

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO  
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

CHRISTIAN AMBROSI  
MICHELE CITTERIO  
ANDREA MORONI  
STEFANO TURRI  
ELENA VALBUZZI

**OSSERVAZIONI SULLA GEOLOGIA E LA GEOMORFOLOGIA DEL  
VERSANTE SINISTRO DELLA VALFURVA TRA BORMIO E LA  
BASSA VAL GAVIA (SONDRIO)**

*Coordinatori: dott. Attilio Montrasio e dott. Sergio Chiesa*

MILANO - MARZO 2000

[...]

*Su su nella solitudine e nel silenzio vasto dell'alta montagna, tra i pini così fitti che la luce non li penetra, e si guarda dal sole in quella loro tenebra come verso un regno di paure, più s'intrecciano fosche tradizioni e leggende.*

*Spiriti non ancora in pace si mondano di lor "vita ria", battendo sulle rocce, i confinaa del bormiese. Non si vedono, ma nelle notti di tempesta se ne odono, fra quel cadenzato picchiar di mazze, le voci lamentose; al mattino le roccie appaiono qua e la scheggiate di recente. I confinaa sulla Reit, hanno il castigo di scavar l'oro dalla sua immane cresta rocciosa: che lampeggia veramente nel primo e nell'ultimo raggio del sole, d'aurei riverberi.*

*Scavano faticosamente l'oro perché troppo lo amaron in vita: giusta legge del contrappasso. Ma quell'oro non può ormai più destare mala febbre in alcuno. Ci pensano i maget della Valfurva a farlo scomparire, scatenando temporalacci e bufere che travolgono con le frane l'oro della Reit nel Frodolfo. E il Frodolfo lo trascina chi sa dove, chi sa dove...*

*Saggi maget. Fanno, è vero, a quelli d'Uzza molti dispetti, ma li salvano dalla mala febbre dell'oro...*

[...]

(da: Lina Rini Lombardini, *In Valtellina, Colori di leggenda e tradizioni*, Sondrio 1961, pag. 50)

## INDICE

<b>1</b>	<b>Premessa</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Inquadramento geografico</b>	<b>3</b>
<b>3</b>	<b>Autori precedenti</b>	<b>4</b>
<b>4</b>	<b>Inquadramento geologico e cenni di evoluzione strutturale</b>	<b>9</b>
<b>5</b>	<b>Litologia</b>	<b>14</b>
	5.1 - <i>Convenzioni cartografiche</i>	14
	5.2 - <i>Cosiderazioni generali</i>	14
	5.3 - <i>Descrizione dei litotipi del basamento cristallino</i>	15
	5.4 - <i>Descrizione dei depositi quaternari</i>	20
<b>6</b>	<b>Assetto strutturale</b>	<b>23</b>
	6.1 - <i>Deformazione duttile</i>	23
	6.2 - <i>Deformazione fragile</i>	37
<b>7</b>	<b>Inquadramento geomorfologico</b>	<b>39</b>
	7.1 - <i>Morfologia glaciale</i>	39
	7.2 - <i>Morfologia periglaciale</i>	42
	7.3 - <i>Morfologia dovuta alla gravità e modellamento dei versanti</i>	45
	7.4 - <i>Idrografia e morfologia dovuta alle acque correnti superficiali</i>	50
	7.5 - <i>Morfologie controllate dalla struttura</i>	54
	7.6 - <i>Morfologia carsica</i>	55
	7.7 - <i>Forme causate dall'attività antropica</i>	56
<b>8</b>	<b>Caratterizzazioni geomeccaniche e geotecniche</b>	<b>57</b>
<b>9</b>	<b>Ringraziamenti</b>	<b>59</b>
<b>10</b>	<b>Bibliografia</b>	<b>60</b>
<b>A</b>	<b>Allegati</b>	<b>62</b>
	A.1 - <i>Rilievi geomeccanici speditivi su ammassi rocciosi</i>	63
	A.2 - <i>Rilievi geologico-tecnici su terreni</i>	69
	A.3 - <i>Rilievi speditivi di aree franose</i>	72

## 1 - PREMESSA

Questo lavoro costituisce la relazione della campagna di rilevamento geologico personale coordinata dal dott. Attilio Montrasio, 1° ricercatore del CNR-C.S.G.A.Q. Sez. di Milano, e dal dott. Sergio Chiesa, 1° ricercatore del CNR - C.S.G.A.Q. Sez. di Bergamo, responsabili per la Regione Lombardia del rilevamento, rispettivamente, del Foglio Bormio e del Foglio Ponte di Legno della nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000.

Il lavoro è stato svolto da Christian Ambrosi, Michele Citterio, Andrea Moroni, Stefano Turri, Elena Valbuzzi, i quali hanno operato autonomamente per quanto riguarda il rilevamento geologico dell'area a ciascuno assegnata ed in collaborazione per la stesura della presente relazione e per la produzione della cartografia allegata.

Nel rilevamento geologico, effettuato nei mesi di Luglio ed Agosto del 1999, si sono utilizzate come base topografica la cartografia alla scala 1:10.000 estratta dalla CTR della Regione Lombardia. Per alcune zone particolarmente complesse si è usato un ingrandimento alla scala 1:5.000.

I prodotti di tale lavoro sono pertanto:

- ◆ La carta degli affioramenti e dei depositi quaternari con le relative morfologie e sezioni geologiche alla scala 1:10.000, realizzati con l'ausilio del software AutoCAD R14.
- ◆ La presente relazione.
- ◆ Campioni e diapositive.

## 2 - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Area: Alpi Retiche  
Regione: Lombardia  
Provincia: Sondrio  
Comune: Valfurva, Bormio, Valdisotto

L'area rilevata durante questo studio si trova in Valfurva. Questa è una valle che dalla piana di Bormio (1217 m) si estende in direzione NW – SE fino alla piana di Santa Caterina (1732 m), in corrispondenza della quale si divide in due tronconi principali: la Valle dei Forni, con direzione E – W e la Valle di Gavia, con direzione N – S. La Valfurva ha un andamento di tipo WNW – ESE nel tratto iniziale da Bormio fino all'abitato di S. Nicolò (1320 m), dove inizia ad incurvarsi per poi assumere un orientamento generale di tipo NW – SE.

L'area rilevata comprende tutto il versante idrografico sinistro del Torrente Frodolfo, da Bormio fino a S. Caterina, includendo anche la parte più bassa della Valle di Gavia ed il massiccio di Punta Segnale; essa si sviluppa perciò da NW a SE.

