. Maximum of the *c* axes distribution in sample 186 is 4.54 times the uniform distribution.

è possibile fare considerazioni sui sistemi di scivolamento attivi durante la ricristallizzazione sin-tettonica. Un confronto con altre tessiture non è stato possibile in quanto in letteratura non sono riportate finora orientazioni cristallografiche complete di dolomiti deformate in condizioni naturali.

Il confronto delle tessiture misurate con i risultati ottenuti da altri autori deformando sperimentalmente dolomie e singoli cristalli di dolomite non è immediato (WENK, 1985a, e riferimenti bibliografici). Sulla base dei dati disponibili non è perciò possibile stabilire quali siano i sistemi di scivolamento attivi durante la ricristallizzazione dinamica delle dolomite-miloniti presenti lungo l'Accavallamento dello Zembrù. La misurazione di ulteriori riflessi e lo studio tramite ODF (Orientation Distribution Function; WENK, 1985) dell'orientazione delle varie direzioni cristallografiche rispetto alla foliazione e alla lineazione del campione, possono portare nuovi importanti contributi per la soluzione del problema.

4.4. — MICROSTRUTTURE NELLA ZONA A SCAGLIE DELL'UMBRAIL-CHAVALATSCH

Nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch sono presenti quarzo-miloniti alla base del cristallino di Piz Lad (campioni 195, 196, 191) e tra il Cristallino del Braulio e la Scaglia dello Stelvio immediatamente a E del Passo dello Stelvio (campioni 73, 26, 207). Anche in questo caso è possibile osservare una variazione delle microstrutture lungo un profilo E-W. Nel campione più occidentale (campione 195, fig. 29a) vene e porfiroclasti di quarzo sono deformati solo debolmente. Nei cristalli di maggiori dimensioni è possibile riconoscere solamente «*deformation bands*» ed inizio di «*bulging*» al contatto tra i granuli. Nel camp. 196, raccolto più ad E, vi sono maggiori evidenze di «*bulging*» e formazione di nuovi granuli (fig. 29b). Ancora più ad E (camp. 191, fig. 29c) i granuli hanno una forma più allungata e sviluppano sub-grain al loro interno. Questi granuli sono immersi in una matrice più fine, formata da cristalli di quarzo ricristallizzati dinamicamente per rotazione. Ancora più ad E (fig. 29d), i porfiroclasti risultano maggiormente allungati e tutto il volume della roccia è interessato dalla deformazione plastica. Al Passo dello Stelvio si osserva lungo il contatto tettonico una fascia di quarzo-miloniti spessa alcuni metri. Le microstrutture sono qui caratterizzate da granuli di quarzo di forma estremamente allungata

(fig. 29e) che evolvono nella formazione di livelli di quarzo completamente ricristallizzati dinamicamente (fig. 29f). Anche in questo caso la ricristallizzazione avviene per rotazione e il senso di movimento è «top-to-the-W» (fig. 29g). Sebbene la maggior parte di queste miloniti indichi un senso di trasporto verso W, in questo affioramento sono presenti miloniti con strutture «a domini»: all'interno di una stessa sezione sottile sono infatti spesso osservabili alternanze tra livelli di quarzo con assi *c* ruotati sia in senso sinistrale che in senso destrale. Ugualmente diffuse sono «*shear band*» coniugate (fig. 29h), indicative di una componente di taglio puro.

Concludendo, anche nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch è possibile riconoscere un aumento della temperatura verso E durante la deformazione. Questa variazione è testimoniata dalla transizione da «dislocation glide» (a W) a «dislocation creep» (a E) in quarzo-miloniti.

4.5. — MICROSTRUTTURE E TESSITURE NELLE MILONITI DELLA VAL VENOSTA

Come discusso in dettaglio più avanti, le Miloniti della Val Venosta («intra-basement shear zone» di Schmid & Haas, 1989) trovano la loro continuazione verso SW alla base della Zona a Scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch e lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. Esse affiorano estesamente tra la Val Venosta, la Valle di Trafoi e la Val Müstair.

Si tratta di quarzo-miloniti che derivano dalla ricristallizzazione dinamica in facies scisti verdi di rocce del basamento (fig. 30a). Il grado metamorfico è testimoniato dalla crescita di clorite e mica bianca nelle ombre di pressione dei porfiroclasti. La ricristallizzazione del quarzo avviene tramite il meccanismo di rotazione; nei campioni studiati non sono mai state osservate evidenze di «*grain boundary migration*». Il senso di movimento dedotto dallo studio di queste miloniti, consistente in tutta l'area, indica un trasporto verso W (fig. 9).

Particolarmente interessanti si sono rivelate la microstruttura e la tessitura del campione 219, raccolto lungo la cresta immediatamente a N di P. Chavalatsch (fig. 30b, c). Si tratta di un livello centimetrico di quarzo puro, probabilmente una vena, completamente ricristallizzato dinamicamente, in cui è ben evidente una lineazione orientata circa E-W (291/27). In sezione sottile esso risulta ricristallizzato completamente per rotazione, con una dimensione media dei granuli di circa 30 μm .

L'allungamento dei granuli (S_B in fig. 30c) rispetto alla foliazione milonitica (S_A) indica un senso di trasporto verso W. Già lo studio al microscopio ottico permette di riconoscere la forte asimmetria nell'orientazione degli assi c del quarzo rispetto alla foliazione, ad ulteriore conferma del senso di taglio sinistrale; la tessitura della roccia è costituita da vari domini paralleli alla foliazione, in ciascuno dei quali l'orientazione degli assi c è leggermente diversa rispetto a quella dei domini adiacenti.

La tessitura in tre aree del campione 219 è stata misurata tramite goniometro a raggi X. Le tre aree misurate sono indicate con 219 (1), 219 (2) e 219 (3) in fig. 32i. Al microscopio ottico è stato possibile fare alcune considerazioni sulle aree misurate: la misura dell'area 219 (1) rappresenta un dominio in cui gli assi c hanno la stessa orientazione, la misura dell'area 219 (2) è stata effettuata su di una sezione parallela alla prima, in cui il medesimo dominio ha uno spessore minore; le aree adiacenti contribuiscono perciò alla tessitura. La misura dell'area 219 (3) è stata fatta nell'area immediatamente adiacente al dominio precedente. Con queste premesse è possibile supporre che l'area 219 (1) e l'area 219 (3) abbiano due tessiture diverse, mentre l'area 219 (2) abbia una tessitura intermedia tra le due. Per questo motivo verrà prima discussa la tessitura 219 (1), poi la 219 (3) ed infine la 219 (2).

Le tessiture sono state misurate al goniometro a raggi X e successivamente ricalcolate tramite ODF (Orientation Distribution Function) (SCHMID *et alii*, 1981a; WENK, 1985b). I risultati sono illustrati in fig. 31.

Da una prima analisi della fig. 31 si nota che:

a) la tessitura dell'area (1) (= 219 (1)) può essere considerata l'espressione di una forte orientazione cristallografica preferenziale; non solo gli assi c sono isorientati, ma anche i piani a , m , r e α ; tutti i granuli hanno perciò la stessa orientazione («single crystal orientation»);

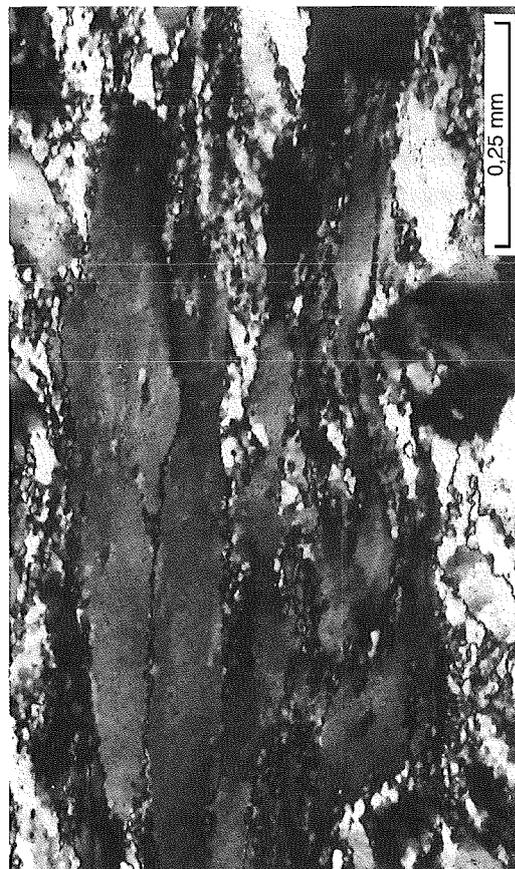
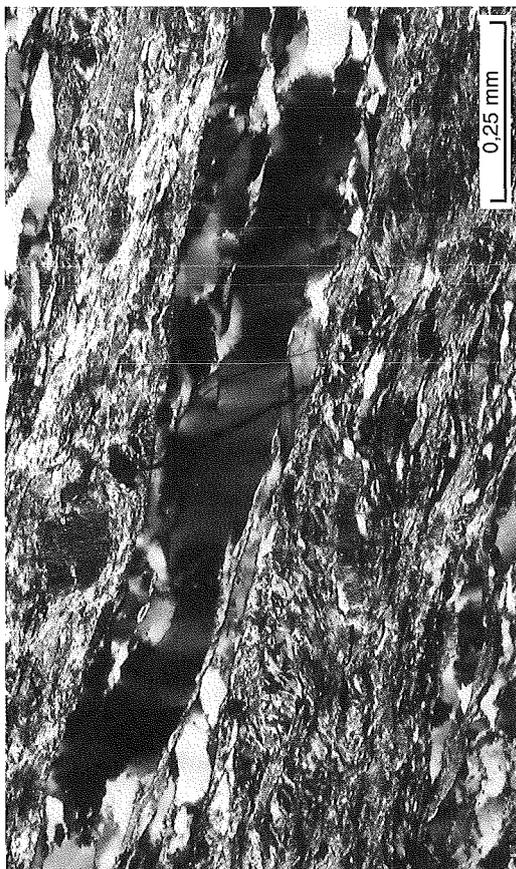
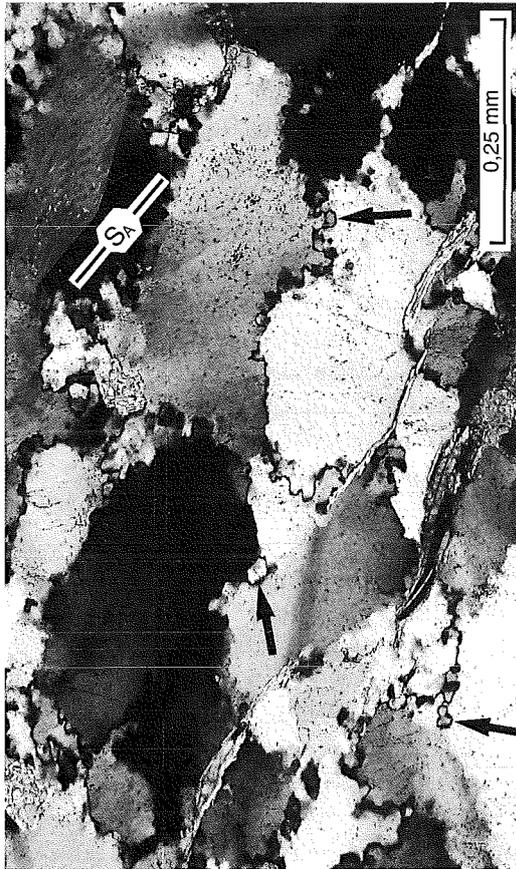
b) le tessiture misurate nelle aree (2) (= 219 (2)) e (3) (= 219 (3)) testimoniano ugualmente una forte orientazione cristallografica, ma con alcune differenze. Gli assi c mostrano in entrambi i casi una maggiore dispersione rispetto all'area (1) mentre il massimo di a situato alla periferia, ha un'intensità molto maggiore rispetto all'area (1). Sulla base di queste considerazioni si può supporre che nell'area (1) i cristalli si deformino utilizzando un solo sistema di scivolamento, mentre nell'area

(2) e (3) ne vengano utilizzati più di uno contemporaneamente. In tutti i casi la direzione di scivolamento è «a».

Al fine di stabilire quali siano i sistemi di scivolamento attivi nei vari domini è stata ricostruita l'orientazione cristallografica compatibile con la tessitura misurata in ogni singola area (fig. 32). Ciò è stato ottenuto, analogamente a quanto fatto in precedenza per la calcite, ruotando le varie direzioni cristallografiche del quarzo (fig. 32a) fino ad avere le orientazioni dei piani a , m e degli assi c coincidenti con quelle effettivamente misurate. L'orientazione così ricavata per l'area (1) è riportata in fig. 32d. Come si può vedere, nell'area (1) il massimo degli assi c è alla periferia e ruotato nella direzione del senso di taglio, questo implica che il piano reticolare ortogonale a c è subparallelo alla foliazione milonitica. Ne deriva che nell'area (1) la quasi totalità dei cristalli si deforma utilizzando il sistema di scivolamento basale («basal slip») nella direzione «a».

Lo stesso procedimento è stato applicato alla tessitura 219 (3) (fig. 32c). Qui la situazione è più complicata in quanto gli assi c non mostrano un massimo unico, ma è presente una certa dispersione. Oltre al massimo indicato con «Posizione A» è presente anche un massimo in posizione centrale (Posizione B) che raggiunge un valore pari a quattro volte la distribuzione uniforme. Il fatto però che i piani a ed i piani m mostrino tre massimi ben distinti su di un grande cerchio ortogonale al massimo principale degli assi c della Posizione A fa supporre che l'orientazione riportata in fig. 32e sia quella posseduta dalla maggiore parte dei cristalli nell'area (3), cioè con i rombi negativi α paralleli alla foliazione. L'orientazione cristallografica dei cristalli con gli assi c al centro dello stereogramma è riportata in fig. 32f. Essa è stata ottenuta avendo come vincoli la posizione degli assi c (al centro) e di un massimo dei piani a parallelo alla lineazione macroscopica. In questo caso sono i prismi di primo ordine m ad essere orientati parallelamente alla foliazione. In conclusione la tessitura misurata nell'area 219 (3) è data dal contributo dell'orientazione cristallografica riportata in fig. 32e e in fig. 32f. Esse sono riportate assieme in fig. 32g.

La tessitura misurata nell'area (2) può essere semplicemente considerata come una tessitura di transizione tra quelle misurate in (1) e in (3). Tale tessitura può essere infatti interpretata come risultante dal contributo dell'orientazione cristallografica della Posizione A dell'area (1) (fig. 32d) e del-



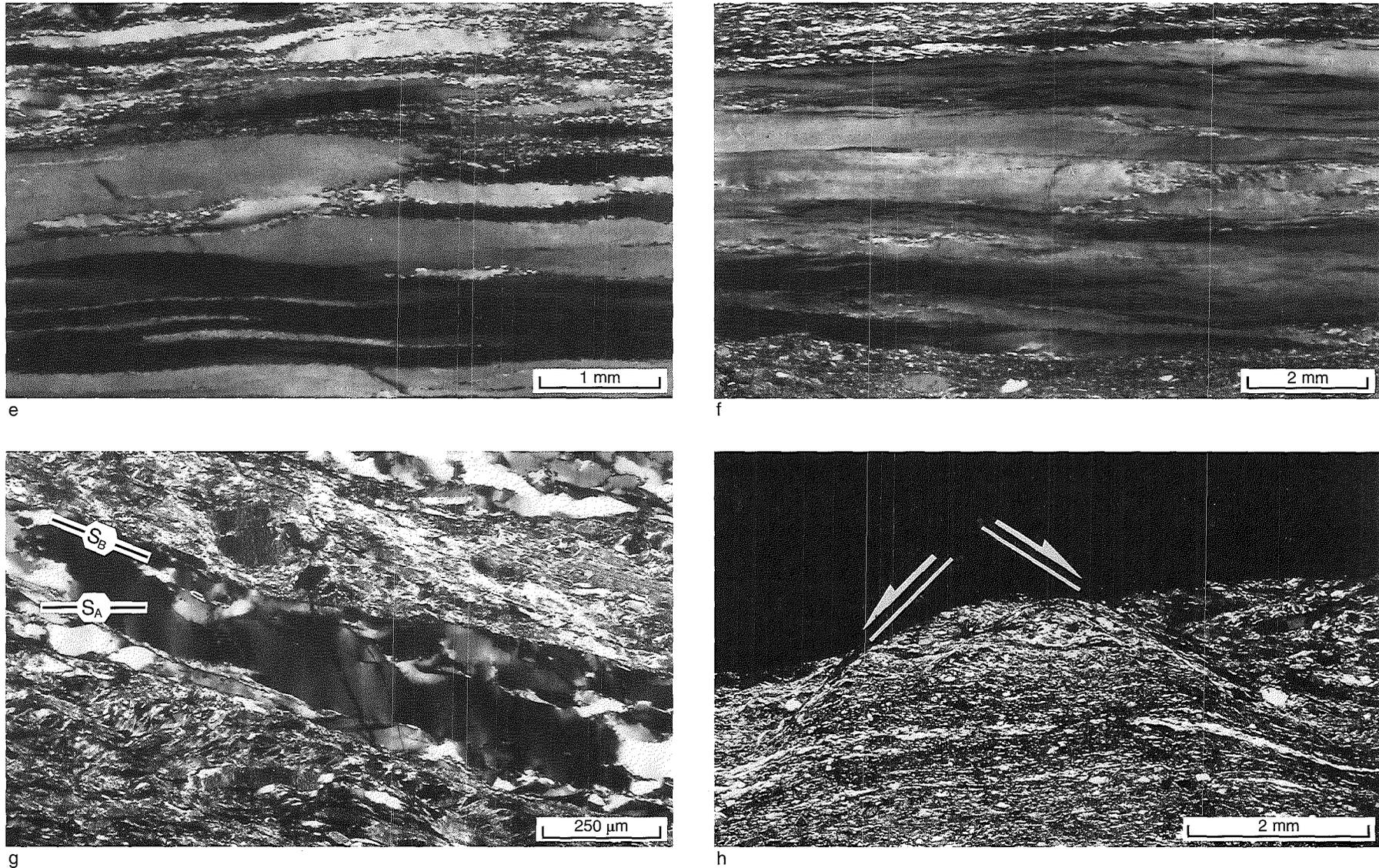
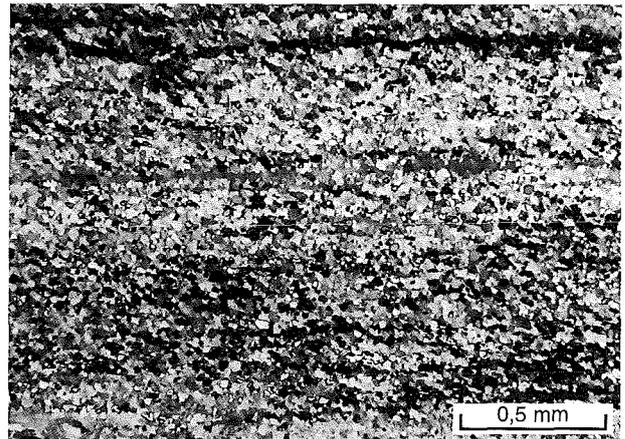


Fig. 29 – Quarzo-miloniti nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. In (a) e (b) la foliazione principale (S_A) è obliqua rispetto al lato lungo della foto, nelle altre foto è parallela al lato lungo della foto. (a) Campione 195, Piz Lad. (b) Campione 196, Piz Rims. Il processo di bulging porta alla formazione di nuovi granuli, indicati dalle frecce. (c) Campione 191, Piz Umbrail. (d) Campione 191, Piz Umbrail. (e) Campione 206, Passo dello Stelvio. (f) Campione 73, Passo dello Stelvio. (g) Campione 207, Passo dello Stelvio. (h) Campione 73, Passo dello Stelvio.

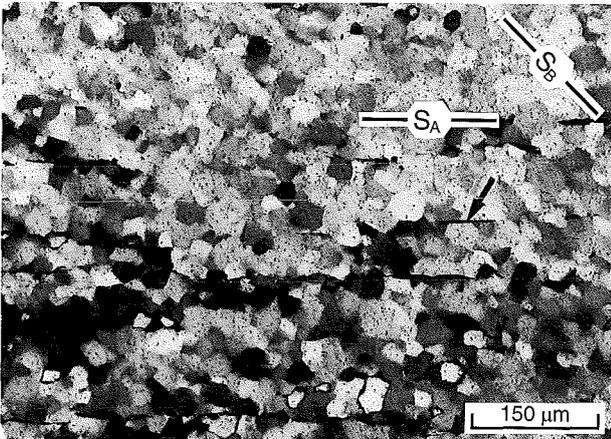
– Quartz mylonites from the Umbrail-Chavalatsch imbricates. In (a) and (b) the macroscopic mylonitic foliation (S_A) is oblique to the long edge of the photograph, in all the other photographs is parallel. (a) Sample 105, Piz lad. (b) Sample 196 (Piz Rims). Syntectonic recrystallization involving bulging led to subgrain formation (indicated by the arrow). (c) Sample 191, Piz Umbrail. (d) Sample 191, Piz Umbrail. (e) Sample 206, Passo dello Stelvio|Stilfserjoch. (f) Sample 73, Passo dello Stelvio|Stilfserjoch. (g) Sample 207, Passo dello Stelvio|Stilfserjoch. (h) Sample 73, Passo dello Stelvio|Stilfserjoch.



a



b



c

Fig. 30 – Miloniti della Val Venosta. (a) Quarzo-miloniti presso Montoni di Agümes/ Grossmontoni. (b) Quarzo-milonite, campione 219, N di P. Chavalatsch. (c) idem. La foliazione milonitica principale (S_A) è definita dall'allineamento di miche indicate dalla freccia.

– *Vinschgau mylonites.* (a) *Quartz mylonite from Montoni di Agümes/Grossmontoni.* (b) *Quartz mylonite, sample 219, N of P. Chavalatsch.* (c) *The same as in (b), the macroscopically visible mylonitic foliation (S_A) is marked by mica flakes (see arrow), an oblique grain fabric also develop (S_B).*

l'orientazione della Posizione A dell'area (3) (fig. 32e). In fig. 32h è rappresentata la sovrapposizione delle due orientazioni, per essere più facilmente confrontate con la tessitura effettivamente misurata.

Sulla base di queste considerazioni si possono trarre le seguenti conclusioni:

a) Rotazione è il principale meccanismo di ricristallizzazione sintettonica nelle Miloniti della Val Venosta nell'area studiata;

b) durante la ricristallizzazione dinamica nel campione 219 si formano domini paralleli alla foliazione milonitica in cui sono attivi differenti sistemi di scivolamento;

c) le tessiture misurate hanno permesso di riconoscere i vari sistemi di scivolamento presenti;

d) nell'area (1) si ha scivolamento lungo le basi nella direzione «a»;

e) nell'area (3) si ha principalmente scivolamento lungo i rombi negativi α nella direzione «a» e, secondariamente, lungo i prismi di primo ordine m nella direzione «a»;

f) nell'area misurata (2) sono presenti i contributi di tutte le orientazioni precedenti.

5. – TETTONICA

La Falda dell'Ortles riveste un ruolo chiave nell'interpretazione della geometria e dell'evoluzione tettonica dell'intera area delle Dolomiti dell'Engadina. Solo in essa, infatti, sono conservati importanti spessori di sedimenti post-norici (Formazione di Kössen-Formazione di Allgäu) in cui è possibile osservare strutture plicative, lineazioni d'estensione, miloniti, ecc. che permettono un dettagliato studio strutturale di campagna e un'analisi della cinematica dei movimenti. In tutte le altre falde la presenza di grandi spessori di Dolomia Principale (> 1000 m), a maggiore competenza, limita lo sviluppo di tali strutture; nelle falde di basamento la strutturazione pre-alpina rende difficile uno studio degli effetti della tettonica alpina.

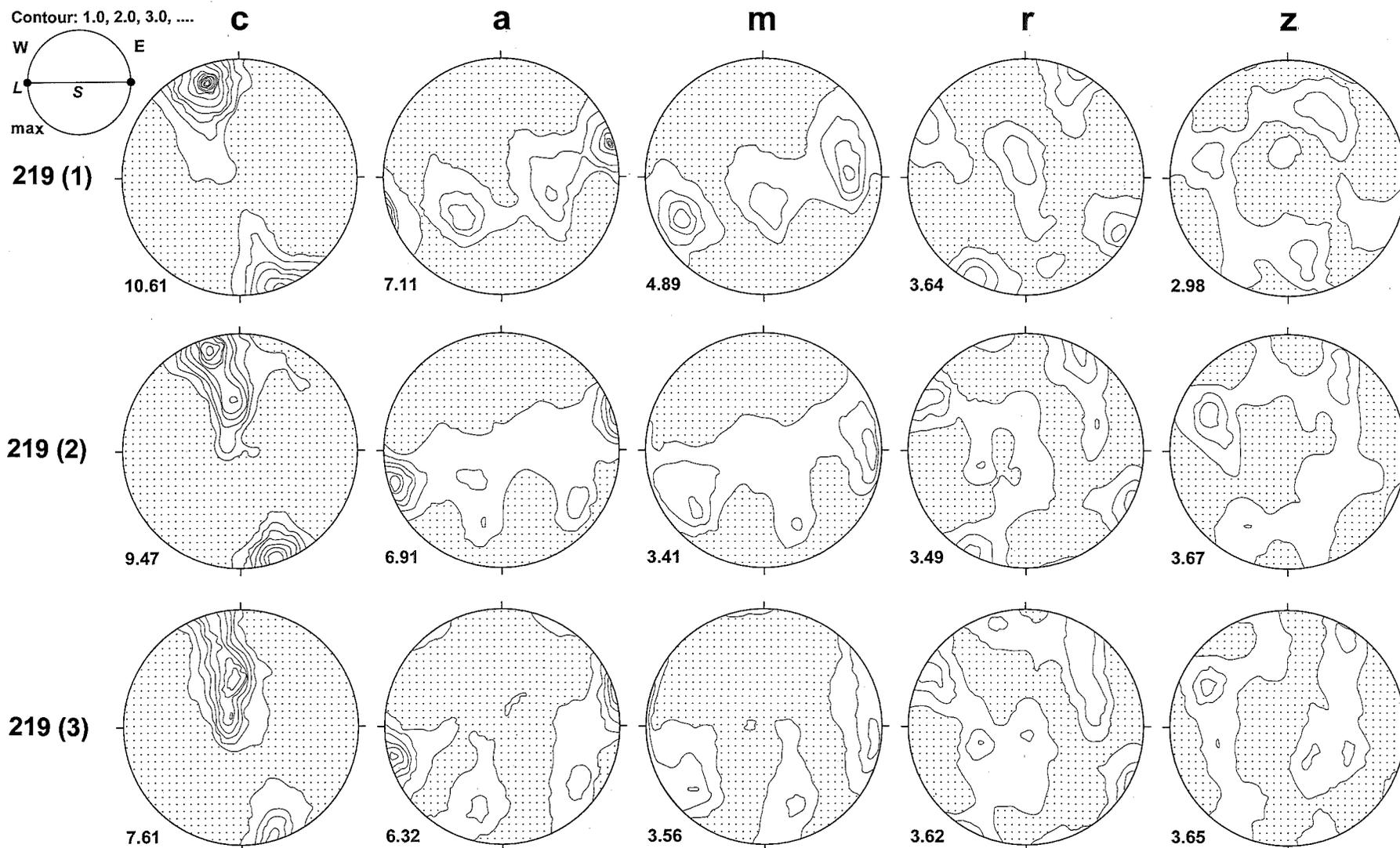


Fig. 31 – Stereogrammi rappresentanti l'orientazione degli assi c , dei prismi di secondo ordine a , dei prismi di primo ordine m , dei rombi positivi r e dei rombi negativi z nel campione 219, calcolata mediante ODF. Le isolinee rappresentano multipli di una distribuzione uniforme, l'intervallo è 1.0, aree con una distribuzione minore di 1.0 sono rappresentate con punteggiato. Semisfera di proiezione inferiore, la foliazione è orientata E-W verticale e la lineazione è orizzontale, E è a sinistra e W a destra. Il numero vicino ad ogni stereogramma rappresenta il valore del massimo della distribuzione.

– Textures from sample 219, all pole figures are calculated from the Orientation Distribution Function (ODF): c axis, a second order prism, m first order prism, r positive rhombs, z negative rhombs. The contours are given in multiples of a uniform distribution, the contour interval is 1.0, stippled areas have a density of less than 1.0. The number near each pole figure represent the distribution maximum. Equal area, lower hemisphere, foliation is E-W vertical, lineation E-W horizontal, E is on the right and W on the left. Shear sense is sinistral.

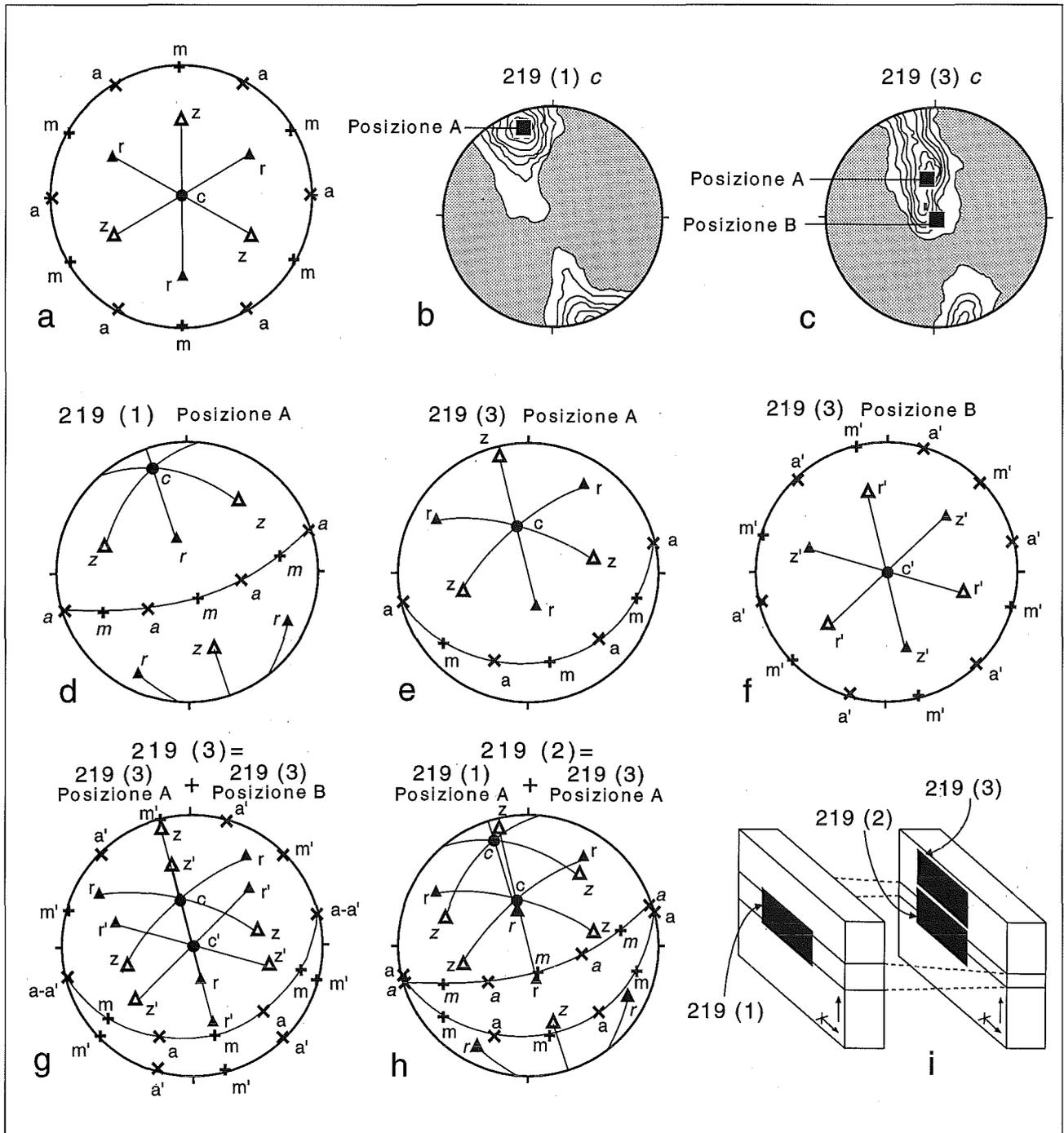


Fig. 32 – Interpretazione delle tessiture misurate nel campione 219. (a) Principali direzioni cristallografiche nel quarzo. (b) Distribuzione degli assi c misurati nell'area (1) (cfr. fig. 31). (c) Distribuzione degli assi c misurati nell'area (3) (cfr. fig. 31). (d) Orientazione cristallografica preferenziale assunta dai cristalli di quarzo nell'area (1) e corrispondente al massimo degli assi c indicato come «Posizione A» in (b). (e) Orientazione cristallografica preferenziale assunta dai cristalli di quarzo nell'area (3) e corrispondente al massimo degli assi c indicato come «Posizione A» in (c). (f) Orientazione cristallografica preferenziale assunta dai cristalli di quarzo nell'area (3) e corrispondente al massimo degli assi c indicato come «Posizione B» in (c). (g) Interpretazione della tessitura misurata nell'area (3) quale sovrapposizione dell'orientazione riportata in (e) e quella riportata in (f). (h) Interpretazione della tessitura misurata nell'area (2) quale sovrapposizione dell'orientazione riportata in (d) e quella riportata in (e). (i) Rappresentazione schematica delle aree misurate (1), (2) e (3) all'interno del campione 219. I in nero rettangoli rappresentano l'area misurata al goniometro a raggi X.

– Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) showing interpretation of textures measured in sample 219. (a) Important planes and directions in quartz. (b) c -axis distribution from the area 1 (see also fig. 31). (c) c -axis distribution from the area 3 (see also fig. 31). (d) Favoured crystal orientation for the c -axis position indicated as «Position A» in (b), area 1. (e) Favoured crystal orientation for the c -axis position indicated as «Position A» in (c), area 3. (f) Favoured crystal orientation for the c -axis position indicated as «Position B» in (c), area 3. (g) Interpretation of the texture measured in the area 3, as the contribution of the two favoured crystal orientations reported in (e) and (f). (h) Interpretation of the texture measured in the area 2, as the contribution of the favoured orientations reported in (d) and (e). (i) Three-dimensional sketch showing the three measured areas in sample 219. Black rectangles represent the area measured with texture goniometry.

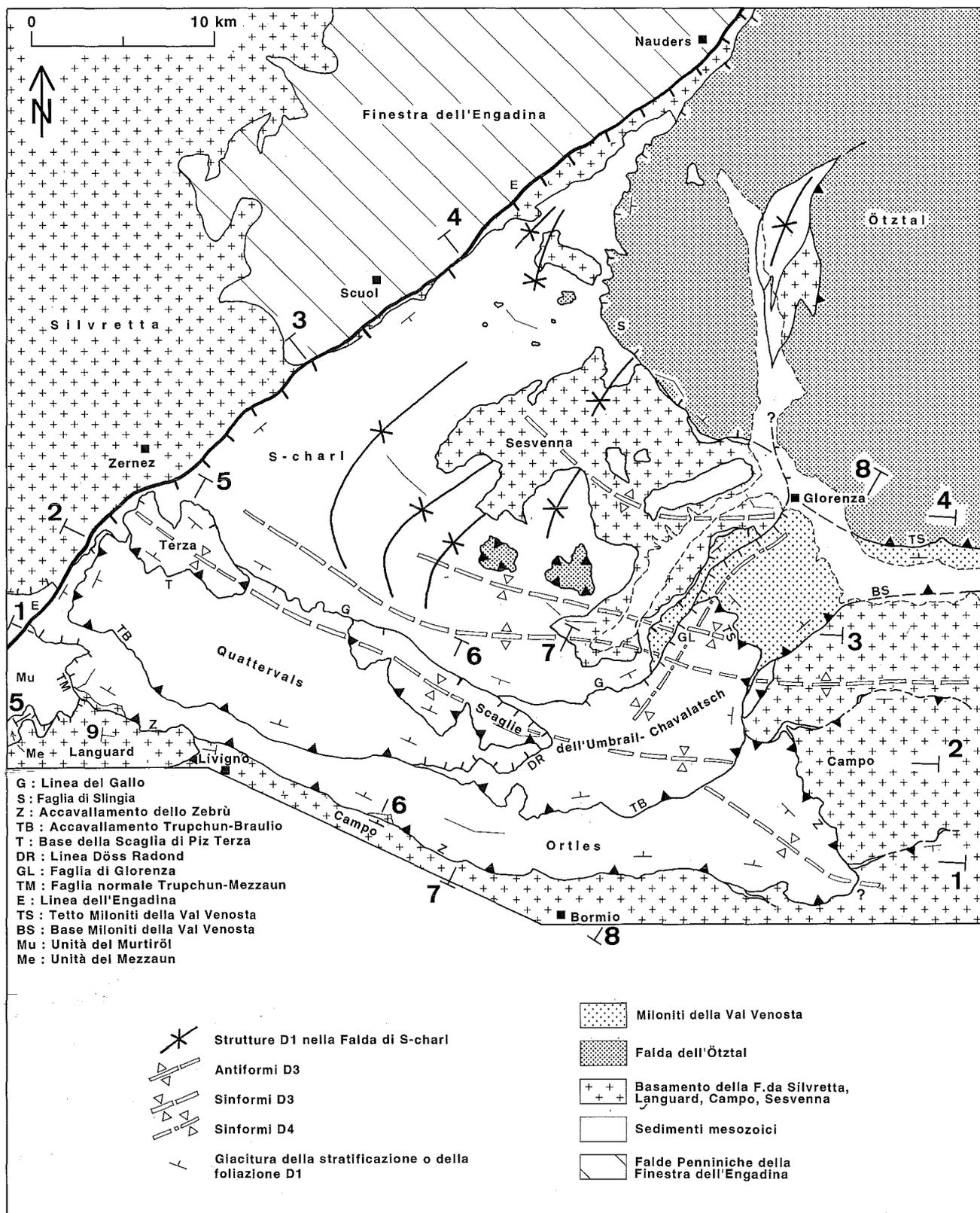


Fig. 33 - Carta strutturale delle Dolomiti dell'Engadina. L'andamento delle strutture D1 nella Falda di S-charl sono tratte da SCHMID & HAAS (1989). 1, 2, 3, 4: profili in tav. 12 e tav. 13; 5, 6, 7, 8: profili in tav. 14; 9: profilo in fig. 57b. Profilo 1: vedi anche tav. 16c.

- Structural map of the Engadine Dolomites. Trend of D1 structures in the S-charl nappe are from SCHMID & HAAS (1989). 1, 2, 3, 4: profiles in tav. 12 and tav. 13; 5, 6, 7, 8: profiles in tav. 14; 9: profile in fig. 57b. Profile 1, see also plate 16c (profile c).

