

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

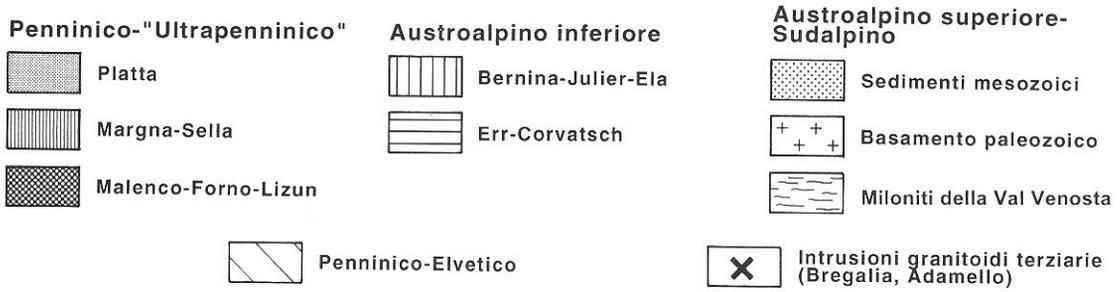
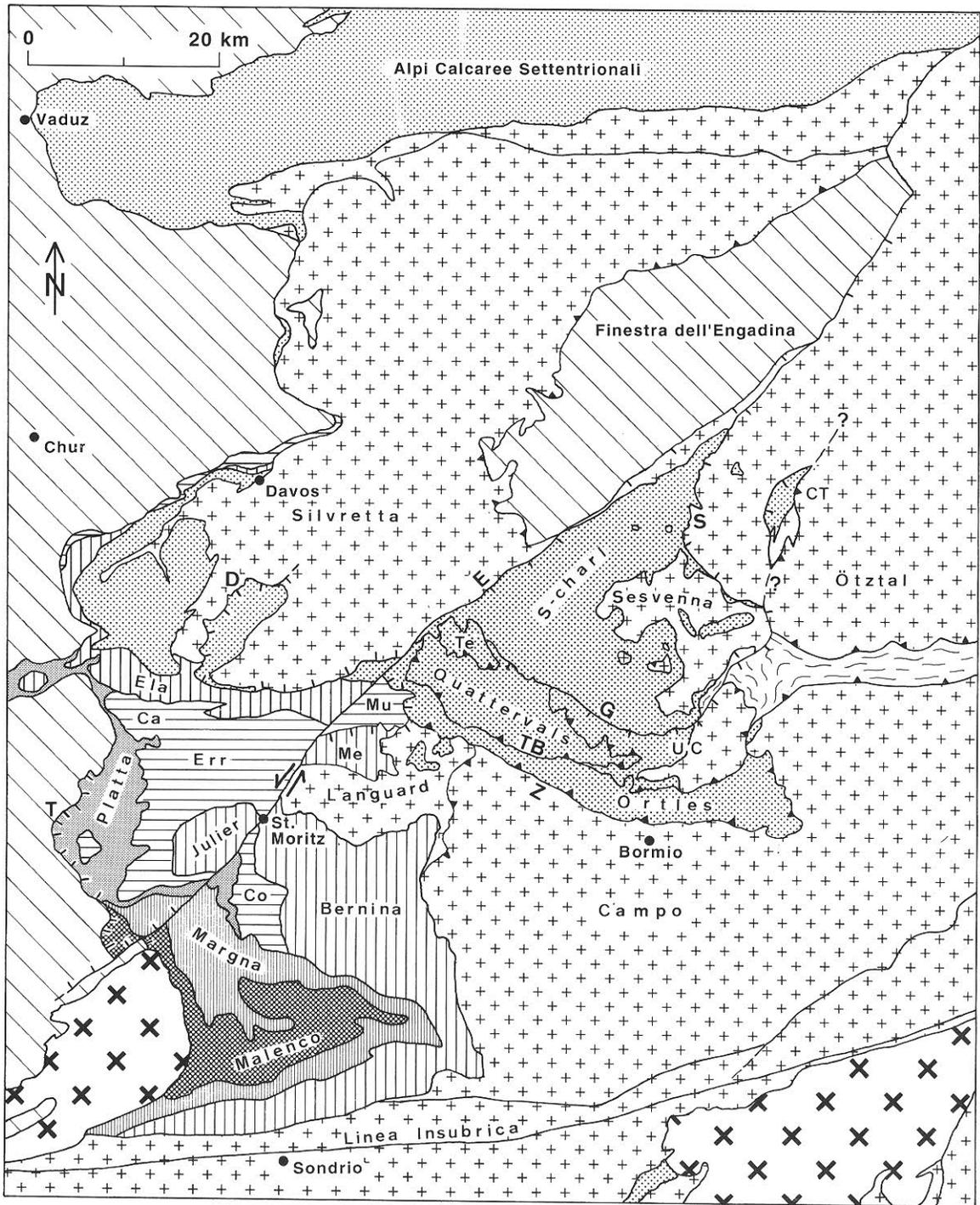


Fig. 2

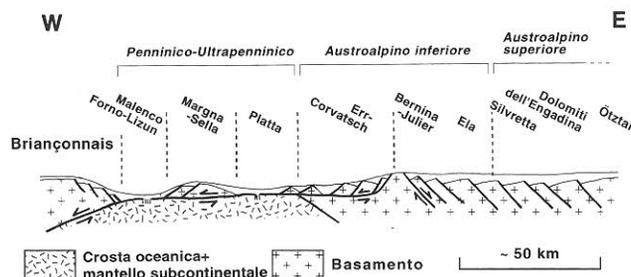


Fig. 3 - Schema del margine continentale apulo alla fine del Giurassico. Da FROITZHEIM et al. (1994), modificato.

- 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-penniche 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 Graubünden (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 Calcaree 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 Brianzone 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 brianzoni 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 Brianzoni (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

Brianzoni 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 Zebrù).

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 miche 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