In particolare, i limiti dell'area sono stati posti nella parte settentrionale, lungo l'alveo del Frodolfo, da Bormio sino alla piana di S. Caterina, attraverso la quale si estendono, sempre seguendo il medesimo torrente, sino all'imbocco della Valle dei Forni, in prossimità della Val Losseda. Qui il limite procede verso S, in corrispondenza del crinale sinistro dell'omonima valle, sino alla Cima di Punta Segnale (3131,8 m) e poi scende nella Val Gavia, seguendo il sentiero che porta alle Baite dei Pastori (2445 m). I confini della parte meridionale si raccordano a tale località passando presso la palazzina A.E.M. (2212 m) ed il Ponte dell'Alpe e proseguono lungo il crinale di Costa Sobretta, fino alla cima del Monte Sobretta (3296 m) e attraverso la Val Sobretta con direzione NW – SE, fino a Cima Bianca. Da qui, seguendo il crinale destro della Val Bella e passando presso la Stazione Bormio 2000, il limite scende fino all'abitato di Bormio, ove si chiude nelle vicinanze dell'Adda. Altimetricamente si è compresi tra i 1217 m di Bormio ed i 3296 m del Monte Sobretta.

Per quanto riguarda l'estensione, l'area di studio ha una superficie di circa 45 km<sup>2</sup>.

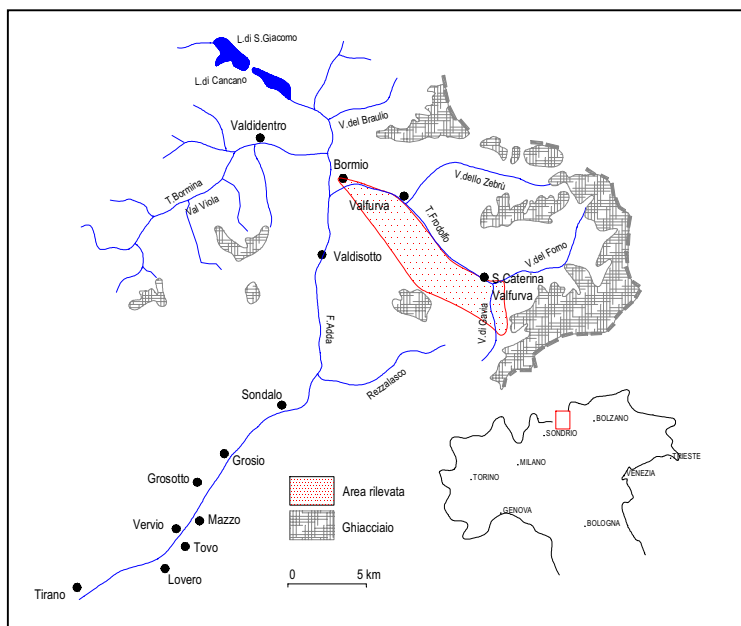


Fig. 1 - Inquadramento geografico.

### 3 - AUTORI PRECEDENTI

I primi studi sull'evoluzione delle Alpi risalgono al secolo scorso; ma è con l'inizio del '900 che le conoscenze sull'assetto strutturale delle Alpi e la ricostruzione delle fasi evolutive della catena hanno conosciuto un grande impulso, grazie alle teorie faldiste. Infine, negli anni 60-70 e seguenti la storia geologica delle Alpi è stata inquadrata nella teoria della Tettonica delle Placche, e interpretata come catena collisionale, formatasi cioè dall'incastro tra due placche di crosta continentale.

Con Lugeon (1901) e Termier (1903) si inizia a parlare di un impilamento di falde di ricoprimento. E' soprattutto quest'ultimo che, sviluppando le teorie di Lugeon, interpreta le strutture dell'Austroalpino come un sistema di falde impilate, costituite da pieghe coricate la cui di radice si trova in prossimità della Linea Insubrica, sovrascorse sulle unità Pennidiche.

Alla fine della prima guerra mondiale Staub propone una sintesi completa delle Alpi centrali con una serie di lavori sulla Bassa Engadina e Ortles (1924); egli suddivide l'Austroalpino in tre domini:

- Austroalpino superiore o Tirolidi della Falda Silvretta;
- Austroalpino medio o Grigionidi superiori della Falda Campo;
- Austroalpino inferiore o Grigionidi inferiori della Falda Bernina.

Potenza (1963) intraprende lo studio petrografico della serie scistosa dell'Alta Valtellina.

Egli distingue tre tipi litologici principali: le anfiboliti, gli scisti cloritico epidotici e gli scisti cloritici. Si tratta di rocce mineralogicamente differenti, ma con chimismo uguale. La differenziazione petrografica è legata a metamorfismo retrogrado, a carattere dinamico, che varia d'intensità da luogo a luogo.

L'esame microscopico ha permesso di stabilire che il metamorfismo ha agito in due momenti diversi. Il primo evento metamorfico, quello più remoto, è stato uniforme e intenso e non lascia riconoscere relitti di fasi precedenti. Il secondo evento è stato meno intenso e più irregolare. In particolare il primo evento ha portato alla formazione di anfibolo con talvolta biotite. La seconda fase può essere divisa in due momenti principali: il primo ha esercitato un'azione meccanica frantumando i minerali preformati e ha iniziato un attacco chimico, il secondo ha completato la distruzione di alcuni minerali.

L'origine degli scisti sembra essere sedimentaria, anche se l'autore non esclude che alcune delle lenti intercalate possono essere di origine eruttiva.

Pozzi (1965) propone tre diverse fasi di movimento per la tettogenesi dell'area dell'Alta Valtellina.

Egli distingue una fase principale "Grosina" con movimenti da S a N che ha causato delle reazioni di contropinta con retroscorrimento da N a S del Cristallino dell'Umbrail sul Sedimentario dell'Ortles (fase Braulio). La terza fase (fase Umbrail) è relativamente tardiva e ha un movimento da E verso W. Quindi tutta la regione presenta spinte lungo tutto il margine meridionale del Cristallino dell'Ortles da occidente verso oriente.

Pozzi non giustifica le suddivisioni tettoniche degli autori precedenti; infatti la Linea del Gallo non separa l'Austroalpino medio da quello superiore. Quindi tutte le unità tettoniche del Sistema Err-Bernina appartengono all'Austroalpino superiore e non a quello medio, inesistente.