5.1. — LA FALDA DELL'ORTLES

La Falda dell'Ortles affiora nella parte meridionale delle Dolomiti dell'Engadina e si estende per oltre 50 km tra l'Engadina (a W) e la Valle Solda, in Alto Adige, a E (fig. 33, tav. 1). A Est, tra il Massiccio dell'Ortles ed il Lago di Livigno, essa poggia con contatto tettonico sulle rocce del basamento della Falda di Campo e, a W di Livigno, è accavallata sulla Falda Languard. Il contatto tra la Falda dell'Ortles e le unità sottostanti è rappresentato dall'Accavallamento dello Zembrù (Hammer, 1908). In prossimità della Linea dell'Engadina, in Val Chaschauna ed in Val Trupchun, la Faglia normale Trupchun-Mezzaun taglia l'Accavallamento dello Zembrù e giustappone la Falda dell'Ortles ad unità dell'Austroalpino inferiore. La Linea dell'Engadina delimita la Falda dell'Ortles verso W.

Il contatto al tetto è anch'esso sempre tettonico. La parte centro-orientale della Falda dell'Ortles, tra Trafoi e la Valle Forcola, è sormontata da sedimenti e da rocce del basamento appartenenti alla Zona a Scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. La parte centro-occidentale, tra la Valle Forcola e l'Engadina, è sovrascorsa dalla Falda di Quattervals. La superficie tettonica che separa la Falda dell'Ortles dalle unità sovrastanti è riportata in letteratura con vari nomi: Linea dell'Alpisella (BONSIGNORE *et alii*, 1969), «Trupchun-Braulio Linie» (SCHMID, 1973), «Quattervals thrust» (FROITHEIM, 1988; CONTI *et alii*, 1994), in questo lavoro viene adottato il nome di «Accavallamento Trupchun-Braulio».

A scala cartografica (tav. 1) si vede come l'Accavallamento Trupchun-Braulio tagli formazioni della Falda dell'Ortles sempre più giovani andando da E verso W: tra Trafoi e il Passo dello Stelvio taglia la Dolomia Principale della Falda dell'Ortles; tra il Passo dello Stelvio e la Valle Forcola corre lungo il tetto stratigrafico della Dolomia Principale (Plattenkalk); immediatamente a W della Valle Forcola, taglia la Formazione di Kössen e corre per un lungo tratto nella Formazione di Allgäu; in Val Trupchun esso taglia infine le formazioni più giovani (Radiolariti, Calcari ad Aptici, Formazione di Chanels) della Falda dell'Ortles. La geometria risultante è schematizzata in fig. 34.

Lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio si ha quindi sovrascorrimento di rocce più vecchie (basamento e serie triassica della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch e della Falda di Quattervals) su rocce più giovani (serie triassico-cretacea della Falda dell'Ortles), le quali diventano sempre più giovani andando verso W: questo è un'ulteriore

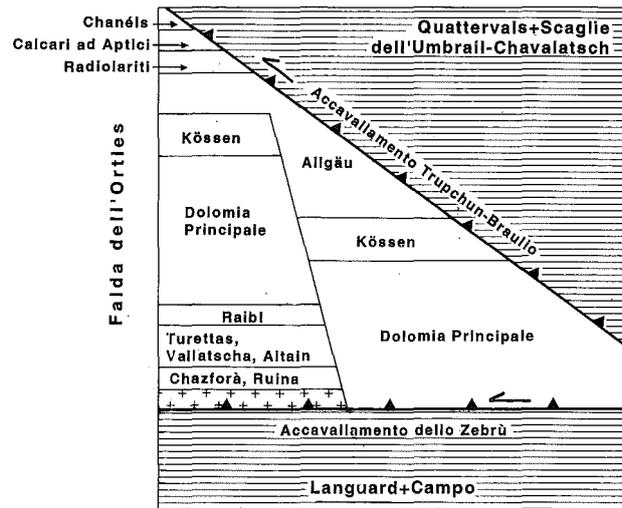


Fig. 34 — Schema litostratigrafico della Falda dell'Ortles.

— Litostratigraphic units in the Ortler nappe.

confirma del senso di movimento verso W lungo questo accavallamento.

La situazione è invece più complicata lungo l'Accavallamento dello Zembrù. Analisi microstrutturali indicano che lungo questo accavallamento la Falda dell'Ortles è stata trasportata verso WNW rispetto alla sottostante Falda di Campo. Nel tratto centro-orientale, da Trafoi a Livigno, si vede però come sia presente una geometria atipica per una superficie di accavallamento e caratteristica invece per una faglia normale: rocce più giovani (la serie mesozoica della Falda dell'Ortles) sono a tetto di rocce più vecchie (basamento della Falda di Campo, fig. 35).

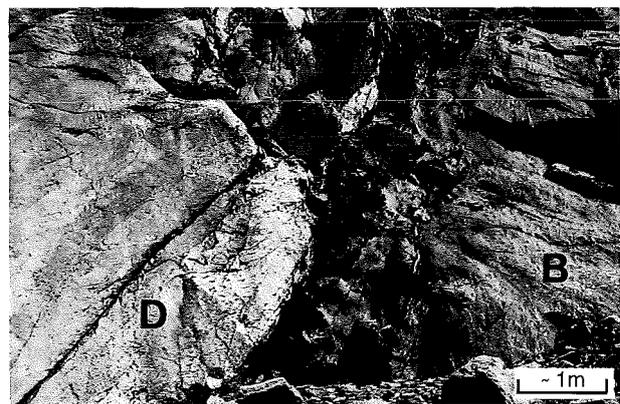
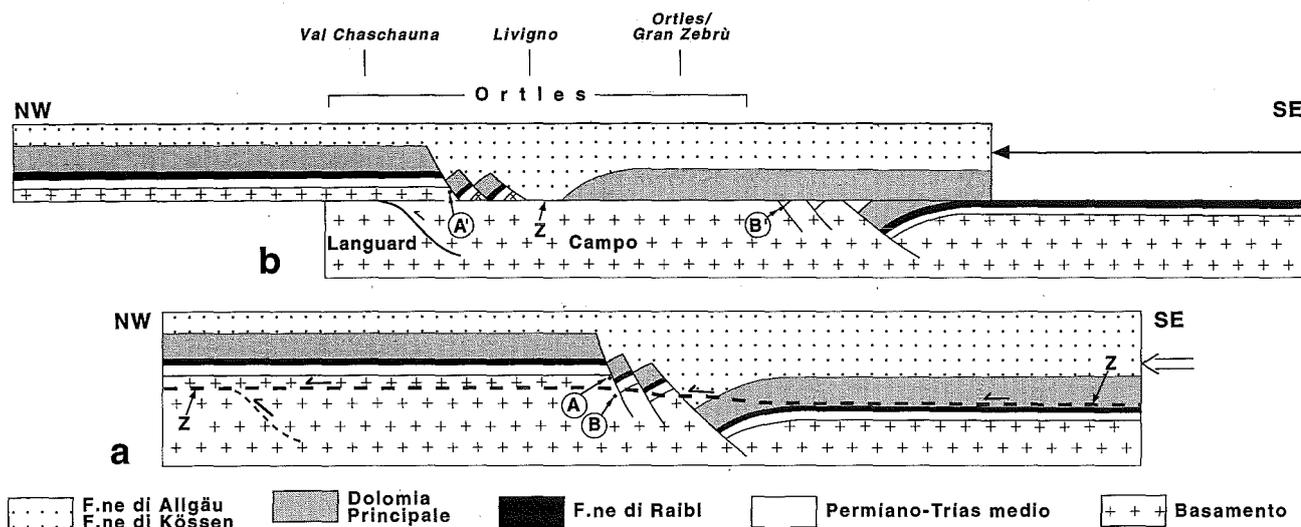


Fig. 35 — Accavallamento dello Zembrù in Val Zembrù (Vedretta della Miniera). La Dolomia principale della Falda dell'Ortles (D) è direttamente sovrascorsa sopra il basamento paleozoico della Falda di Campo (B). Vista verso E, N è a sinistra nella foto.

— Zembrù thrust in Val Zembrù (Vedretta della Miniera). View is toward the E, with N Ortler nappe to the left. The Dolomia Principale of the Ortler nappe (D) is emplaced above basement rocks of the Campo nappe (B).



Z : Accavallamento dello Zebbrù

Fig. 36 - Sviluppo dell'attuale geometria lungo l'Accavallamento dello Zebbrù (da un'idea di N. FROITZHEIM). (a) È schematicamente riportata la situazione alla fine della fase estensionale giurassica e prima delle fasi deformative alpine; a tratteggio è indicato l'andamento dell'Accavallamento dello Zebbrù. A E delle faglie giurassiche esso corre inizialmente per un lungo tratto alla base della Dolomia Principale, lungo la Formazione di Raibl, interferisce quindi con queste faglie e corre, nella parte occidentale, all'interno del basamento paleozoico. (b) Durante la fase D1 i sedimenti della Falda dell'Ortles vengono trasportati verso W e si mettono in posto direttamente al di sopra del basamento della Falda di Campo e della Falda di Languard, situati originariamente in una posizione più occidentale. In questo modo può essere spiegato come: 1) La Dolomia Principale sovrascorre direttamente sopra il basamento (Val Zebbrù-Massiccio dell'Ortles); 2) serie stratigrafiche complete si ritrovino solamente in prossimità di faglie sinsedimentarie giurassiche (Alpe Trela, Val Chaschauna); 3) l'Accavallamento dello Zebbrù corra all'interno di rocce del basamento paleozoico nella sua porzione più occidentale (Val Chaschauna). A-A' e B-B' rappresentano i soliti punti prima e dopo la fase di accavallamento.

- Kinematic evolution of the Zebbrù thrust (after an idea of N. FROITZHEIM). (a) Reconstruction at the end of Jurassic, after extension and before Alpine deformation. Dashed is D1 Zebbrù thrust. East of the Jurassic normal faults the Zebbrù thrust runs at the base of the Hauptdolomit Formation (in the Raibl Formation), interferes with the faults and runs in basement rocks in the western area. (b) W-directed transport during D1 phase led to direct emplacement of sediments of the Ortler nappe above basement rocks of the Campo and Languard nappes, originally located in a more westerly position. This evolution explains satisfactorily: 1) The direct emplacement of the Dolomia Principale above the Campo basement, in the eastern Ortler nappe (Val Zebbrù-Ortler massif); 2) the presence of complete stratigraphic sections (Permian-Jurassic) only near Jurassic normal faults (Alpe Trela, Val Chaschauna); 3) because the western part of the Zebbrù thrust runs in basement rocks (Val Chaschauna). A-A' and B-B' indicate same points before and after thrusting.

L'attuale situazione lungo l'Accavallamento dello Zebbrù può essere spiegata con l'interferenza tra una superficie di accavallamento alpina e faglie normali sinsedimentarie giurassiche (fig. 36). Come vedremo in seguito, questa geometria di accavallamento ha conseguenze molto importanti nell'interpretazione della tettonica di tutte le Dolomiti dell'Engadina.

Nella Falda dell'Ortles sono state riconosciute le quattro fasi deformative già descritte in precedenza (D1, D2, D3, D4) e presenti in tutto il dominio austroalpino. Oltre a quanto già riportato è opportuno ricordare:

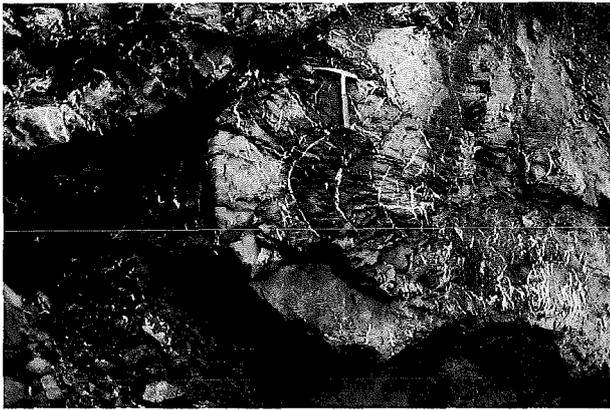
a) la presenza di sedimenti datati all'Aptiano-Turoniano nell'estrema parte occidentale della Falda dell'Ortles (VILLA & POZZI, 1962; CARON *et alii*, 1982), che permette di fissare un limite inferiore per l'età della fase D1;

b) rispetto alle strutture a grande scala legate alla fase D3, la maggior parte della Falda

dell'Ortles si trova nel fianco meridionale di una sinforme il cui piano assiale subverticale corre all'interno della Falda di Quattervals e nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. Per questa ragione la stratificazione e i contatti tettonici D1 nella Falda dell'Ortles immergono attualmente verso N.

Poiché le fasi D2, D3 e D4 hanno limitati effetti nella Falda dell'Ortles e non producono un'importante deformazione interna, di seguito verrà enfatizzata la descrizione delle strutture che si sviluppano durante la fase D1.

Per facilitare la descrizione della struttura interna della Falda dell'Ortles, essa è stata suddivisa in tre aree: a) parte occidentale: Engadina-Lago di Livigno; b) parte centrale: Lago di Livigno-Valle di Fraele; c) parte orientale: Valle di Fraele-Massiccio dell'Ortles.



a
Fig. 37 – Pieghe parallele (a) e pieghe cilindriche (b) nella parte occidentale della Falda dell'Ortles (Formazione di Allgäu, Val Flin, Engadina).

– Parallel (a) and cylindrical folds (b) in the western Ortler nappe (Allgäu Formation, Val Flin, Engadine).



b

5.1.1. – Parte occidentale: Engadina-Lago di Livigno

In quest'area è conservata una successione stratigrafica completa di tutte le formazioni mesozoiche affioranti nella Falda dell'Ortles: tra Val Trupchun e Val Chaschauna affiorano i termini che vanno dal Permiano al Lias, nell'area a SW di Piz d'Esan sono conservati i sedimenti più giovani (Cenomaniano sup.-Turoniano inf.). Quest'area è stata inoltre interessata da un'intensa tettonica sinsedimentaria giurassica (EBERLI, 1988; FROITZHEIM, 1988).

Durante la prima fase deformativa (D1) si formano in quest'area pieghe parallele (fig. 37a) con una geometria cilindrica alla scala dell'affioramento (fig. 37b); se si considera invece l'orientazione degli assi delle pieghe nell'intera area si può vedere come essi si dispongano su di un grande cerchio (fig. 38a). Tale dispersione è stata interpretata da FROITZHEIM (1988) come dovuta ad una riorientazione degli assi delle pieghe durante una deformazione essenzialmente per taglio semplice progressivo. Alle pieghe è generalmente associato un clivaggio di dissoluzione di piano assiale. Durante questa prima fase di piegamento si formano accavallamenti di importanza locale all'interno della Formazione di Allgäu in Val Trupchun: la presenza di tali contatti tettonici ha portato alcuni autori (STAUB, 1964; EBERLI, 1985) a suddividere questa parte della Falda dell'Ortles in due differenti scaglie tettoniche. Tale distinzione non viene adottata in questo lavoro. Una serie di scaglie tettoniche si formano invece alla base della Formazione di Allgäu in prossimità della linea dell'Engadina. Date le non buone condizioni di affioramento è solamente possibile osservare vari termini della serie del Permiano-Trias medio che affiorano in modo discontinuo e con una giacitura

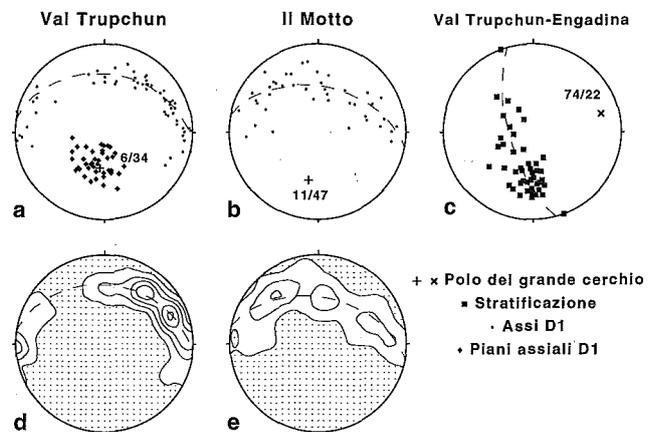


Fig. 38 – (a) Distribuzione degli assi (59 misure) e dei piani assiali D1 (40 misure) nella Formazione di Allgäu in Val Trupchun; da FROITZHEIM (1988). Gli assi risultano dispersi sul grande cerchio coincidente con la giacitura media dei piani assiali. (b) Distribuzione degli assi D1 nell'area de Il Motto; 41 misure. (c) Giacitura della stratificazione all'interno della Falda dell'Ortles nell'area Val Trupchun-Engadina; 47 misure. La stratificazione ha un'immersione verso N in Val Trupchun, avvicinandosi alla Linea dell'Engadina assume una direzione subparallela alla direzione della linea stessa (NE-SW). La stratificazione risulta perciò piegata attorno ad un asse orientato 74/22. (d) Contour dello stereogramma in (a), le isolinee rappresentano aree in cui la distribuzione è rispettivamente 1, 3, 5, 7, 9 volte la distribuzione uniforme. (e) Contour dello stereogramma in (b), le isolinee rappresentano aree in cui la distribuzione è rispettivamente 1, 3, 5 volte la distribuzione uniforme.

– Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) of structural data from the western Ortler nappe. (a) D1 fold axes (59 data) and D1 axial planes (40 data) in the Allgäu Formation, Val Trupchun. From FROITZHEIM (1988). Fold axes scatter on a great circle parallel with the measured fold axial planes. (b) D1 fold axes (41 data) in the Il Motto area. (c) Bedding (47 data) from the westernmost Ortler nappe, between Val Trupchun and the Engadine valley. Bedding is N-Dipping in Val Trupchun and turn to ENE-dipping approaching the Engadine line. Near the Engadine line bedding strikes therefore as the line itself. (d) Contour from the stereogram in (a). The contours are given in multiples of an uniform distribution, the contour interval is 2.0, stippled areas have a density of less than 1.0 (contour lines are: 1.0, 3.0, 5.0, 7.0, 9.0). (e) Contour from the stereogram in (b). The contours are given in multiples of an uniform distribution, the contour interval is 2.0, stippled areas have a density of less than 1.0 (contour lines are: 1.0, 3.0, 5.0).

complicata in Val Mela, Val Flin, Val Tantermozza, ecc. Tutte queste formazioni sono state indicate con «Scaglie tettoniche alla base della Falda dell'Ortles» nella carta geologica di tav. 1.

Più ad E, nell'area de Il Motto, pieghe D1 nella Formazione di Allgäu mostrano la distribuzione degli assi riportata in fig. 38b. Se si confrontano gli stereogrammi di fig. 38a e di fig. 38b, è possibile osservare come nel primo caso sia presente un massimo degli assi in direzione NE-SW, cioè ortogonale alla direzione di trasporto, mentre nello stereogramma di fig. 38b tale massimo non è più osservabile. Questa è un'evidenza per un minore grado di cilindricità nell'area de Il Motto rispetto alla Val Trupchun durante il piegamento.

Eccetto la Formazione di Allgäu, le altre formazioni mostrano limitati segni di deformazione durante la Fase D1. Si segnalano solo faglie normali sin-D1 nella Dolomia Principale lungo la cresta a W di P. Chaschauna (FROITZHEIM, 1988), e la struttura a scaglie tra la Formazione di Allgäu e la Dolomia Principale, che origina il «klippe» di Dolomia Principale sul P. Cassana (vedi profilo E-E' di tav. 11).

In tutta l'area la stratificazione ha un'immersione verso N, prodotto dalla fase D3.

Nella sua parte più occidentale, la Falda dell'Ortles risente inoltre degli effetti dei movimenti lungo la Linea dell'Engadina. In quest'area tale linea è una faglia normale, con abbassamento del blocco orientale e componente di trascorrenza sinistrale (SCHMID & FROITZHEIM, 1993). L'abbassamento del blocco delle Dolomiti dell'Engadina verso E produce un piegamento ed un'immersione verso SE della stratificazione nella Falda dell'Ortles (fig. 38c e profili 1 e 2 in tav. 12).

5.1.2. – *Parte centrale: Lago di Livigno-Valle di Fraele*

5.1.2.1. – Sviluppo della struttura a pieghe

La parte centrale della Falda dell'Ortles è stata intensamente piegata nel corso della fase D1. Particolare attenzione è stata rivolta al riconoscimento delle direzioni di trasporto tettonico legate a tale piegamento, utilizzando il concetto di «facing» (SHACKLETON, 1957; BELL, 1981, direzione ortogonale all'asse di una piega e contenuta nel piano assiale, nella direzione di ringiovanimento degli strati), piuttosto che quelli di «vergenza» (STILLE, 1930) e di «asimmetrie tipo S-Z» (RAMSAY, 1967).

La parte centrale della Falda dell'Ortles risulta particolarmente interessante per vari motivi:

a) è presente la serie stratigrafica completa dal Permiano al Giurassico;

b) è documentata una tettonica sinsedimentaria giurassica;

c) è l'area maggiormente deformata durante la tettonica alpina;

d) è possibile osservare l'interferenza tra accavallamenti alpini e faglie sinsedimentarie giurassiche.

Il rilevamento geologico alla scala 1:10.000 di quest'area è riportato in tav. 4, in tav. 5 ed in tav. 6: profili geologici sono riportati in tav. 7. Per ulteriori informazioni sulla geologia di quest'area si veda CONTI *et alii* (1994).

Analizziamo inizialmente la geometria del piegamento nell'area compresa tra La Parè e M. Torracchia (fig. 39, tav. 4, tav. 5). Essa è stata suddivisa in 6 domini strutturali omogenei (fig. 40): le proiezioni stereografiche degli elementi strutturali misurati nei vari domini sono riportate in fig. 41.

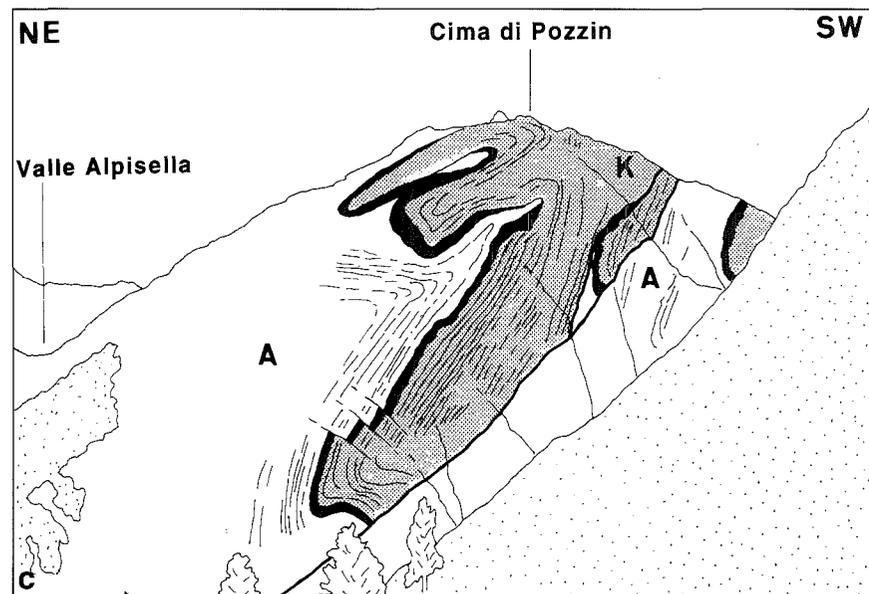
Negli stereogrammi a-f di fig. 41 è possibile osservare come gli assi e i piani assiali D1 risultino variamente orientati. Prima di fare alcuna ipotesi sulla geometria del piegamento D1 è perciò necessario studiare ed eliminare gli effetti della successiva fase D3. Consideriamo inizialmente l'area compresa tra Canale Torto e Cima di Pozzin, cioè i domini 1, 2 e 3. I piani assiali nel dominio 1 (pieghe generalmente aperte) sono debolmente inclinati verso NE, nel dominio 2 sono inclinati verso NE, nel dominio 3 (pieghe isoclinali) sono subverticali. Come vedremo in dettaglio più avanti, il piegamento D1 è legato alla messa in posto delle falde: è perciò verosimile che i piani assiali di queste pieghe si siano formati con una giacitura suborizzontale. La progressiva verticalizzazione dei piani assiali passando dal dominio 1 (Canale Torto) al dominio 3 (Cima di Pozzin), può essere perciò attribuita alla fase di piegamento D3. Negli stereogrammi g, h, i è stata ricavata la giacitura media dei piani assiali D1 nei domini 1, 2 e 3 nel seguente modo: a) dalla carta strutturale è stato ricavato per ogni dominio la direzione dei piani assiali delle maggiori anticlinali e sinclinali; b) negli stereogrammi il grande cerchio che ha come direzione la direzione così ottenuta e passa per il massimo della distribuzione degli assi rappresenta la giacitura media dei piani assiali in quel dominio. I piani assiali così costruiti corrispondono bene con quelli misurati. La giacitura media dei piani assiali D1 nei domini 1, 2, 3 è riportata



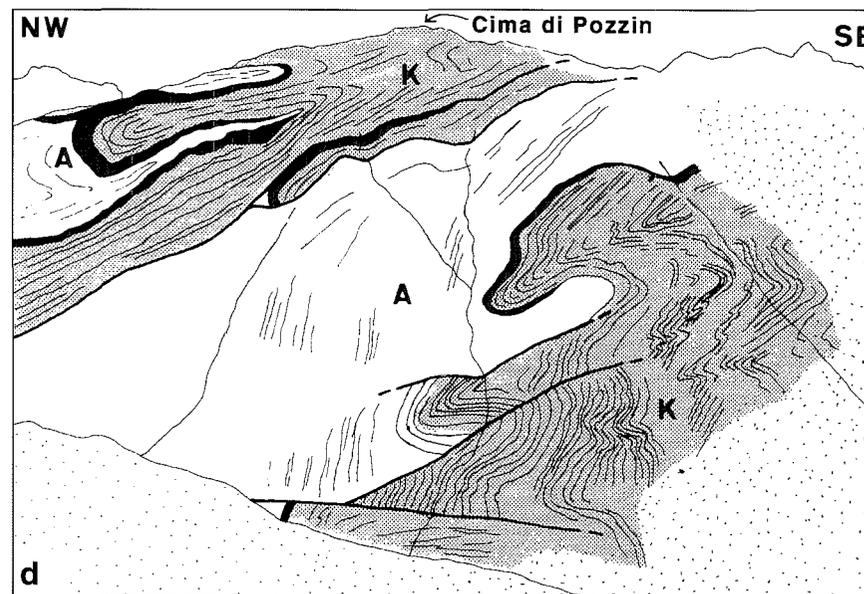
a



b



c



d

Fig. 39 – Pieghe D1 nell'area Canale Torto-Cima di Pozzin. (a) Vista verso SE. (b) Vista verso NE. (c) Disegno sulla base di (a). (d) Disegno sulla base di (b). A = Formazione di Allgäu, K = Formazione di Kössen, il Calcare di Culmet è indicato in nero.

– D1 folds in the Canale Torto-Cima di Pozzin area. (a) View toward SE. (b) View toward NE. (c) and (d) are drawn after photographs. A = Allgäu Formation, K = Kössen Formation, the Culmet limestone is in black.

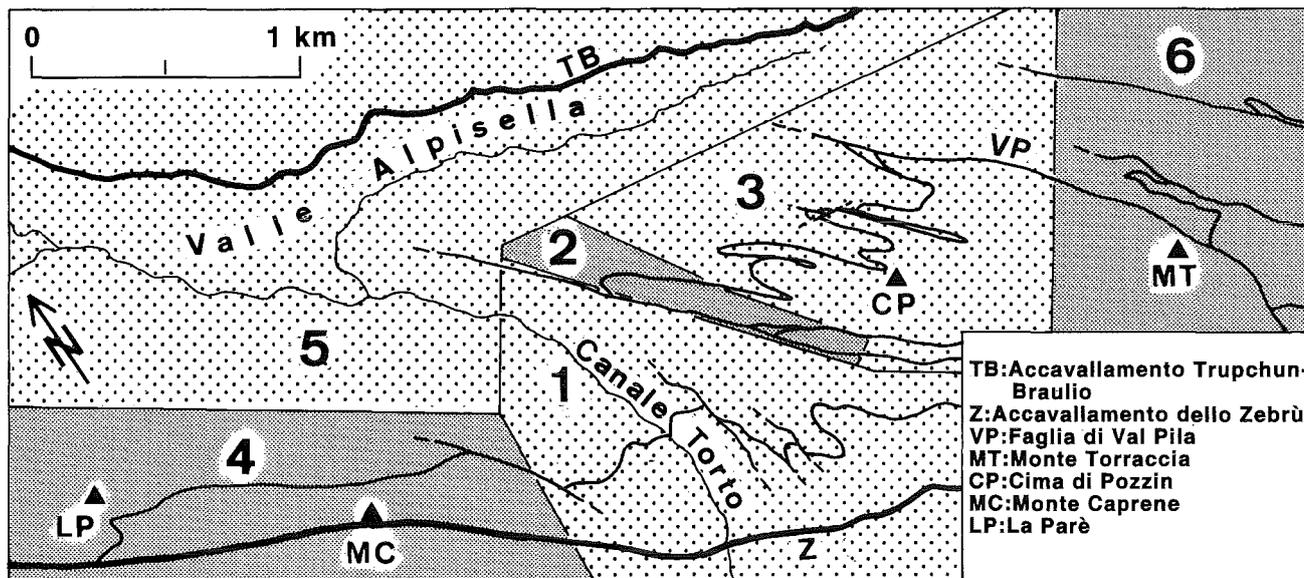


Fig. 40 – Domini strutturali (1-6) relativi alla Carta geologica dell'area La Parè-M. Torracchia (tav. 4 e tav. 5).
– Structural domains (1-6) in the geological map of the La Parè-M. Torracchia area (plate 4 and plate 5).

nello stereogramma 1 di fig. 41. I tre grandi cerchi si intersecano secondo la direzione 136/10, che rappresenta perciò l'orientazione dell'asse D3 attorno alla quale avviene il piegamento dei piani assiali D1 in quest'area.

È da notare che l'attuale orientazione degli assi D1 nei domini 1, 2 e 3 non può essere spiegata invece con un semplice piegamento attorno all'asse D3 calcolato. Ne consegue che almeno parte della dispersione degli assi non può essere attribuita alla fase D3. Siccome non è stata riconosciuta nell'area alcuna fase di piegamento posteriore a quella D3, è necessario ammettere che gli assi abbiano acquisito un certo grado di dispersione durante la fase deformativa D1.

Per ricostruire l'orientazione originaria degli assi di prima fase sono stati inizialmente eliminati gli effetti della fase D3; ciò è stato fatto effettuando una retrorotazione attorno all'asse D3 (136/10) dei piani assiali D1 e dei massimi della distribuzione degli assi (stereogramma 1, fig. 41).

Alla fine di questa retrorotazione i massimi degli assi D1 si dispongono alla periferia, ortogonalmente a questi massimi sono indicate le relative direzioni di facing (fig. 41m). Le pieghe nel dominio 1 (Canale Torto) hanno un facing verso N prima della fase D3, nei domini 2 e 3 la direzione di facing è verso NW.

Questo processo di retrorotazione è stato infine applicato a tutti i singoli assi misurati nei domini 1, 2 e 3 per i quali era nota la direzione di facing.

Tutte le direzioni di facing così ricostruite sono riportate in fig. 41n. In questo stereogramma si può vedere come esse risultino molto disperse e coprano un angolo di circa 180°; questa è un'ulteriore conferma del fatto che il piegamento D1 doveva essere anche in quest'area fortemente non cilindrico. La direzione di trasporto tettonico prima del piegamento D3 era N 320°, ricavata quale direzione nella metà dell'angolo di 180° coperto da tutte le direzioni di facing. La direzione così ottenuta è molto simile alla direzione di trasporto lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. La struttura risultante è riportata schematicamente in fig. 42.

La fase deformativa D1 produce perciò una forte variazione nell'orientazione degli assi delle pieghe dell'area Canale Torto-Cima di Pozzin: le pieghe in posizione inferiore (dominio 1, Canale Torto) hanno assi orientati E-W. Quelle in posizione superiore, cioè più vicine alla Accavallamento Trupchun-Braulio (domini 2 e 3, Cima di Pozzin, fig. 40), hanno gli assi orientati NW-SE, cioè subparalleli alla direzione di trasporto.

In base alle osservazioni finora fatte si può affermare che nella parte centrale della Falda dell'Ortles, avvicinandosi all'Accavallamento Trupchun-Braulio, è possibile osservare una progressiva rotazione degli assi delle pieghe parallelamente alla direzione di trasporto e lo sviluppo di pieghe sempre più chiuse, fino ad arrivare ad isoclinali nell'area di Cima di Pozzin.

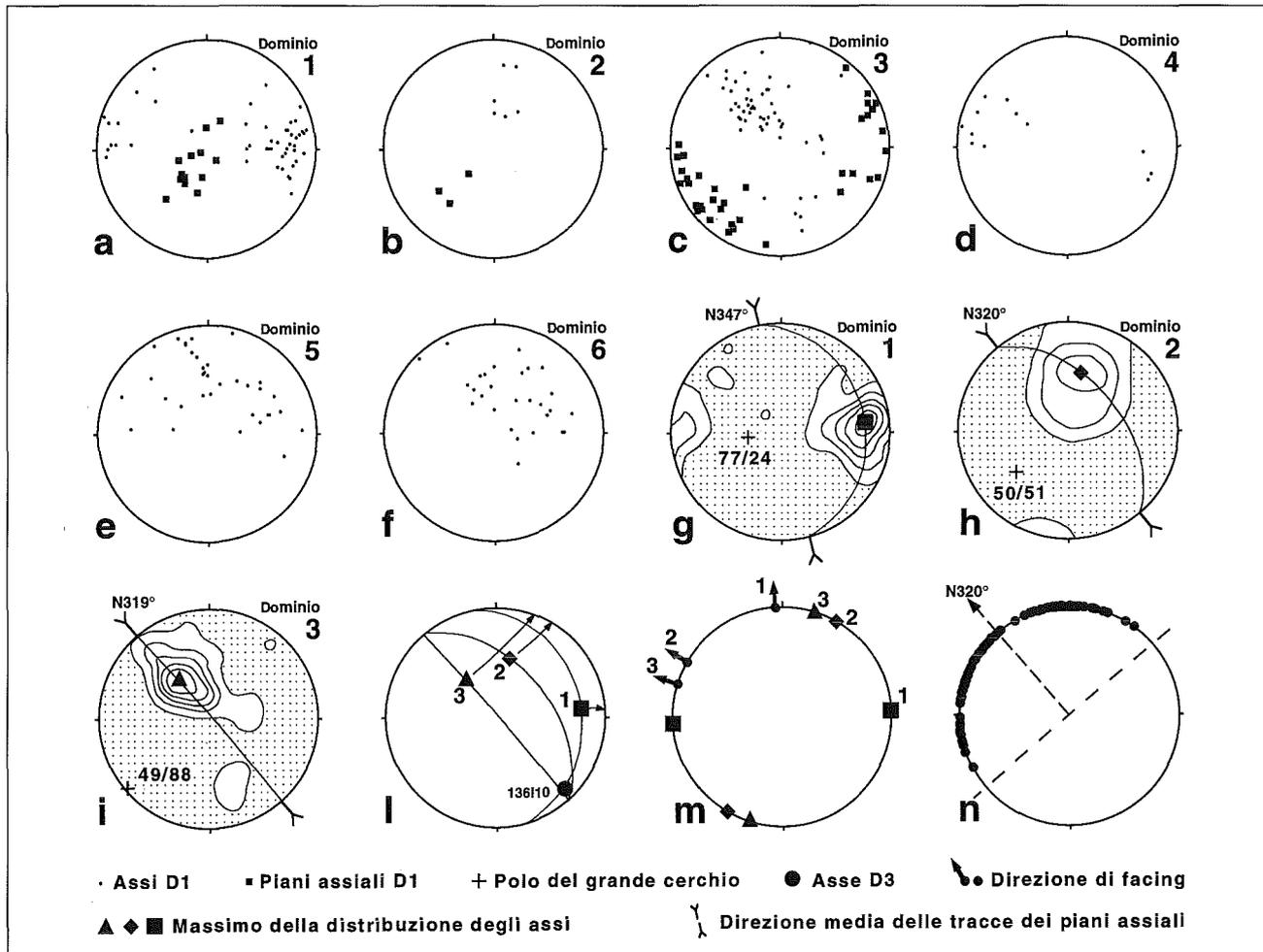


Fig. 41 – Stereogrammi degli elementi strutturali nell'area La Parè-M. Torraccia (vedi carta strutturale, tav. 5). (a) Assi D1 (49 misure) e piani assiali D1 (13 misure) nel dominio 1. (b) Assi D1 (6 misure) e piani assiali D1 (3 misure) nel dominio 2. (c) Assi D1 (54 misure) e piani assiali D1 (37 misure) nel dominio 3. (d) Assi D1 (12 misure) nel dominio 4. (e) Assi D1 (35 misure) nel dominio 5. (f) Assi D1 (28 misure) nel dominio 6. (g) Contour della distribuzione degli assi dello stereogramma (a). Il grande cerchio (77/24) rappresenta la giacitura media dei piani assiali D1 nel dominio 1 in quanto esso passa per il massimo della distribuzione degli assi ed ha come direzione (N347°) la direzione media delle tracce dei piani assiali nella carta strutturale. (h) Contour della distribuzione degli assi dello stereogramma (b) e giacitura media (50/51) dei piani assiali D1 nel dominio 2. (i) Contour della distribuzione degli assi dello stereogramma (c) e giacitura media (49/88) dei piani assiali D1 nel dominio 3. (l) I grandi cerchi rappresentano la giacitura media dei piani assiali D1 nel dominio 1, nel dominio 2 e nel dominio 3, la loro intersezione (136/10) rappresenta l'asse D3 che li ripiega. L'orientazione media degli assi D1 nei tre domini è riportata: ■ = dominio 1, ◆ = dominio 2, ▲ = dominio 3. Successivamente è stata effettuata una retrorotazione della giacitura media dei piani assiali e degli assi D1 attorno all'asse D3 (136/10). I piani assiali sono stati cioè riportati in posizione orizzontale, i massimi degli assi risultano di conseguenza alla periferia. (m) Orientazione dei massimi degli assi dopo la retrorotazione attorno all'asse D3 costruito. Il massimo del dominio 1 ha un'orientazione E-W, quelli del dominio 2 e 3 circa NE-SW. Con le frecce sono indicate le direzioni medie di facing per le pieghe dei domini 1, 2 e 3, costruite come direzioni ortogonali ai relativi massimi degli assi. Queste direzioni rappresentano direzioni di facing acquisite prima della fase di piegamento D3. (n) Il solito procedimento di retrodeformazione attorno al solito asse D3 è stato effettuato su tutti gli assi D1 dei domini 1, 2 e 3 (stereogrammi a, b, c), quindi per ogni asse è stata ricostruita la direzione di facing. Esse sono riportate nello stereogramma (n), in esso si vede come tutte le direzioni di facing risultino disperse su circa 180°, questo implica una geometria fortemente non cilindrica durante il piegamento. La direzione di trasporto è N320°, cioè la direzione nel mezzo dell'intervallo di 180° coperto dalle varie direzioni di facing.

– Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) of structural data from La Parè-M. Torraccia area (see structural map in plate 5). (a) D1 fold axes (49 data) and D1 fold axial planes (13 data) in the domain 1. (b) D1 fold axes (6 data) and D1 fold axial planes (3 data) in the domain 2. (c) D1 fold axes (54 data) and D1 fold axial planes (37 data) in the domain 3. (d) D1 fold axes (12 data) in the domain 4. (e) D1 fold axes (35 data) in the domain 5. (f) D1 fold axes (28 data) in the domain 6. (g) Contouring of fold axes from the stereogram (a). The great circle (77/24) represent the attitude of the D1 fold axial planes in the domain 1. It is constructed as the plane with the same strike (N347°) of the D1 axial planes in the structural map (plate 5) and pass through the maximum of the D1 fold axes distribution. (h) Contouring of fold axes from the stereogram (b) and attitude (50/51) of the D1 fold axial planes in the domain 2. (i) Contouring of fold axes from the stereogram (c) and attitude (49/88) of the D1 fold axial planes in the domain 3. (l) Great circles are D1 fold axial planes attitude in domain 1, 2 and 3. Their today positions can be explained with folding around a fold axis oriented 136/10. Maximum in D1 fold axis distribution is indicated by: ■ = domain 1, ◆ = domain 2, ▲ = domain 3. Back rotation around the 136/10 axis is then performed to achieve an horizontal attitude for the D1 fold axial planes. After this the three maximum of the D1 fold axis distribution come to lie on the primitive circle. (m) Position of the three maximum of the D1 fold axis distribution after back rotation. Perpendicular to this are the D1 facing directions in the domain 1, 2 and 3 respectively (arrows). (n) The same procedure of back rotation to deduce the D1 facing direction and is then carried out on each D1 fold axis of the domain 1, 2 and 3. The facing direction are indicated with a circle and are distribute quite over 180°. The middle direction is N 320°, quite parallel to the transport direction of the Trnpeban-Braulio thrust.

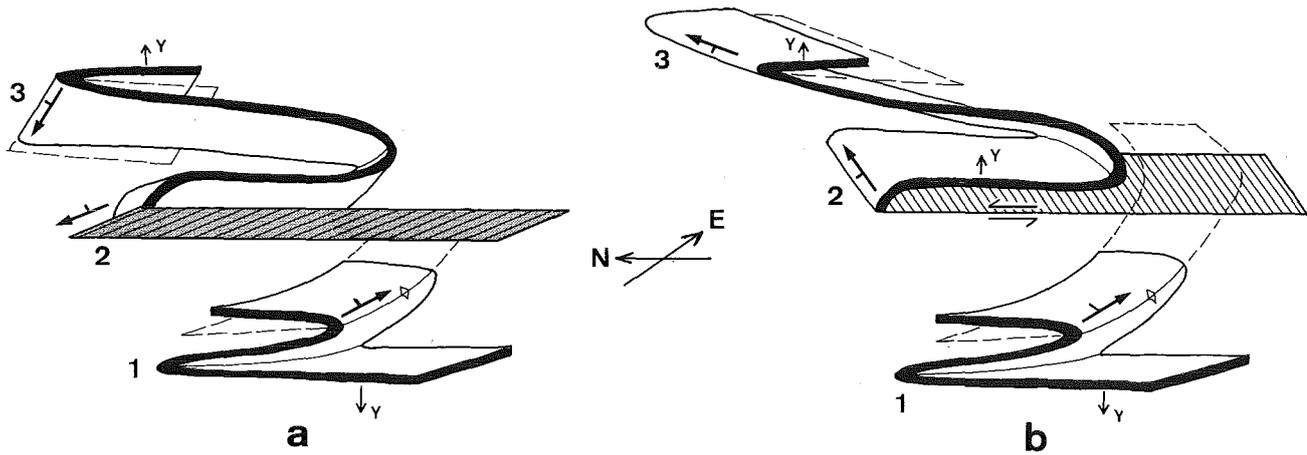


Fig. 42. Rappresentazione schematica della struttura a pieghe nell'area Canale Torto-Cima di Pozzin. (a) Situazione attuale: le pieghe del dominio 1 hanno piano assiale suborizzontale ed assi circa E-W (fig. 41a), le pieghe del dominio 2 hanno il piano assiale inclinato verso NE ed assi immergenti verso N (fig. 41b), le pieghe del dominio 3 hanno piani piani assiali subverticali ed assi immergenti verso NW (fig. 41c). (b) Ricostruzione alla fine della fase D1 e prima del piegamento D3, ottenuta effettuando la retrorotazione attorno all'asse D3. Mentre tutti i piani assiali sono ora orizzontali, gli assi mostrano ancora una diversa orientazione.

— Sketch showing D1 folds in the Canale Torto-Cima di Pozzin area. 1, 2 and 3 indicate respectively domain 1, 2 and 3 of fig. 40 (a) Today geometry: D1 folds in the «domain 1» have horizontal axial planes and E-W fold axes (see fig. 41a); D1 folds in the «domain 2» have NE-dipping axial planes and N-dipping fold axes (see fig. 41b); D1 folds in the «domain 3» have vertical axial planes and NW-dipping fold axes (see fig. 41c). (b) Reconstruction after D1 folding and before D3 folding, back-rotation about D3 fold axes (136/10) is performed. After back rotation D1 fold axial planes in the three domains are horizontal, D1 folds axes show nevertheless still different orientations.

Altre importanti osservazioni possono essere fatte nel dominio 5, cioè nell'area immediatamente sottostante l'Accavallamento Trupchun-Braulio. Questo dominio rappresenta l'unica area nella Falda dell'Ortles in cui sia stato riconosciuto un piegamento polifasico durante l'evento D1. In quest'area si sviluppa infatti un clivaggio di prima fase ripiegato da pieghe aperte, asimmetriche, con assi immergenti verso N, piani assiali immergenti verso E e con facing verso W (fig. 43). Queste pieghe diventano sempre più chiuse avvicinandosi all'Accavallamento Trupchun-Braulio ed i piani assiali orizzontali. Alla base dell'Accavallamento Trupchun-Braulio le pieghe hanno una geometria isoclinale e i loro piani assiali fanno transizione graduale con la foliazione presente nelle calcite-miloniti. Si può perciò legare lo sviluppo di queste pieghe all'attività dell'Accavallamento Trupchun-Braulio.

Sulla base di queste evidenze si può supporre un'evoluzione complessa in questo dominio, con lo sviluppo di pieghe successivamente ripiegate a seguito dei movimenti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio. Il tutto durante un'evoluzione continua durante la fase D1.

Altre evidenze di una evoluzione polifasica durante la fase D1 nella parte centrale della Falda dell'Ortles possono essere ricavate dalla complicata

geometria della Faglia di Val Pila (tav. 4 e tav. 6). Essa si estende tra la Valle Alpisella e la Val Pila, ha un'orientazione NW-SE e giacitura subverticale (CONTI *et alii*, 1994). La faglia immerge verso NE nella sua porzione nord-occidentale (Valle Alpisella) e verso W nella parte sud-orientale (Val Pila). Poiché i piani assiali delle pieghe di prima fase nell'area Cima di Pozzin-M. Torracchia hanno una giacitura subverticale, è verosimile che la verticalizzazione della Faglia di Val Pila avvenga anch'essa durante le fasi tardive di piegamento (D3). Eliminando gli effetti di questo piegamento e riportando in posizione suborizzontale sia i piani assiali delle pieghe che la superficie di faglia, il blocco attualmente a NE della faglia risulta situato a tetto, mentre la parte a SW rappresenta il letto. La natura della Faglia di Val Pila cambia da NW a SE, in Valle Alpisella (a NW) si ha la Formazione di Allgäu al tetto e la Formazione di Kössen al letto, in Val Pila invece la Dolomia Principale giace sopra la Formazione di Kössen. Andando da NW a SE si passa perciò da una geometria tipica per una faglia diretta, con rocce più giovani sopra rocce più antiche, a quella tipica per un accavallamento con formazioni più vecchie sopra formazioni più giovani. Ugualmente difficile è stabilire quando questa faglia era attiva; si possono fare in merito le seguenti osservazioni:

a) un'età giurassica è da escludere in quanto non sono state ritrovate tracce di una tettonica sin-sedimentaria nella Formazione di Allgäu nelle immediate vicinanze della superficie di faglia;

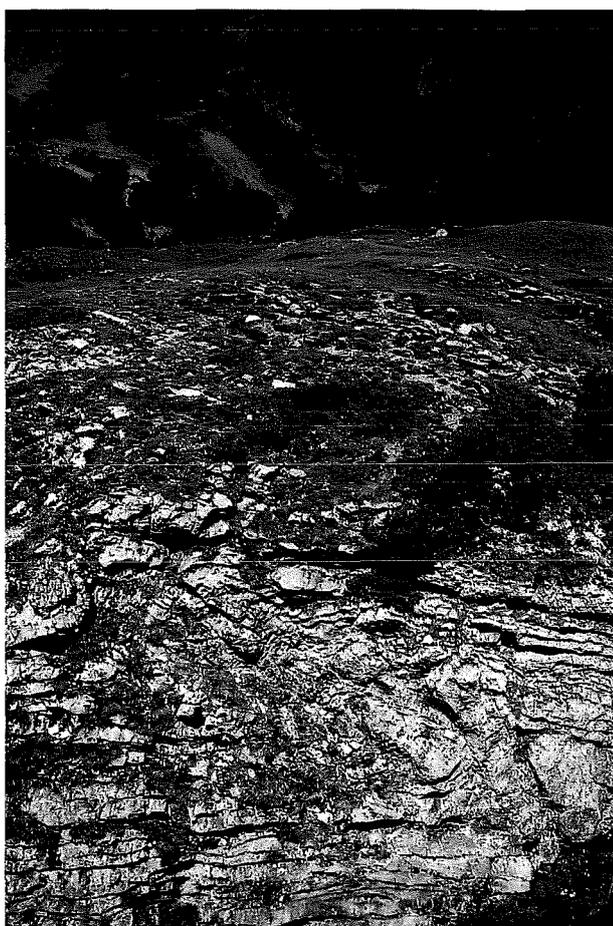
b) la Faglia di Val Pila taglia il piano assiale di una piega D1, immediatamente a E di M. Torracchia (tav. 4), e taglia una superficie di accavallamento D1 in Val Pila (tav. 6);

c) un'attività durante le fasi D2, D3 o D4 è da escludere in quanto la Faglia di Val Pila non taglia né l'Accavallamento Trupchun-Braulio, né l'Accavallamento dello Zembrù;

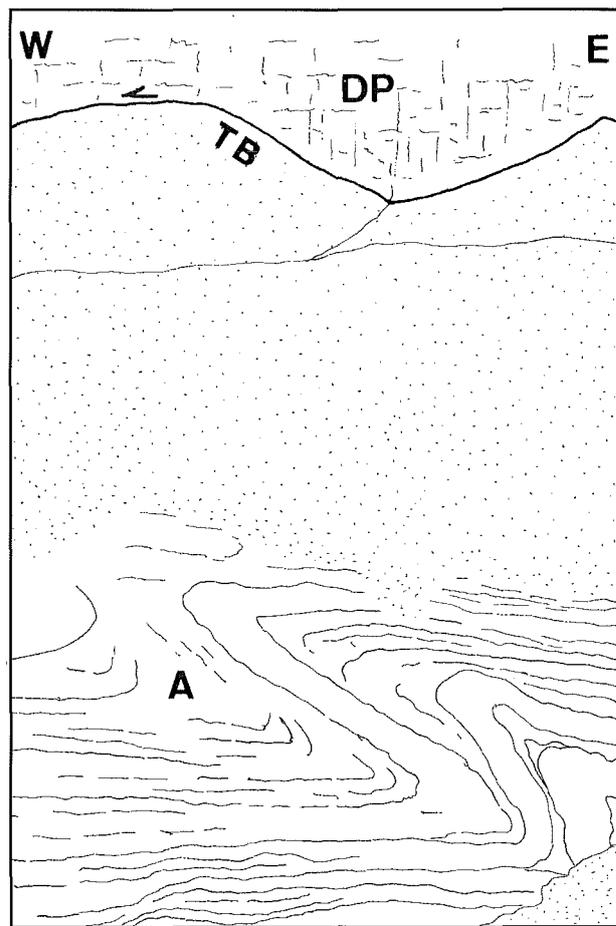
d) indicatori cinematici lungo la faglia (fig. 44) indicano un senso di movimento destrale. Restaurando la Faglia di Val Pila nella posizione suborizzontale assunta prima della fase D3, tali indicatori cinematici implicano un movimento estensionale, con movimento verso E del tetto.

In base a queste evidenze è possibile proporre un'attività complessa della Faglia di Val Pila durante la fase D1. Inizialmente (fig. 45a) si ha l'accavallamento della Dolomia Principale sulla Formazione di Allgäu e il contemporaneo piegamento dei sedimenti sottostanti: in un secondo tempo essa gioca in estensione contemporaneamente alla messa in posto della Falda di Quattervals (fig. 45b). Durante la fase D3 la Faglia di Val Pila viene verticalizzata nella sua posizione attuale.

Passiamo ora alla Valle di Fraele (tav. 6). In Valle Pettini (valle laterale della Valle di Fraele) vi sono ancora evidenze di un piegamento non cilindrico a grande scala durante la fase D1, legato ad un trasporto verso NW. Il Calcare di Culmet (limite Trias/Lias) è piegato a scala decametrica (fig. 46 e tav. 6: piega tra la Valle Pettini e la Valle Alpisella). Gli assi immergono verso NE e la direzione di facing è verso SW; lungo il fianco diritto della piega gli assi di prima fase assumono dapprima



a



b

Fig. 43 – Pieghie con facing verso W nella Falda dell'Ortles alla base dell'Accavallamento Trupchun-Braulio, in Valle Alpisella. Vista verso N, E è sulla destra. DP = Dolomia Principale della Falda di Quattervals, A = Formazione di Allgäu della Falda dell'Ortles.

– *W-facing folds in the Allgäu Formation of the Ortler nappe, beneath the Trupchun-Braulio thrust, Valle Alpisella. View is toward the N, E is on the right. DP = Dolomia Principale of the Quattervals nappe, A = Allgäu Formation of the Ortler nappe, TB = Trupchun-Braulio thrust.*

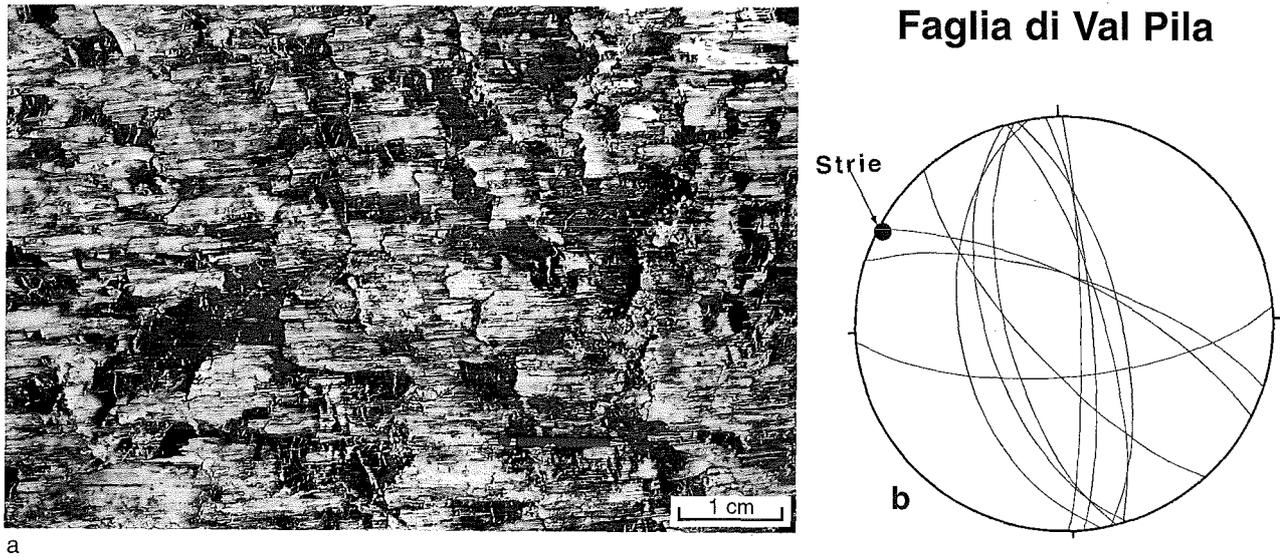


Fig. 44 – Faglia di Val Pila. (a) Crescita di fibre di calcite sulla superficie di faglia indicanti un movimento destrale. (b) Le fibre hanno una giacitura suborizzontale rappresentata dal punto nello stereogramma, i grandi cerchi indicano invece le varie giaciture della superficie di faglia.
 – Val Pila fault. (a) Fibre-growth slickenside indicating right-lateral movement. (b) Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) of the fault plane (great circle) and slickenside (circle).

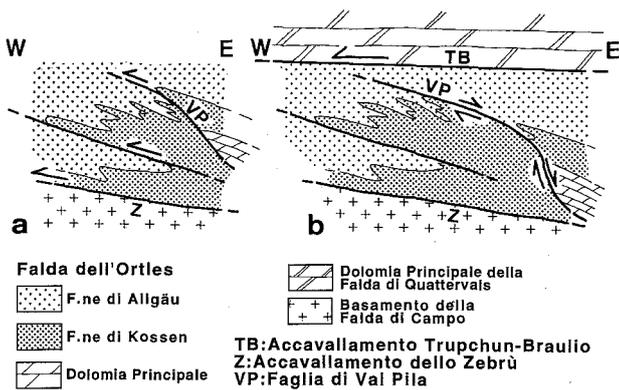


Fig. 45 – Schema dei movimenti lungo la Faglia di Val Pila. (a) Accavallamenti e piegamenti sono contemporanei all'attività lungo l'Accavallamento dello Zebrù. (b) Estensione lungo la Faglia di Val Pila legata alla messa in posto della Falda di Quattervals lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio.

– Sketch showing activity along the Val Pila fault. (a) Thrusting and folding in the Ortles nappe contemporaneous with thrusting along the Zebrù thrust. (b) Normal faulting occurs during W-thrusting of the Quaternary nappe along the Trupchun-Braulio thrust.

un'orientazione N-S e successivamente E-W, con facing verso N. Quest'area non è interessata da piegamenti D3 a piccola scala: la dispersione degli assi di prima fase è quindi interpretabile come risultante di un piegamento non cilindrico durante la fase D1. Gli assi (fig. 46c) si dispongono su di un cerchio massimo (45/41) che ben si approssima alla giacitura del piano assiale della piega maggiormente misurato sul terreno (30/46). La fig. 46d riporta le direzioni di facing per gli assi di

fig. 46c. Queste direzioni sono state ricavate dopo aver effettuato una retrorotazione in senso antiorario attorno ad un asse orizzontale N135° degli assi misurati, eliminando gli effetti del piegamento D3 e riportando in posizione orizzontale sia il piano assiale che gli assi della piega. Le direzioni di facing risultano molto disperse e coprono un angolo di circa 150° sul cerchio massimo equatoriale. Come direzione di trasporto è stata presa la direzione mediana di tale intervallo (N310°).

L'analisi strutturale compiuta in varie aree della Falda dell'Ortles dimostra come il piegamento sia sempre associato ad un senso generale di trasporto verso NW. Poiché tale direzione è anche quella di movimento riconosciuta lungo gli accavallamenti D1 (Accavallamento dello Zebrù, Accavallamento Trupchun-Braulio) è possibile affermare che la messa in posto delle falde e il piegamento dei sedimenti della Falda dell'Ortles siano tra loro contemporanei.

5.1.2.2. – Riattivazione della Faglia sinsedimentaria giurassica di M. Torraccia ed evoluzione della parte centrale della Falda dell'Ortles

Finora abbiamo considerato la struttura a pieghe nella parte centrale della Falda dell'Ortles, è importante ricordare però che durante la fase D1 si ha anche lo sviluppo di numerose superfici di accavallamento, specialmente nell'area tra M. Pettini e Cima Doscopa (tav. 6). Alcuni di questi accavallamen-

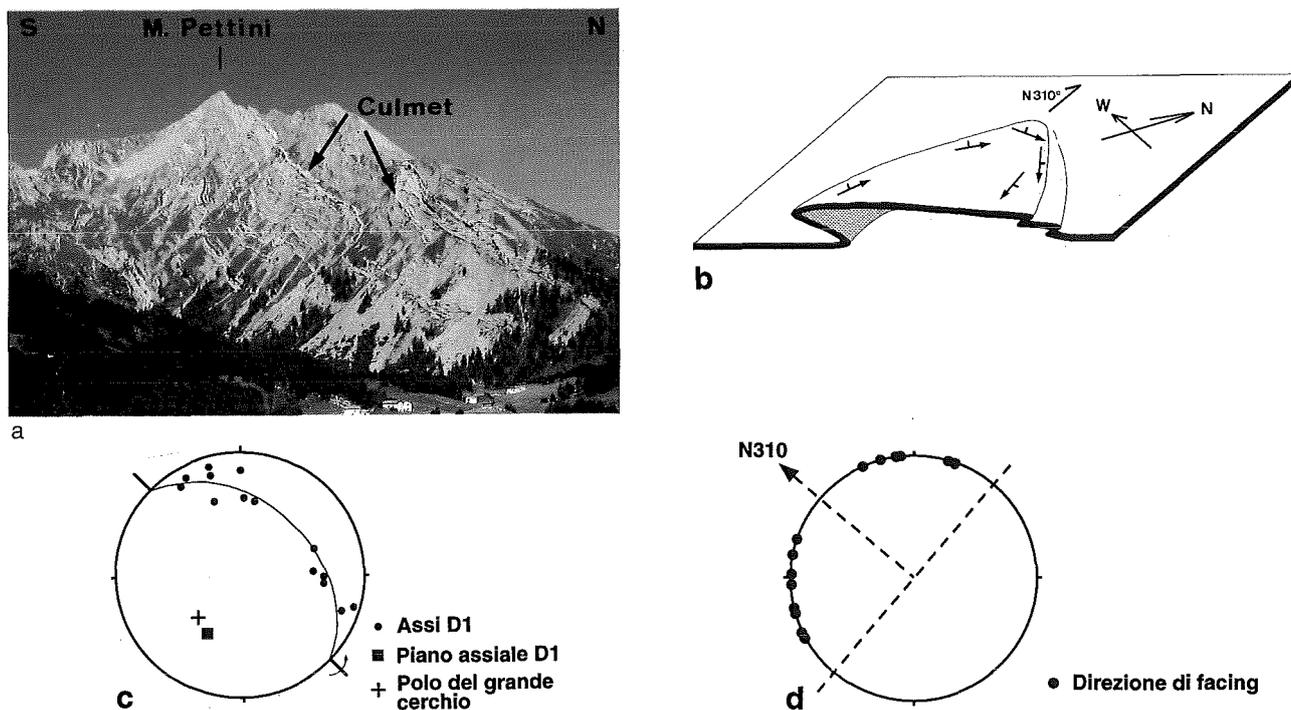


Fig. 46 - (a) Piega isoclinal nel versante E di M. Pettini, in Valle Pettini. Vista verso W. (b) Rappresentazione schematica della piega. In nero è riportato l'andamento del Calcare di Culmet. (c) Stereogramma degli elementi strutturali, cfr. tav. 6. (d) Direzione di facing per gli assi riportati in (c).

- (a) *Isoclinal D1 fold in the eastern side of M. Pettini, Valle di Pettini. View is toward the W.* (b) *Sketch of the same fold, in black is the Culmet limestone.* (c) *Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) of D1 structural data from the fold (see plate 6). Facing direction for the D1 fold axes in (c).*

ti interferiscono con la Faglia normale giurassica di M. Torraccia, riattivandola e invertendo il relativo bacino sinsedimentario. L'evoluzione sedimentaria e tettonica di quest'area è discussa in CONTI *et alii* (1994) e MANATSCHAL (1991), a cui si rimanda per ulteriori informazioni.

L'interpretazione di questa faglia come una faglia sinsedimentaria giurassica è basata sul fatto che la faglia ha la geometria di una faglia normale immergente verso E, tagliando in quella direzione formazioni sempre più vecchie al tetto e al footwall; l'età giurassica è documentata dalle relazioni di sovrapposizione con l'Accavallamento dello Zebrù (l'accavallamento taglia la faglia la quale è perciò pre-D1) e dalla presenza al tetto nella Formazione di Allgäu di risedimenti e megabrecce di età giurassica.

Evidenze di movimenti lungo la Faglia giurassica di M. Torraccia anche durante le fasi deformative alpine sono: a) la presenza dei depositi sinsedimentari (megabrecce) nella Formazione di Allgäu oggi in una posizione più occidentale rispetto alla superficie di faglia stessa (fig. 7 in CONTI *et alii*, 1994), essi sono stati necessariamente trasportati verso W durante la fase D1; b) ritrovamento lungo la superficie di faglia nell'area a W ed a SE di Cima

Doscopa di lenti di Gneiss Chiaro (Manatschal, 1991) e di Filladi di Bormio (tav. 6). Questa situazione, con rocce più vecchie comprese tra rocce più giovani non può essersi prodotta in una sola fase di accavallamento, ma può risultare dalla riattivazione di faglie normali precedenti (fig. 47).

Sebbene non siano stati ritrovati indicatori cinematici esattamente lungo la superficie di faglia, il fatto che superfici di accavallamento D1 a S di M. Pettini non la tagliano, ma si raccordino con essa (tav. 6), implica che la riattivazione della Faglia di M. Torraccia è avvenuta durante la fase D1, cioè con un movimento di trasporto verso W.

Sulla base di queste considerazioni e tenendo conto della geometria risultante dall'interferenza tra accavallamenti alpini e faglie normali giurassiche (fig. 36) è stata effettuata la ricostruzione di fig. 48. Per semplicità in fig. 48a la stratificazione al tetto e a letto della Faglia di M. Torraccia è rappresentata orizzontale. Essendo conservati in fig. 48a i rapporti angolari tra stratificazione e superficie di faglia presenti nel profilo di fig. 48c, ne risulta un profilo irregolare, non perfettamente concavo, per la Faglia di M. Torraccia. Con questa geometria la Faglia giurassica di M. Torraccia risulta avere un rigetto di circa 800 m.

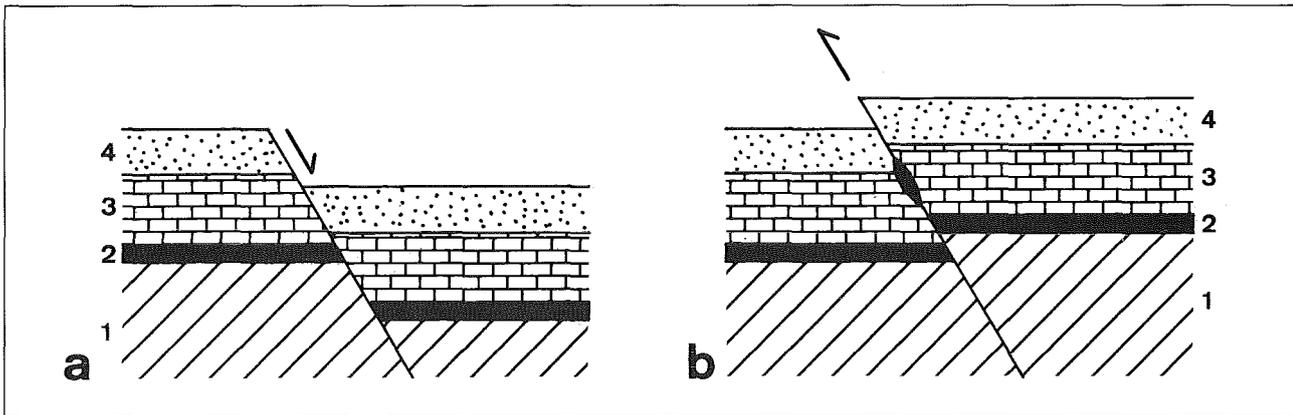


Fig. 47 – Formazione di scaglie di rocce più vecchie tra rocce più giovani lungo contatti tettonici. Tale situazione è possibile se formi quando faglie normali vengono successivamente riattivate come superfici di accavallamento. (a) Situazione alla fine dell'evento estensionale, a questo punto la formazione 3 al tetto della faglia è direttamente a contatto con la formazione 2 (in nero) al letto della faglia. (b) Durante la riattivazione scaglie della formazione 2 possono venire trascinate lungo la superficie di faglia ed in questo modo possono trovarsi all'interno della formazione 3 oppure tra la formazione 3 e la formazione 4.

– Presence along tectonic contacts of slivers of older rocks between younger rocks. This situation can be explained if normal faults are reactivated as thrust planes. (a) After normal faulting formation 3 in the hanging wall is in contact with formation 2 in the footwall. (b) During thrusting slivers of formation 2 (in black) occur and can be transported along the thrust plane. Lenses of older rock (formation 2 in this case) are therefore locate between younger rocks (formation 3 in this case).

La ricostruzione di fig. 48 è necessariamente schematica, sia per l'impossibilità di rappresentare nel profilo geologico di fig. 48c tutte le pieghe non cilindriche dell'area Canale Torto-Cima di Pozzin, sia perché non è stato tenuto conto della deformazione interna delle rocce. E' stato effettuato solo un bilanciamento delle lunghezze prendendo come livello di riferimento il Calcare di Culmet.

Come già discusso in precedenza, la Dolomia Principale al tetto della Faglia di M. Torraccia durante il raccorciamento deve essersi messa in posto prima al di sopra di rocce del basamento alla fine della fase D1a e successivamente deve essere stata traslata verso W lungo la Faglia di M. Torraccia, riattivandola. In fig. 36 abbiamo già visto schematicamente come ciò sia possibile se si ha interferenza tra accavallamenti alpini e faglie normali giurassiche. Nella ricostruzione di fig. 48a l'Accavallamento dello Zebrù corre alla base della Dolomia Principale: proseguendo verso W, esso taglia la Faglia di M. Torraccia e corre all'interno del Gneiss Chiaro del footwall. Procedendo ancora verso W, esso taglia formazioni sempre più giovani: tutta la serie dal Permiano al Trias medio e quindi la Dolomia Principale (M. Torraccia). Ad W l'Accavallamento dello Zebrù corre all'interno della Formazione di Kössen e taglia il limite Trias/Lias (Calcare di Culmet) a La Parè, entrando nella Formazione di Allgäu. Come vedremo in seguito, l'Accavallamento dello Zebrù corre nell'area di P. Chaschauna di nuovo all'interno del basamento paleozoico a causa dell'inter-

ferenza con faglie sinsedimentarie giurassiche; con questa geometria la parte della Falda dell'Ortles al tetto dell'Accavallamento dello Zebrù viene messa in posto direttamente al di sopra del basamento paleozoico della Falda di Campo e della Falda di Languard, situati originariamente in una posizione molto più occidentale (fig. 48b e fig. 36). Solamente dopo questi primi movimenti si ha la riattivazione della Faglia di M. Torraccia e il raddoppio di Dolomia Principale lungo l'accavallamento «g» di fig. 48, con scaglie di basamento cristallino nel mezzo.

In base a queste considerazioni è possibile proporre un'evoluzione in due stadi per la Falda dell'Ortles durante la prima fase deformativa alpina (D1). Durante il primo stadio (D1a) si hanno i movimenti lungo l'Accavallamento dello Zebrù, che portano al sovrascorrimento della Falda dell'Ortles sopra il basamento della Falda di Campo, in un secondo stadio (D1b) si ha la maggior parte della riattivazione della Faglia di M. Torraccia. Non vi sono molti elementi per stabilire quando avvenga la maggior parte del piegamento, se durante l'evento D1a oppure durante l'evento D1b; l'evidenza che la Faglia di M. Torraccia non sia piegata passivamente farebbe pensare che riattivazione e piegamento avvengano contemporaneamente. Come vedremo più avanti, questa ulteriore distinzione in due stadi della fase D1 può essere fatta anche in base a considerazioni regionali alla scala dell'intera Falda dell'Ortles. È importante comunque segnalare che i due eventi D1a e D1b non sono considerati come

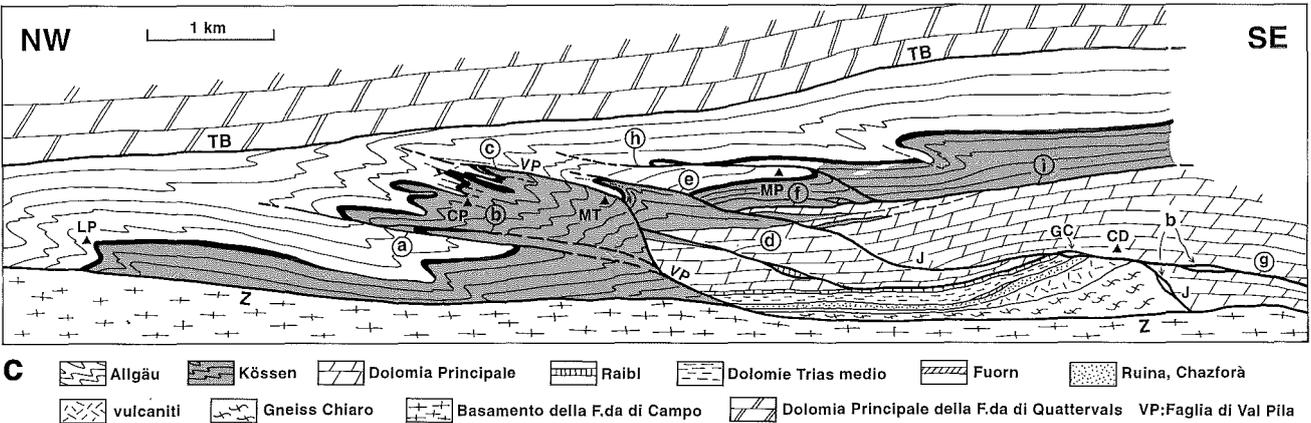
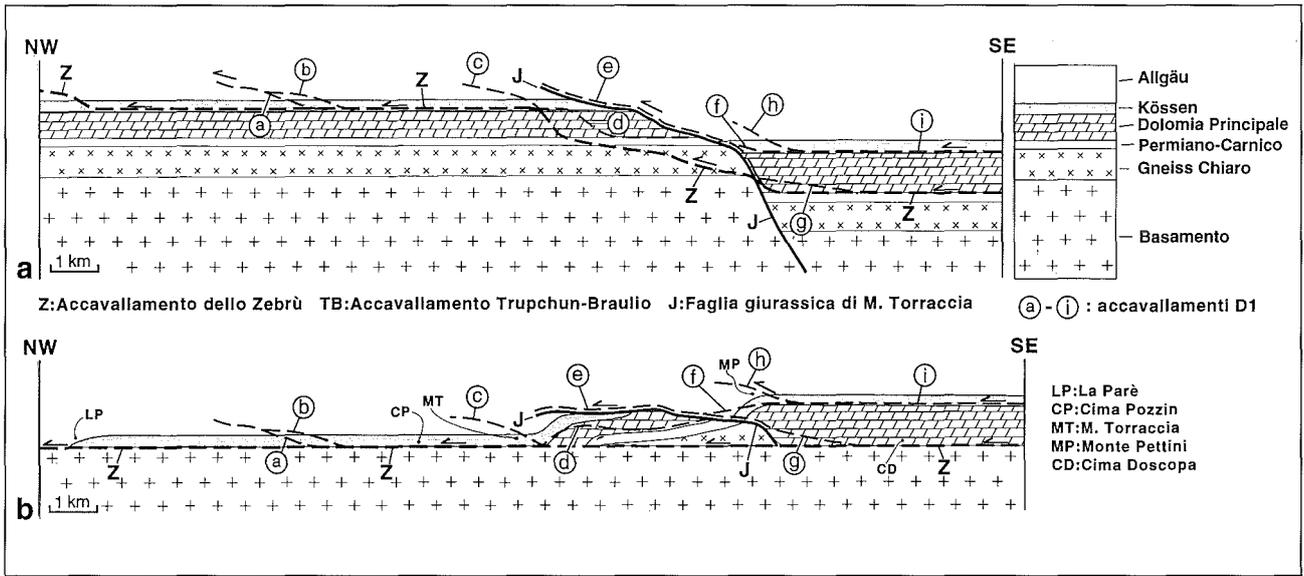


Fig. 48 – Riattivazione della Faglia giurassica di M. Torraccia. (a) Situazione alla fine della fase estensionale giurassica. (b) Situazione alla fine dei movimenti lungo l’Accavallamento dello Zebrù. (c) Situazione attuale, legenda come in tav. 6. Il profilo è orientato N110°, circa parallelo alla direzione di trasporto D1 e agli assi tardivi D3. Per eliminare gli effetti dell’immersione verso N acquisita durante la fase D3 il profilo non è stato costruito verticale, ma è stata usata una superficie di proiezione immergente verso SW di 45°, tutti i contatti litologici sono poi strati proiettati sul profilo seguendo il metodo di RAMSAY & HUBER (1987, pag. 368). Le pieghe dell’area Cima di Pozzin-M. Torraccia sono rappresentate in modo molto schematico in quanto molti assi in quest’area risultano subparalleli alla direzione del profilo. a-g: superfici di accavallamento alpine; J: Faglia giurassica di M. Torraccia; Z: Accavallamento dello Zebrù; TB: Accavallamento Trupchun-Braulio; VP: Faglia di Val Pila. C: Basamento della Falda di Campo; GC: Gneiss Chiaro; P-Tm: sedimenti del Permiano-Triass medio; DP: Dolomia Principale; K: Formazione di Kössen; A: Formazione di Allgäu. CD: Cima Doscopa; MP: Monte Pettini; MT: Monte Torraccia; CP: Cima di Pozzin; LP: La Parè.

– Reactivation of the Jurassic M. Torraccia normal fault. (a) Reconstruction at the end of Jurassic. (b) Schematic reconstruction after W-thrusting along the Zebrù thrust. (c) Geological profile in central Ortler nappe, legend as in plate 6. The profile is constructed following the recipes of RAMSAY & HUBERT (1987, p. 368), the profile plane plunge 45° toward SW. Folds of the Cima di Pozzin-M. Torraccia area are only sketched in the profile, because the fold axes are almost parallel to the profile. a-g: thrust planes, J: Monte Torraccia Jurassic normal fault; Z: Zebrù thrust; TB: Trupchun-Braulio thrust; VP: Val Pila fault; C: Basement of the Campo nappe; GC: Gneiss Chiaro; P-Tm: Permian-middle Triassic sedimentary rocks; DP: Dolomia Principale; K: Kössen Formation; A: Allgäu Formation. CD: Cima Doscopa; MP: Monte Pettini; MT: Monte Torraccia; CP: Cima di Pozzin; LP: La Parè.

del tutto separati nel tempo, ma rappresentano piuttosto due successivi stadi di un’evoluzione continua durante la fase D1.