Pozzi unisce la Falda Quattervals a quella dell'Ortles, separandone la Falda Umbrail.

Il basamento della Falda dell'Ortles, costituito in prevalenza da filladi e micascisti con intercalazioni di marmi e rocce basiche, passerebbe al sedimentario attraverso una "scaglia di base" formata da argille, scisti sericitici, gessi e Verrucano Lombardo. In corrispondenza di questi livelli più plastici si sarebbe originata la Linea dello Zebrù, con senso di trasporto verso N. Egli considera questa linea un semplice scollamento con scarso trasporto tettonico dovuto probabilmente ad una culminazione nel basamento più a S.

Un altro articolo di Pozzi (1969) mette in evidenza molte caratteristiche litologiche dell'area, costituita da un basamento metamorfico e relativa copertura sedimentaria. Nella regione in esame si distinguono i seguenti complessi metamorfici: filladi quarzifere, micascisti di meso-epizona, paragneiss e micascisti di mesozona, paragneiss e micascisti di catazona e miloniti delle rocce precedenti.

In particolare le filladi quarzifere, litologicamente molto varie, vengono a contatto attraverso la Linea dello Zebrù con il Sedimentario dell'Ortles. Nel Complesso delle Filladi quarzifere si trovano intercalati filoni di porfiriti.

Nella zona a S-E del Complesso delle Filladi si trova il Complesso dei Micascisti di meso-epizona che arriva nell'alta Valle di Peio, con spessore di 5-6 Km, mentre la cui zona a N si trovano i parascisti di mesozona. I parascisti di catazona sovrascorrono sui parascisti di meso-epizona.

Le filladi formano il nucleo di un'ampia sinclinale diretta NE-SW e sono interessate da importanti dislocazioni tettoniche. I parascisti di meso-epizona presentano piani di scistosità meno inclinati e sono piegati ad anticlinale, con asse diretto NE-SW; essi raggiungono l'alta Valle di Rabbi situata a NE di Peio.

Secondo Trümpy (1969) i territori dell'Alta Valtellina e delle Dolomiti dell'Engadina geologicamente e strutturalmente costituiscono un unico insieme limitato a N dalla Linea dell'Engadina e a S dalla Linea Insubrica.

G.V. Dal Piazz (1980) studia le zone tra Gran Zebrù - Cevedale - Passo Gavia - Forcellina del Montozzo. Il basamento della Falda dell'Ortles è costituito da successioni filladiche e da meno abbondanti micascisti e paragneiss con frequenti intercalazioni più o meno concordanti di porfiroidi, di metabasiti e di marmi, che affiorano al nucleo di un'ampia antiforme esposta a S del Passo Gavia.

Sulla base di osservazioni di giacitura, di caratteri microstrutturali e geochimici, egli afferma che gli ortoscisti intercalati nelle filladi rappresentano il prodotto della trasformazione metamorfica in facies scisti verdi di colate riolitiche e/o di corpi subvulcanici di tipo granofirico. Le manifestazioni magmatiche acide si sono intercalate e sviluppate dentro ritmiche sequenze di peliti e areniti, prima dell'impronta metamorfica regionale, che qui sembra non abbia mai superato la facies scisti verdi.

Tutto ciò rende probabile una corrispondenza tra i porfiroidi della Falda dell'Ortles e le manifestazioni eruttive di età ordoviciana. Quindi l'impronta metamorfica delle filladi s.s. è attribuibile all'orogenesi ercinica, mentre la fase di retrocessione metamorfica risulterebbe tordoercinica e/o alpina.

La deposizione delle ritmiche sequenze pelitico-arenacee e lo sviluppo dell'attività magmatica acida e basica dovrebbe risalire al Paleozoico inferiore, probabilmente Ordoviciano superiore-Siluriano.

Argenton et al. (1980) pubblicano uno studio petrografico sul versante occidentale della dorsale del Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori dove affiora una sezione completa della Falda dell'Austroalpino superiore dell'Ortles. Essi attribuiscono la successione ritmica di metapeliti e metareniti del basamento cristallino a un originario Flysch di età pre-ercinica. Più precisamente distinguono nel basamento le filladi s.s. costituite da filladi, filladi a biotite e granato passanti a micascisti e paragneiss, e le filladi s.l. che contengono numerosi livelli di marmi, porfiroidi e metabasiti.

Il complesso litologico è intruso da filoni di tipo andesitico con locali apofisi epiplutoniche di composizione quarzodioritica in prevalenza, probabilmente di età Oligocenica.

Il complesso filladico s.l. in facies scisti verdi e il contiguo complesso di micascisti e paragneiss in facies anfiboliti viene interpretato con una graduale transizione metamorfica indicata dal crescere della cristallinità nelle sequenze pelitico-arenitiche.

Dal punto di vista strutturale il basamento cristallino mostra un assetto di tipo isoclinale con immersione SSE-S ed inclinazione variabile con gradualità. La piega megascopica presenta asimmetria a S (guardando verso Est).

Le fasi deformazionali dello zoccolo cristallino risalgono probabilmente in parte al periodo prealpino (filladi e micascisti), e in parte sono di origine alpina successive all'impilamento delle falde. Queste ultime sono riferibili alla fase F3 delle pieghe mega e mesoscopiche (quelle con asimmetria a S e associate) e deformano il contatto tettonico tra il basamento stesso e le sequenze mesozoiche soprastanti.

Gregnanin (1980) propone una ricostruzione litostratigrafica del basamento Austroalpino nell'area compresa tra la Linea delle Giudicarie e la Val Venosta. Le formazioni metamorfiche pre-permiane possono essere divise in due complessi principali, uno stratigraficamente inferiore con prevalente componente gneissica, chiamato "banded paragneisses" e uno superiore sostanzialmente filladico o micascistoso chiamato "phyllites l.s." (fig. 2). I limiti tra i due complessi non sono netti, ma transizionali e si può osservare la presenza di marmo, spesso associato a anfibolite e quarzite; questi ultimi si ritrovano intercalati nei complessi del paragneiss e delle filladi. Il marmo si trova intercalato irregolarmente nel complesso filladico, ma non in quello dei paragneiss. Vengono evidenziati due tipi di transizione tra paragneiss e filladi. Il primo è caratterizzato da sottili letti di marmo e da un progressivo aumento verso l'alto della componente pelitica. Questa transizione è graduale e spesso a volte anche centinaia di metri. Il secondo è marcato da livelli di anfibolite, micascisti e filladi, talvolta quarziti, che si alternano con livelli di paragneiss.