5.1.2.3. – Zona a scaglie della Valle di Fraele

Nella Falda dell’Ortles in Valle di Fraele, tra il Lago di S. Giacomo di Fraele e la Valle Forcola si

sviluppa una complessa struttura a scaglie (tav. 6, fig. 49), con la contemporanea formazione di pieghe simili e di una marcata lineazione d’estensione orientata NW-SE (fig. 50, fig. 52a). Il senso di trasporto lungo i vari accavallamenti, riconosciuto sia in campagna (fig. 50b) che in sezione sottile (fig. 51), è verso NW, coincidente cioè con quello dell’Accavallamento Trupchun-Braulio.

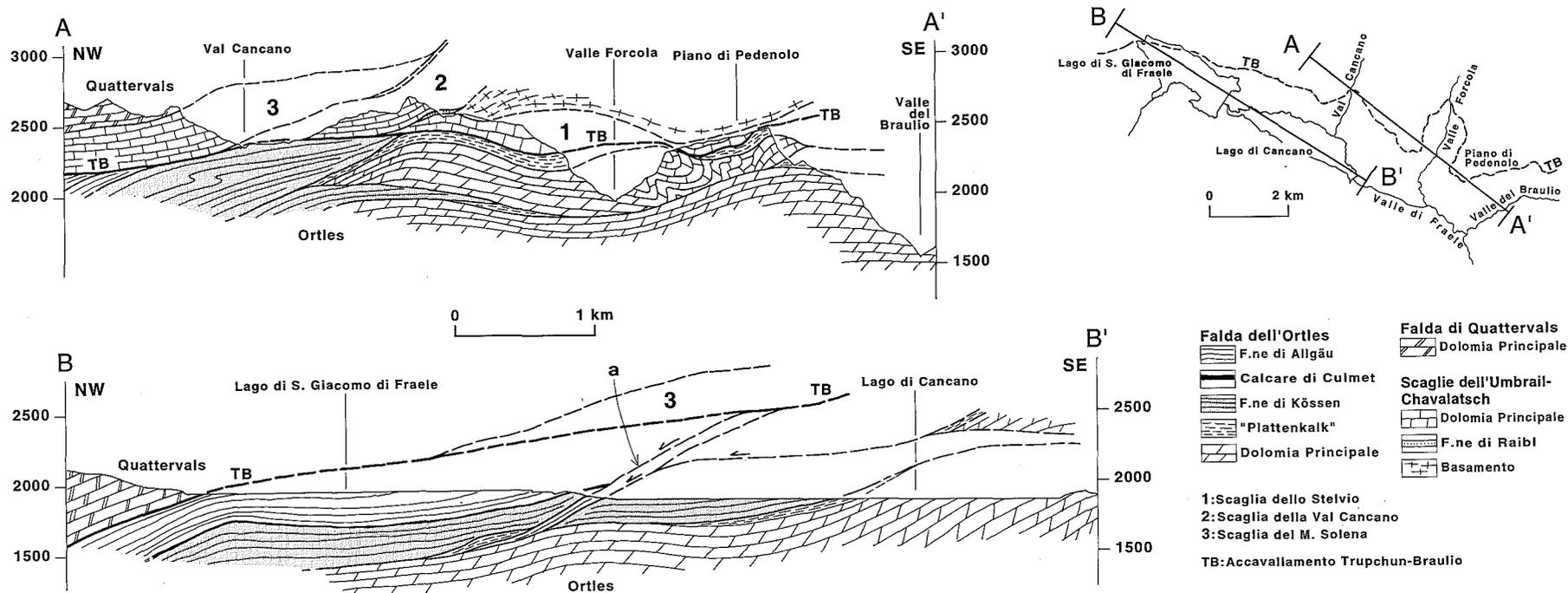
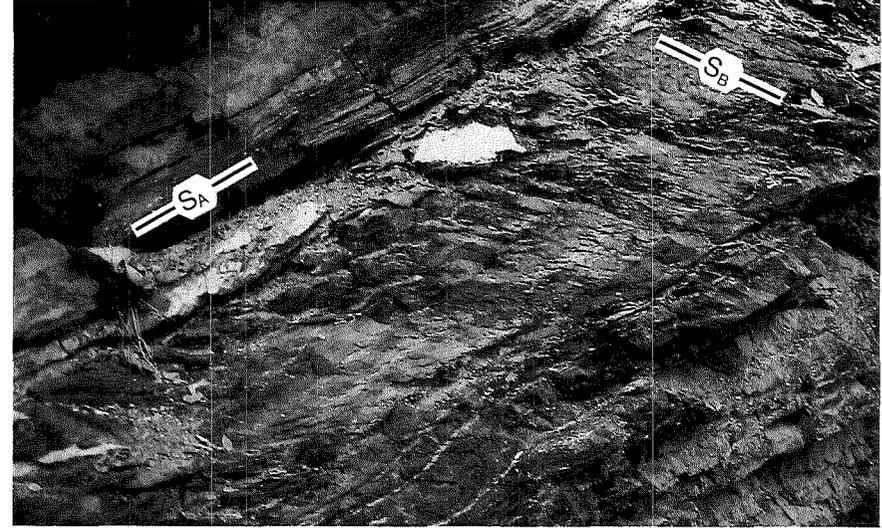


Fig. 49 - Sezioni geologiche nella Falda dell'Ortles, in Valle di Fraele. Le tracce dei profili sono riportate anche in tav. 6 (profilo 1 e profilo 2). «a» nel profilo B-B' indica la posizione dell'affioramento utilizzato per determinare il senso di trasporto del contatto tettonico, riportato in fig. 50b. Con un senso di trasporto verso NW questo contatto può venire interpretato come un «Riedel shear» sintetico relativamente all'Acavallamento Trupchun-Braulio.

- Geological cross sections in the Ortler nappe, Valle di Fraele. Both profile traces are also reported in plate 6 as trace «1» and «2». «a» in profile B-B' indicate the position of the outcrop of fig. 50b: this tectonic contact has a «top-to-the-NW» shear sense and thus can be regarded as a synthetic Riedel shear respect to the Trupchun-Braulio thrust.



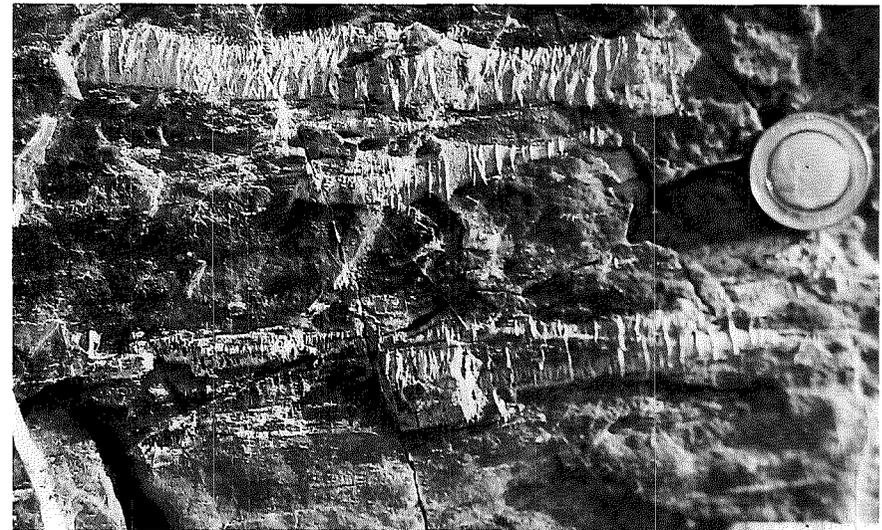
a



b



c



d

Fig. 50 - (a) Pieghe isoclinali nella Formazione di Allgäu in Valle di Fraele, sponda W del Lago di S. Giacomo di Fraele. (b) Accavallamento all'interno della Formazione di Allgäu in Valle di Fraele. Per la localizzazione dell'affioramento vedi anche fig. 49. Lungo il contatto tettonico si sviluppano calcite-miloniti (S_A), mentre nel footwall si ha una foliazione (S_B) obliqua indicante un senso di trasporto sinistrale (verso W). Vista verso N. (c), (d) Lineazioni di estensione lungo accavallamenti D1 in Valle di Fraele, Plattenkalk presso la diga del Lago di S. Giacomo di Fraele. Clasti di dolomite originariamente sferici vengono budinati ed allungati all'interno della matrice carbonatica. La forma finale di questi clasti indica talvolta rapporti assiali dell'ellisse dello strain di $X:Y:Z = 110:4:1$.

- (a) Isoclinal folds in the Allgäu Formation, Valle di Fraele, W side of the Lago di S. Giacomo di Fraele. (b) Thrust in the Allgäu Formation, Valle di Fraele. See also fig. 49 for outcrop location. W is on the left and E on the right. Along this thrust calcite mylonites develop, the mylonitic foliation (S_A) is at high angle with the foliation in the footwall (S_B) and the shear sense is sinistral. (c), (d) Stretched dolomite aggregates in calcite matrix near D1 thrust. Valle di Fraele, Plattenkalk. The undeformed dolomite aggregates are rounded, after deformation a strong elongation is recorded (axial ratio of the strain ellipse $X:Y:Z = 110:4:1$).

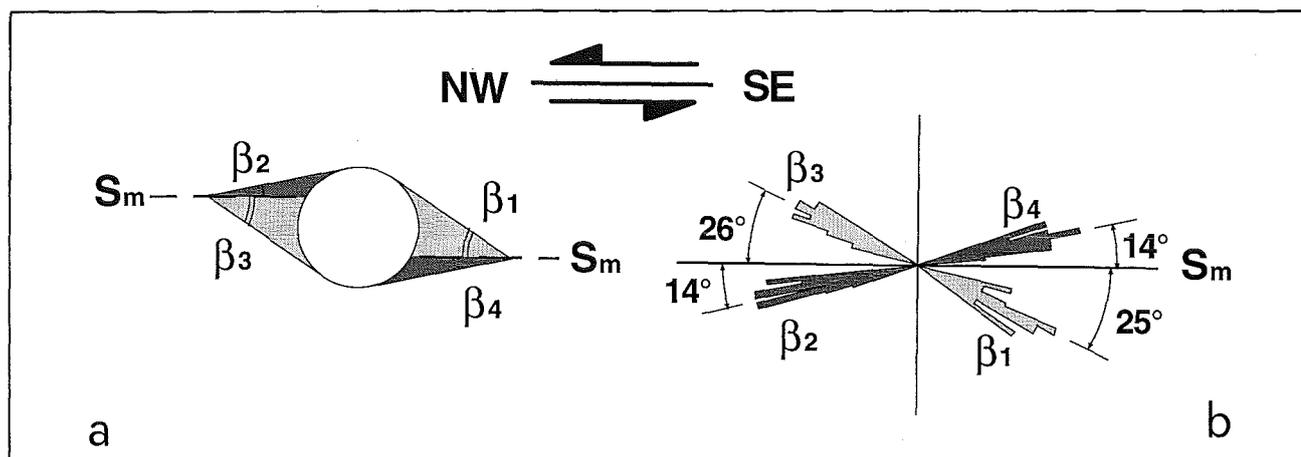


Fig. 51 – Risultati dell'applicazione del metodo di TAKAGI & ITO (1988) su porfiroclasti in calcite-miloniti lungo un accavallamento D1 in Valle di Fraele. La posizione lungo l'accavallamento da cui proviene il campione è indicata in fig. 49. (a) Definizione degli angoli misurati. (b) Orientazione ed ampiezza degli angoli misurati. Gli angoli β_1 e β_3 sono maggiori degli angoli β_2 e β_4 , questo implica un senso di taglio sinistrale. Foliazione milonitica = 351/38, Lineazione = 323/33, sono stati misurati 25 porfiroclasti.

– Result of the TAKAGI & ITO (1988) method to determine the sense of shear from porphyroclasts in calcite mylonites. The location of the studied outcrop is indicated in fig. 49, along a D1 thrust in Valle di Fraele. (a) Definition of the measured angles, taking as reference the mylonitic foliation (S_m). (b) Results: β_1 and β_3 angles are greater than β_2 and β_4 angles, a sinistral sense of shear is hence inferred. Mylonitic foliation = 351/38, lineation = 323/33, 25 porphyroclasts measured.

Le superfici di accavallamento che delimitano le varie scaglie si raccordano verso W in un'unico sovrascorrimento che, a S del Lago di San Giacomo di Fraele, corre lungo il contatto Dolomia Principale/Formazione di Kössen. Questo accavallamento continua ancora verso W e, nell'area a E di M. Pettini, si divide in una serie di accavallamenti locali che dislocano il contatto Dolomia Principale/Formazione di Kössen.

Nel profilo A-A' di fig. 49 è possibile notare come al di sotto del basamento affiorante al Piano di Pedenolo la Dolomia Principale risulti intensamente piegata. Strutture a pieghe alla base dell'Accavallamento Trupchun-Braulio continuano verso E fino alla Valle del Braulio; ciò aveva condotto HESS (1953) e POZZI (1965) a considerare questo livello di Dolomia Principale una scaglia tettonica in posizione superiore rispetto alla Falda dell'Ortles (Hess: «Gefaltetes Zwischenelement der Ortlerzone» Pozzi: «Scaglia della Nagler»). Il profilo mostra invece come questa Dolomia Principale sia da attribuire alla Falda dell'Ortles, avendo al tetto, in Val Cancano, la Formazione di Kössen. Ancora più a W, la Formazione di Kössen si immerge al di sotto della Formazione di Allgäu affiorante nel Lago di San Giacomo di Fraele. Ne consegue perciò che la Scaglia della Nagler Auctt. è parte integrante della Falda dell'Ortles.

Le pieghe D1 nelle formazioni di Kössen e di Allgäu in Valle di Fraele hanno assi con orienta-

zione molto variabile (fig. 52b). Generalmente le pieghe a scala centimetrica-decimetrica hanno assi paralleli alla lineazione di estensione, mentre le pieghe a scala maggiore possono avere assi a grande angolo con la lineazione di estensione. In un singolo affioramento a S di M. Solena il Plattenkalk alla base dell'Accavallamento Trupchun-Braulio è deformato da pieghe decimetriche D1 i cui piani assiali, paralleli tra loro, immergono verso NE (fig. 52c). Gli assi sono invece fortemente dispersi su di un grande cerchio che si approssima molto bene alla giacitura media dei piani assiali. La lineazione d'estensione è ugualmente ben sviluppata ed orientata NW-SE. In base a questa geometria si può affermare che siamo in presenza di un piegamento D1 fortemente non cilindrico a scala decimetrica («sheath folds») che produce la forte dispersione degli assi.

In Valle di Fraele l'Accavallamento Trupchun-Braulio rappresenta il contatto tra la Falda dell'Ortles e le varie scaglie di sedimenti della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, situata immediatamente al tetto della Falda dell'Ortles. Come osservabile in tav. 6 e nel profilo A-A' di fig. 49 la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch è costituita, andando da E verso W, da: Scaglia dello Stelvio, Scaglia della Val Cancano e Scaglia del

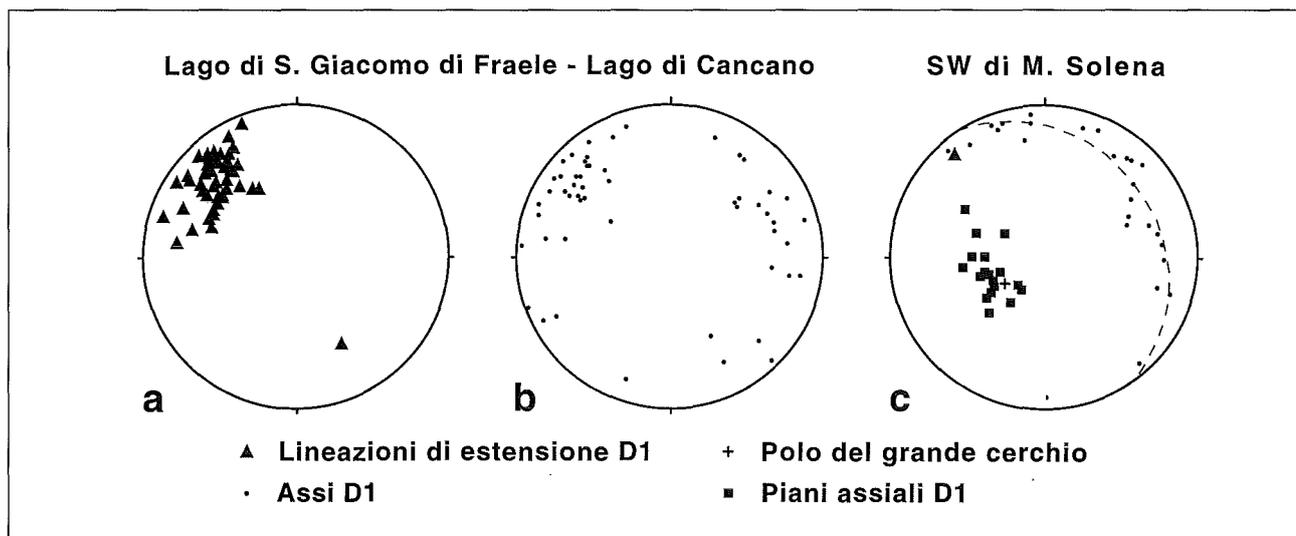


Fig. 52 – Elementi strutturali D1 nella Falda dell’Ortles in Valle di Fraele (cfr. tav. 6). (a) Lineazioni di estensione nell’area compresa tra il Lago di S. Giacomo di Fraele e il Lago di Cancano, 52 misure. (b) Assi D1 nell’area tra il Lago di S. Giacomo di Fraele e il Lago di Cancano, 55 misure. (c) Assi D1, lineazione D1 e piani assiali D1 in un singolo affioramento (Plattenkalk) a SW di M. Solena, immediatamente alla base dell’Accavallamento Trupchun-Braulio.

– Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) of D1 structural data from the Ortles nappe in Valle di Fraele (see plate 6). (a) Stretching lineations from the Lago di S. Giacomo di Fraele-Lago di Cancano area, 52 data. (b) Fold axis from the Lago di S. Giacomo di Fraele-Lago di Cancano area, 55 data. (c) D1 fold axis, stretching lineation, and foliation from a single outcrop (Plattenkalk) SW of M. Solena, just beneath the Trupchun-Braulio thrust.

M. Solena. Esse sono costituite quasi esclusivamente da Dolomia Principale, Formazione di Raibl e basamento.

Le scaglie dello Stelvio, della Val Cancano e del M. Solena hanno una posizione intermedia tra la Falda dell’Ortles e la Falda di Quattervals. Esse diminuiscono progressivamente di spessore verso W, fino a scomparire lungo la sponda settentrionale del Lago di S. Giacomo di Fraele, ove la Falda di Quattervals poggia direttamente sulla Falda dell’Ortles.

In queste scaglie la porzione di basamento è nettamente subordinata rispetto ai sedimenti, ma diventa sempre più importante andando verso E (profilo A-A’ di fig. 49). Il basamento presente tra la Scaglia dello Stelvio e quella della Val Cancano è esiguo (SE di M. Solena, vedi tav. 6); esso diventa molto più importante nell’area del Piano di Pedenolo, ed aumenta ulteriormente di spessore verso E (M. Braulio-Pass Umbrail, tav. 1), rappresentando il basamento della Zona a scaglie dell’Umbrail-Chavalatsch. Le scaglie dello Stelvio, della Val Cancano e del M. Solena hanno una posizione geometricamente inferiore rispetto alla Falda di Quattervals; ne consegue che in Valle di Fraele-Valle Forcola una parte della Zona a scaglie dell’Umbrail-Chavalatsch è in posizione sottostante rispetto alla Falda di Quattervals.

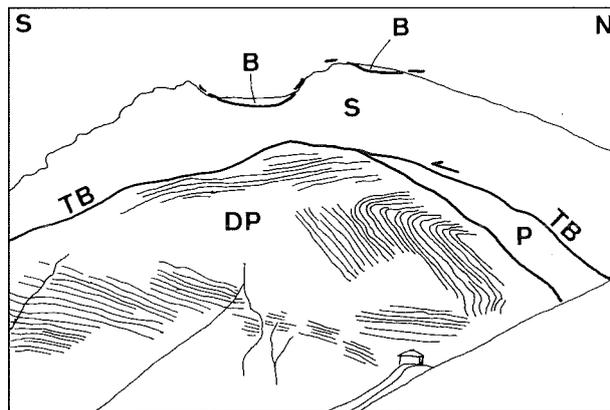
5.1.3. – Parte orientale: Valle di Fraele-Massiccio dell’Ortles

La prima fase deformativa (D1) ha limitati effetti in quest’area, ove la Falda dell’Ortles è costituita essenzialmente da Dolomia Principale (> 1600 m di spessore secondo BONSIGNORE *et alii*, 1969), in cui si osservano solamente pieghe aperte a grande scala. La Dolomia Principale del Massiccio dell’Ortles è una serie stratigrafica continua (Dal Piaz, 1936; DAL PIAZ, 1938; BONSIGNORE *et alii*, 1969; FURRER, 1985): viene quindi esclusa la complicata struttura interna a scaglie postulata da STAUB (1937; 1964) e KAPPELER (1938).

Le formazioni al tetto della Dolomia Principale (Plattenkalk) e alla sua base (sedimenti del Trias medio) sono invece fortemente milonitizzate a causa dei movimenti lungo gli accavallamenti Trupchun-Braulio e dello Zebrù. Solo la parte sommitale della Dolomia Principale, più ricca in calcite al passaggio con il Plattenkalk, presenta pieghe metriche e decametriche (fig. 53). Questa zona intensamente deformata alla base dell’Accavallamento Trupchun-Braulio è stata in passato considerata un’unità autonoma situata a tetto della Falda dell’Ortles e come tale cartografata: («Gefaltetes Zwischenelement der Ortlerzone» di HESS (1953) e «Scaglia della Nagler» di POZZI (1965)). Le evidenze di campagna indicano



a



b

Fig. 53 – Piega D1 nella parte sommitale nella Dolomia Principale della Falda dell’Ortles. Valle del Braulio presso la II Cantoniera S.S. dello Stelvio. L’asse della piega è orientato NW-SE (300/26), parallelo alla direzione di trasporto lungo l’Accavallamento Trupchun-Braulio. DP:Dolomia Principale, P:Plattenkalk, S:Dolomia Principale della Scaglia dello Stelvio, B:Basamento della Zona a Scaglie dell’Umbrail-Chavalatsch, TB:Accavallamento Trupchun-Braulio.

– D1 folds in the Dolomia Principale of the Ortler nappe. Valle del Braulio near the «II Cantoniera» along the Stelvio road. Fold axis orientation is 300/26, parallel to the D1 transport direction of the Trupchun-Braulio thrust. DP:Dolomia Principale, P:Plattenkalk, S:Dolomia Principale of the «Stelvio slice», B:Basement rocks of the Umbrail-Chavalatsch imbricates, TB:Trupchun-Braulio thrust.

invece che questa zona a pieghe è parte integrante della Falda dell’Ortles.

Il parallelismo delle lineazioni presenti nella parte orientale della Falda dell’Ortles nelle miloniti lungo l’Accavallamento dello Zebrù e lungo l’Accavallamento Trupchun-Braulio (tav. 8, fig. 54a, b), e lo stesso senso di trasporto presente in entrambi gli accavallamenti, rende possibile una loro attribuzione alla medesima fase deformativa (D1).

5.1.4. – *Stile del piegamento D1 nella Falda dell’Ortles*

Lo stile del piegamento all’interno della Falda dell’Ortles durante la fase D1 (Fase Trupchun) cambia da W verso E, con un passaggio da pieghe aperte a pieghe isoclinali e con un progressivo aumento verso E del grado di non-cilindricismo.

Nella parte occidentale della Falda dell’Ortles (Engadina, Val Trupchun) la non cilindricità del

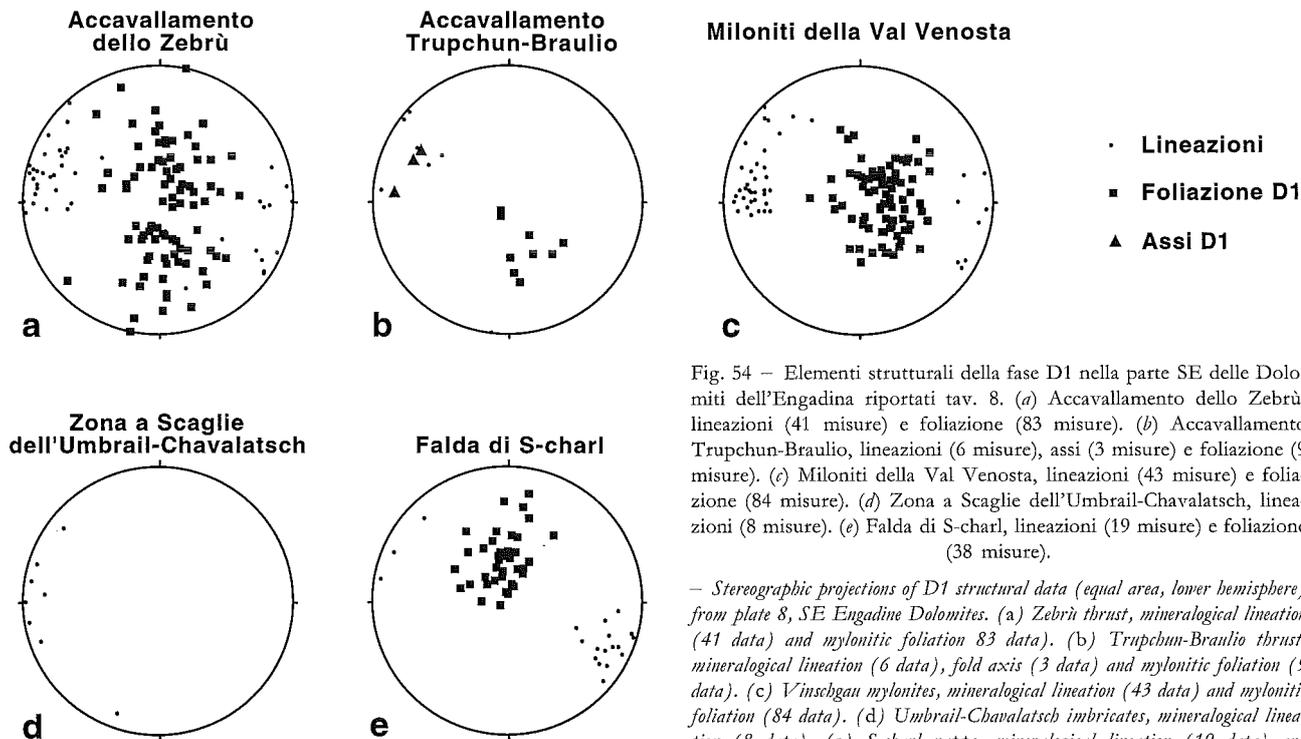


Fig. 54 – Elementi strutturali della fase D1 nella parte SE delle Dolomiti dell’Engadina riportati tav. 8. (a) Accavallamento dello Zebrù, lineazioni (41 misure) e foliazione (83 misure). (b) Accavallamento Trupchun-Braulio, lineazioni (6 misure), assi (3 misure) e foliazione (9 misure). (c) Miloniti della Val Venosta, lineazioni (43 misure) e foliazione (84 misure). (d) Zona a Scaglie dell’Umbrail-Chavalatsch, lineazioni (8 misure). (e) Falda di S-charl, lineazioni (19 misure) e foliazione (38 misure).

– Stereographic projections of D1 structural data (equal area, lower hemisphere) from plate 8, SE Engadine Dolomites. (a) Zebrù thrust, mineralogical lineation (41 data) and mylonitic foliation 83 data). (b) Trupchun-Braulio thrust, mineralogical lineation (6 data), fold axis (3 data) and mylonitic foliation (9 data). (c) Vinschgau mylonites, mineralogical lineation (43 data) and mylonitic foliation (84 data). (d) Umbrail-Chavalatsch imbricates, mineralogical lineation (8 data). (e) S-charl nappe, mineralogical lineation (19 data) and foliation (38 data).

piegamento è rilevabile solo statisticamente dalla distribuzione degli assi delle pieghe, il cui massimo rimane comunque circa ortogonale alla direzione di trasporto delle falde (fig. 38d): il grado di dispersione aumenta verso E nell'area de Il Motto (fig. 38e). Nell'area Canale Torto-Cima di Pozzin sono presenti pieghe non cilindriche a scala chilometrica, mentre in Valle Pettini esse sono osservabili anche a scala decametrica. In Valle di Fraele, infine, si riconoscono pieghe non cilindriche alla scala dell'affioramento, con assi spesso paralleli alla lineazione di estensione.

5.1.5. – *Piegamenti post-D1 nella Falda dell'Ortles*

Nella Falda dell'Ortles non sono stati osservati effetti della fase D2 (Fase Ducan-Ela). La maggiore deformazione post-D1 è legata alla fase D3 (Fase Blaisun), che comunque non altera in modo sostanziale la strutturazione acquisita durante la fase D1.

La fase D3 genera pieghe aperte a grande scala, con assi diretti WNW-ESE e piani assiali generalmente subverticali (fig. 55d), o immergenti verso S (profilo E-E' in tav. 7). Non è mai stata riconosciuta una scistosità penetrativa e solo raramente si osserva un clivaggio di dissoluzione di piano assiale.

La fase D3 è responsabile dell'attuale struttura a sinforme con piano assiale subverticale della parte orientale della Falda dell'Ortles (fig. 33, tav. 8). La parte centrale della Falda dell'Ortles si trova quasi completamente nel fianco meridionale di tale sinforme D3: ne consegue che la stratificazione e tutti i contatti tettonici D1 siano ora immergenti verso N. Questa geometria è osservabile in fig. 58, tav. 14, tav. 7, e nei «contour» di tav. 2 e tav. 3. La non perfetta coincidenza tra la traccia della sinforme nella Falda dell'Ortles e nella Zona a Scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch (fig. 33) può essere un effetto legato al piegamento di due superfici inizialmente non parallele tra loro (fig. 56).

Non è invece chiaro a quale deformazione tardiva attribuire le pieghe che verticalizzano l'Accavallamento dello Zebrù nell'estrema parte SE della Falda dell'Ortles (tav. 3), osservabili nella parete E del Gran Zebrù (fig. 55c) e nell'alta Val Zebrù (fig. 55b). Diversamente rispetto alle normali direzioni D3, esse hanno un asse orientato NE-SW. Queste pieghe sono però tagliate da filoni e apofisi intrusive e la loro età deve essere necessariamente pre-32 Ma (ARGENTON *et alii*, 1980; DAL PIAZ *et alii*, 1988). Ulteriori deformazioni post-D1 sono legate ai movimenti lungo la Linea dell'Engadina

e lungo la Faglia di Glorenza. Questi due lineamenti sono faglie normali (con un'importante componente di trascorrenza sinistra nel caso della Linea dell'Engadina) di direzione NE-SW e con giacitura da subverticale a immergente verso SE (fig. 33). Lungo le due faglie si osserva un abbassamento verso E del tetto, cioè del blocco sudorientale, rispetto al letto. Questo movimento deforma le rocce di tetto con sinformi a grande scala ad asse parallelo alla direzione delle faglie. Come discusso da FROITZHEIM *et alii* (1994) l'attività lungo la Linea dell'Engadina è posteriore al piegamento D5 (Fase Domleschg), di conseguenza le sinformi sono indicate in fig. 33 come «sinformi post-D5».

5.2. – STRUTTURA DELLE UNITÀ SOTTOSTANTI LA FALDA DELL'ORTLES

5.2.1. – *La Falda di Campo*

Con il termine Falda di Campo (STAUB, 1924) si intende la grande estensione di rocce di basamento (filladi, paragneiss, ortogneiss, metabasiti, marmi, rocce granitoidi, ecc.) con impronta metamorfica di età ercinica o più antica affioranti a S delle Dolomiti dell'Engadina e a N della Serie del Tonale. Lungo il suo margine occidentale, la Falda di Campo è accavallata sopra la Falda Bernina (a SW) e la Falda di Languard (a NW). L'accavallamento della Falda di Campo sopra la Falda di Languard è sicuramente di età alpina ed è bene esposto in Valle Federia, alla base della Falda dell'Ortles.

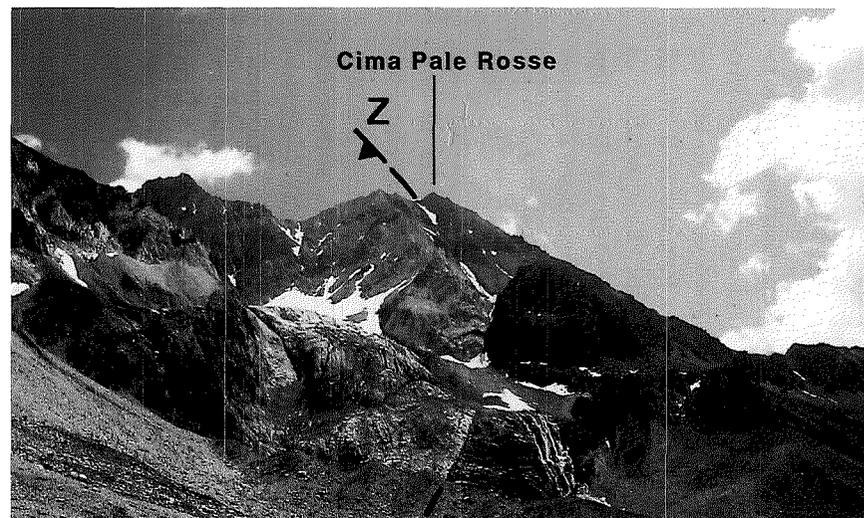
Uno studio della struttura interna della Falda di Campo esula dai fini del presente lavoro, si vedano sull'argomento i lavori di SPILLMANN (1993) e HOINKES & THÖNI (1993).

5.2.2. – *La Falda di Languard*

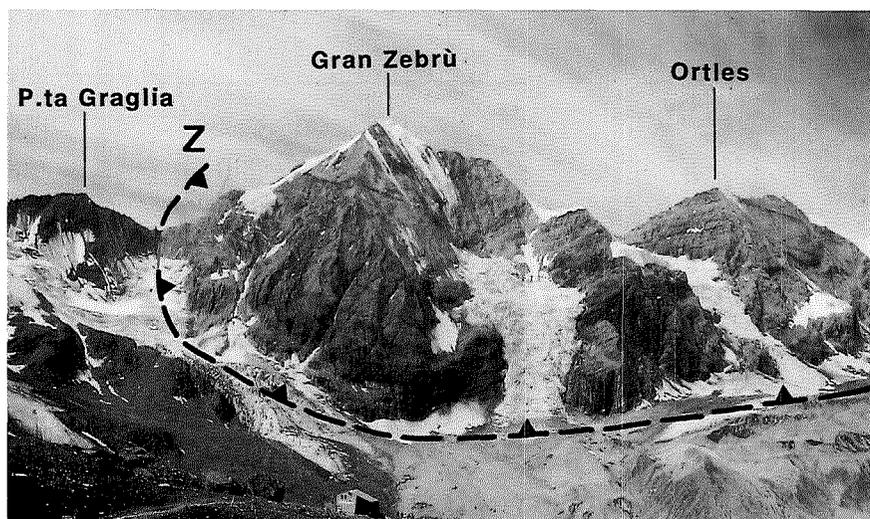
La Falda di Languard (TRÜMPY, 1913) appartiene all'Austroalpino superiore: poggia a S sopra la Falda del Bernina e, a NE, sull'Unità del Mezzaun (fig. 2). Verso W essa è limitata dalla Linea dell'Engadina, mentre a E e a NE è sovrascorsa dalla Falda di Campo e dalla Falda dell'Ortles. Il corpo principale della Falda di Languard è composto quasi esclusivamente da rocce del basamento ercinico. In prossimità del contatto con la Falda dell'Ortles e con la Falda di Campo, la Falda di Languard è caratterizzata dalla presenza di numerose scaglie di copertura che diminuiscono progressivamente di spessore verso W (fig. 57b).



a



b



c



d

Fig. 55 – Pieghe nella Falda dell'Ortles. (a) Pieghe D3, Dolomia Principale nel versante E del Monte delle Scale, vista verso W, N è sulla destra. (b) Piegamento tardivo dell'Accavallamento dello Zebrù (Z) in Val Zebrù. Vista verso E, N è sulla sinistra. In quest'area lungo l'Accavallamento dello Zebrù si ha la Dolomia Principale della Falda dell'Ortles (a sinistra) direttamente a contatto con il basamento della Falda di Campo (a destra). (c) Piegamento tardivo dell'Accavallamento dello Zebrù in Valle Solda. Vista verso W, N è sulla destra. Anche in questo caso si ha la Dolomia Principale della Falda dell'Ortles direttamente accavallata sul basamento paleozoico della Falda di Campo. (d) Pieghe D3. In tutta la Falda dell'Ortles la fase D3 produce alla scala dell'affioramento solamente pieghe aperte a piano assiale subverticale. Formazione di Allgäu, Lago di S. Giacomo di Fraele.

– Folds in the Ortler nappe. (a) D3 folds in the Dolomia Principale, E side of Monte delle Scale, NW of Bormio. View is toward the W, with N on the right. (b) Post-D1 folding of the Zebrù thrust (Z), Val Zebrù. View is toward the E with N on the left. In this area Norian Dolomia Principale of the Ortler nappe (on the left) is thrust above basement rocks of the Campo nappe (on the right). (c) Post-D1 folding of the Zebrù thrust (Z), Valle Solda. View is toward the W with N on the right. (d) Open D3 folds with vertical axial plane. Ortler nappe, Lago di S. Giacomo di Fraele, Allgäu Formation.

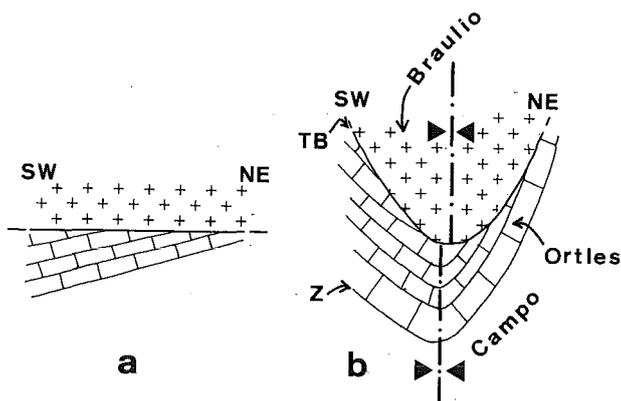
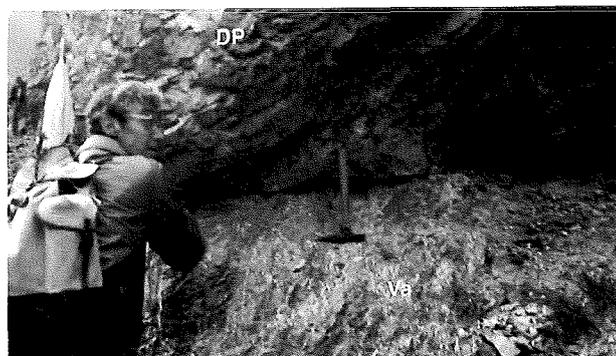


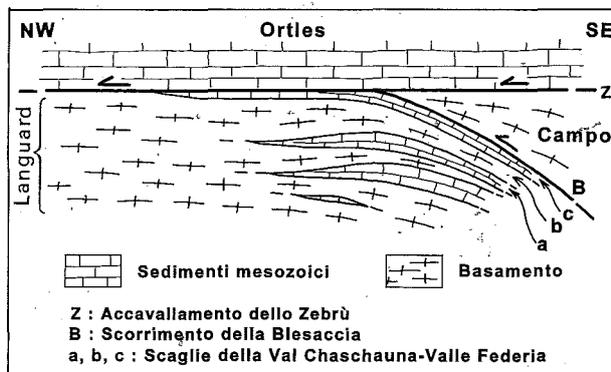
Fig. 56 - Piegamento di due superfici originariamente non parallele. (a) La stratificazione forma inizialmente un angolo con il contatto basamento-sedimenti. (b) Il piano assiale definito dal piegamento del contatto basamento/sedimenti risulta spostato rispetto a quello definito dal piegamento della stratificazione. Z: Accavallamento dello Zebrù, TB: Accavallamento Trupchun-Braulio.

- Folding of two initially not-parallel surfaces. (a) Bedding in the lower unit (Ortler nappe) is not parallel to the basement/sediments contact. (b) After folding the two axial surfaces are displaced. Z: Zebrù thrust, TB: Trupchun-Braulio thrust.

Queste scaglie affiorano tra la Valle Federia (W di Livigno) e la Val Chaschauna (in territorio Svizzero) (tav. 9, tav. 10 e tav. 11). Nel corso degli anni vari autori hanno offerto numerose interpretazioni sulla geologia di quest'area (STAUB, 1946; POZZI, 1959a; STAUB, 1964; POZZI, 1965; GELATI, 1966; BONSIGNORE *et alii*, 1969). STAUB (1964) ha indicato tali scaglie come «Cotschen Brett», POZZI (1965) come «Scaglie di base», NAEF (1987) come «Chaschauna-Federia Schuppe». In questo lavoro si usa il termine generale di «Scaglie della Val Chaschauna-Valle di Federia», considerate come parte integrante della Falda di Languard (fig. 57).



a



b

Fig. 57 - (a) Accavallamento dello Zebrù in Valle del Saliente. Vista verso W, N è sulla destra. DP: Dolomia Principale della Falda dell'Ortles; (Va): Formazione di Vallatscha delle Scaglie della Val Chaschauna-Valle Federia. (b) Schema dei rapporti tra Falda dell'Ortles, Falda di Campo, Falda di Languard nell'area Val Chaschauna-Valle Federia.

- (a) Zebrù thrust in Valle del Saliente. View is toward the W, N is on the right. DP: Dolomia Principale of the Ortler nappe; (Va): Vallatscha formation of the Val Chaschauna-Valle Federia imbricates. (b) Relationships between Ortler nappe, Campo nappe and Languard nappe in the Val Chaschauna-Valle Federia area.

5.2.3. - Rapporti tra le falde di Languard, di Campo e dell'Ortles

Alla luce delle nuove informazioni sulla tettonica della Falda dell'Ortles e sul significato dell'Accavallamento dello Zebrù, è stato condotto un rilevamento di dettaglio nell'area P. Cassana-Il Motto (tav. 9, tav. 10 e tav. 11) al fine di: a) studiare la struttura interna della Falda dell'Ortles e delle scaglie di sedimenti alla sua base; b) studiare il proseguimento dell'Accavallamento dello Zebrù a W del Lago di Livigno; c) studiare i rapporti tra la Falda dell'Ortles, la Falda di Campo e la Falda di Languard. La struttura della Falda dell'Ortles in quest'area è già stata descritta in precedenza: esaminiamo ora in dettaglio la geometria dell'Accavallamento dello Zebrù ed i rapporti con le falde sottostanti.

L'Accavallamento dello Zebrù segna il contatto tra la Falda dell'Ortles e le diverse unità sottostanti. A S de Il Motto (tav. 9) esso pone a il contatto la Dolomia Principale della Falda dell'Ortles e il basamento della Falda di Campo. Spostandoci verso W (versante sinistro della Valle del Saliente) la Dolomia Principale de Il Motto poggia su esigue sequenze della Formazione di Raibl, della Formazione di Fuorn e delle dolomie del Trias medio (Formazione di Vallatscha). Il contatto tra Dolomia Principale e Formazione di Vallatscha è quindi tettonico.

L'Accavallamento dello Zebrù passa perciò alla base della Dolomia Principale de Il Motto e al tetto della Formazione di Vallatscha in Val Saliente (fig. 57a, tav. 9). Seguendo verso W la base della Dolomia Principale della Falda dell'Ortles si vede come questa poggia sulla Formazione di Raibl, tra

le due formazioni è presente però una scaglia di esiguo spessore di Formazione di Allgäu. Anche in questo punto il contatto alla base della Dolomia Principale è di conseguenza tettonico; esso rappresenta il prolungamento dell'Accavallamento dello Zebrù. A S di P. Cassana esso corre al limite tra la Formazione di Allgäu e la Formazione di Raibl, e quindi lungo il contatto tra la Formazione di Allgäu della Falda dell'Ortles e il basamento della Falda di Languard affiorante nell'alta Val Chaschauna. Ancora più a NW in Val Chaschauna (DÖSSEGER, 1987), immediatamente al di fuori dell'area rappresentata in tav. 9, la Falda dell'Ortles presenta una serie stratigrafica continua, dal Permiano al Lias. Poiché il contatto Permiano/basamento è stratigrafico, l'Accavallamento dello Zebrù deve necessariamente correre in quest'area entro il basamento paleozoico, separando un basamento appartenente alla Falda dell'Ortles dal basamento della Falda di Languard (tav. 1, profilo c di tav. 16).

Si può perciò affermare che la Falda dell'Ortles è l'elemento strutturalmente più elevato in quest'area; essa poggia a E sulla Falda di Campo (S de Il Motto), su sedimenti appartenenti a una delle Scaglie della Val Chaschauna-Valle di Federia ed infine sul basamento della Falda di Languard a W (Val Chaschauna).

Analizziamo ora i rapporti tra la Falda di Languard, le Scaglie della Val Chaschauna-Valle di Federia e la Falda di Campo. Nella bassa Valle del Saliente, in prossimità della confluenza con la Valle di Federia, il basamento della Falda di Campo poggia sulle Scaglie della Val Chaschauna-Valle di Federia, i sedimenti del versante sinistro della Valle del Saliente immergono infatti verso E al di sotto della Falda di Campo (profilo F-F' in tav. 11). Già gli autori precedenti notarono questa geometria, POZZI (1965) introdusse per questa superficie di accavallamento il nome di «Scorrimento della Blesaccia».

In prima approssimazione è possibile suddividere le Scaglie della Val Chaschauna-Valle di Federia in tre parti principali (*a*, *b*, *c* nello schema tettonico di tav. 10) separate tra loro da importanti superfici tettoniche. L'elemento mediano «*b*» è costituito quasi esclusivamente da basamento, mentre l'elemento superiore «*c*» comprende tutte le scaglie di sedimenti al di sopra di questo basamento e sotto l'Accavallamento dello Zebrù. Nell'elemento «*a*» sono comprese tutte le scaglie (Rino Toscie e valle immediatamente a SE) affioranti al di sotto dell'elemento «*b*»; sono qui conservate successioni stratigrafiche complete del Permiano-Trias medio studiate in dettaglio da GELATI (1966), DÖSSEGER

(1974) e NAEF (1987). Alcune di queste scaglie hanno una giacitura rovesciata (Rino Toscie).

Immediatamente a W del Passo di Cassana le scaglie di copertura diminuiscono progressivamente di spessore, all'interno del grande corpo di basamento paleozoico della Falda di Languard in senso stretto (fig. 57b).

Riassumendo si ha che:

a) le Scaglie della Val Chaschauna-Valle di Federia rappresentano una struttura all'interno della parte orientale della Falda di Languard, in prossimità del contatto con la Falda di Campo;

b) il contatto tra la Falda di Campo e la Falda di Languard è di età alpina ed è rappresentato dallo Scorrimento della Blesaccia.

In quest'area è difficile stabilire sicuri rapporti di sovrapposizione tra lo Scorrimento della Blesaccia e l'Accavallamento dello Zebrù, data la scarsità di affioramenti tra Il Motto e la Valle del Saliente; si deve comunque notare che lo Scorrimento della Blesaccia non taglia l'Accavallamento dello Zebrù, ma si raccorda con questo in Valle del Saliente; entrambi vengono quindi attribuiti alla prima fase deformativa (D1). Le rare lineazioni di estensione riconosciute alla base dello Scorrimento della Blesaccia in Valle del Saliente sono anch'esse orientate E-W (tav. 10), un'ulteriore conferma che l'accavallamento della Falda di Campo sopra la Falda di Languard è avvenuto con un movimento verso W, caratteristico per la D1.

La struttura interna delle Scaglie della Val Chaschauna-Valle di Federia non è spiegabile come il risultato di una sola fase deformativa. I piegamenti a grande scala D3 potrebbero essere responsabili della struttura ad antiforme dell'intera area (antiforme E-W D3 in tav. 10 e nei profili A-A', B-B', C-C' in tav. 11). La strutturazione a scaglie è sicuramente il risultato di accavallamenti D1, ma non può essere esclusa la presenza di faglie normali (D2?), poiché lungo molti contatti tettonici si hanno omissioni di serie, con formazioni di età più recente (a tetto) direttamente a contatto con formazioni più vecchie (a letto).

5.2.4. – *Le Unità Austroalpine inferiori*

Nell'estrema parte sud-occidentale delle Dolomiti dell'Engadina, in prossimità della Linea dell'Engadina e alla base delle falde dell'Ortles e di Languard affiorano due unità attribuibili al sistema Austroalpino inferiore: l'Unità del Murtiröl, correlabile con parte della Falda dell'Err, e l'Unità del Mezzauna correlabile con la Falda del Bernina (SCHMID & FROITZHEIM, 1993; FROITZHEIM *et alii*, 1994).

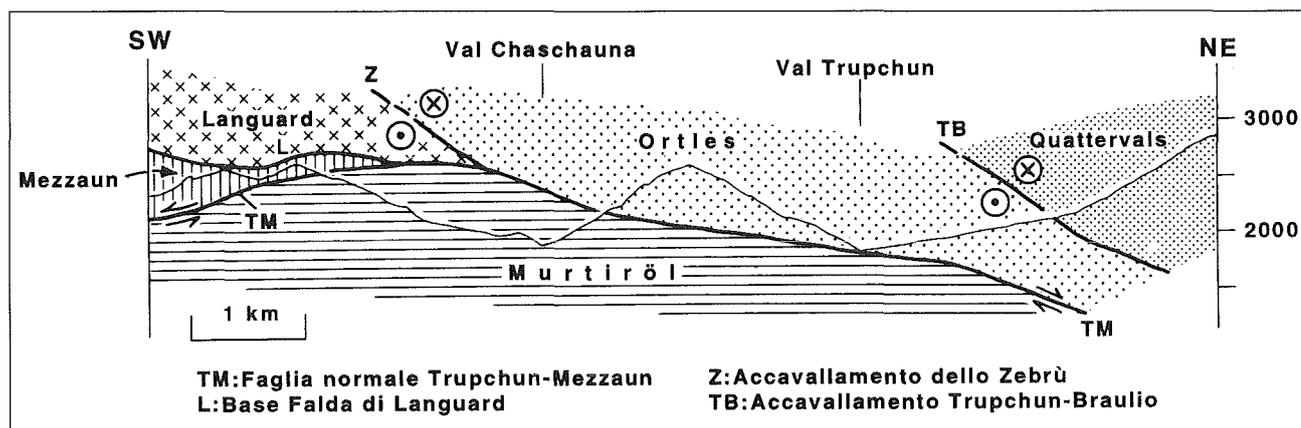


Fig. 58 – Profilo parallelo alla Linea dell’Engadina illustrante i rapporti tra le falde nella parte sud-occidentale delle Dolomiti dell’Engadina. Da SCHMID & FROITZHEIM (1993), modificato. Traccia del profilo in tav. 2 (A-A’).

– Profile parallel to the Engadine line showing the nappe geometry in the SW Engadine Dolomites. After SCHMID & FROITZHEIM, (1993) modified. Profile trace in plate 2 (trace A-A’).

Come osservabile nel profilo di fig. 58, nello schema tettonico di tav. 1 e in tav. 2, l’Unità del Murtiröl è l’unità più profonda; il suo contatto a tetto è tettonico ed è rappresentato dalla Faglia normale Trupchun-Mezzaun. Lungo questa faglia l’Unità del Murtiröl viene a contatto a N e a NE con la Falda dell’Ortles, a S con l’Unità del Mezzaun e verso SE con la Falda di Languard (tav. 1).

L’Unità del Mezzaun è invece compresa tra l’Unità del Murtiröl (alla base) e la Falda di Languard (a tetto). La zona di passaggio tra l’Unità del Murtiröl e la Falda di Languard è caratterizzata dalla presenza di un’ulteriore unità, il «Corn Zug» correlabile con la Falda di Ela sulla base di argomentazioni di carattere stratigrafico (EBERLI, 1988) e strutturale (SCHMID & FROITZHEIM, 1993).

La Faglia normale Trupchun-Mezzaun può essere correlata con la Faglia normale del Ducan («Ducan normal fault» di SCHMID & FROITZHEIM, 1993) e su queste basi attribuita alla fase estensionale del Cretaceo superiore (D2). Nell’area in esame si può solo affermare che l’attività lungo la Faglia normale Trupchun-Mezzaun è sicuramente post-D1 poiché essa taglia l’Accavallamento dello Zebrù ed è tagliata dalla Linea dell’Engadina.

In conclusione, lungo il margine sud-occidentale delle Dolomiti dell’Engadina la fase estensionale D2 del Cretaceo superiore (Fase Ducan-Ela) è responsabile della denudazione delle unità dell’Austroalpino inferiore che, tramite una faglia normale (Faglia normale Trupchun-Mezzaun), vengono messe a contatto con le falde austroalpine superiori di Languard e dell’Ortles. La presenza della Faglia normale Trupchun-Mezzaun impedisce la prosecuzione verso W, fino alla Linea dell’Engadina, dell’Accavallamento dello Zebrù e della Falda di Languard.

5.3. – STRUTTURA DELLE UNITÀ SOVRASTANTI LA FALDA DELL’ORTLES

5.3.1. – La Falda di Quattervals

La Falda di Quattervals (HEGWEIN, 1927) poggia direttamente sulla Falda dell’Ortles lungo l’Accavallamento Trupchun-Braulio dall’Engadina fino alla Valle di Fraele, per una distanza di oltre 25 km. Essa è costituita quasi esclusivamente di Dolomia Principale (spessore > 1000 m; SOMM, 1965), le altre formazioni dell’intervallo Permiano-Carnico affiorano solo come scaglie tettoniche lungo l’Accavallamento Trupchun-Braulio in Val Trupchun e a Corna Cavalli, tra Val Trupchun e il Lago di Livigno (scaglie di Permiano-Trias medio e di basamento). Formazioni più giovani della Dolomia Principale non sono conservate nella Falda di Quattervals.

La struttura interna della Falda di Quattervals non è stata studiata in dettaglio; la potente Dolomia Principale è deformata per lo più rigidamente, con diverse generazioni di faglie a rigetto limitato. I fenomeni plicativi, molto discontinui ed isolati, diventano importanti solo quando è presente materiale argillitico o aumenta la percentuale di calcite nella Dolomia Principale. Per ulteriori informazioni sulla Falda di Quattervals si rimanda ai lavori di SPITZ & DYRENFURTH (1914), HEGWEIN (1927), HESS (1953), POZZI (1959b; 1960b), POZZI *et alii* (1962), SOMM (1965), DÖESSENGER (1987) e BERRA (1994).

A E del Lago di San Giacomo di Fraele la Falda di Quattervals non poggia più direttamente sopra la Falda dell’Ortles: tra le due si inserisce infatti la

Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch (profili 1 e 2 in tav. 12 e profili 1 e 2 in tav. 13).

Il tetto della Falda di Quattervals è sempre tettonico: con la Scaglia di Piz Terza a W, con la Scaglia del Serraglio ad E, anch'essa appartenente alla Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. In un profilo E-W, la Falda di Quattervals appare in prima approssimazione come un «thrust sheet» di Dolomia Principale dal profilo «a cuneo»; essa raggiunge il suo massimo spessore nel settore SW delle Dolomiti dell'Engadina (Parco Nazionale Svizzero) e si riduce a zero nella zona delle Scaglie del Monte Forcola, ove sia il tetto che la base sono rappresentati da scaglie appartenenti alla Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch (profilo 2 di tav. 12 e profilo 2 di tav. 13). In base allo studio sulle calcite-miloniti presenti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio è possibile affermare che la Falda di Quattervals si è messa in posto al di sopra della Falda dell'Ortles con un movimento verso WNW.

5.3.2. – *La Scaglia di Piz Terza*

Nella Scaglia di Piz Terza (HEGWEIN, 1927; SOMM, 1965; DÖSSEGGER, 1987) è rappresentata solamente la serie stratigrafica del Carnico-Retico, cioè la Formazione di Raibl, la Dolomia Principale e la Formazione di Kössen. Al suo interno è possibile distinguere diverse superfici di accavallamento di importanza minore, che individuano ulteriori scaglie. Sia HEGWEIN (1927) che SOMM (1965) considerano la Scaglia di Piz Terza un'unità accavallata al di sopra delle falde di Quattervals e di S-charl con traslazione verso N, cioè ortogonalmente all'attuale direzione delle superfici di accavallamento e agli assi delle pieghe maggiori. Coerentemente con quanto finora visto nelle Dolomiti dell'Engadina, anche la Scaglia di Piz Terza potrebbe essersi messa in posto durante la fase D1 con un movimento verso W, la forma concava del contatto tettonico di base (tav. 2) potrebbe invece essere stata acquisita durante la fase D3. La ricerca di indicatori cinematici alla base della Scaglia di Piz Terza e lungo la Linea del Gallo in in Val dal Spöl non ha condotto purtroppo ad alcun risultato.

Data la sua posizione strutturale al tetto della Falda di Quattervals, la Scaglia di Piz Terza può essere correlata con la parte superiore della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch (Scaglie del M. Serraglio-M. Forcola).

5.3.3. – *La Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch e l'evoluzione delle falde lungo il margine meridionale delle Dolomiti dell'Engadina*

La Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch («Umbrail-Chavalatsch Schuppenzone», SCHMID, 1973) sostituisce verso E, tra il Lago di San Giacomo di Fraele e la Valle di Trafoi, la Falda di Quattervals al tetto della Falda dell'Ortles. Essa rappresenta l'unità più elevata dell'edificio a falde delle Dolomiti dell'Engadina meridionali. La sua struttura interna è estremamente complicata; di seguito vengono riportati i caratteri principali di questa zona, dedotti principalmente dai lavori di HESS (1953) e di SCHMID (1973). Nuove osservazioni sono state effettuate solamente nell'area Piz Lad-Piz Chavalatsch e M. Solena-Valle Forcola.

La Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch si è formata durante la fase D1 a seguito di una traslazione verso W. Analisi di quarzo-miloniti all'interno della zona a scaglie hanno confermato il senso di trasporto verso W per queste scaglie già dedotto da SCHMID (1973) sulla base di argomenti di carattere regionale. Questi movimenti hanno portato all'imbricazione di numerose scaglie di dimensioni fino a chilometriche costituite solamente da basamento, Formazione di Raibl e Dolomia Principale. In queste scaglie sono del tutto mancanti i sedimenti del Permiano-Trias medio e tutta la serie che va dal Retico al Cretaceo.

Nel profilo c di tav. 16 è riportata la struttura della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. È interessante osservare che:

a) la Linea Döss Radond, una faglia diretta con movimento verso W del tetto, divide in due parti l'intera struttura a scaglie: a letto vi sono le scaglie dello Stelvio, del M. Solena, della Val Cancano, il Cristallino del Braulio e la scaglia della dolomia di Piz Umbrail; a tetto la Scaglia del Serraglio e numerose scaglie minori indicate collettivamente con il nome di «Scaglie del M. Forcola»;

b) andando verso E le scaglie di copertura diminuiscono di spessore, mentre allo stesso tempo lo spessore delle scaglie di basamento aumentano. Sulla base di tale evidenza, SCHMID (1973) propose per quest'area un senso di trasporto tettonico verso W («top-to-the-W»);

c) la Linea Döss Radond si raccorda verso W con l'Accavallamento Trupchun-Braulio, ciò implica che le due superfici tettoniche sono contemporanee ed entrambe attribuibili alla fase D1;

d) la Falda di Quattervals, inserita tra scaglie del sistema Umbrail-Chavalatsch e terminando verso E proprio nella zona delle scaglie del M. Forcola, può essere considerata semplicemente una «scaglia» di Dolomia Principale appartenente alla Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch;

e) le scaglie al tetto della Linea Döss Radond (Scaglia del Serraglio, Scaglie del M. Forcola) hanno la stessa posizione della Scaglia di Piz Terza, direttamente sovrapposte alla Falda di Quattervals. In seguito si parlerà quindi di «Scaglia di Piz Terza-Scaglia del Serraglio», per riferirci ad un'unità accavallata sopra la Falda di Quattervals.

Rimane a questo punto da spiegare come sia possibile formare una zona a scaglie composta esclusivamente da basamento, Formazione di Raibl e Dolomia Principale, come sia possibile cioè eliminare durante le fasi di accavallamento tutte le formazioni del Trias inferiore-medio e dell'intervallo Retico-Cretaceo.

In tav. 16 è presentata una possibile ricostruzione dei movimenti che hanno portato alla genesi delle falde dell'Ortles, di Quattervals e della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. Il profilo (a) rappresenta la situazione prima della deformazione D1a; a tratteggio sono riportate le superfici di accavallamento attive durante la fase D1a; il profilo (b) rappresenta la situazione dopo la fase D1a e prima della fase D1b, e a tratteggio sono indicate le superfici di accavallamento attive durante la fase D1b; il profilo (c) rappresenta la geometria attuale lungo un profilo orientato NW-SE. Quest'ultimo profilo è rappresentato anche in tav. 12 (profilo 1) e la sua traccia è indicata in fig. 33.

Per ricostruire l'evoluzione cinematica delle falde lungo il margine meridionale delle Dolomiti dell'Engadina il primo problema da risolvere è come eliminare lungo le superfici di accavallamento tutto l'intervallo stratigrafico che va dal Permiano al Trias medio. Questi sedimenti sono infatti mancanti lungo l'Accavallamento dello Zebrù, l'Accavallamento Trupchun-Braulio, alla base della Scaglia di Piz Terza, e in tutta la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. In fig. 36 è stata indicata una geometria di accavallamento che spiega la situazione lungo l'Accavallamento dello Zebrù. Condizione necessaria perché si abbia l'eliminazione di una sequenza stratigrafica e la messa in posto di sedimenti direttamente sul basamento senza raddoppi tettonici è l'interferenza tra superfici di accavallamento alpine e faglie normali precedenti. Questa geometria di interferenza era già stata uti-

lizzata per spiegare l'attuale assetto della parte centrale della Falda dell'Ortles (fig. 48), e verrà usata anche per la ricostruzione dell'evoluzione delle falde illustrate in tav. 16.

Il profilo (a) in tav. 16 rappresenta la paleogeografia iniziale, cioè la situazione prima della fase D1a. Come già riportato in fig. 36, l'Accavallamento dello Zebrù (a tratteggio) corre alla base della Dolomia Principale della Falda dell'Ortles e interferisce inizialmente con la Faglia giurassica di M. Torracchia. Dopo aver tagliato la Faglia giurassica de Il Motto, l'Accavallamento dello Zebrù taglia la faglia giurassica presente nei pressi di Piz Chaschanna (FROITZHEIM, 1988) e prosegue all'interno del basamento ercinico. È di fondamentale importanza ammettere che l'Accavallamento dello Zebrù corra verso W all'interno del basamento, o lungo il contatto basamento/sedimenti; in questo modo la Falda dell'Ortles e le altre falde di copertura localizzate originariamente più ad oriente possono mettersi in posto direttamente su di un basamento ubicato inizialmente molto più a W (fig. 36).

Profilo b: I movimenti lungo l'Accavallamento dello Zebrù portano alla messa in posto della Falda dell'Ortles sopra il basamento della Falda di Campo e della Falda di Languard, e trasportano la Dolomia Principale della Falda di Quattervals, della Scaglia di Piz Terza e della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch direttamente sopra rocce del basamento. Il confronto tra il profilo b e il profilo a di tav. 12 permette di stabilire l'entità del raccorciamento durante l'evento D1a; la distanza tra i punti *g'* e *b'* nel profilo b ci fornisce l'entità dello spostamento lungo l'Accavallamento dello Zebrù, che risulta essere 97 km.

Nel profilo b sono indicate a tratteggio le superfici di accavallamento attive durante l'evento D1b. In questa fase si hanno i movimenti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio che portano alla messa in posto della Falda di Quattervals sopra la Falda dell'Ortles, della Scaglia di Piz Terza-Scaglia del Serraglio sopra la Falda di Quattervals e alla formazione della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. Da questo momento tutta la serie del Permiano-Trias medio è già mancante, e quindi in tutte le falde e scaglie che si sviluppano al di sopra della Falda dell'Ortles sono presenti solo Dolomia Principale e rocce del basamento.

Il raccorciamento prodottosi durante la fase D1b è stato calcolato nel modo seguente: i punti *e* e *b* nel profilo b di tav. 12 rappresentano rispettivamente l'estremità occidentale della Falda dell'Ortles e l'estremità orientale della Scaglia del Serraglio. Nel

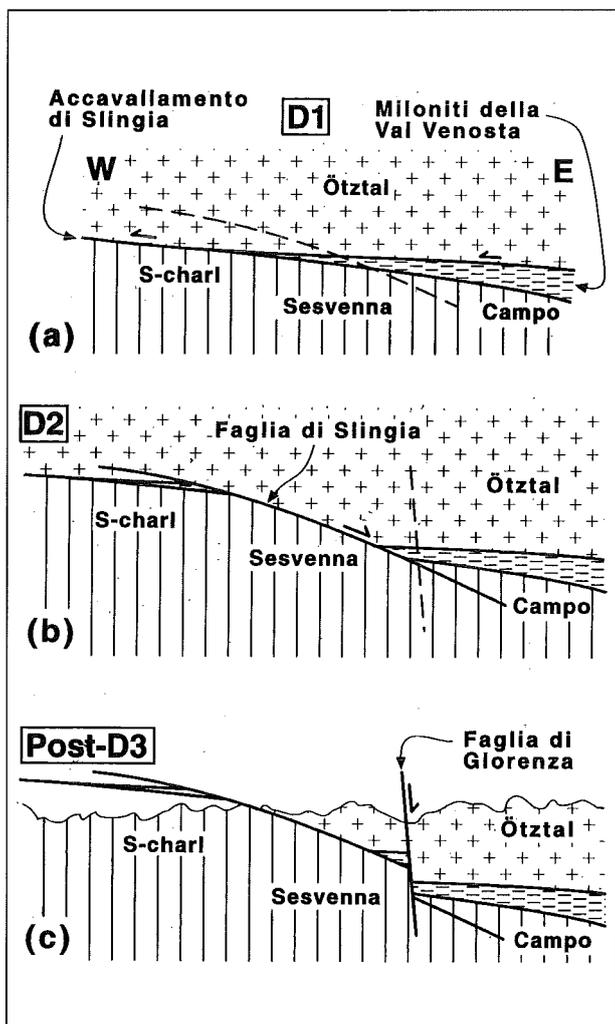


Fig. 59 – Evoluzione cinematica alla base della Falda dell'Ötztal, da FROITZHEIM (1995), modificato (a) La Falda dell'Ötztal si mette in posto durante la fase D1 sull'insieme S-charl-Sesvenna-Campo con movimento verso W. Come «Accavallamento di Slingia» si intende la superficie di accavallamento D1 lungo cui questo movimento avviene. Lungo la parte orientale dell'Accavallamento di Slingia si sviluppa una spessa fascia milonitica, le Miloniti della Val Venosta, («intra-basement shear zone» di SCHMID & HAAS, 1989). (b) Durante la fase D2 l'Accavallamento di Slingia viene tagliato dalla Faglia di Slingia. (c) Posteriormente alla fase D3 la Faglia di Glorenza taglia sia le Miloniti della Val Venosta che la Faglia di Slingia.

– Kinematic evolution along the basis of the Ötztal nappe, after FROITZHEIM (1995) modified. The Ötztal nappe is emplaced with top-W movement above the S-charl-Sesvenna-Campo unit along the D1 Schlinig thrust. In the eastern part of the Schlinig thrust a thick mylonite zone develops (Miloniti della Val Venosta/Vinschgau mylonites, «intra-basement shear zone» of SCHMID & HAAS, 1989). (b) During D2 the Schlinig fault, a low angle normal fault, cuts the Schlinig thrust. (c) After D3 the Glorenza fault cuts both the Vinschgau mylonites and the Schlinig fault.

profilo b questi due punti distano tra loro 105 km mentre nel profilo c, rappresentante la situazione attuale, i corrispondenti punti c' e b' distano solo 28 km. Il raccorciamento della fase D1b è perciò di $104-28 = 76$ km.

Lungo il margine meridionale delle Dolomiti dell'Engadina si ha perciò un raccorciamento totale di $96 + 76 = 172$ km. Questo è comunque un valore minimo in quanto nella ricostruzione è stato assunto che la Dolomia Principale della parte orientale della Falda dell'Ortles non subisca deformazione interna e che il movimento avvenga parallelamente al piano della sezione. Allo stesso modo non sono state prese in considerazione le numerose superfici di accavallamento presenti all'interno della Falda di Quattervals, della Scaglia di Piz Terza e nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch.

5.3.4. – La Falda dell'Ötztal e le Miloniti della Val Venosta

Nell'area studiata la Falda dell'Ötztal è costituita esclusivamente da rocce del basamento accavallate durante la fase D1 con movimento verso W lungo l'Accavallamento di Slingia sopra la Falda di Campo, il Basamento di Sesvenna e i sedimenti mesozoici della Falda di S-charl (GATTO & SCOLARI, 1974; THONI, 1980b; THONI & HOINKES, 1987; SCHMID & HAAS, 1989) (fig. 59a).

In questo lavoro come «Accavallamento di Slingia» si intende l'originaria superficie di accavallamento D1 alla base della Falda dell'Ötztal. Lungo la parte occidentale dell'Accavallamento di Slingia, originariamente più profonda si sviluppano le Miloniti della Val Venosta.

Come «Miloniti della Val Venosta» è stato riportato nella carta geologica di tav. 1 ciò che SCHMID & HAAS (1989) hanno definito nel versante sinistro della Val Venosta come «intra-basement shear zone». Questo insieme di rocce milonitiche non ha una composizione omogenea; si ritrovano infatti, seppure fortemente deformati, resti di paragneiss, ortogneiss, livelli carbonatici e Filladi sericitiche. Con il termine «Filladi sericitiche» («Serizit-Phyllit») si intende un'associazione di filladi cloritiche e filladi quarzitiche con sottili livelli di carbonati già cartografate da HAMMER (1931) e considerate come derivanti da una sequenza del Permiano-Trias medio. Questa interpretazione è stata confermata da GATTO & SCOLARI (1973), THONI (1980b) e SCHMID & HAAS (1989): le Filladi sericitiche sono considerate come il prodotto di un'intensa milonitizzazione di litotipi permo-scitici (F.ne di Ruina, F.ne di Chazforà) della Falda di S-charl affiorate in Val Müstair. I sottili livelli carbonatici presenti potrebbero rappresentare litologie originariamente appartenenti alla Formazione di Fuorn.

Il rilevamento condotto nell'area compresa tra la Val Müstair, la Val Venosta, la Valle di Solda e il M. Chavalatsch ha permesso di stabilire che le Miloniti della Val Venosta, ben riconoscibili nel versante sinistro della Val Venosta ad E di Silandro, proseguono anche nel versante destro della valle, tra Prato allo Stelvio e Glorenza. Il ritrovamento di granuli di quarzo riassorbito di chiara origine vulcanica nelle Filladi Sericitiche in Valle di Solda presso Schmelz (fig. 60a) conferma che questi litotipi derivano da depositi vulcanoclastici permiani.

A Sud di Glorenza, le Miloniti della Val Venosta sovrascorrono, a SE di P. Chavalatsch in Valle di Solda, gli ultimi resti settentrionali della Falda dell'Ortles (Dolomia di Gomagoi), mentre a SW di P. Chavalatsch, in Val Mustair, sono in posizione sovrastante rispetto alla Falda di S-charl e al Basamento di Sesvenna (tav. 1). Esse sono a loro volta sovrascorse dalla Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. L'evidenza che le Miloniti della Val Venosta occupano verso S una posizione tra la Falda dell'Ortles e la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch implica che:

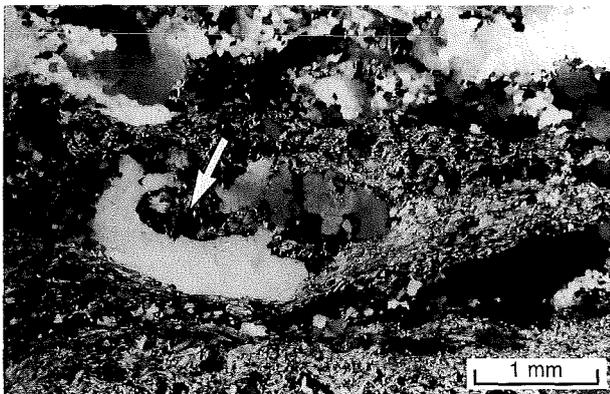
a) le Miloniti della Val Venosta rappresentano la continuazione verso E dell'Accavallamento Trupchun-Braulio;

b) è possibile proporre un parallelismo tra la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch e la Falda dell'Ötztal, poiché entrambe occupano la stessa posizione geometrica al tetto delle Miloniti della Val Venosta, rispettivamente a S e a N della Val Venosta.

Nella carta geologica di tav. 1 le Miloniti della Val Venosta sono state ulteriormente distinte in: Sedimenti, Filladi Sericitiche e Basamento. Si tratta di distinzioni molto soggettive: a) come «Sedimenti» sono riportati gli affioramenti di maggiori dimensioni di rocce mesozoiche. In maggioranza si tratta di sedimenti del Permiano e del Trias inferiore (Formazione di Ruina, Formazione di Chazforà) e dolomie del Trias medio, ma l'intensa deformazione impedisce una loro definizione più precisa; b) come «Filladi Sericitiche» (vedi definizione precedente) è stata cartografata l'area in cui le Filladi Sericitiche rappresentano la maggior parte delle litologie affioranti (> 50%); c) come «Basamento» sono indicate quelle aree in cui il basamento paleozoico è in percentuale maggiore rispetto alle altre litologie.

La transizione tra le Miloniti della Val Venosta e il basamento della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch avviene in modo graduale, come osservabile lungo la cresta tra il M. di Glorenza e P. Chavalatsch. I paragneiss e gli ortogneiss appartenenti alle Miloniti della Val Venosta mostrano verso l'alto una sovraimpronta alpina sempre minore; la loro distinzione dalle litologie del basamento della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch (Cristallino del Braulio), anch'esse non interessate da una forte deformazione alpina, risulta perciò molto difficile.

Posteriormente alla fase D1 la base della Falda dell'Ötztal viene tagliata dalla Faglia di Slingia (FROITZHEIM, 1995), una faglia normale con movimento «top-to-the-E» (fig. 59b). La Faglia di Slingia taglia l'Accavallamento di Slingia e le Miloniti della Val Venosta, e rappresenta l'attuale contatto



a



b

Fig. 60 - (a) Quarzo riassorbito di origine vulcanica nelle Filladi sericitiche presso Schmelz. (b) Porfiroclasti di quarzo ricristallizzati dinamicamente per rotazione nel Verrucano della «S.ta Maria Quetschzone» (Falda di S-charl).

- (a) Detrital quartz grain with resorption tube (white arrow) in the «Filladi sericitiche» near Schmelz. (b) Dynamic recrystallization by subgrain rotation in the Verrucano of the «S.ta Maria Quetschzone» (S-charl nappe).

tra la Falda dell'Ötztal e la Falda di S-charl (fig. 33, tav. 1).

Verso S la continuazione della Faglia di Slingia deve necessariamente essere tracciata in Val Müstair alla base delle Miloniti della Val Venosta e al tetto della Falda di S-charl, ulteriormente verso S la sua continuazione potrebbe essere ricercata nella Linea del Gallo.

5.4. — STRUTTURA DELLE FALDE A N DELLA FALDA DELL'ORTLES

5.4.1. — *La Falda di S-charl e il Basamento di Sesvenna*

La Falda di S-charl e il Basamento di Sesvenna costituiscono la maggior parte delle Dolomiti dell'Engadina centro-settentrionali. I rapporti tra la Falda di S-charl e il Basamento di Sesvenna sono di natura stratigrafica; il contatto al tetto della Falda di S-charl è invece tettonico ed è rappresentato dalla Faglia di Slingia. Nella Falda di S-charl è rappresentata una serie stratigrafica continua dal Permiano al Cretaceo, con una successione permio-triassica eccezionalmente ben conservata. Tali sedimenti vulcanoclastici (Formazione di Ruina, Formazione di Chazforà) sono stati intensamente deformati durante l'orogenesi alpina nella parte orientale della Falda di S-charl, in Val Müstair («S.ta Maria Quetschzone» di SPITZ & DYHRENFURTH, 1914).

La struttura interna della Falda di S-charl è molto complicata in dettaglio (SPITZ & DYHRENFURTH, 1914; BOESCH, 1937; INHELDER, 1952; EUGSTER, 1959; KARAGOUNIS, 1962; STUTZ & WALTER, 1983; SCHMID & HAAS, 1989 TRÜMPY *et alii*, 1995). Secondo SPITZ & DYHRENFURTH (1914) è possibile distinguere due unità tettoniche sovrapposte: un'unità inferiore («*S-charl Unterbau*»), che comprende tutta la serie dal Permiano al Trias medio, ed un'unità superiore («*S-charl Oberbau*») composta in maggior parte da Dolomia Principale e sedimenti più giovani. Il contatto tra le due unità è tettonico ed è localizzato lungo la Formazione di Raibl. Secondo SCHMID & HAAS (1989) la deformazione differenziale nello S-charl Oberbau rispetto allo *S-charl Unterbau* è da ricondursi agli effetti del sovrascorrimento della Falda dell'Ötztal sopra le Dolomiti dell'Engadina: i movimenti lungo la Formazione di Raibl sono necessari per rendere compatibile la deformazione nel grande spessore di Dolomia Principale con quella dei sedimenti del Permiano-Trias medio ad

essa sottostanti. Secondo FROITZHEIM (1995) invece, parte dei movimenti differenziali dello *S-charl Oberbau* rispetto allo *S-charl Unterbau* sono da ricondursi ad una tettonica estensionale del Cretaceo superiore, contemporanea ai movimenti lungo la Faglia di Slingia. Nei profili di SCHMID & HAAS (1989) è comunque possibile osservare come la dislocazione dello *S-charl Oberbau* relativamente allo *S-charl Unterbau* sia solamente dell'ordine di qualche chilometro.