Tutti i litotipi sono associati a ortoderivati (ortogneiss e porfiroidi), dicchi e piccole masse eruttive di età alpina. I porfiroidi in particolare sono frequenti alla base del complesso filladico.

Questo tipo di basamento è molto simile ai complessi filladici e paragneissici del Sudalpino.

L'età del ciclo orogenico responsabile della presente scistosità (S1 e la più evidente S2) e di tutte le associazioni metamorfiche pre-permiane dovrebbe essere tra 440 e 370 Ma.

Gregnanin non trova evidenze di due distinti basamenti, come postulato da altri Autori che sostengono l'esistenza di un basamento più vecchio, paragneissico, di alta pressione e alto grado e di uno filladico di bassa pressione e basso grado; esiste un unico basamento Austroalpino e un complesso ciclo metamorfico Ercinico.

L. Beccaluva et al. (1983) studiano le fasi magmatiche di età oligocenica che si mettono in posto dopo la collisione continente/continente e l'impilamento delle falde, ipotizzando un processo di subduzione di litosfera africana.

In particolare, le intrusioni hanno un chimismo che va da tholeitico a ultrapotassico: presentano un alto rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e alto contenuto in LILE, andando dalle serie tholeitiche a quelle ultrapotassiche. I processi di contaminazione crostale, anche se presenti, non sembrano essere la causa primaria di questi alti valori; probabilmente, le sorgenti del magma sono metasomatizzate da fluidi ricchi in H<sub>2</sub>O ed elementi incompatibili provenienti da una sottostante zona in subduzione.

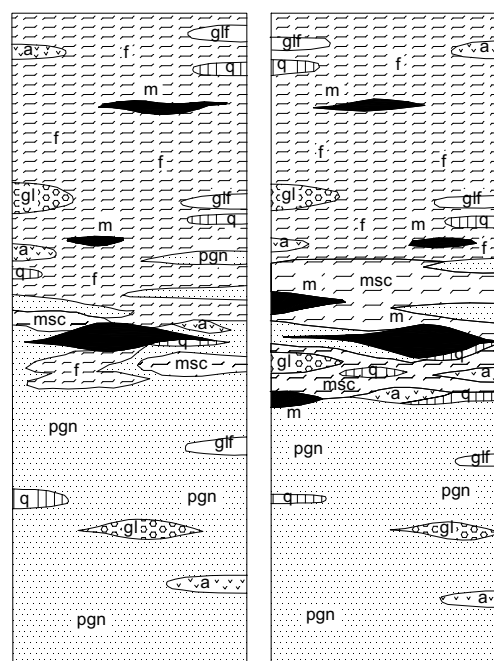


Fig. 2 - Litostratigrafia ideale del basamento austroalpino. (da Gregnanin, 1980, ridisegnato). pgn paragneiss, msc micascisti, f filladi, glf metabasiti, m marmi, q quarziti.

Intrusioni tholeitiche/calcalcaline sono presenti nelle Alpi sud-orientali, mentre nelle zone più interne nord-occidentali, ci sono serie shoshonitico/ultrapotassiche. Questo suggerisce un approfondimento verso N-W delle sorgenti del mantello, e sembra identificare un segmento litosferico che si immerge verso N-W scollato dalla crosta sialica durante lo sprofondamento crostale post-collisionale.

Quindi la subduzione di litosfera africana diretta a N-W e il sistema distensivo associato avrebbero provocato un *rifting* con apertura di un bacino di retroarco nella zona compresa tra la Provenza, il Bacino Balearico e la Sardegna, e un regime distensivo trascorrente lungo il lineamento insubrico, dove si sono messi in posto la maggior parte dei sistemi intrusivi.

Forcella (1984) mette in evidenza nelle Alpi fenomeni di tettonica gravitativa profonda di versante. Le dimensioni sono comprese tra pochi ettari e pochi km<sup>2</sup>, ma possono arrivare anche ad alcune decine di Km<sup>2</sup>. I fenomeni sono più frequenti nelle aree più settentrionali dove hanno un'estensione più ampia, mentre la loro frequenza diminuisce nella copertura sedimentaria delle Alpi Orobiche, dove inoltre presentano estensione minore. Le caratteristiche morfotettoniche tipiche sono trincee con duplicazione delle creste, contropendenze e rotture di pendio dovute a superfici di movimento. Questi fenomeni caratterizzano con maggior frequenza il basamento cristallino metamorfico (*Sackung*) e sono più favorevoli dal punto di vista della stabilità, con possibilità di raggiungere un nuovo equilibrio del versante e un arresto della deformazione.

I casi osservati nella copertura sedimentaria si raggruppano in corrispondenza di marcati contrasti di competenza litologica e presentano caratteristiche di scivolamento con formazione di ampie trincee e contropendenze; questi fenomeni (*Gleitung*) sono meno favorevoli dal punto di vista della stabilità con possibilità di accelerazione dell'evento.

Tanto nel caso dei *Sackungen* quanto in quello dei *Gleitungen* le cause principali per l'innescò e il rilascio di versante dovuto alla decompressione data dal ritiro dei ghiacciai e/o dall'erosione fluviale che insieme al sollevamento della catena provoca un aumento dell'energia del rilievo.

Ulteriori studi (Forcella e Orombelli, 1984) hanno esplorato positivamente le potenzialità di datazioni relative eseguite rilevando i rapporti di sovrapposizione tra le deformazioni dovute ai movimenti di versante, e i depositi morenici e di torbiera.

H. Furrer et al. (1985) pubblicano un lavoro sui sedimenti triassici e giurassici. L'inquadramento geologico delle falde Austroalpine delle Alpi Orientali è redatto da R. Trümpy. Le falde sono formate da rocce di basamento pre-Permiano, di strati "rossi" e vulcanici del Permiano, carbonati Triassici, e una sequenza Giurassico-Cretacea parzialmente pelagica. Molte delle loro deformazioni interne sono del Cretaceo, mentre l'impilamento a falde, che vergono principalmente a N-NW, è attribuibile al Terziario.

Le unità Austroalpine presentano una geometria a pieghe non-cilindriche. Esse vengono distinte in:

-Austroalpino Inferiore (LAA), composto da unità relativamente piccole con rocce di basamento e sedimenti Mesozoici.