Anche senza entrare nei dettagli della deformazione all'interno della Falda di S-charl, sulla base delle considerazioni precedenti è possibile affermare che:

a) la Falda di S-charl e il Basamento di Sesvenna si comportano coerentemente durante la tettonica alpina: il loro contatto stratigrafico è preservato;

b) anche la Falda di S-charl ha conservato completamente la sua successione stratigrafica; lo *S-charl Oberbau* può essere considerato la copertura stratigrafica dello *S-charl Unterbau*, solo localmente scollata; per questo motivo si parlerà in questo lavoro solo di Falda di S-charl, senza ulteriori distinzioni tra Oberbau e Unterbau.

c) il solo accavallamento di importanza regionale presente nelle Dolomiti dell'Engadina centro-settentrionali è l'Accavallamento di Slingia, al tetto della Falda di S-charl. Questo accavallamento crea la strutturazione più importante nell'area, portando il basamento della Falda dell'Ötztal sui sedimenti mesozoici della Falda di S-charl. La Faglia di Slingia non altera sostanzialmente questi rapporti, per questo motivo per ricostruire l'evoluzione tettonica dell'area viene considerato sempre l'Accavallamento di Slingia come lineamento importante (tav. 15, fig. 68) e non la Faglia di Slingia.

5.4.2. — *Rapporti tra le falde lungo la Linea del Gallo*

Per ricostruire l'evoluzione cinematica delle Dolomiti dell'Engadina è importante stabilire una correlazione tra le falde affioranti nella parte centro-settentrionale (Falda di S-charl, Basamento di Sesvenna e Falda dell'Ötztal) e quelle affioranti nella parte meridionale (Falda dell'Ortles, Falda di Quaternals, Scaglia di Piz Terza e Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch). Una loro correlazione diretta è resa impossibile dalla presenza della Linea del Gallo (BÖSE, 1896; HESS, 1953), è quindi fonda-

mentale studiare la geometria dei rapporti tra le varie falde lungo tale linea.

Come Linea del Gallo si intende il contatto tettonico che segna, verso S, il tetto della Falda di S-charl o del Basamento di Sesvenna. In campagna è una superficie tettonica orientata NW-SE e immergente verso S tra la Valle dell'Engadina e Punt Teal (a SE di S.ta Maria in Müstertal, tav. 3). Per la mancanza di indicatori cinematici univoci, ogni discussione su significato e cinematica lungo la Linea del Gallo è basata solamente su considerazioni geologiche regionali.

La Linea del Gallo è stata interpretata in passato come una faglia normale, con spostamento del tetto (Quattervals e Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch) verso S (fig. 63a) (HESS, 1953; KARAGOUNIS, 1962; SOMM, 1965; DÖSSEGER, 1970; SCHMID, 1973). Dalla carta geologica si vede infatti come rocce più giovani (solitamente Dolomia Principale delle varie falde affioranti a S della linea) siano direttamente a contatto con rocce più antiche (serie del Permiano-Trias medio e talvolta Dolomia Principale della Falda di S-charl). La presenza di una anticlinale a grande scala, immediatamente a N della Linea del Gallo («Münstertaler Aufwölbung») rende però verosimile che almeno parte dell'inclinazione verso S della faglia sia stata acquisita durante la formazione dell'anticlinale e cioè durante la fase D3.

L'estremità occidentale della Linea del Gallo è stata riconosciuta alla base della Scaglia di Piz Terza; procedendo verso E la Linea del Gallo è dapprima il contatto tra la Falda di S-charl e la Falda di Quattervals, in seguito tra la Falda di S-charl e la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. La situazione cambia ad E di Punt Teal. Tra Punt Teal e il M. di Glorenza il contatto tettonico al tetto della Falda di S-charl è rappresentato dal contatto con le Miloniti della Val Venosta (Profili A-A', D-D', E-E' e F-F' di fig. 62). Questo contatto è di natura tettonica ed indicatori cinematici hanno permesso di stabilire (FROITZHEIM, 1995) che si tratta di una faglia normale: la Faglia di Slingia. Per questa ragione questo tratto del contatto in Val Müstair non è indicato come «Linea del Gallo», ma come «Faglia di Slingia» (tav. 3, tav. 8, profilo D-D' fig. 62).

Queste osservazioni sono molto importanti in quanto permettono di affermare che il proseguimento verso W delle Miloniti della Val Venosta è da ricercarsi tra il tetto della Falda di S-charl e la base della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, cioè lungo la Linea del Gallo. Come abbiamo già visto,

sia l'Accavallamento dello Zebrù che l'Accavallamento Trupchun-Braulio trovano la loro continuazione nelle Miloniti della Val Venosta, ne deriva perciò che verso N l'Accavallamento Trupchun-Braulio e l'Accavallamento dello Zebrù devono passare al tetto della Falda di S-charl. Questa geometria di accavallamento deve venire acquisita durante la fase D1.

Posteriormente alla fase D1 la zona di contatto tra la Falda di S-charl e la Falda di Quattervals può venire interessata da faglie normali o da movimenti trascorrenti, obliterando in questo modo la struttura D1. Questi movimenti possono essere coevi con quelli della Faglia di Slingia: la Faglia di Slingia e la Linea del Gallo potrebbero perciò rappresentare il solito lineamento, una faglia normale responsabile durante la Fase D2 del sollevamento dell'insieme S-charl-Sesvenna.

Questa evoluzione strutturale è schematicamente illustrata in fig. 61. In fig. 61a è riportata la situazione alla fine della fase D1. Sia l'Accavallamento dello Zebrù che l'Accavallamento Trupchun-Braulio continuano verso N al tetto della Falda di S-charl. È interessante notare che l'Accavallamento dello Zebrù alla base della Falda dell'Ortles ha a letto rocce del basamento della Falda di Campo, mentre la sua continuazione settentrionale ha a letto la successione sedimentaria della Falda di S-charl. L'Accavallamento dello Zebrù ha perciò durante la fase D1 la geometria di una «rampa laterale» (BOYER & ELLIOTT, 1982; THOMAS, 1990) con senso di trasporto verso W, lungo cui l'insieme Ortles-Quattervals-Scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch si mette in posto sulla Falda di Campo (a S) e sulla Falda di S-charl (a N).

Durante la fase D2 una faglia normale e/o trascorrente oblitera questa strutturazione (fig. 61b), originando l'attuale Linea del Gallo (fig. 61c).

Importante conseguenza di tutto questo è che:

a) dove oggi vi è la Linea del Gallo doveva passare una superficie di accavallamento D1, con la geometria di una rampa laterale;

b) la Falda dell'Ortles e la Falda di Quattervals hanno una posizione strutturale nell'edificio a falde più elevata rispetto alla Falda di S-charl.

5.4.3. – *La Faglia di Glorenza*

Tra la Val Müstair e la Val Venosta è stata riconosciuta una faglia diretta, da subverticale a fortemente immergente verso SE, denominata Faglia di Glorenza. Essa è sicuramente posteriore alla fase

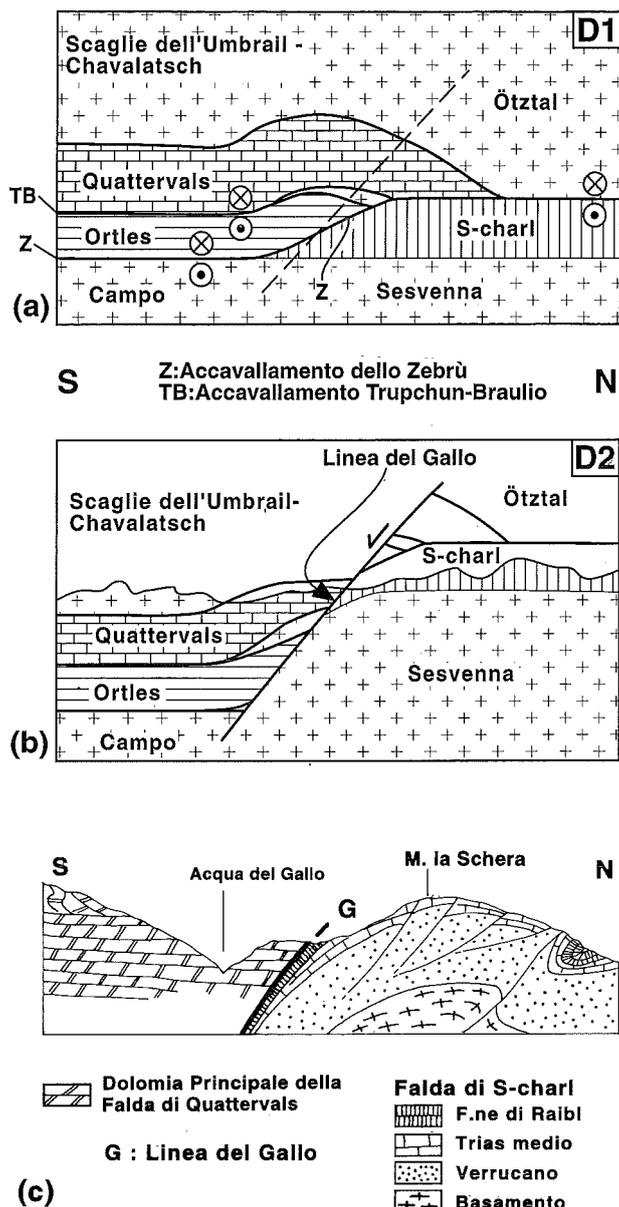


Fig. 61 - (a) Profilo schematico ortogonale alla Linea del Gallo e parallelo alla direzione di trasporto D1, illustrante la posizione relativa delle falde alla fine della fase D1. A tratteggio è riportata la posizione della futura Linea del Gallo. L'Accavallamento dello Zebbrù ha la geometria di una rampa laterale correndo a S al tetto di rocce del basamento, mentre a N è al tetto di sedimenti mesozoici. Una possibile spiegazione per lo sviluppo di questa rampa laterale è riportata in fig. 67. (b) Geometria dopo i movimenti lungo la Linea del Gallo, l'attuale contatto tra la Falda di S-charl e le falde di Quattervals e dell'Ortles. (c) Profilo geologico attraverso la Linea del Gallo, da HESS (1953), modificato. Si noti come la Linea del Gallo sia subparallela alla stratificazione delle formazioni sottostanti, mentre sia discordante con le formazioni al tetto.

- Profiles across the Gallo line and parallel to D1 transport direction. (a) Nappe geometry after after D1 phase. The position of the Gallo line, dashed, is indicated. The Zebbrù thrust acts as a lateral ramp during D1: it runs on basement rocks of the Campo nappe in the S and on sedimentary rocks of the S-charl nappe in the N. See also fig. 67. (b) Geometry after D2 activity along the Gallo line. (c) Geological profile after HESS (1953). The Gallo line is parallel to bedding in the footwall and cuts bedding in the hanging wall.

di messa in posto delle falde (post-D1) in quanto taglia le Miloniti della Val Venosta e posteriore alla fase D2 poiché taglia la Faglia di Slingia (Profili C-C', D-D' e F-F' di fig. 62). Lungo questa faglia si ha un abbassamento del blocco orientale rispetto a quello occidentale.

Il proseguimento della Faglia di Glorenza verso N non è osservabile a causa dell'estesa copertura quaternaria della Val Venosta. Verso S essa è riconoscibile fino a Punt Teal, dove taglia la base delle Miloniti della Val Venosta e la foliazione D1 nelle formazioni di Ruina e di Chazforà della sottostante Falda di S-charl (Profilo C-C' di fig. 62, fig. 65). Il prolungamento della Faglia di Glorenza verso SE non è chiaro. Essa non continua verso S nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, ma non si esclude che prosegua verso W riattivando la Linea del Gallo.

5.4.4. - Rapporti tra le falde in prossimità della Linea dell'Engadina

I rapporti tra la Falda di S-charl, la Scaglia di Piz Terza, la Falda di Quattervals e la Falda dell'Ortles osservabili lungo il versante destro della Valle dell'Engadina tra Cinuos-chel e Zernez sono discussi in base a nuove osservazioni personali (Val Flin, Val Torta e Val Mela) e all'analisi di precedenti pubblicazioni (SPITZ & DYHRENFURTH, 1914; HEIGWEIN, 1927; KARAGOUNIS, 1962; KARAGOUNIS & SOMM, 1962; STAUB, 1964; SOMM, 1965; TRÜMPY, 1977; DÖSSEGER, 1987; SCHMID & FROITZHEIM, 1993).

L'analisi cinematica della Linea dell'Engadina (SCHMID & FROITZHEIM, 1993) ha permesso di stabilire che in questo tratto essa è una faglia normale immergente verso SE, con una componente di trascorrenza sinistra; lungo di essa le falde delle Dolomiti dell'Engadina (*hanging wall*) risultano abbassate rispetto alla Falda Silvretta (*footwall*). L'entità del rigetto verticale e di quello orizzontale è di 3 km in quest'area. Gli effetti di questo movimento normale sono visibili in tav. 2 e in tav. 12: in prossimità della Linea dell'Engadina le varie superfici tettoniche risultano piegate e immergono verso SE. La stessa geometria (contatti tettonici e stratigrafici immergenti verso SE) prosegue immutata lungo tutto il bordo occidentale delle Dolomiti dell'Engadina (SCHMID & HAAS, 1989).

L'immersione generale verso SE offre la possibilità di studiare i rapporti tra le falde in un profilo ortogonale alla direzione di trasporto.

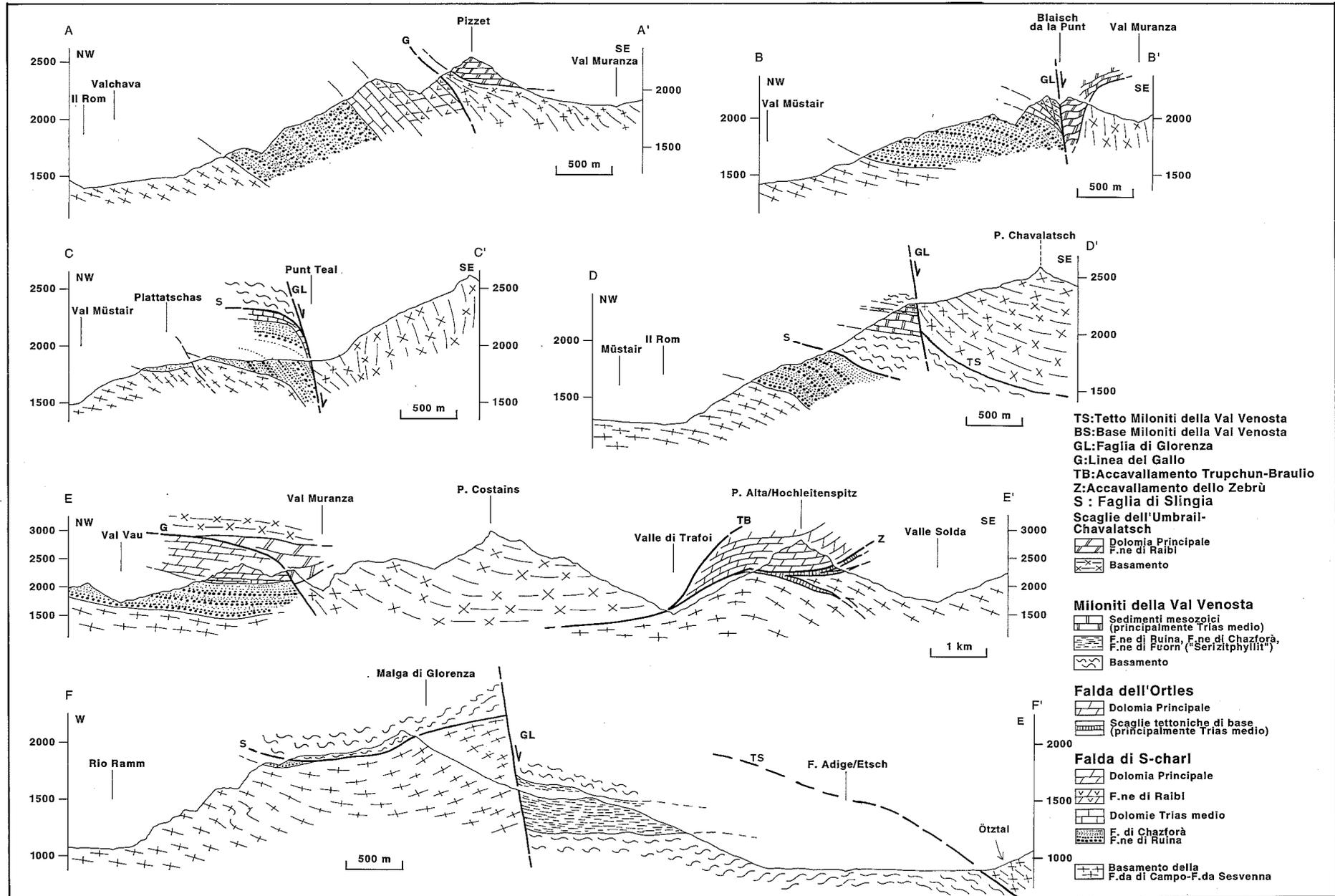


Fig. 62 – Sezioni geologiche nelle Dolomiti dell'Engadina sud-orientali. Profilo C-C' da SCHMID (1973), modificato. Per le tracce dei profili vedi tav. 8.

– Geological cross section in the SE Engadine Dolomites. Profile C-C' modified after SCHMID (1973). See plate 8 for profile traces.

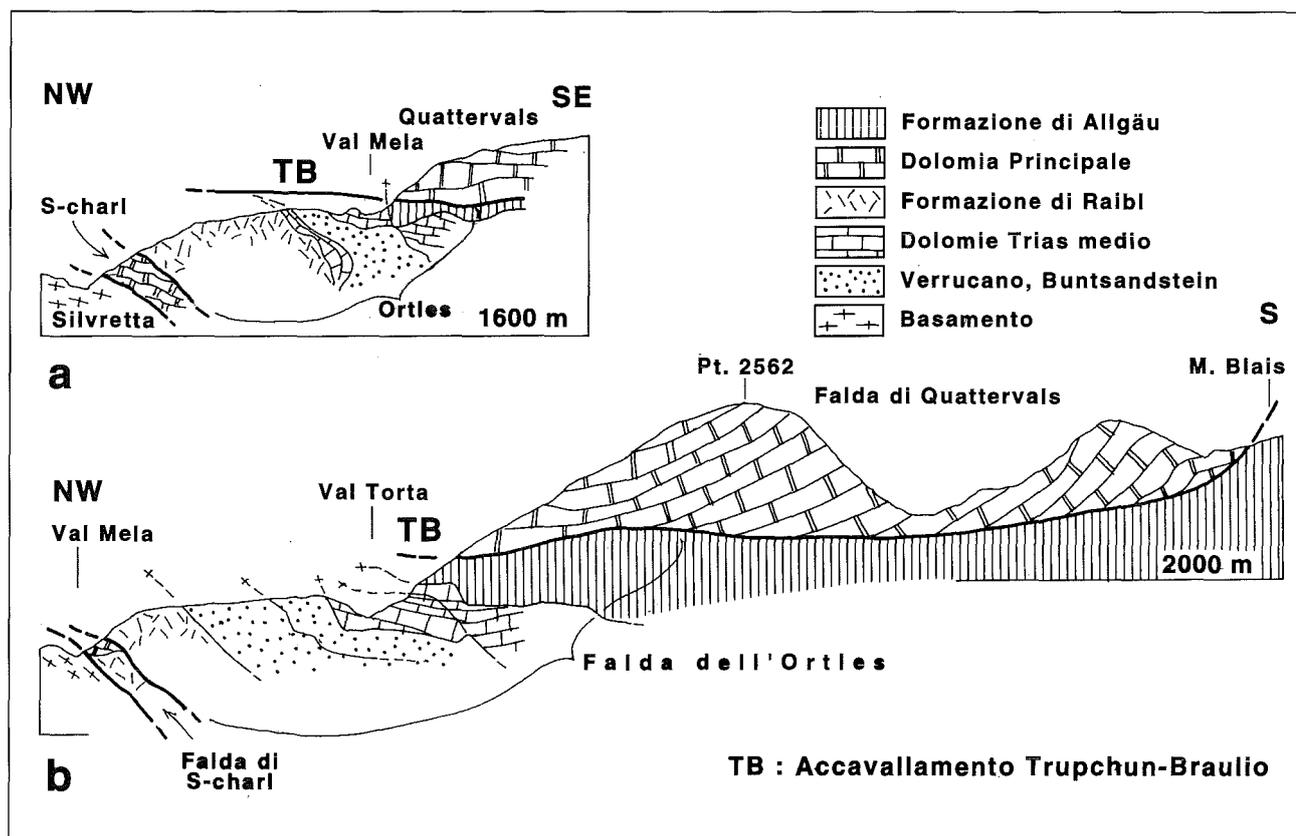


Fig. 63 – Profili da Somm (1965), modificati, illustranti i rapporti tra le falde alla terminazione occidentale delle Dolomiti dell'Engadina. Per le tracce dei profili vedi tav. 2.

– *Nappe relationships at the western border of the Engadine Dolomites, near the Engadine line. Profiles after Somm (1965), modified, profile traces in plate 2.*

A W del lago di Livigno la Linea del Gallo corre alla base della Scaglia di Piz Terza, la quale sostituisce la Falda di Quattervals al tetto della Falda di S-charl. La presenza della Scaglia di Piz Terza direttamente al di sopra della Falda di S-charl continua andando verso W nella Valle dell'Engadina, come indicato chiaramente nelle carte geologiche di KARAGOUNIS & SOMM (1962), SOMM (1965) e DÖSSEGGER (1987). A E della Linea dell'Engadina, tra Cinuos-chel e Zernez, la struttura interna della Falda di S-charl è estremamente complicata; si può comunque affermare, come già riportato da SOMM (1965), BOESCH (1937) ed EUGSTER (1959), che una struttura minore della Falda di S-charl («Falcun Mulde») si estende verso SW fino all'altezza di Brail, nella bassa Val Mela.

In Val Mela (fig. 63), sopra questi ultimi resti della Falda di S-charl è presente una zona a scaglie («Val Mela Schuppenzone» di SOMM, 1965) in cui sono presenti litologie del basamento e del Permiano-Trias medio (cfr. DÖSSEGGER, 1987). Sopra questa zona a scaglie è presente una scaglia di Formazione di Allgäu appartenente alla Falda dell'Ortles

e quindi la potente successione di Dolomia Principale appartenente alla Falda di Quattervals.

Qualunque sia la precisa collocazione tettonica delle Scaglie della Val Mela (appartenenza al tetto della Falda di S-charl o alla base della Falda dell'Ortles; vedi discussione in SOMM, 1965), il fatto di fondamentale importanza è che in questa sezione è possibile dimostrare che la Falda dell'Ortles è in una posizione superiore rispetto alla Falda di S-charl. La Falda dell'Ortles ha perciò sovrascorso la Falda di S-charl. A conclusioni analoghe si era giunti dallo studio della Linea del Gallo. Nella carta geologica di tav. 1 le Scaglie della Val Mela sono riportate come «Scaglie tettoniche alla base della Falda dell'Ortles».

5.5. – EVOLUZIONE DELLE FALDE AUSTROALPINE NELLE DOLOMITI DELL'ENGADINA

5.5.1. – Correlazione tra le falde

Prima di considerare in dettaglio l'evoluzione cinematica delle falde nelle Dolomiti dell'Engadina

è necessario stabilire i rapporti geometrici tra le falde stesse e le loro possibili correlazioni, sulla base di quanto discusso in precedenza.

a) In Val Mustair, le Miloniti della Val Venosta poggiano sul Basamento di Sesvenna, mentre in Valle Solda poggiano sul basamento della Falda di Campo. A questo punto è possibile supporre che la Falda di Campo e il Basamento di Sesvenna rappresentino un'unico basamento (Basamento Campo-Sesvenna) originariamente in continuità al di sotto delle Miloniti della Val Venosta, successivamente dislocato dai movimenti normali lungo la Linea del Gallo-Faglia di Slingia.

b) La Falda dell'Ortles non rappresenta la continuazione verso S della falda di S-charl poiché: 1. la Falda di S-charl rappresenta la copertura stratigrafica del Basamento di Sesvenna, mentre la Falda dell'Ortles non è la copertura stratigrafica della Falda di Campo, il contatto tra le due falde è di natura tettonica ed è rappresentato dall'Accavallamento dello Zebrù; 2. Nei pressi della Linea dell'Engadina (Val Mela), la Falda dell'Ortles è in una posizione superiore rispetto alla Falda di S-charl.

c) Sulla base della correlazione Falda di Campo = Basamento di Sesvenna e sulla non correlazione tra la Falda di S-charl e la Falda dell'Ortles, ne consegue che il proseguimento verso N dell'Accavallamento dello Zebrù deve necessariamente passare a tetto della Falda di S-charl (profili 6 e 7 di tav. 14), dove attualmente si trova la Linea del Gallo.

d) Le Miloniti della Val Venosta trovano la loro continuazione verso SW lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio e l'Accavallamento dello Zebrù. È perciò possibile affermare che l'Accavallamento Trupchun-Braulio e l'Accavallamento dello Zebrù rappresentano due superfici di accavallamento successivamente piegate in sinforme al di sotto della Falda di Quattervals e in antiforime al di sopra della Falda di S-charl. Entrambe si riuniscono nell'Accavallamento di Slingia.

e) Alla terminazione settentrionale della Falda dell'Ortles (Dolomia Principale a W di Gomagoi in Valle Solda) è possibile osservare come anche l'Accavallamento dello Zebrù continui verso E nelle Miloniti della Val Venosta. La riduzione a zero dello spessore della Falda dell'Ortles verso N è perciò da attribuirsi al fatto che in quella direzione sia il contatto tettonico a tetto (Accavallamento Trupchun-Braulio) che il contatto alla base (Accavallamento dello Zebrù) si uniscono insieme in un'unica zona milonitica (Miloniti della Val Venosta).



Fig. 64 – Clivaggio estensionale nelle Miloniti della Val Venosta immediatamente a W della Faglia di Glorenza (W di P. Chavalatsch, Val Plazzöl). Vista verso S, E è sulla sinistra e W a destra. Il senso di taglio, sinistrale nella foto, indica un abbassamento del blocco orientale (Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch) rispetto a quello occidentale (Basamento di Sesvenna e Miloniti della Val Venosta). Lo sviluppo di queste strutture può essere legato ai movimenti lungo la Faglia di Slingia.

– *Extensional cleavage affecting the Vinschgau mylonites, immediately W of the Glorenza fault (W of P. Chavalatsch, Val Plazzöl). View is toward the S, E is on the left and W on the right. Shear sense is sinistral in the photograph, i.e. the eastern block (Umbrail-Chavalatsch imbricates) is lowered respectet to the western one (Sesvenna basement and Vinschgau mylonites). This extensional cleavage can be related to the D2 Sbling fault activity.*

f) Sulla base degli argomenti riportati da WENK (1934), EUGSTER (1971; 1985) e SCHMID & FROITZHEIM (1993) viene adottata la correlazione Falda Silvretta = Basamento di Sesvenna. Ciò implica che a W della Linea dell'Engadina l'Accavallamento dello Zebrù deve passare al tetto della Falda Silvretta e al tetto della sua copertura stratigrafica affiorante nell'area di Landwasser e di Ducan.

g) Evidenze di una tettonica estensionale sono presenti nell'area (fig. 64, fig. 65, fig. 66, tav. 14), ma non alterando in modo sostanziale la geometria D1 non sono prese in considerazione nelle ricostruzioni successive.

5.5.2. – *Evoluzione cinematica delle Dolomiti dell'Engadina durante la fase D1*

L'evoluzione delle falde Austroalpine nell'area delle Dolomiti dell'Engadina è discussa sulla base di una ricostruzione palinspastica effettuata lungo tre profili orientati NW-SE (tav. 15): uno all'interno della Falda dell'Ortles (profilo 1 di tav. 12), uno localizzato all'interno della Falda di Quattervals (profilo 2 di tav. 12), uno all'interno della Falda di S-charl (profilo 3 di tav. 12).

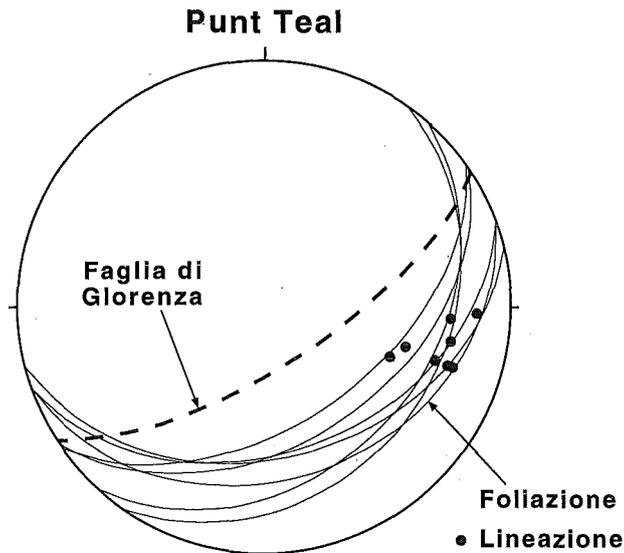


Fig. 65 – Rapporti tra la Faglia di Glorenza e foliazione milonitica presso Punt Teal (cfr. profilo C-C' di fig. 62). La Faglia di Glorenza è una superficie tettonica post-D2 in quanto ha un andamento subverticale e taglia la Linea del Gallo e la foliazione D2 associata. Essa taglia inoltre verso N la faglia di Slingia.

– Relationships between the Glorenza fault and the mylonitic foliation near Punt Teal (see profile C-C' in fig. 62). The Glorenza fault is a post-D2 feature because it cuts the Gallo and the Schlinig fault, and the associated mylonitic foliations.

Nei profili *a*, *b*, *c* di tav. 15 è riportata la posizione originaria delle falde, prima delle fasi deformative alpine. A tratteggio è indicato l'andamento dell'Accavallamento dello Zebrù, cioè della prima superficie di accavallamento attiva (Fase D1a). Come già visto l'Accavallamento dello Zebrù corre, a E, alla base della Dolomia Principale nella Formazione di Raibl; interferendo quindi con le faglie giurassiche di M. Torracchia, Il Motto e della Val Chaschauna, corre all'interno del basamento. Lungo il profilo 3 la situazione è più semplice in quanto la superficie di accavallamento passa al tetto della Falda di S-charl con una geometria tipo «ramp-flat». La differente geometria dell'Accavallamento dello Zebrù può essere spiegata con l'interferenza con faglie normali giurassiche il cui rigetto diminuisce progressivamente verso N (fig. 67).

La situazione risultante alla fine dei movimenti della fase D1a lungo l'Accavallamento dello Zebrù è riportata nei profili *d*, *e*, *f*. La Falda dell'Ortles, di Quattervals, la scaglia di Piz Terza e del Serraglio sono a diretto contatto con il basamento della Falda di Languard, di Campo e dell'Umbrail-Chavalatsch. Lungo il profilo 3 il Basamento di Sesvenna conserva la sua copertura stratigrafica.

Durante la fase D1b si hanno i movimenti lungo l'Accavallamento di Slingia, l'Accavallamento Trupchun-Braulio, la Linea del Gallo e lungo le varie superfici tettoniche all'interno della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. Lungo il profilo 1 è possibile notare come questi accavallamenti si formino alla base dell'Accavallamento dello Zebrù, lo tagliano e corrano al tetto della Falda dell'Ortles («Forward-breaking sequence»; MCCLAY, 1992). La prosecuzione settentrionale di questi accavallamenti (Accavallamento di Slingia nel profilo *f*) non taglia invece la precedente superficie di accavallamento, ma è coincidente con essa.

La geometria risultante alla fine della fase D1b è perciò molto differente lungo i vari profili: a S si ha la messa in posto della falda di Quattervals sopra la Falda dell'Ortles e l'accavallamento della Scaglia di Piz Terza-Scaglia del Serraglio sopra la Falda di Quattervals; nelle Dolomiti dell'Engadina centro-settentrionali si ha solamente l'accavallamento della Falda dell'Ötztal sopra i sedimenti della Falda di S-charl e sopra il Basamento di Sesvenna. La situazione attuale è illustrata nei profili di tav. 12.

In fig. 68 sono riportate le superfici di accavallamento attive durante la fase D1a e durante la fase D1b.

Sulla base dei profili *a*, *b*, *c* di tav. 15 è possibile proporre una ricostruzione paleogeografica per le Falde dell'Austroalpino superiore prima delle fasi deformative alpine (fig. 69).

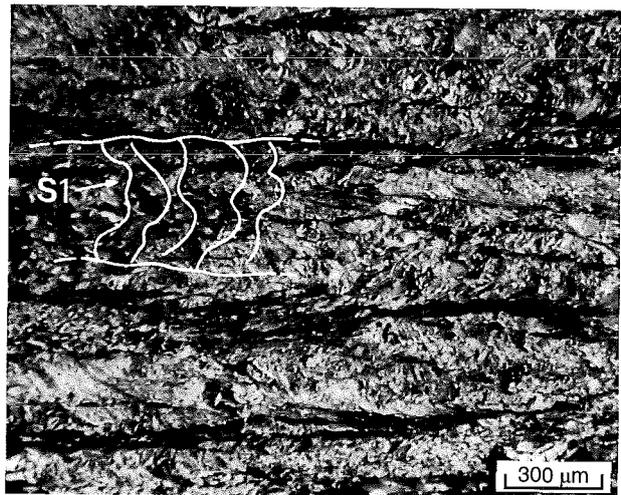


Fig. 66 – Piegamto della foliazione milonitica sin-D1 alla base della Faglia di Slingia nei pressi di Clusio/Schleis (Val Venosta). In quest'area tale piegamto è associato ad un senso di trasporto verso E.

– Folding of D1 foliation below the Schlinig fault, near Clusio/Schleis (Val Venosta/Vinschgau). Folding is here related to Top-to-the-E movement along the fault.

5.6. — CORRELAZIONE CON LE FALDE A W DELLA LINEA DELL'ENGADINA

5.6.1. — *Movimenti lungo la Linea dell'Engadina e formazione della geometria attuale*

Le fasi D2, D3 e D4 non alterano in modo sostanziale il quadro strutturale prodottosi con la fase D1. Di notevole importanza sono invece i movimenti lungo la Linea dell'Engadina.

La Linea dell'Engadina (TRÜMPY, 1977) rappresenta una superficie tettonica di importanza regionale, estesa dalla Val Bregaglia fino al margine E della Finestra dell'Engadina con andamento subverticale e direzione NE-SW. La sua attuale espressione morfologica è la Valle dell'Engadina, i cui depositi alluvionali coprono purtroppo quasi del tutto l'affioramento della superficie di faglia. La mancanza di affioramenti spiega sostanzialmen-

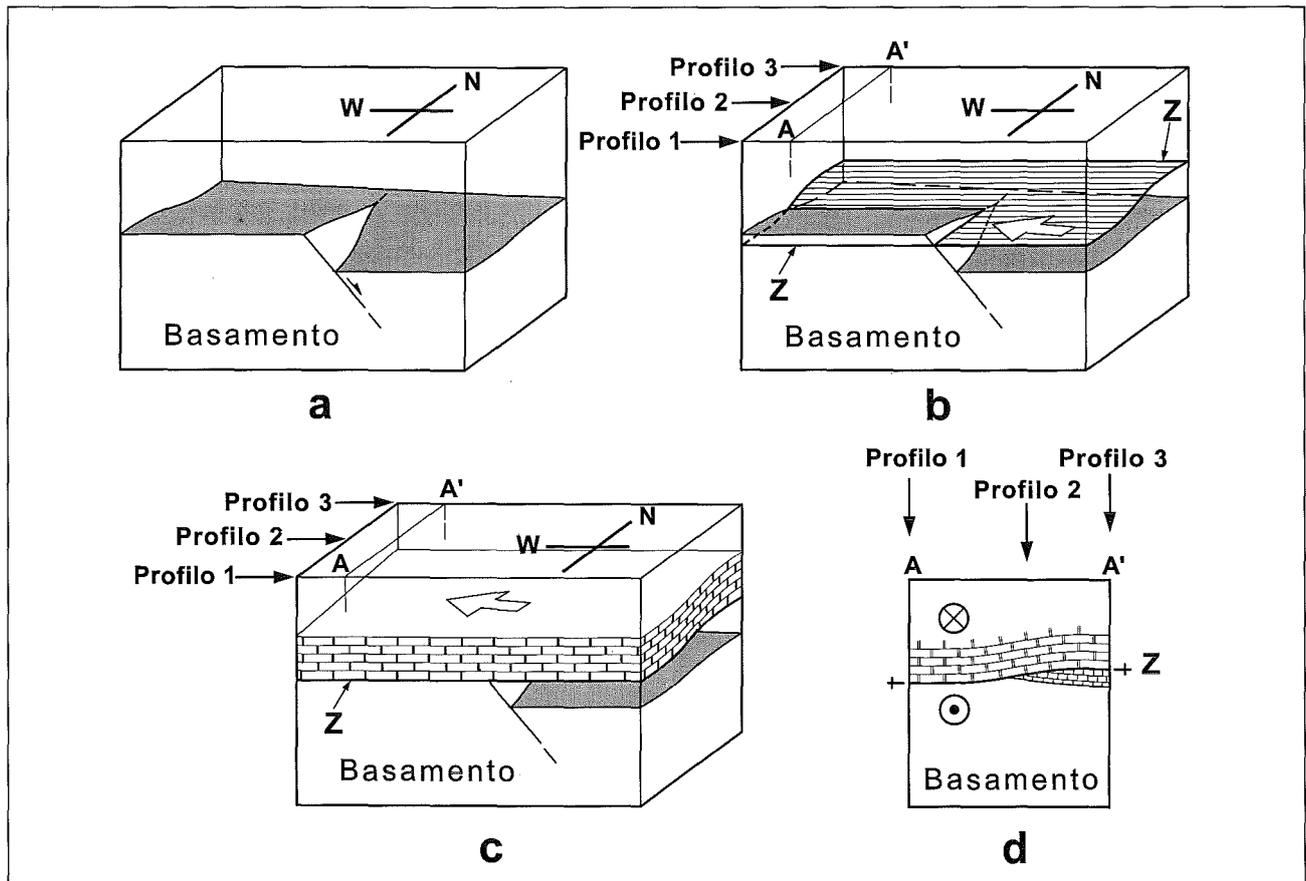


Fig. 67 — Ricostruzione schematica della geometria di interferenza tra l'Accavallamento dello Zebbrù e faglie normali giurassiche. Sono indicate le posizioni dei profili 1, 2 e 3 di tav. 15. (a) Situazione alla fine della fase estensionale giurassica. Il basamento è interessato solamente da faglie normali immergenti verso E, il cui rigetto diminuisce verso N. Il tetto del basamento è indicato in grigio. (b) Con il rigato orizzontale è rappresentato l'Accavallamento dello Zebbrù. Nella parte orientale esso corre in rocce sedimentarie, verso W taglia la faglia normale giurassica e corre all'interno del basamento. Il senso di trasporto («top-W») è indicato dalla freccia bianca. È importante notare che diminuendo verso N il rigetto della faglia normale, in corrispondenza del Profilo 3 (parte N del diagramma), l'Accavallamento dello Zebbrù non corre più in rocce del basamento, ma nella sovrastante successione sedimentaria. (c) Situazione alla fine dei movimenti lungo l'Accavallamento dello Zebbrù. Con un movimento verso W le unità tettoniche al tetto dell'accavallamento (Falda di Quattervals, Zona a Scaglie dell'Ubrail-Chavalatsch e Falda dell'Ötztal) si mettono in posto rispettivamente su rocce del basamento nella parte meridionale del diagramma (Profilo 1) e rocce sedimentarie nella parte settentrionale (Profilo 3). (d) Profilo N-S attraverso il diagramma, ortogonale alla direzione di trasporto. Nella parte meridionale si ha una geometria anomala per un accavallamento, con rocce più giovani (sedimenti) direttamente sovrapposte a rocce del basamento. Nella parte settentrionale si ha invece la situazione usuale, con sedimenti mesozoici che sovrascorrono altri sedimenti.