-Austroalpino Superiore (UAA) che può essere ulteriormente suddiviso in Austroalpino Centrale (CAA) e Alpi Calcaree Settentrionali (NCA).

L'Austroalpino centrale è composto da rocce di basamento e relative coperture, inoltre comprende falde di scollamento di rocce Mesozoiche; le falde delle Alpi Calcaree Settentrionali sono formate da strati ripiegati e scollati.

G.V. Dal Piaz et al. (1988) affrontano un'analisi dei plutoni quarzodioritici e filoni andesitici, presenti sia nel basamento della Falda Campo che nelle coperture mesozoiche, nella parte meridionale dell'Ortles. Essi risalgono all'Oligocene superiore (32-31 Ma); sono successivi infatti all'appilamento delle falde, allo sviluppo delle zone di shear e di retrocessione metamorfica e alla fase di ripiegamento. Sono attribuibili all'evento magmatico Periadriatico sviluppatosi dopo la collisione continentale nel settore interno delle Alpi.

Attraverso studi geochimici ed isotopici è stato possibile riconoscere due diversi tipi di rocce eruttive caratterizzate da affinità calcalkalina e calcalkalina alta in K/shoshonitica; le prime localizzate principalmente nel plutone del Gran Zebrù mentre le seconde nella Valle d'Ultimo, Peio e Valle del Gavia. I magmi che caratterizzano queste intrusioni sono quindi almeno due distinti, di derivazione sottocrosta.

L. Ratschbacher (1986) studia le falde Austroalpine delle Alpi Orientali in Austria, mettendo in evidenza due principali eventi deformativi, D1 e D2, durante l'orogenesi eo-alpina. La fase D1 è caratterizzata da un trasporto verso NW-W con forte deformazione interna, la fase D2 da piegamento a larga scala e imbricazioni verso N-NE. Le strutture, gli sforzi, la storia metamorfica, i microfabric e le traiettorie degli *stretch* indicano che le strutture di sovrapposizione di D2 su D1 possono essere interpretate come deformazione progressiva.

Le fasi D3, D4 e D5 sono solo accennate, in quanto D3 sembra essere una continuazione di D2, D4 è rappresentata da rare pieghe e D5 sono le faglie che tagliano le fasi precedenti.

Tutta la storia cinematica si adatta a un modello nel quale taglio tipo strike-slip, raccorciamento orizzontale e allungamento verticale hanno continuamente agito su una zona di deformazione.

Si tratta di un modello transpressivo che elimina molti dei problemi incontrati in teorie che considerano una semplice imbricazione da S a N durante l'orogenesi alpina. Lo studio porta a due interpretazioni:

-le lineazioni di *stretch* indicano le direzioni di trasporto delle falde;

-il modello transpressivo potrebbe essere una caratteristica comune delle catene orogeniche.

Conti (1997), completando dei precedenti lavori (Conti, 1992; Conti et al. 1994; Froitzheim, 1994) pubblica il più recente e completo studio sulle falde delle Dolomiti dell'Engadina e sull'Ortles. Si tratta di uno studio geologico-strutturale dell'assetto e della cinematica alpina della Falda Austroalpina dell'Ortles.

Nel delineare l'assetto delle falde Austroalpine superiori, viene inquadrata l'evoluzione delle stesse in cinque fasi deformative alpine (descritte nel paragrafo seguente), di cui la prima cretacea sarebbe la più importante.

## 4 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E CENNI DI EVOLUZIONE STRUTTURALE

L'area oggetto di studio si colloca dal punto di vista geologico regionale nel Dominio Austroalpino (v. schema strutturale in fig. 4, pagina seguente).

Le unità Austroalpine sono costituite da sedimenti e rocce di basamento che appartengono al margine continentale meridionale della Tetide mesozoica. Attraverso una ricostruzione paleogeografica si distinguono diversi domini (fig. 3):

- La zona a E è caratterizzata da faglie normali del Lias inferiore immergenti verso E; in quest'area hanno origine le falde appartenenti all' Austroalpino superiore;
- Più a W, il margine continentale è caratterizzato da alti strutturali e da faglie normali che immergono verso E, attive sia durante il Lias inferiore sia nel Toarciano-Dogger; in quest'area hanno origine le Falde Bernina-Julier-Ela appartenenti all'Austroalpino inferiore;
- La parte distale del margine continentale austroalpino mostra faglie sinsedimentarie che immergono a W e un grande accumulo di sedimenti; in questo settore hanno origine le Falde Err-Corvatsch, appartenenti all'Austroalpino inferiore;
- La Falda Platta rappresenta una parte del dominio oceanico sud-pennidico compresa tra il margine austroalpino e le Falde Margna-Sella. Queste ultime sono separate dal Dominio brianzonese dalle ofioliti sud-pennidiche delle Falde Malenco-Forno-Lizun.

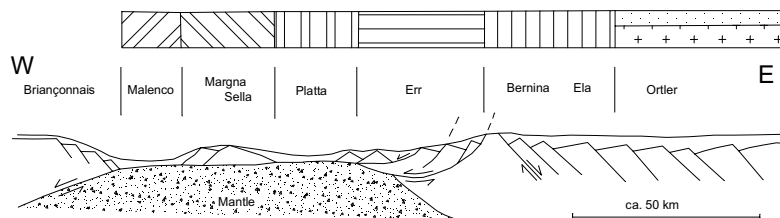


Fig. 3 - Schema del margine continentale apulo. (da Froitzheim, 1994, ridisegnato). Per la simbologia delle retinature si veda la fig. 4 alla pagina seguente.

La suddivisione interna in falde di sovrascorrimento è stata molto controversa; secondo le più recenti teorie (Guida Geologica Regionale, 1990; Froitzheim et al., 1994; Conti, 1997) si avrebbe:

### AUSTROALPINO SUPERIORE

SISTEMA TONALE-GROSINA

FALDA SILVRETTA (A W DELLA FINESTRA DELL'ENGADINA)

FALDA DELL'ÖTZTAL (A E DELLA FINESTRA DELL'ENGADINA)

FALDA DI S-CHARL (A N DELLA LINEA DEL GALLO)

FALDA SESVENNA ( " " )

SCAGLIE DELL'UMBRAIL-CHAVALATSCH ( A S DELLA LINEA DEL GALLO)

SCAGLIA DI PIZ TERZA ( " " )

FALDA DI QUATTERVALS ( " " )

FALDA DELL'ORTLES ( " " )

FALDA CAMPO ( " " )

FALDA LANGUARD ( " " )

### AUSTROALPINO INFERIORE

FALDE BERNINA-JULIER-ELA

FALDE ERR-CORVATSCH

### "ULTRAPENNIDICO"

FALDA PLATTA

FALDE MARGNA-SELLA

FALDE MALENCO-FORNO-LIZUN

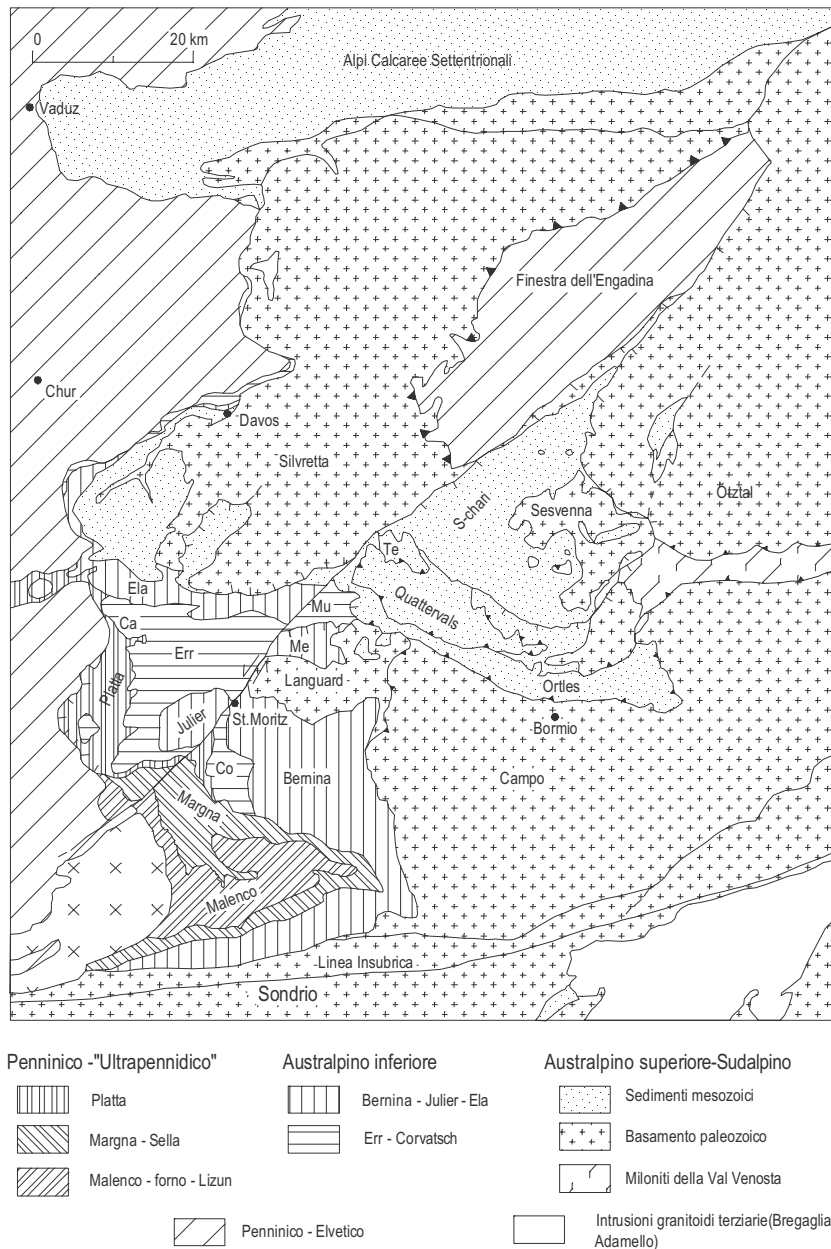


Fig. 4 - Schema tettonico dell'Austroalpino delle Alpi Orientali (da Conti, 1997, ridisegnato).

La Falda dell'Ötztal, la Falda di S-charl e la falda Sesvenna appartengono alle Dolomiti dell'Engadina centro settentrionali. Le Saglie dell'Umbrail-Chavalatsch, la Scaglia di Piz Terza, la Falda di Quattervals, la Falda dell'Ortles, la Falda Campo, la Falda Languard appartengono alle Dolomiti dell'Engadina meridionali. Con il termine "Dolomiti dell'Engadina" si intende il gruppo montuoso compreso tra l'Engadina a W, l'Alta Valtellina a S e l'Alta Val Venosta a NE. Il termine assume anche un significato geologico, infatti le dolomiti dell'Engadina sono composte quasi esclusivamente da sedimenti calcarei e dolomitici dell'Austroalpino superiore che si distinguono nettamente dal circostante basamento paleozoico metamorfico.

Si possono distinguere due diverse orogenesi alpine, una Cretacea e una Terziaria, ognuna delle quali consiste di una fase di raccorciamento crostale e una fase estensionale. La struttura a falde è il risultato delle deformazioni Cretacee.

Le rocce che affiorano nell'area rilevata fanno parte del basamento della Falda Campo (Austroalpino Superiore); che occupa una vasta zona compresa tra la Linea dell'Engadina a W-NW,

la Linea Insubrica a S, il Gruppo dell'Ortles, le Dolomiti dell'Engadina e la Linea dello Zebrù a N, la Linea di Pejo a E-SE. Tale Falda è composta prevalentemente da filladi, con intercalazioni di marmi, anfiboliti, prasiniti, porfiroidi e ortogneiss muscovitici.

Secondo diversi autori le filladi della Falda Campo derivano probabilmente da un Flysch pre-Ercinico deposto circa 420 Ma fa, all'interno del quale si sono intercalati episodi a sedimentazione carbonatica (protoliti degli attuali marmi) e dove si sono verificate manifestazioni vulcaniche e subvulcaniche basiche e acide (protoliti di prasiniti e porfiroidi).

Già Andreatta (1951) distingueva in quest'area un dominio settentrionale in cui prevalgono micascisti e paragneiss a due miche di mesozona e uno meridionale composto in prevalenza da filladi quarzifere.

Conti (1997), sulla base di nuovi dati, interpreta i due domini come due distinte unità tettoniche.