— Block diagrams showing schematically the interference geometry between the Zebbrù thrust and E-dipping Jurassic normal faults. The position of the profiles 1, 2 and 3 of plate 15 are indicated. (a) Situation after Jurassic extension and before Alpine tectonics. Basement is only affected by normal faults, striking N-S. Top of basement is grey. (b) The Zebbrù thrust (horizontal hatched) runs in sedimentary rocks in the eastern part of the diagram, westward cuts the Jurassic faults and runs in basement rocks. The white arrow indicate the top-to-the-W transport direction of the Zebbrù thrust. Note that northward the throw of the normal fault decrease, and the Zebbrù thrust don't cut the Paleozoic basement anymore. (c) After W thrusting the hanging wall rocks of the Zebbrù thrust (i.e. Quattervals nappe, Umbraill-Chavalatsch imbricates and Ötztal nappe) are emplaced above basement rocks in the southern edge of the diagram; at the northern edge the Zebbrù thrust don't interferes with Jurassic normal faults and run throughout in sedimentary rocks. (d) N-S profile across the block diagram, perpendicular to the transport direction. In the southern part of the diagram (i.e. Profile 1 of plate 15) unusual younger-on-older relationships occur along the Zebbrù thrust, in the northern part (i.e. Profile 3 of plate 15) normal older-on-younger thrusting occur.

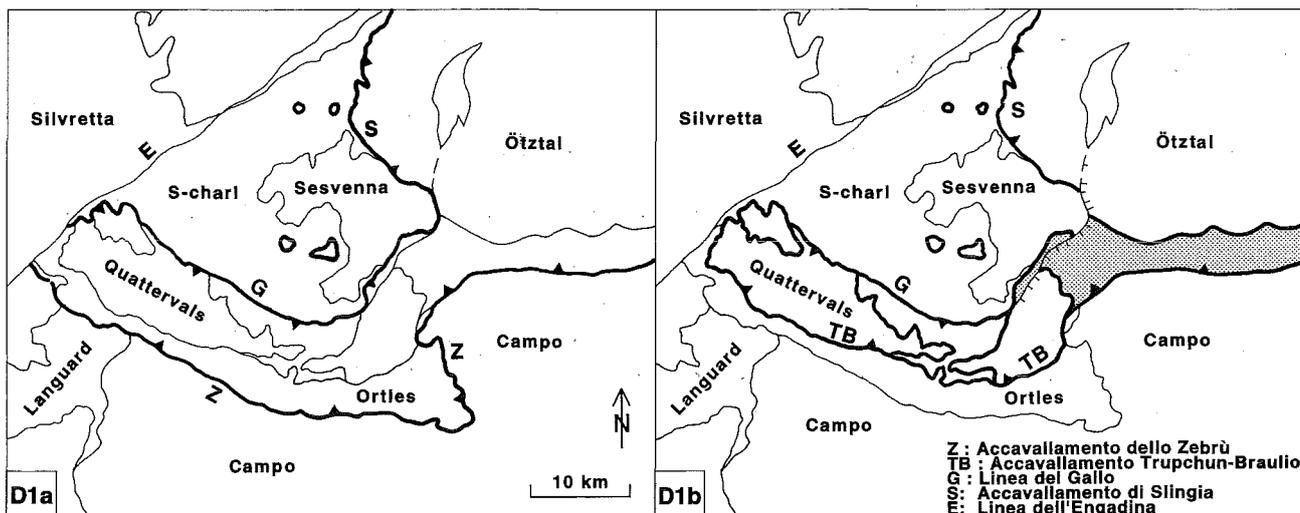


Fig. 68 – Superfici di accavallamento attive durante la fase D1a e durante la fase D1b. Durante la fase D1a si hanno movimenti lungo l'Accavallamento dello Zebrù e lungo l'Accavallamento di Slingia. Durante la fase D1b si hanno movimenti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio, la Linea del Gallo e l'Accavallamento di Slingia.

– Thrust planes activity during D1a and D1b phase, the active planes are marked with a thick line. During D1a movements took place along the Zebrù thrust and the Sclinig thrust. During D1b the Trupchun-Braulio thrust, the Gallo line and the Sclinig thrust are active.

te il perché del gran numero di ipotesi, spesso tra loro fortemente contrastanti, che nel corso degli anni sono state avanzate per correlare la geologia ai due lati della linea (SPITZ & DYHRENFURTH, 1914; WENKE, 1934; STAUB, 1946; STAUB, 1964; EUGSTER, 1971; TRÜMPY, 1977; EUGSTER, 1985).

SCHMID & FROITZHEIM (1993) hanno investigato i movimenti lungo la Linea dell'Engadina basandosi sull'orientazione delle faglie minori ad essa associate e sulla correlazione tra le varie falde a E e a W della linea. Secondo tali autori il tipo di movimento lungo la linea non è di semplice traslazione orizzontale, ma di trascorrenza sinistra e rotazione dei due blocchi. A NE di St. Moritz, tra la falda Silvretta e le Dolomiti dell'Engadina la Linea dell'Engadina ha la geometria di una faglia diretta. Il blocco orientale (Dolomiti dell'Engadina) è abbassato rispetto a quello occidentale (Falda Silvretta) e le falde penniniche nella Finestra dell'Engadina vengono direttamente a contatto con i sedimenti dell'Austroalpino superiore delle Dolomiti dell'Engadina.

Alcuni punti rimangono però ancora da chiarire:

a) perché a E della Linea dell'Engadina sia conservata nelle Dolomiti dell'Engadina una vasta area con falde di sedimenti (Falda dell'Ortles, Falda di Quattervals, Falda di S-charl), mentre a W è presente una sola falda di basamento di spessore notevole (Falda Silvretta) con limitati resti della sua copertura sedimentaria;

b) dove dobbiamo ricercare il proseguimento della Falda dell'Ortles a W della Linea dell'Engadina;

c) perché la Faglia normale del Ducan corre a W della Linea dell'Engadina lungo il contatto Austroalpino superiore/Austroalpino inferiore (contatto Basamento Silvretta/Falda di Ela), mentre a E della Linea dell'Engadina la sua prosecuzione (Faglia Trupchun-Mezzaun) pur immergendo verso il basso, ha di nuovo sedimenti dell'Austroalpino superiore al tetto (Falda dell'Ortles).

Questi problemi sono discussi lungo un profilo circa parallelo alla direzione di trasporto D1. Il profilo A-A' in tav. 17 rappresenta l'attuale geometria delle Falde Austroalpine superiori in prossimità della Linea dell'Engadina. Il profilo attraversa la Linea dell'Engadina nei pressi di S-charf (tav. 17a) dove, secondo la ricostruzione di SCHMID & FROITZHEIM (1993), essa ha una componente di trascorrenza sinistrale di 3.2 km ed un rigetto verticale ugualmente di 3.2 km.

A causa di questi movimenti lungo la Linea dell'Engadina ne deriva che le falde attualmente allineate con la Falda dell'Ortles immediatamente a W della Linea dell'Engadina (Falda Silvretta, Falda di Ela) erano situate, prima di tali movimenti, 3.2 km a N e 3.2 km più in profondità rispetto alla Falda dell'Ortles. In altre parole in A-A' sono rappresentati due profili geologici, a W e a E della Linea dell'Engadina, che prima dei movimenti lun-

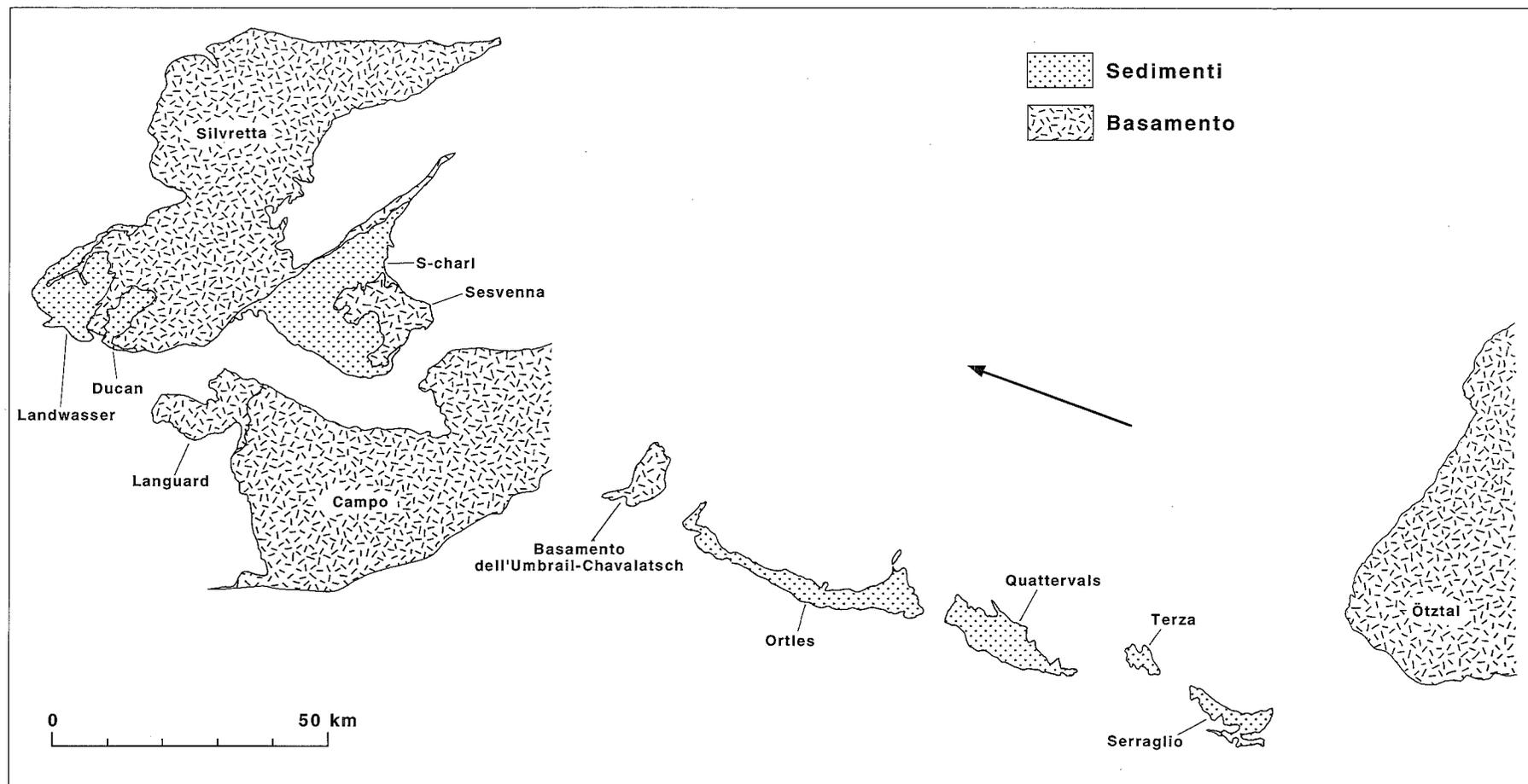


Fig. 69 – Ricostruzione paleogeografica delle falde austroalpine superiori prima delle fasi deformative alpine. La posizione delle falde è basata sulla ricostruzione di tav. 15, assumendo la direzione N 290° (indicata dalla freccia) come direzione media di trasporto tettonico durante la fase D1.

– Paleogeographical reconstruction of the Upper Austroalpine nappes before Cretaceous Alpine deformation. The relative nappe position is based on plate 15, arrow (N 290°) give the mean Cretaceous displacement direction used for reconstruction.

go la Linea dell'Engadina stessa erano situati a due livelli strutturali diversi: più profondo quello a W, più superficiale quello a E.

Nei profili B-B' e C-C' di tav. 17 è riportata schematicamente la situazione prima dei movimenti lungo la Linea dell'Engadina, assumendo una componente di trascorrenza sinistrale di 3.2 km.

La Faglia normale del Ducan-Faglia Trupchun-Mezzaun ha un'immersione verso N (vedi profilo D-D') e taglia verso N livelli sempre più profondi del basamento della Falda Silvretta. Con questa geometria ne consegue che lungo il profilo C-C' (il più meridionale) la Falda dell'Ortles e le falde sovrastanti sono giustapposte con le unità dell'Austroalpino inferiore. Lungo il profilo B-B' (più a N) è invece il basamento delle falde austroalpine Silvretta, Campo, ecc. che è direttamente a contatto con l'Austroalpino inferiore. A seguito dell'attività lungo la Linea dell'Engadina la parte orientale del profilo C-C' viene giustapposta con la parte occidentale del profilo B-B'. Poiché il vettore spostamento lungo la Linea dell'Engadina è subparallelo alla superficie della Faglia normale del Ducan-Faglia Trupchun-Mezzaun ne consegue che queste risulteranno solo debolmente dislocate lungo il profilo A-A'.

A questo punto trovano una possibile spiegazione alcuni degli interrogativi presentati in precedenza:

a) le Dolomiti dell'Engadina non affiorano a W della Linea dell'Engadina in quanto oggi erose; esse dovevano essere accavallate sopra la Falda Silvretta e la sua copertura stratigrafica (Ducan). La sempre maggiore entità del sollevamento verso N del blocco a W della Linea dell'Engadina (SCHMID & FROITZHEIM, 1993) fa sì che in quella direzione siano portati ad affiorare livelli sempre più profondi del basamento della Falda Silvretta;

b) la continuazione della Falda dell'Ortles verso W non è più conservata; essa doveva trovarsi al tetto della Falda Silvretta;

c) l'evidenza che la Faglia normale del Ducan tagli verso E prima sedimenti (Ducan), poi cristallino (Silvretta) e poi di nuovo sedimenti (base Falda dell'Ortles) è ora spiegabile: la Faglia normale del Ducan e la sua continuazione come Faglia normale Trupchun-Mezzaun rappresentano due porzioni della stessa faglia che però provengono da due livelli strutturali completamente diversi: la parte ad E della Linea dell'Engadina rappresenta il settore più superficiale, mentre la parte ad W è quello originariamente più profondo e portato nella posizione attuale dal movimento sinistrale e dal sollevamento avvenuto lungo la Linea dell'Engadina.

5.6.2. – *Rapporti Falda di Ela-Falda dell'Ortles*

Sulla base delle argomentazioni precedenti è possibile affermare che la Falda di Ela non è correlabile con alcuna falda delle Dolomiti dell'Engadina. Anche se attualmente essa è allineata con la falda dell'Ortles, le due falde hanno una posizione del tutto differente nell'edificio a falde: la Falda di Ela sta alla base della Falda Silvretta, mentre la Falda dell'Ortles è al tetto dell'equivalente basamento di Campo-Sesvanna.

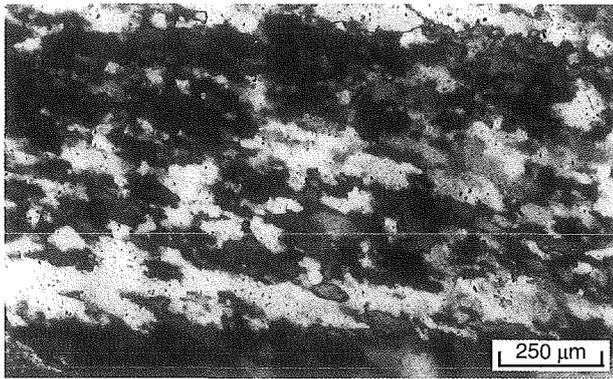
La non correlazione tra queste due falde è confermata dalla natura dei contatti tettonici al tetto e alla base, dalla diversa evoluzione strutturale, dal differente grado metamorfico.

Per quanto riguarda la natura dei contatti tettonici che individuano le due falde in prossimità della Linea dell'Engadina è da notare che la Falda dell'Ortles è limitata a tetto dall'Accavallamento Trupchun-Braulio, mentre la base è la Faglia Trupchun-Mezzaun. La Falda di Ela è invece delimitata al tetto da una faglia normale (Ducan) che riattiva, almeno per un tratto, la precedente superficie di Accavallamento D1 (fig. 70). La sua base, cioè il contatto con la Falda dell'Err, è rappresentata da una zona fortemente deformata a giacitura subverticale («Albula steep zone» di FROITZHEIM *et alii*, 1994).

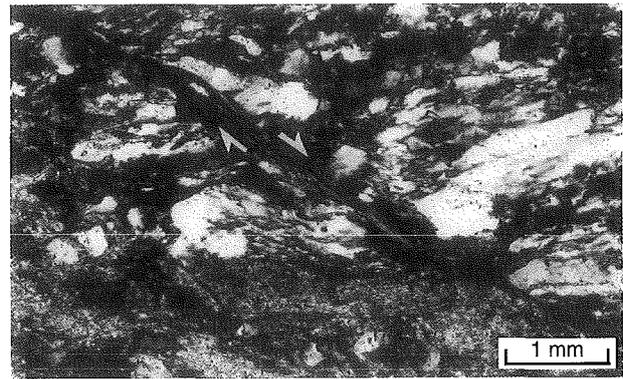
Per quanto riguarda l'evoluzione strutturale delle due falde la differenza è ugualmente molto evidente. Nella parte occidentale della Falda dell'Ortles vi sono pieghe D1 cilindriche alla scala dell'affioramento, parallele e generalmente concentriche e non è riconoscibile alcuna lineazione d'estensione. Nella Falda di Ela, invece, la fase D1 produce una marcata lineazione d'estensione (fig. 71), le pieghe D1 hanno una geometria isoclinale e gli assi sono generalmente paralleli alla lineazione d'estensione (FROITZHEIM, 1992; FROITZHEIM *et alii*, 1994). Durante la fase D2 si sviluppano inoltre pieghe coricate a grande scala del tutto assenti nella Falda dell'Ortles.

La differenza nel grado metamorfico tra le due falde è già stato discusso in precedenza. L'andamento osservato nella Falda dell'Ortles, con un grado metamorfico che diminuisce verso W, non è riscontrabile nella Falda di Ela, la quale mostra un grado metamorfico maggiore.

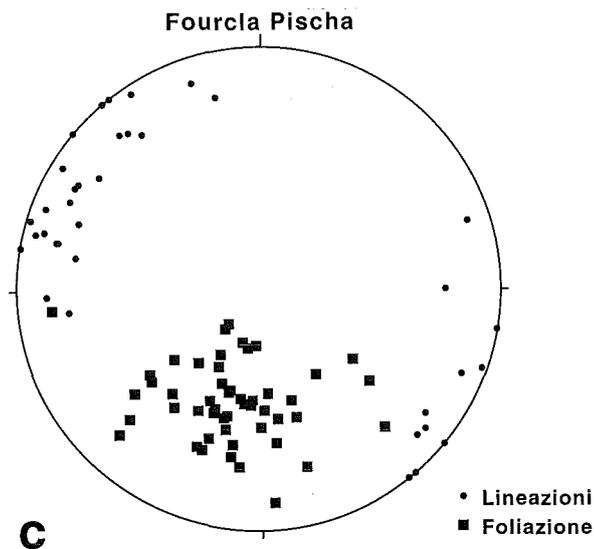
La Falda di Ela occupa perciò una posizione inferiore rispetto alla Falda dell'Ortles. La sua continuazione a E della Linea dell'Engadina può essere rappresentata dai sedimenti al tetto dell'Unità del Mezzaun («Corn Zug»), sia sulla base di considerazioni di carattere stratigrafico (EBERLI, 1985), che strutturale (SCHMID & FROITZHEIM, 1993).



a



b



c

6. – CONCLUSIONI

Nelle Dolomiti dell'Engadina è presente una struttura a falde formatasi durante le fasi cretacee dell'orogenesi alpina (fase D1, Fase Trupchun). Le successive fasi deformative terziarie non alterano in modo sostanziale i rapporti tra le falde, producendo solamente pieghe a grande scala con piani assiali subverticali o immergenti verso S. Le principali superfici tettoniche presenti nell'area (Accavallamento dello Zebrù e Accavallamento Trupchun-Braulio) sono sovrascorrimenti con senso di trasporto verso WNW, attivi durante la fase D1. La Linea del Gallo rappresenta anch'essa un superficie di accavallamento D1, riattivata durante la fase D2 come faglia normale e/o trascorrente.

L'Accavallamento Trupchun-Braulio e l'Accavallamento dello Zebrù trovano il loro prolungamento verso E nelle Miloniti della Val Venosta. È perciò possibile dimostrare che la messa in posto della Falda dell'Ortles, della Falda di Quattervals e della Falda dell'Ötztal avviene contemporaneamente e durante la fase D1.

Fig. 70 – (a) Quarzo-miloniti D1 alla base della Falda Silvretta, Fourcla Pischa. I rapporti tra foliazione milonitica (S_A) e direzione di allungamento dei granuli (S_B) indica un movimento sinistrale, cioè «top-W» durante la fase D1. Ricristallizzazione dinamica del quarzo in facies scisti verdi per rotazione. (b) La foliazione milonitica D1 (S_A) viene successivamente tagliata durante la fase D2 da faglie normali immergenti verso E. Entrambe le foto rappresentano sezioni parallele alla lineazione e ortogonali alla foliazione, con W sulla sinistra e E a destra. (c) Giacitura della foliazione D1 e delle lineazioni alpine lungo la base della Falda Silvretta. Contatto Silvretta/Ela, Fourcla Pischa.

– (a) D1 quartz mylonites along the Silvretta nappe basis, Fourcla Pischa. A top-to-the-West transport (sinistral in the photo) is inferred from relationships between the mylonitic foliation (S_A) and the elongated shape fabric of the grains (S_B). Dynamic recrystallization of quartz through rotation occur. (b) D1 mylonitic foliation (S_A) is cut during D2 by E-dipping normal faults. Both photographs are cuts parallel to the lineation and perpendicular to the foliation, W is on the left and E on the right. (c) Alpine mylonitic foliation and lineations along the Silvretta nappe/Ela nappe contact, Fourcla Pischa.

Lungo l'Accavallamento dello Zebrù, l'Accavallamento Trupchun-Braulio e nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch si osserva un aumento della temperatura verso E durante la deformazione D1. Questo è evidenziato dalla transizione cataclasi-deformazione plastica in quarzo-miloniti e in calcite-miloniti lungo i due accavallamenti e dalla transizione «dislocation glide»/«dislocation creep» nelle quarzo-miloniti della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. Dolomite-miloniti si formano lungo l'Accavallamento dello Zebrù in condizioni metamorfiche attribuibili alla facies degli scisti verdi inferiore.

La variazione delle microstrutture e delle tessiture presenti nelle calcite-miloniti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio è interpretabile sulla base dei differenti meccanismi deformativi operanti durante il processo di milonitizzazione: il meccanismo di dissoluzione e rideposizione è il più efficiente durante i primi stadi della deformazione, e produce un aumento della grana della roccia. Con l'aumento delle dimensioni dei cristalli si ha il progressivo passaggio ad una deformazione plastica e a ricristallizzazione sintettonica.

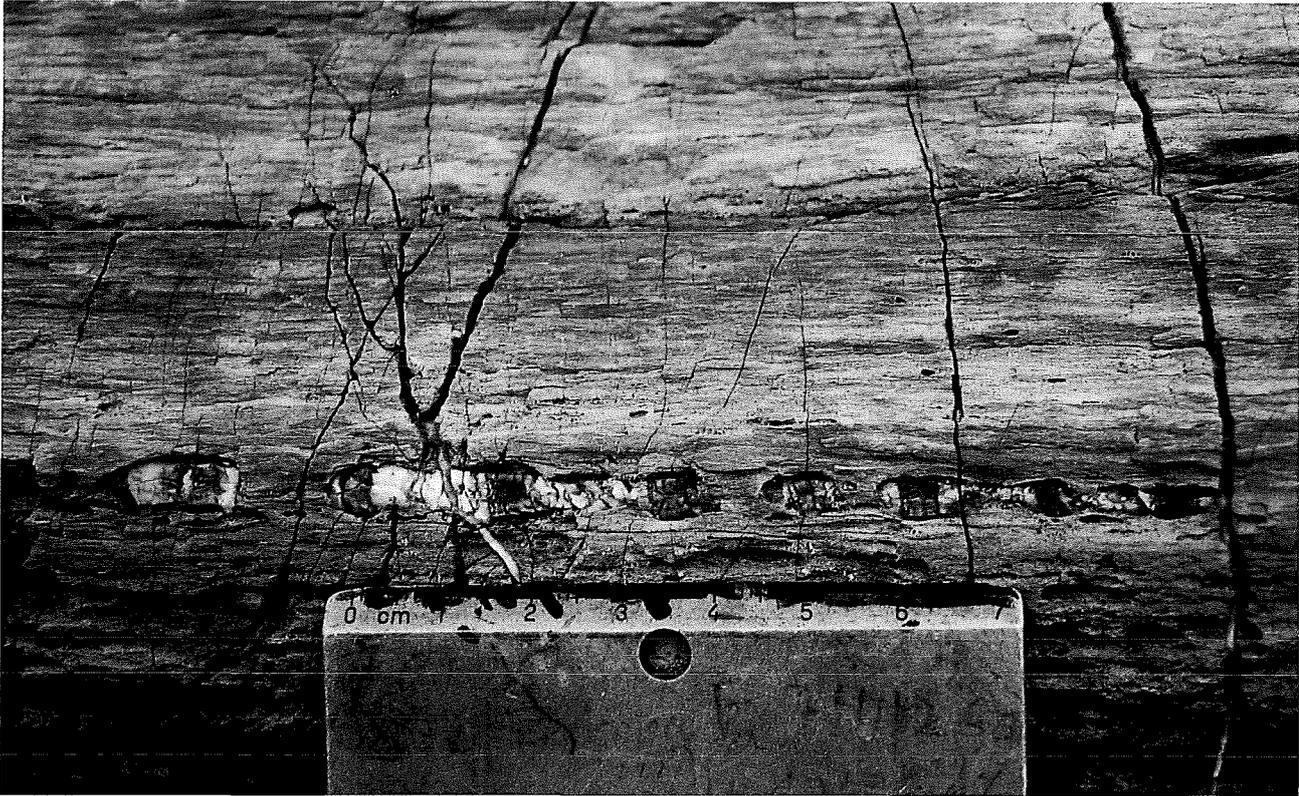


Fig. 71 – Belemnite boudinata all'interno della Formazione di Allgäu nella Falda di Ela, Piz Blaisun. La belemnite è allungata parallelamente alla lineazione D1, con un'estensione $e = 11.53$.

– Stretched belemnite in the Allgäu Formation of the Ela nappe, Piz Blaisun. The belemnite is elongated parallel to the macroscopic D1 lineation, extension $e = 1.53$.

È stato osservato un aumento del grado metamorfico verso E all'interno della Falda dell'Ortles. Il passaggio da condizioni diagenetiche a condizioni epizonali è stato documentato con il metodo della cristallinità dell'illite. La presenza di condizioni metamorfiche attribuibili alla facies degli scisti verdi inferiore era già stata segnalata nella parte orientale della Falda dell'Ortles.

Parallelamente all'aumento del grado metamorfico verso E, nella Falda dell'Ortles è possibile osservare anche una progressiva variazione delle strutture che si sviluppano durante la fase D1. Nella parte occidentale della falda si hanno pieghe aperte, parallele, con assi circa ortogonali alla direzione di trasporto. Nella parte centro-orientale si hanno pieghe isoclinali, simili, con assi che diventano verso E subparalleli alla direzione di trasporto e alla lineazione di estensione. All'interno della Falda dell'Ortles si sviluppano inoltre durante la fase D1 superfici di accavallamento con senso di trasporto verso W. Uno di questi accavallamenti interferisce con la faglia sinsedimentaria giurassica di M. Torracchia, riattivandola. L'interferenza tra accavallamenti alpini e faglie giurassiche permette

inoltre di spiegare l'anomala geometria presente lungo l'Accavallamento dello Zebrù, dove rocce più giovani sono direttamente sovrascorse su rocce più vecchie.

Durante la fase D1 (Fase Trupchun) si realizza nell'area delle Dolomiti dell'Engadina un raccorciamento di oltre 170 km. È possibile suddividere questa fase in due eventi: in un primo stadio (fase D1a) si hanno dei movimenti lungo l'Accavallamento dello Zebrù e le Miloniti della Val Venosta, in un secondo momento (fase D1b) si hanno i movimenti lungo l'Accavallamento Trupchun-Braulio e le Miloniti della Val Venosta. Durante la fase D1a l'insieme Falda dell'Ortles-Falda di Quattervals-Scaglia di Piz Terza-Scaglia del Serraglio-Falda dell'Ötztal si mette in posto direttamente sul basamento della Falda di Campo (a Sud) mentre a N si accavalla sulla Falda di S-charl-Basamento di Sesvenna. Successivamente (fase D1b), mentre continua il sovrascorrimento della Falda dell'Ötztal sopra il Basamento di Sesvenna e sopra la Falda di S-charl, si ha la messa in posto della Scaglia di Piz Terza-Scaglia del Serraglio sopra la Falda di Quattervals, e il sovrascor-

rimento della Falda di Quattervals sopra la Falda dell'Ortles.

Sulla base dell'evoluzione cinematica ricostruita è possibile affermare che:

a) la Falda dell'Ortles non rappresenta la copertura stratigrafica autoctona della Falda di Campo;

b) il basamento della Falda di Campo può essere correlato con il Basamento di Sesvenna, avendo entrambi la stessa posizione alla base delle Miloniti della Val Venosta;

c) nessuna falda delle Dolomiti dell'Engadina meridionali rappresenta la continuazione verso S della Falda di S-charl. La Falda dell'Ortles, la Falda di Quattervals e la Scaglia di Piz Terza sono falde che occupano alla fine della fase D1 una posizione geometricamente superiore rispetto alla Falda di S-charl;

d) l'assenza della Falda di S-charl nelle Dolomiti dell'Engadina meridionali è spiegabile con lo sviluppo di una rampa laterale durante la fase di accavallamento D1, successivamente riattivata come faglia normale (Linea del Gallo);

e) la Falda di Quattervals può essere considerata una scaglia di Dolomia Principale di notevoli dimensioni all'interno della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch. La Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch occupa la stessa posizione strutturale e può essere correlata con la Falda dell'Ötztal.

e) la Falda dell'Ortles non è correlabile con la Falda di Ela a W della Linea dell'Engadina. Quest'ultima occupa una posizione strutturale inferiore ed appartiene all'Austroalpino inferiore.

In una ricostruzione paleogeografica delle falde austroalpine superiori affioranti nell'area delle Dolomiti dell'Engadina prima delle fasi deformative alpine, da W verso E si dovranno quindi ritrovare, nell'ordine: Falda Silvretta - Falda di Languard - Falda di Campo/Basamento di Sesvenna/Falda di S-charl - Basamento dell'Umbrail-Chavalatsch - Falda dell'Ortles - Falda di Quattervals - Scaglia di Piz Terza/Scaglia del Serraglio - Falda dell'Ötztal.

RINGRAZIAMENTI

Questo studio è stato compiuto sotto la guida di STEFAN SCHMID e NIKO FROITZHEIM. Ad entrambi sono sinceramente grato per il costante incoraggiamento ed interesse durante tutte le fasi del lavoro e per le numerose e amichevoli discussioni, sia in istituto che sul terreno.

Molte sono le persone che hanno ugualmente contribuito alla realizzazione di questo lavoro. A GUIDO GOSSO va il mio ringraziamento per i preziosi consigli e suggerimenti durante le fasi finali del lavoro. Il Prof. MARTIN FREY e MEINERT RAHN mi hanno introdotto nel mondo della « cristallinità » dell'illite e mi hanno costantemente seguito (con molta pazienza) durante il lavoro. Con GIANRETO MANATSCHAL e MIKE PFISTER ho condiviso lunghe giornate sul terreno ed estenuanti discussioni serali. ALFONS BERGER ha effettuato le misure al goniometro a raggi X delle tessiture nelle calcite-, dolomite- e quarzo-miloniti. Discussioni con ALFONS BERGER, HOLGER STÜNITZ e RENÉE HEILBRONNER hanno contribuito all'interpretazione delle microstrutture e delle tessiture.

G.V. DAL PIAZ e F. SALVINI, revisori ufficiali del Bollettino, sono ringraziati per l'accurata lettura critica del manoscritto e per gli utili suggerimenti e consigli.

Un saluto va inoltre a tutte le persone con le quali ho diviso la maggior parte del mio tempo durante la realizzazione di questo studio ed in particolare a VINCENZO ALLIA, DIETER BÖHL, ALFONS BERGER, CLAUDIO ROSENBERG, BIRGIT HUBER, GREGOR SCHÖNBORN, CHRISTIAN PAUL. Desidero inoltre ringraziare OTTO KÄLIN e GIOVANNI BERTOTTI per il loro interesse iniziale ed aver reso così possibile la realizzazione di questo lavoro. Un grazie particolare all'intera Famiglia HAFNER per l'amicizia e la generosa ospitalità.

Desidero infine ringraziare la signora M. COSCI per il paziente lavoro editoriale e il Dr. A. TODISCO, Direttore del Servizio Geologico per avere pubblicato questo lavoro nelle Memorie del Servizio Geologico d'Italia.

Data di presentazione: 28 ottobre 1994.

Data di accettazione: 6 novembre 1995.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEMANN F. (1956) - *Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 3. Teil, Geologie des südlichen Gebietes, unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems*. pp. 244, Historisches Vereins für das Fürstentum Liechtenstein, Vaduz.
- ANDREATTA C. (1951) - Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 9 - M. Cevedale, 1:100.000. Ministero dei Lavori Pubblici, Regio Magistrato delle Acque, Venezia.
- ANDREATTA C. (1952) - *Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe*. N. Jb. Miner. Mh., **1**: 13-28, Stuttgart.
- ANDREATTA C. (1957) - *Un contributo alla conoscenza dell'origine dei giacimenti di magnesite: giacimenti metasomatici di Zumpanell (Ortles)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **13**: 71-106, Milano.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori (Austroalpino superiore, Alpi Orientali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**: 65-89, Milano.
- BEHRMANN J. (1990) - *Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen*. Geotekt. Forsch., **76**: 1-180, Stuttgart.
- BEHRMANN J.H. (1983) - *Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Albamilla (Spain)*. Geol. Rundschau, **72**: 605-618, Stuttgart.
- BELL A.M. (1981) - *Vergence: an evaluation*. J. Struct. Geol., **3**: 197-202, Oxford.
- BERGER A. (1989) - *Petrographische und strukturelle Kartierung im mittleren Kirchbergital (Südtirol/Italien). Quarzgefüge Untersuchungen in Myloniten der Peio-Linie*. Diplomarbeit, Universität Göttingen.
- BERRA F. (1994) - *Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle Falde Ortles e Quattervals (Austroalpino superiore) in Lombardia*. Tesi di Dottorato, Università di Milano.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. & GAPAIS D. (1979a) - *Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain*. Bull. Min., **102**: 265-272, Paris.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. & JEGOUZO P. (1979b) - *Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone*. J. Struct. Geol., **1**: 31-42, Oxford.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural Model of Italy, Sheet n. 1, 1:500.000*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.
- BLANCKENBURG VON B. (1992) - *Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: applied to the Central-Alpine Bergell Intrusion (central Europe)*. Chemical Geology, **100**: 19-40, Amsterdam.
- BOCKEMÜHL C. (1988) - *Der Marteller Granit (Südtirol, Italien); Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen*. Dissertation, Universität Basel.
- BOESCH H. (1937) - *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val Laschadura (Graubünden)*. Dissertation, Geologisches Institut Universität Zürich.
- BONSIGNORE G., BORGIO A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R., POZZI R., RAGNI U. & SCHIAVINATO G. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 8 - Bormio*. pp. 123, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- BORIANI A. & COLOMBO A. (1979) - *Gli «Gneiss Chiari» tra la Val Sesia e il Lago di Como*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **35**: 299-312, Roma.
- BÖSE E. (1896) - *Zur Kenntniss der Schichtfolge im Engadin*. Z. Deutsch. Geol. Ges., **48**: 557-631, Stuttgart.
- BOCUCHEZ J.-L., LISTER G.S. & NICOLAS A. (1983) - *Fabric asymmetry and shear sense in movement zones*. Geol. Rundschau, **72**: 401-419, Stuttgart.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **66**: 1196-1230, Tulsa.
- BURKHARDT C.E. (1966) - *Il giacimento di magnesite dello Zumpanell (Ortles-Alto Adige)*. Symposium Giacimenti Min. Alpi, Trento-Mendola, **2**: 529-544.
- CARON M., DÖSSEGGER R., STEIGER R. & TRÜMPY R. (1982) - *Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., **75**: 159-169, Basel.
- CASEY M.S., RUTTER E.H., SCHMID S.M., SIDDANS A.W.B. & WHALLEY J.S. (1978) - *Texture development in experimentally deformed calcite rocks*. In: GOTTSTEIN, G. & LÜCKE, K. (Eds.): «Proceedings 5th International Conference on Textures of Materials», Springer Verlag: 231-240, Berlin.
- CONTI P. (1992) - *Tettonica delle falde austroalpine nelle Dolomiti dell'Engadina: un'ipotesi di lavoro*. Atti Tic. Sc. Terra, [N.b.] **35**: 61-66, Pavia.
- CONTI P., MANATSCHAL G. & PEISTER M. (1994) - *Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy)*. Eclogae geol. Helv., **87**: 63-90, Basel.
- DAL PIAZ G. (1936) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota III. Il sistema Austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel Massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia tridentina e del Tirolo orientale*. Atti Reale Accademia delle Scienze Torino, **71**: 1-29, Torino.
- DAL PIAZ G. (1938) - *Recensione critica del lavoro di Kappeler «Zur Geologie der Ortlergruppe und zur stratigraphie ecc.»*. Studi Trentini Sc. Nat., **19**: 220-223, Trento.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B.-A. Wien, **131**: 533-551, Wien.
- DE BRESSER J.H.P. & SPIERS C.J. (1993) - *Slip systems in calcite single crystals deformed at 300-800 °C*. J. Geoph. Res., **98**: 6397-6409, Washington.
- DE ROO J., DUYSER J. & WEBER K. (1992) - *Calcmylonites and solution transfer in a Devonian reef at Warstein, Germany*. Geol. Rundschau, **81**: 333-346, Stuttgart.
- DIETRICH D. & SONG H. (1984) - *Calcite fabrics in a natural shear environment, the Helvetic nappes of western Switzerland*. J. Struct. Geol., **6**: 19-32, Oxford.
- DÖSSEGGER R. (1970) - *Zur Geologie der Gruppe des Pix Turettas im Münstertal*. Diplomarbeit, Geologisches Institut ETH Zürich.

- DÖSSEGGER R. (1974) - *Verrucano und Buntsandstein in den Untereingadiner Dolomiten*. Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.], **235**: 1-171, Zürich.
- DÖSSEGGER R. (1987) - *Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparks, 1:50.000*. Schweizerische Geologische Kommission, Geologische Spezialkarte, 122, Bern.
- DÖSSEGGER R., FURRER H. & MÜLLER W. (1982) - *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2)*. Eclogae geol. Helv., **75**: 303-330, Basel.
- DÖSSEGGER R. & MÜLLER W.H. (1976) - *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung*. Eclogae geol. Helv., **69**: 229-238, Basel.
- DRURY M.R. & URAI J.L. (1990) - *Deformation-related recrystallization processes*. Tectonophysics, **172**: 235-253, Amsterdam.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. & BERNOULLI D. (1976) - *Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons)*. Bull. Soc. géol. France, **18**: 1283-1293, Paris.
- EBERLI G.P. (1985) - *Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens. Relikte eines passiven Kontinentalrandes*. Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.], **255**: 1-203, Zürich.
- EBERLI G.P. (1988) - *The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland)*. Eclogae geol. Helv., **81**: 175-214, Basel.
- EICHENBERGER U. (1986) - *Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducanette und Landwassertal, Ostalpin)*. Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.], **252**: 1-199, Zürich.
- EIERMANN D.R. (1988) - *Zur Stellung des Martegnas-Zuges*. Eclogae geol. Helv., **81**: 259-272, Basel.
- EISBACHER G.H. (1970) - *Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada*. Geol. Soc. Am. Bull., **81**: 2009-2020, Boulder.
- ERSKINE B.G., HEIDELBACH F. & WENK H.-R. (1993) - *Lattice preferred orientations and microstructures of deformed Cordilleran marbles: correlation of shear indicators and determination of strain path*. J. Struct. Geol., **15**: 1189-1205, Oxford.
- ETCHECOPAR A. (1977) - *A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate*. Tectonophysics, **39**: 121-139, Amsterdam.
- EUGSTER H. (1959) - *Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten*. Eclogae geol. Helv., **52**: 555-562, Basel.
- EUGSTER H. (1971) - *Beitrag zur Tektonik des südöstlichen Graubündens*. Eclogae geol. Helv., **64**: 133-147, Basel.
- EUGSTER H. (1985) - *Beitrag zur Abklärung des Begriffes «Nordwestliche Randlinie» der Engadiner Dolomiten*. Eclogae geol. Helv., **78**: 215-220, Basel.
- FAUPL P., POBER E. & WAGREICH M. (1987) - *Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): «Geodynamics of the Eastern Alps», Deuticke: 142-155, Vienna.
- FERREIRO MAHLMANN R. (1994) - *Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose-Temperaturgeschichte und Tektonogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden*. Dissertation, Universität Frankfurt a. M.
- FLISCH M. (1986) - *Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide*. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., **53** (123): 23-49, Zürich.
- FRANK S.M. (1986) - *Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens*. Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.], **269**: 1-239, Zürich.
- FRANK W., HOINKES G., PURTSCHELLER P. & THÖNI M. (1987) - *The Austroalpine unit west of the Hobe Tauern: The Ötztal-Stubaier complex as an example for alpine metamorphic evolution*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): «Geodynamics of the Eastern Alps», Deuticke: 179-225, Wien.
- FREY M. (1986) - *Very low-grade metamorphism of the Alps. An Introduction*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**: 13-27, Zürich.
- FREY M. (1987) - *Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks*. In: FREY, M. (Ed.) «Low Temperature metamorphism», Blackie & Son: 9-58, Glasgow.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. & NIGGLI E. (1974) - *Alpine metamorphism in the Alps. A review*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**: 247-290, Zürich.
- FREY M., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R., MULLIS J., KUNZI B., BREITSCHMID A., GRUNER U. & SCHWIZER B. (1980) - *Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data*. Eclogae geol. Helv., **73**: 173-203, Basel.
- FRISCH W. (1979) - *Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps*. Tectonophysics, **60**: 121-139, Amsterdam.
- FRISCH W. (1980) - *Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean*. Geol. Rundschau, **70**: 402-411.
- FROITZHEIM N. (1988) - *Synsedimentary and synorogenic normal faults within a thrust sheet of the Eastern Alps (Ortler Zone, Graubünden, Switzerland)*. Eclogae geol. Helv., **81**: 593-610, Basel.
- FROITZHEIM N. (1992) - *Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland)*. Geology, **20**: 923-926, Boulder.
- FROITZHEIM N. (1995) - *The Schlinig fault at the western border of the Ötztal nappe: A post-nappe, low angle normal fault*. 12^{ème} Rencontre du Groupe Tectonique Suisse, 22.4.1995, Fribourg, p. 10.
- FROITZHEIM N. & EBERLI G.P. (1990) - *Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland*. Geol. Soc. Am. Bull., **102**: 1297-1308, Boulder.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994) - *Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden*. Eclogae geol. Helv., **87**: 559-612, Basel.
- FURRER H. (1985) - *Field workshop on Triassic and Jurassic Sediments in the Eastern Alps of Switzerland, Guide-book*. Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.], **248**: 1-82, Zürich.
- FURRER H. (1993) - *Stratigraphie und Fazies der Trias-Jura-Grenzschichten in den Oberostalpinen Decken Graubündens*. Dissertation, Geologisches Institut Universität Zürich.
- GARCIA CELMA A. (1982) - *Domanian and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites*. J. Struct. Geol., **4**: 443-455, Oxford.
- GATTO G.O. & SCOLARI A. (1973) - *Il «Verrucano» dell'Alta Val Venosta*. Studi Trentini Sc. Nat., **50**: 156-189, Trento.
- GATTO G.O. & SCOLARI A. (1974) - *Lo «Scorrimento di Slingia» nel quadro tettonico dell'alta Val Venosta*. Atti Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, **86**: 167-201, Padova.
- GELATI R. (1966) - *Stratigrafia della Falda di Languard in Valle di Federia (Livigno - Alpi Retiche)*. Riv. It. Paleont., **72**: 321-341, Milano.
- GELATI R. & ALLASINAZ A. (1964) - *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina*. Riv. It. Paleont., **70**: 15-63, Milano.

- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974) - *Hercynian metamorphism in the Austriac crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 241-255, Roma.
- GRIGGS D.T., TURNER F.J. & HEARD H.C. (1960) - *Deformation of rocks at 500 to 800 °C*. Geol. Soc. Am. Mem., **79**: 39-105, Boulder.
- HAMMER W. (1908) - *Die Ortlergruppe und der Chavalatschkamm*. Jb. k. k. geol. R. A. Wien, **58**: 79-196, Wien.
- HAMMER W. (1909) - *Ein Nachtrag zur Geologie der Ortleralpen (Magnesit am Zumpenell und Stiereck)*. Verh. k. k. geol. R. A. Wien, **1909**: 199-204, Wien.
- HAMMER W. (1931) - *Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke*. Verh. Geol. B.-A. Wien, **1931**: 175-188, Wien.
- HANDY M.R., HERWEGH M. & REGLI R. (1993) - *Tektonische Entwicklung der westlichen Zone von Samedan (Oberhalbstein, Graubünden, Schweiz)*. Eclogae geol. Helv., **86**: 785-817, Basel.
- HEGWEN W. (1927) - *Beitrag zur Geologie der Quattervalsgruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. Jahrbuch der Philosophischen Fakultät II der Universität Bern, **7**: 98-112, Bern.
- HEITZMANN P. (1987) - *Calcite mylonites in the Central Alpine «root zone»*. Tectonophysics, **135**: 207-215, Amsterdam.
- HENRICH C. (1993) - *Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete*. Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **40**: 1-206, Bochum.
- HESS W. (1953) - *Beiträge zur Geologie der SE Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Müünstertal und der Valle di Fraele*. Eclogae geol. Helv., **46**: 39-142, Basel.
- HIPPERT J.F.M. & BORBA R.P. (1992) - *Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains: discussion*. J. Struct. Geol., **14**: 627-630, Oxford.
- HOINKES G., KOSTNER A. & THÖNI M. (1991) - *Petrologic constraints for Eo-alpine eclogite facies metamorphism in the Austro-Alpine Ötztal basement*. Mineral. Petrol., **43**: 237-254, Wien.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1993) - *Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basements units*. In: von RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): «Pre-Mesozoic Geology in the Alps», Springer-Verlag: 485-494, Berlin.
- HURFORD A.J., FLISCH M. & JÄGER E. (1989) - *Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating*. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.): «Alpine Tectonics», Geological Society of London Special Publications, **45**: 369-398, London.
- INHOLDER H. (1952) - *Zur Geologie der Südöstlichen Unterengadiner Dolomiten (Graubünden)*. Dissertation, Geologisches Institut Universität Zürich.
- KAPPELER U. (1938) - *Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin*. Dissertation, Geologisches Institut Universität Zürich.
- KARAGOUNIS K. (1962) - *Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweiz. Nationalpark (Graubünden)*. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im schweizerischen Nationalpark, **48**: 375-452, Zürich.
- KARAGOUNIS K. & SOMM A. (1962) - *Geologische Probleme aus den südlichen Engadiner Dolomiten*. Eclogae geol. Helv., **55**: 475-480, Basel.
- KERN H. & WENK H.R. (1983) - *Calcite texture development in experimentally induced ductile shear zone*. Contr. Min. Petr., **83**: 231-236, Berlin.
- KIRSCHNER D. & TEYSSIER C. (1991) - *Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains*. J. Struct. Geol., **13**: 105-109, Oxford.
- KISCH H.J. (1990) - *Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite «crystallinity» scales used for definition*. J. metamorphic Geol., **8**: 31-46, Oxford.
- KISCH H.J. (1991) - *Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples*. J. metamorphic Geol., **9**: 665-670, Oxford.
- KISCH H.J. & FREY M. (1987) - *Effect of sample preparation on the measured 10 Å peak width of illite (illite «crystallinity»)*. In: FREY, M. (Ed.) «Low Temperature metamorphism», Blackie & Son: 301-304, Glasgow.
- KNIFE R.J. (1989) - *Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites*. J. Struct. Geol., **11**: 127-146, Oxford.
- KÜBER B. (1990) - «Cristallinité» de l'illite et mixed-layers: brève révision. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **70**: 89-93, Zürich.
- KÜRSMANN H. & RICHTER D.K. (1989) - *Zur Hochdiagenese in permotriadischen Sedimente der südwestlichen Ostalpen*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**: 160-162, Innsbruck.
- LAFRANCE B., WHITE J.C. & WILLIAMS P.F. (1994) - *Natural calcite c-axis fabrics: an alternate interpretation*. Tectonophysics, **229**: 1-18,
- LAUBSCHER H.P. (1983) - *Detachment, shear, and compression in the central Alps*. In: HATCHER, R.D., WILLIAMS, H. & ZIETZ, I. (Eds.): «Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains», Geological Society of America Memoir: 191-211, Boulder.
- LAUBSCHER H.P. (1991) - *The arc of the Western Alps today*. Eclogae geol. Helv., **84**: 631-651, Basel.
- LAW R.D. (1986) - *Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, western Brittany*. J. Struct. Geol., **8**: 493-515, Oxford.
- LAW R.D. (1990) - *Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology*. In: KNIFE, R.J. & RUTTER, E.H. (Eds.): «Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics», Geological Society of London Special Publications, **54**: 335-352, London.
- LAW R.D., CASEY M. & KNIFE R.J. (1986) - *Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland*. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., **77**: 99-125, Edinburgh.
- LINIGER M.H. (1992) - *Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz)*. Dissertation, Geologisches Institut ETH Zürich.
- LISTER G.S., PATERSON M.S. & HOBBS B.E. (1978) - *The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model*. Tectonophysics, **45**: 107-158, Amsterdam.
- LISTER G.S. & SNOKE A.W. (1984) - *S-C Mylonites*. J. Struct. Geol., **6**: 617-638, Oxford.
- MADER P. (1987) - *Die Jura- und Kreideablagerungen im Lischana-Gebiet (Oberostalpine S-charl-Decke, Unterengadin)*. Eclogae geol. Helv., **80**: 633-653, Basel.
- MAGGETTI M. & FLISCH M. (1993) - *Evolution of the Silvretta nappe*. In: von RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): «Pre-Mesozoic Geology in the Alps», Springer-Verlag: 469-484, Berlin.
- MANATSCHAL G. (1991) - *Zur Geologie zwischen Monte Torracchia und Valle di Fraele*. Diplomarbeit, Geologisches Institut ETH Zürich.
- MARTINA E. (1958) - *Osservazioni geologiche nella zona dell'Alpe Trela*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**: 479-495, Roma.
- MCCLAY K.R. (1992) - *Glossary of thrust tectonics terms*. In: MCCLAY, K.R. (Ed.) «Thrust Tectonics», Chapman & Hall: 419-433, London.

- MEANS W.D. (1987) - *A newly recognized type of slickenside striation*. J. Struct. Geol., **9**: 585-590, Oxford.
- MILLER C. (1986) - *Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**: 139-144, Zürich.
- NEF H. (1987) - *Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grisoniden)*. Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.], **276**: 1-206, Zürich.
- NÄGELI C. (1985) - *Geologia de Il Motto (Livigno, Italia), sedimentologia e paleotettonica ai margini di un bacino liassico*. Tesi di Laurea, Geologisches Institut ETH Zürich.
- NIEVERGELT P., LINIGER M., FROITZHEIM N. & FERREIRO-MAEHL-MANN R. (1994) - *Early to mid Tertiary crustal extension in the central Alps: The Turba Mylonite Zone*. Tectonics, in press: Washington.
- OBERHAUSER R. (1983) - *Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflisch des Rätikon*. Jb. Geol. B.-A. Wien, **126**: 71-93, Wien.
- OLGAARD D.L. (1990) - *The role of second phase in localizing deformation*. In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (Eds.): «*Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*», Geological Society of London Special Publications, **54**: 175-181, London.
- PASSCHIER C.W. & SIMPSON C. (1986) - *Porphyroclast systems as kinematic indicators*. J. Struct. Geol., **8**: 831-43, Oxford.
- PATERSON M.S. (1979) - *Deformation mechanisms in carbonate crystals*. In: BORLAND, D.W., CLAREBROUGH, L.M. & MOORE, A.J.W. (Eds.): «*Physics of materials*», CSIRO and Dept. Metallurgy, University of Melbourne.: 199-208, Melbourne.
- PIFFNER O.A. (1977) - *Tektonische Untersuchungen im Infrabelvetikum der Ostschweiz*. Dissertation, Geologisches Institut ETH Zürich.
- PIETRCAPRINA A. (1958) - *Il complesso sedimentario di Radisca (Alta Valtellina)*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 293-302, Roma.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**: 1037-1053, Boulder.
- PLATT J.P. & VISSERS R.L.M. (1980) - *Extensional structures in anisotropic rocks*. J. Struct. Geol., **2**: 397-410, Oxford.
- POBER E. & FAUPL P. (1988) - *The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps*. Geol. Rundschau, **77**: 641-670, Stuttgart.
- POIRIER J.P. (1985) - *Creep of Crystals*. pp. 260, Cambridge University Press, Cambridge.
- POZZI R. (1959a) - *Studio geologico della Valle di Federia (Alpi Retiche - Livigno)*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **65**: 203-219, Milano.
- POZZI R. (1959b) - *Studio stratigrafico del mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno - Passo dello Stelvio)*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **65**: 3-54, Milano.
- POZZI R. (1960a) - *La fanna liassica dell'Alta Valtellina (Alpi Retiche)*. Riv. It. Paleont., **66**: 445-490, Milano.
- POZZI R. (1960b) - *Nuovi fossili norici nei calcari dell'alta Val Cancano (Bormio - Alpi Retiche)*. Riv. It. Paleont., **66**: 127-134, Milano.
- POZZI R. (1965) - *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. Eclogae geol. Helv., **58**: 21-38, Basel.
- POZZI R., GELATI R. & ALLASINAZ A. (1962) - *Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla bassa Valle dello Spöl (Livigno-Alpi Retiche)*. Riv. It. Paleont., **68**: 39-66, Milano.
- POZZI R. & GIORCELLI A. (1959) - *Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpi Retiche)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **81**: 1-72, Roma.
- PURTSCHHELLER F., HAAS R., HOINKES G., MOGESSIE F., TESSADRI R. & VELTMAN C. (1987) - *Eoalpine metamorphism in the crystalline basement*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): «*Geodynamics of the Eastern Alps*», Deuticke: 185-190, Wien.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. pp. 568, McGraw-Hill, New York.
- RATSCBACHER L. (1986) - *Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression*. Tectonophysics, **125**: 335-356, Amsterdam.
- RATSCBACHER L., FRISCH W., LINZER H.G. & MERLE O. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural Analysis*. Tectonics, **10**: 257-271, Washington.
- RATSCBACHER L., FRISCH W., NEUBAUER F., SCHMID S.M. & NEUGEBAUER J. (1989) - *Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps*. Geology, **17**: 404-407, Boulder.
- RATSCBACHER L. & NEUBAUER F. (1989) - *West-directed décollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations*. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.): «*Alpine Tectonics*», Geological Society of London Special Publications, **45**: 243-262, London.
- RING U., RATSCBACHER L. & FRISCH W. (1988) - *Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone*. Geology, **16**: 696-698, Boulder.
- RING U., RATSCBACHER L., FRISCH W., BIEHLER D. & KRALIK M. (1989) - *Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps*. J. geol. Soc. London, **146**: 835-849, London.
- ROSENBERG C., BERGER A. & SCHMID S.M. (1995) - *Observation from the floor of a granitoid pluton: Inferences on the driving force of final emplacement*. Geology, **23**: 443-446, Boulder.
- RÖSLI F. (1927) - *Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Znozz (Engadin)*. Jb. Phil. Fak. II Univ. Bern, **7**: 140-156, Bern.
- RÖSLI F. (1946) - *Sedimentäre Zone von Samaden (Samaden Kt. Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., **38**: 329-336, Basel.
- RUDOLPH J. (1982) - *Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1982: 181-183, Stuttgart.
- RUTTER E.H. (1986) - *On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks*. Tectonophysics, **122**: 381-387, Amsterdam.
- SAHA D. (1989) - *The Caledonian Skerrols Thrust, SW Scotland-microstructure and strain*. J. Struct. Geol., **11**: 553-568, Oxford.
- SCHAAD W. (1995) - *Die Entstehung von Raubwacken durch die Verkarstung von Gips*. Eclogae geol. Helv., **88**: 59-90.
- SCHMID S.M. (1973) - *Geologie des Umbrailegebiets*. Eclogae geol. Helv., **66**: 101-210, Basel.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989) - *The role of the Periadriatic line in the tectonic evolution of the Alps*. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.): «*Alpine Tectonics*», Geological Society of London Special Publications, **45**: 153-171, London.
- SCHMID S.M. & CASEY M. (1986) - *Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns*. In: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (Eds.): «*Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume*», American Geophysical Union, Geophysical Monograph, **36**: 263-286, Washington.
- SCHMID S.M., CASEY M. & STARKEY J. (1981a) - *An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) use in quartz pole figure data*. Tectonophysics, **78**: 101-117, Amsterdam.
- SCHMID S.M., CASEY M. & STARKEY J. (1981b) - *The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps)*. In:

- McCLAY, K. & PRICE, N.J. (Eds.): «*Thrust and Nappe Tectonics*», Geological Society of London Special Publications, **9**: 151-158, London.
- SCHMID S.M. & FROITZHEIM N. (1993) - *Oblique slip and block rotation along the Engadine line*. *Eclogae geol. Helv.*, **86**: 569-593, Basel.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement décollement, Schlinig thrust, Eastern Alps*. *Tectonics*, **8**: 697-718, Washington.
- SCHMID S.M. & HANDY M.R. (1991) - *Toward a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications*. In: MÜLLER, D.W., MCKENZIE, J.A. & WEISSERT, H. (Eds.): «*Controversies in Modern Geology*», Academic Press: 339-361, London.
- SCHMID S.M., PANOZZO R. & BAUER S. (1987) - *Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric*. *J. Struct. Geol.*, **9**: 747-778, Oxford.
- SCHMID S.M., RÜCK P. & SCHREURS G. (1990) - *The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland)*. In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Eds.): «*Deep Structure of the Alps*», *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1: 263-287.
- SHACKLETON R.M. (1957) - *Downward-facing structures of the Highland Border*. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **113**: 361-392, London.
- SIMPSON C. & SCHMID S.M. (1983) - *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 1281-88, Boulder.
- SOMM A. (1965) - *Zur Geologie der westlichen Quaternals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im schweizerischen Nationalpark*, **52**: 1-167, Zürich.
- SPIESS R. (1987) - *The Early Alpine overprint in the northern «Silvretakristallin» and the western «Phyllitgneiszone» (Vorarlberg-Tirol, Austria): radiometric evidence*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **42**: 193-202, Milano.
- SPILLMANN P. (1993) - *Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge*. *Dissertation, Geologisches Institut, ETH Zürich*.
- SPITZ A. & DYHRENFURTH G. (1914) - *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Seuls, S-chanf und dem Stifserjoch*. *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]*, **44**: 1-235, Bern.
- STAMPFLI G.M. (1993) - *Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?* *Eclogae geol. Helv.*, **86**: 1-45, Basel.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]*, **52**: 1-272, Bern.
- STAUB R. (1937) - *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. *Denkschr. Schweiz. Nat. Ges.*, **72**: 1-115, Zürich.
- STAUB R. (1946) - *Geologische Karte der Bernina-Gruppe und Umgebung, 1:50.000*. Schweizerische Geologische Kommission, Geologische Spezialkarte, 118, Bern.
- STAUB R. (1964) - *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin*. *Jahresberichte der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens*, **89-90**: 1-217, Chur.
- STELLA A. (1894) - *Contributo alla geologia delle formazioni pre-triassiche nel versante meridionale delle Alpi centrali*. *Boll. R. Com. Geol. Italiano*, **25**: 83-114, Roma.
- STILLE H. (1930) - *Über Einseitigkeiten in der germanotypen Tektonik Nordspaniens und Deutschlands*. *Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Nachrichten*, **3**: 379-397, Göttingen.
- STUTZ E. & WALTER U. (1983) - *Zur Stratigraphie und Tektonik am Nordostrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass*. *Eclogae geol. Helv.*, **76**: 523-550, Basel.
- TAKAGI H. & ITO M. (1988) - *The use of asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear*. *J. Struct. Geol.*, **10**: 347-360, Oxford.
- THOMAS W.A. (1990) - *Controls on location of transverse zones in thrust belts*. *Eclogae geol. Helv.*, **83**: 645-664, Basel.
- THÖNI M. (1980a) - *Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scharl Unit, based on K/Ar age determinations*. *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**: 139-165, Wien.
- THÖNI M. (1980b) - *Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung*. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustd. Österr.*, **26**: 247-275, Wien.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hobe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas*. *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **124**: 111-174, Wien.
- THÖNI M. (1983) - *The thermal climax of the early alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheets*. *Mem. Sci. Geol.*, **36**: 211-238, Padova.
- THÖNI M. (1986) - *The Rb/Sr thin slab isochron method - an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains?* *Mem. Sci. Geol.*, **38**: 283-352, Padova.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1987) - *The Southern Ötztal basement: geochronological and petrological consequences of Eoalpine metamorphic overprinting*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): «*Geodynamics of the Eastern Alps*», Deuticke: 200-213, Wien.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **73**: 177-189, Zürich.
- THÖNI M. & MILLER J.A. (1987) - *⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr results from the Austroalpine sheet*. *Terra cognita*, **7**: 93, Oxford.
- TIETZ R., HANDY M.R., VILLA I. & KAMBER B. (1993) - *Strukturgeologische und radiometrische Untersuchungen an der Grenze Unterostalpin-Penninikum im Raume Piz Lunghin und Piz dal Sasc (GR)*. Schweizerisches Tektonikertreffen, 26-27.2.1993, Zürich, Abstracts.
- TRÜMPY D. (1913) - *Zur Tektonik der untern ostalpinen Decken Graubündens*. *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, **58**: 1-9, Zürich.
- TRÜMPY R. (1977) - *The Engadine Line: a sinistral wrench fault in the Central Alps*. *Memoir of the Geological Society of China*, **2**: 1-12, Peking.
- TRÜMPY R. (1980) - *Geology of Switzerland; A Guide Book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*. pp. 104, Wepf & Co., Basel.
- TRÜMPY R. (1992) - *Ostalpen und Westalpen - Verbindendes und Trennendes*. *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **135**: 875-882, Wien.
- TRÜMPY R., SCHMID S., CONTI P. & FROITHEIM N. (1995) - *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Schweizerischen Nationalparks*, in stampa.
- TURNER F.J., GRIGGS D.T., CLARK R.H. & DIXON R.H. (1956) - *Deformation of Yule marble. Part VII: development of oriented fabrics at 300-500 °C*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **67**: 1259-1294, Boulder.
- TURNER F.J. & OROZOCO M. (1976) - *Crystal bending in metamorphic calcite, and its relations to associated twinning*. *Contr. Min. Petr.*, **57**: 83-97, Berlin.
- TURNER F.J. & WEISS L.E. (1963) - *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. pp. 545, McGRAW HILL, New York.
- URAI J.L., MEANS W.D. & LISTER G.S. (1986) - *Dynamic recrystallization of minerals*. In: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (Eds.): «*Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume*», American Geophysical Union, Geophysical Monograph, **36**: 161-199, Washington.

- VILLA F. & POZZI R. (1962) - *Microfacies e microfame del Mesozoico dell'alta Valtellina (Alpi Retiche)*. Riv. It. Paleont. Strat., **68**: 447-482, Milano.
- WAGNER F., WENK H.-R., KERN H., VAN HOUTTE P. & ESLING C. (1982) - *Development of preferred orientation in plane strain deformed limestone: experiment and theory*. Contr. Min. Petr., **80**: 132-139, Berlin.
- WENK E. (1934) - *Der Gneiszug Pra Putèr-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbrailldecke zur Silvretta-Ötztal Decke*. Eclogae geol. Helv., **27**: 135-146., Basel.
- WENK H.-R. (1985a) - *Carbonates*. In: WENK, H.R. (Ed.) «Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to Modern Texture Analysis.», Academic Press: 361-384, Orlando, Florida.
- WENK H.-R. (1985b) - *Measurement of pole figures*. In: WENK, H.-R. (Ed.) «Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to Modern Texture Analysis.», Academic Press: 11-47, Orlando, Florida.
- WENK H.-R. & CHRISTIE J.M. (1991) - *Comments on the interpretation of deformation textures in rocks*. J. Struct. Geol., **13**: 1091-1110, Oxford.
- WENK H.-R., TAKESHITA T., BECHLER, ERSKINE B.G. & MATTHIES S. (1987) - *Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data*. J. Struct. Geol., **9**: 731-745, Oxford.
- WENK H.-R., VENKITASUBRAMANYAN C.S. & BAKER D.W. (1973) - *Preferred orientation in experimentally deformed limestone*. Contr. Min. Petr., **38**: 81-114, Berlin.
- WERLING E. (1992) - *Tonale-, Pejo- und Judicarien-Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden aber verschiedenartigen Verwerfungs-zonen*. Dissertation, Geologisches Institut ETH Zürich.
- WHITE S., BURROWS S., CARRERAS J., SHAW N.D. & HUMPHREYS F.J. (1980) - *On mylonites in ductile shear zones*. J. Struct. Geol., **2**: 175-187, Oxford.
- WHITE S.H. & KNIPE R.J. (1978) - *Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks*. J. geol. Soc. London, **135**: 513-516, London.
- WINKLER W. (1988) - *Mid- to Early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic implications*. Jb. Geol. B.-A. Wien, **131**: 341-389, Wien.
- WINKLER W. & BERNOULLI D. (1986) - *Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria): implication for early Alpine tectonics*. Geology, **14**: 598-601, Boulder.
- ZIEGLER W. (1956) - *Geologischen Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., **49**: 1-78, Basel.
- ZÖPRITZ K. (1906) - *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno*. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br., **16**: 164-231, Freiburg in Breisgau.
- CARTE GEOLOGICHE
- ANDREATA C. (1951) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 9 - M. Cevedale, 1:100.000*. Ministero dei Lavori Pubblici, Regio Magistrato delle Acque, Venezia.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural Model of Italy, Sheet n. 1, 1:500.000*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.
- BOESCH H.H., CADISCH J., HEGWIN W., SPAENHAUER F. & WENK E. (1948) - *Geologischer Atlas der Schweiz. Blatt: Zernezz, 1:25.000*. Schweizerische Geologische Kommission, Bern.
- BONSIGNORE G., BORG A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R., POZZI R., RAGNI U. & SCHIAVINATO G. (1969) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 8 - Bormio, 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CADISCH J., EUGSTER H., WENK E., TORRICELLI G. & BURKARD G. (1963) - *Geologischer Atlas der Schweiz. Blatt: Scuol-Schuls-Tarasp, 1:25.000*. Schweizerische Geologische Kommission, Bern.
- DÖSSEGGER R. (1987) - *Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparks, 1:50.000*. Schweizerische Geologische Kommission, Geologische Spezialkarte, 122, Bern.
- HAMMER W. (1912) - *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie: Glurns und Ortler, 1:75:000*. K. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- HAMMER W. (1924) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 3 - Passo di Resia, 1:100.000*. Ministero dei Lavori Pubblici, Ufficio Idrografico del Magistrato delle Acque, Venezia.
- MONTRASIO A. (1990) - *Carta geologica della Lombardia, 1:250.000*. Servizio Geologico Nazionale, Roma.
- POZZI R., BOLLETTINARI G. & CLERICI A. (1991) - *Carta geomorfologica e geologico-applicativa dell'Alta Valtellina, 1:50.000*. Azienda Energetica Municipale, Milano.
- POZZI R. & GIORCELLI A. (1959) - *Carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpi Retiche), 1:35.000*. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, **81**: 1-72, Roma.
- POZZI R. & SCLAVI S. (1960) - *Carta geologica della Valle di Federia, 1:25.000*. Istituto di Geologia dell'Università di Milano, Milano.
- SPITZ A. & DYHRENFURTH G. (1915) - *Engadiner Dolomiten, 1:50.000*. Schweizerische Geologische Kommission, Geologische Spezialkarte, 72, Bern.
- STAUB R. (1946) - *Geologische Karte der Bernina-Gruppe und Umgebung, 1:50.000*. Schweizerische Geologische Kommission, Geologische Spezialkarte, 118, Bern.

SOMMARIO

	<i>Pag.</i>	
Riassunto	5	
Abstract	»	6
Zusammenfassung	»	6
1. - INTRODUZIONE	»	7
1.1. - EVOLUZIONE TETTONICA DEL DOMINIO AUSTRALPINO NELLE ALPI CENTRO-ORIENTALI	»	7
1.1.1. - <i>Orogenesi cretacea</i>	»	9
1.1.1.1. - Raccorciamento crostale (D1 - Fase Trupchun, Cretaceo superiore)	»	9
1.1.1.2. - Estensione come conseguenza della migrazione del cuneo orogénico (D2 - Fase Ducan-Ela, Cretaceo superiore)	»	10
1.1.2. - <i>Orogenesi terziaria</i>	»	10
1.1.2.1. - Raccorciamento crostale e collisione finale (D3 - Fase Blaisun, Eocene)	»	10
1.1.2.2. - Deformazione post-collisionale (D4 - Fase Turba, D5 - Fase Domleschg, Oligocene)	»	11
1.2. - STRUTTURA DELLE DOLOMITI DELL'ENGADINA	»	11
2. - STRATIGRAFIA	»	13
2.1. - DESCRIZIONE DELLE FORMAZIONI	»	13
3. - METAMORFISMO ALPINO NELLE DOLOMITI DELL'ENGADINA	»	17
3.1. - «CRISTALLINITÀ» DELL'ILLITE	»	17
3.2. - ETÀ DEL METAMORFISMO	»	22
3.3. - DISCUSSIONE	»	22
4. - ANALISI MICROSTRUTTURALE E TESSITURALE	»	22
4.1. - MICROSTRUTTURE E TESSITURE LUNGO L'ACCAVALLAMENTO DELLO ZEBRÙ	»	25
4.2. - MICROSTRUTTURE E TESSITURE LUNGO L'ACCAVALLAMENTO TRUPCHUN-BRAULIO	»	31
4.2.1. - <i>Microstrutture e tessiture in rocce carbonatiche</i>	»	31
4.2.2. - <i>Microstrutture nelle cataclasiti</i>	»	33
4.2.3. - <i>Microstrutture in calcite-miloniti</i>	»	33
4.2.4. - <i>Tessiture: metodologia di studio</i>	»	38
4.2.5. - <i>Tessiture in cataclasiti</i>	»	38
4.2.6. - <i>Tessiture in calcite-miloniti</i>	»	42
4.3. - TESSITURE IN DOLOMITE-MILONITI LUNGO L'ACCAVALLAMENTO DELLO ZEBRÙ	»	47
4.4. - MICROSTRUTTURE NELLA ZONA A SCAGLIE DELL'UMBRIL-CHAVALATSCH	»	48
4.5. - MICROSTRUTTURE E TESSITURE NELLE MILONITI DELLA VAL VENOSTA	»	48

5. - TETTONICA	Pag.	52
5.1. - LA FALDA DELL'ORTLES	»	56
5.1.1. - Parte occidentale: <i>Engadina-Lago di Livigno</i>	»	58
5.1.2. - Parte centrale: <i>Lago di Livigno-Valle di Fraele</i>	»	59
5.1.2.1. - Sviluppo della struttura a pieghe	»	59
5.1.2.2. - Riattivazione della Faglia sinsedimentaria giurassica di M. Tor- raccia ed evoluzione della parte centrale della Falda dell'Ortles	»	65
5.1.2.3. - Zona a scaglie della Valle di Fraele	»	68
5.1.3. - Parte orientale: <i>Valle di Fraele-Massiccio dell'Ortles</i>	»	72
5.1.4. - <i>Stile del piegamento D1 nella Falda dell'Ortles</i>	»	73
5.1.5. - <i>Piegamenti post-D1 nella Falda dell'Ortles</i>	»	74
5.2. - STRUTTURA DELLE UNITÀ SOTTOSTANTI LA FALDA DELL'ORTLES.	»	74
5.2.1. - <i>La Falda di Campo</i>	»	74
5.2.2. - <i>La Falda di Languard</i>	»	74
5.2.3. - <i>Rapporti tra le falde di Languard, di Campo e dell'Ortles</i>	»	76
5.2.4. - <i>Le Unità Austroalpine inferiori</i>	»	77
5.3. - STRUTTURA DELLE UNITÀ SOVRASTANTI LA FALDA DELL'ORTLES.	»	78
5.3.1. - <i>La Falda di Quattervals</i>	»	78
5.3.2. - <i>La Scaglia di Pix Terza</i>	»	79
5.3.3. - <i>La Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch e l'evoluzione delle falde lungo il margine meridionale delle Dolomiti dell'Engadina</i>	»	79
5.3.4. - <i>La Falda dell'Ötztal e le Miloniti della Val Venosta</i>	»	81
5.4. - STRUTTURA DELLE FALDE A N DELLA FALDA DELL'ORTLES	»	83
5.4.1. - <i>La Falda di S-charl e il Basamento di Sesvenna</i>	»	83
5.4.2. - <i>Rapporti tra le falde lungo la Linea del Gallo</i>	»	83
5.4.3. - <i>La Faglia di Glorenza</i>	»	84
5.4.4. - <i>Rapporti tra le falde in prossimità della Linea dell'Engadina</i>	»	85
5.5. - EVOLUZIONE DELLE FALDE AUSTROALPINE NELLE DOLOMITI DELL'ENGADINA	»	87
5.5.1. - <i>Correlazione tra le falde</i>	»	87
5.5.2. - <i>Evoluzione cinematica delle Dolomiti dell'Engadina durante la fase D1</i>	»	88
5.6. - CORRELAZIONE CON LE FALDE A W DELLA LINEA DELL'ENGADINA	»	90
5.6.1. - <i>Movimento lungo la Linea dell'Engadina e formazione della geomeria attuale</i>	»	90
5.6.2. - <i>Rapporti Falda di Ela-Falda dell'Ortles</i>	»	93
6. - CONCLUSIONI	»	94
Ringraziamenti	»	96
BIBLIOGRAFIA	»	97



Ubicazione dell'area studiata.

TAVOLE

- Tav. 1 – Carta geologica delle Dolomiti dell'Engadina meridionale.
- Tav. 2 – Andamento delle principali superfici di accavallamento nella parte SW delle Dolomiti dell'Engadina.
- Tav. 3 – Andamento delle principali superfici di accavallamento nella parte SE delle Dolomiti dell'Engadina.
- Tav. 4 – Carta geologica dell'area La Parè-M. Torraccia.
- Tav. 5 – Carta strutturale dell'area La Parè-M. Torraccia.
- Tav. 6 – Carta geologico-strutturale dell'area M. Torraccia-Valle Forcola.
- Tav. 7 – Profili geologici nell'area Lago di Livigno-Valle di Fraele (Falda dell'Ortles).
- Tav. 8 – Carta strutturale delle Dolomiti dell'Engadina sud-orientali.
- Tav. 9 – Carta geologica dell'area P. Cassana-Il Motto.
- Tav. 10 – Carta strutturale dell'area P. Cassana-Il Motto.
- Tav. 11 – Sezioni geologiche dell'area P. Cassana-Il Motto.
- Tav. 12 – Profili geologici delle Dolomiti dell'Engadina.
- Tav. 13 – Profili schematici delle Dolomiti dell'Engadina.
- Tav. 14 – Profili schematici delle Dolomiti dell'Engadina.
- Tav. 15 – Evoluzione delle falde nelle Dolomiti dell'Engadina.
- Tav. 16 – Evoluzione cinematica delle Dolomiti dell'Engadina meridionale.
- Tav. 17 – Profili attraverso la linea dell'Engadina.