Le filladi quarzifere si sarebbero accavallate sopra i paragneiss e i micascisti durante la fase deformativa D1 con senso di trasporto verso W. Gli argomenti a favore di questa interpretazione sono:

- presenza di quarzo-miloniti con senso di trasporto verso W e con lineazioni E-W
- Il granito permiano di Martell è situato lungo il contatto tra le due unità e presenta un'intensa deformazione alpina (Bockemühl, 1988)
- nella zona più orientale l'unità delle filladi quarzifere è discordante rispetto alle unità sottostanti e ha una forte sovraimpronta alpina, con sviluppo di una lineazione orientata E-W, e una orientazione nei livelli di quarzo che indica un trasporto tettonico verso W (Berger, 1989).

L'evoluzione alpina di questa zona è stata riassunta da Conti (1997) basandosi sui lavori più recenti. Durante il Cretaceo Inferiore le masse rocciose della Falda Campo sono parte del margine continentale apulo, in posizione più interna e più orientale rispetto a quelle che diventeranno le Falde Austroalpine Inferiori.

## **OROGENESI CRETACEA**

### **FASE TRUPCHUN**

Chiamata da Conti D1, si è sviluppata durante il Cretaceo Superiore con compressione E-W e accavallamenti verso W che portano allo sviluppo della struttura a falde. Durante questa fase si ha la maggior parte della deformazione interna delle falde con lo sviluppo di pieghe isoclinali, lineazioni d'estensione e metamorfismo progrado verso E. La sedimentazione continua nella Falda dell'Ortles e nelle unità Austroalpine inferiori fa supporre che i raccorciamenti nel Dominio Austroalpino non siano necessariamente legati a subduzione di litosfera oceanica pennidica, ma siano la conseguenza di attività collisionale situata più a E.

### **FASE DUCAN-ELA**

La fase Ducan-Ela (fase D2) appartiene al Cretaceo Superiore. Si ha estensione E-W, con messa in posto di faglie normali, generalmente immergenti a E e raccorciamento verticale. Durante questa fase le falde dell'Austroalpino Superiore vengono interessate solo da fagliamento, mentre quelle dell'Austroalpino Inferiore vengono piegate.

## OROGENESI TERZIARIA

### FASE BLAISUN

La fase Blaisun, D3, si è sviluppata durante l'Eocene con collisione continentale tra la Placca Europea e la Placca Apula, causata dall'apertura dell'Atlantico Settentrionale e dal movimento antiorario della Placca Apula. L'intero edificio a falde cretaceo viene traslato a N, sopra le Falde Brianzonesi. Questa fase produce pieghe aperte a grande scala, orientate WNW-ESE, che ripiegano le fasi precedenti.

### FASE TURBA-FASE DOMLESCHG

Queste fasi, D4 e D5 rispettivamente, sono post-collisionali, avvenute, cioè, dopo la completa chiusura dei domini oceanici (Oligocene). Esse producono un raccorciamento N-S, con conseguente estensione E-W. Il raccorciamento porta nelle Falde Brianzonesi e Austroalpine alla formazione di pieghe con assi orientati NE-SW. Si ha un retroscorrimento lungo la Linea Insubrica, e l'intrusione del plutone Masino-Bregaglia.

FASE	ETA'	DEFORMAZIONI	STRUTTURE
Trupchun (D1)	Cretaceo Superiore	Raccorciamento E-W	Falde, sovrascorrimenti (Linea dello Zebù), lineazioni di estensione, pieghe isoclinali
Ducan-Ela (D2)	Cretaceo Superiore	Estensione E-W	Faglie normali (Linea del Gallo, Faglia Trupchun-Mezzaun, Faglia di Slingia)
Blaisun (D3)	Eocene	Raccorciamento N-S	Pieghe con assi WNW-ESE
Turba, Domleschg (D4-D5)	Oligocene	Raccorciamento N-S	Retroscorrimento lungo la Linea Insubrica, intrusione del plutone Masino-Bregaglia
--	Oligocene Superiore	Raccorciamento NE-SW	Transpressione dx lungo la Linea Insubrica, movimenti lungo la Linea dell'Engadina e lungo la Faglia di Glorenza

*Tab. 1 - Evoluzione alpina delle falde austroalpine (da Conti, 1997).*

Le fasi descritte valgono in generale per la parte Occidentale del Dominio Austroalpino, in particolare per quanto riguarda le Dolomiti dell'Engadina le fasi D4 e D5 non mostrano evidenze.

Deformazioni post D5 sono legate all'attività della Linea dell'Engadina e della Faglia di Glorenza, attivatesi dopo movimenti transpressivi destri lungo la Linea Insubrica.

La Linea dell'Engadina è una superficie tettonica di importanza regionale con andamento subverticale e direzione NE-SW e componente di trascorrenza sinistra; tra la Falda Silvretta e le Dolomiti dell'Engadina ha la geometria di una faglia diretta. La Faglia di Glorenza si trova tra la

Val Müstair e la Val Venosta, è una faglia diretta da subverticale a fortemente immergente verso SE, è posteriore alla fase D2 in quanto taglia le Miloniti della Val Venosta e la Faglia di Slingia.

Il contatto tra le falde delle Dolomiti dell'Engadina Meridionale e quelle Centro-Settentrionali è rappresentato dalla Linea del Gallo. La linea tettonica del Gallo viene interpretata come un originaria rampa laterale sulla quale le falde delle Dolomiti dell'Engadina meridionali si accavallano su quelle delle Dolomiti centro settentrionali durante le fasi compressive cretache, in seguito viene riattivata come faglia normale e/o trascorrente. Si tratta di una superficie tettonica orientata NW-SE e immergente a S.

Nelle Dolomiti centro-settentrionali la Falda di S-charl-Sesvenna è formata da un basamento ercinico e dalla sua copertura stratigrafica, con unità che arrivano fino al Cretaceo, sovrascorso verso W dal basamento della Falda dell'Ötztal lungo l'accavallamento di Slingia (faglia normale). Il contatto S-charl-Basamento di Sesvenna è stratigrafico. La Falda dell'Ötztal è costituita esclusivamente da rocce di basamento accavallatesi durante la fase D1.

Nelle Dolomiti meridionali si ha una ripetizione complicata tra falde. La Falda di Languard poggia sopra la Falda Bernina ed è composta in prevalenza da rocce di basamento ercinico.

La Falda Campo rappresenta la continuazione verso S del Basamento Sesvenna, ma la copertura stratigrafica non è rimasta, infatti il contatto con la sovrastante Falda dell'Ortles è tettonico (rappresentato dalla Linea dello Zebrù).

La Falda dell'Ortles conserva una serie stratigrafica, non sempre completa, che va dal Permiano al Cretaceo Superiore, sopra la quale si è accavallata la Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, composta esclusivamente da basamento, Dolomia Principale e Formazione di Raibl.

La Falda di Quattervals, costituita quasi totalmente da Dolomia Principale, sovrascorre quella dell'Ortles e parte della Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch, mentre è sovrascorsa dalla Scaglia di Piz Terza, che prosegue nella Zona a scaglie dell'Umbrail-Chavalatsch.

Gli accavallamenti dello Zebrù e quello Trupchun-Braulio (che divide la Falda Quattervals da quella dell'Ortles) proseguono verso E nelle Miloniti della Val Venosta.

Nella figura 5 sono riportati i sensi di movimento lungo le linee tettoniche. La prima fase deformativa D1 è caratterizzata da una direzione generale di trasporto verso NW; più rare sono invece le evidenze di trasporto verso E legate a movimenti post-D1.

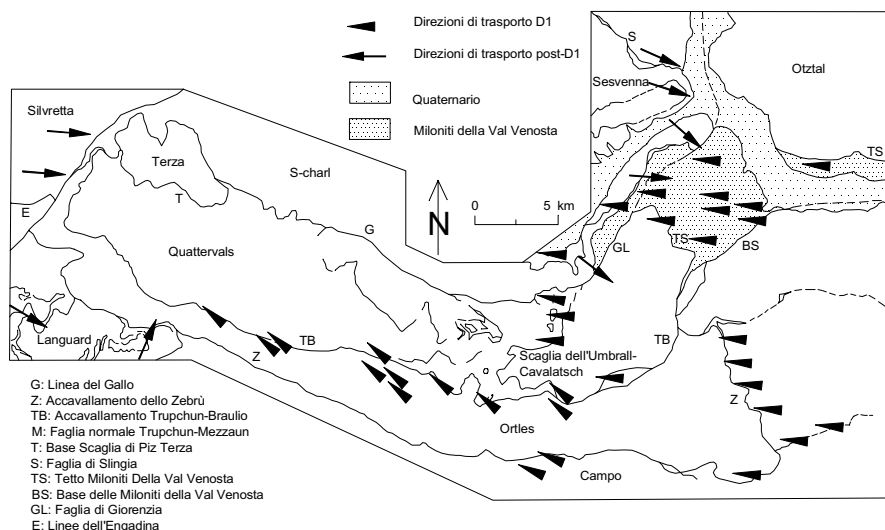


Fig. 5 - Direzioni di trasporto delle falde austroalpine nelle aree circostanti quella di studio (da Conti, 1997, ridisegnato).

## 5 - LITOLOGIA

### 5.1 - Convenzioni cartografiche

Nella redazione della carta geologica allegata la suddivisione dei vari litotipi si è basata sui caratteri mineralogici e tessiturali osservabili sui campioni a mano a occhio nudo o con l'uso di una lente da 10 ingrandimenti. Si è ritenuto opportuno adottare, ove possibile, le disposizioni sulla metodologia di rilevamento del basamento cristallino alla scala 1:10.000 previste per la carta geologica regionale della Lombardia (Sciesa & Mazzoccola, 1998). Per ogni litologia si sono quindi utilizzate due tinte del medesimo colore, con quella più chiara a indicare che la roccia è subaffiorante, cioè che la coltre regolitica è discontinua o comunque presenta spessori modesti, tali da permettere con sicurezza l'identificazione del litotipo sottostante. La tinta più satura indica invece condizioni di prevalente o completa esposizione del substrato roccioso.

I filoni e le intercalazioni significative di litologie diverse all'interno di una litologia dominante, quali livelli di marmi all'interno delle filladi, sono stati sempre cartografati, anche se talvolta è stata necessaria una esaltazione delle loro dimensioni nella restituzione alla scala 1:10.000. A beneficio della leggibilità le intercalazioni diffuse su vaste aree, e comunque tipiche dei litotipi della zona quali lenti o livelli di quarzoscisti nelle filladi, sono state distinte soltanto quando la loro potenza ne permetteva una rappresentazione chiara e agevole alla scala utilizzata.

Non è stato necessario istituire unità di transizione cartografate con colore diverso, né si è adottato il prescritto simbolo di limite graduale (linea tratteggiata). Per ogni litologia sono stati prelevati numerosi campioni, sempre riportando in carta la loro posizione e sigla. Particolare attenzione si è posta nell'osservazione delle variazioni di facies, anche nei casi in cui si è ritenuta superflua o problematica la loro rappresentazione in carta. Di queste particolarità locali si darà conto nella descrizione delle varie litologie. Benché nella fase di rilevamento sul terreno alla scala 1:10.000 e 1:5.000 alcuni depositi siano stati indicati con un doppio sovrassegno, ad indicare un contributo egualmente importante delle dinamiche di versante e del glacialismo, per ragioni di uniformità e chiarezza nella redazione definitiva della carta si è ritenuto opportuno semplificare queste situazioni, riconducendole all'uno o all'altro contesto. È infatti evidente come su versanti con caratteristiche analoghe a quelli della Valfurva l'azione congiunta, nel tempo e/o nello spazio, di fenomeni gravitativi, di dilavamento, glaciali e nivali si manifesti con situazioni risolvibili senza approssimazione solo in rilievi di estremo dettaglio al di fuori degli scopi, e dei mezzi, del presente lavoro (basti, a conferma, il confronto della varia cartografia geologica e geomorfologica disponibile).

### 5.2 - Considerazioni generali

Tutti i litotipi descritti di seguito fanno parte della Formazione delle Filladi di Bormio. Tale unità, delimitata da contatti tettonici a letto con il Cristallino di Languard e a tetto con la Formazione di Valle Grosina e il complesso sedimentario dell'Ortles (Bonsignore *et al.*, 1969), è costituita essenzialmente da paraderivati di età pre-ercinica (Bonsignore *et al.*, 1969; Gregnanin, 1980; Argenton *et al.*, 1980). Affiora lungo tutta la Valfurva, estendendosi infatti su un'ampia fascia tra la valle di Livigno e il massiccio Vioz-Cevedale. La litologia dominante è una fillade *s.l.* costituita essenzialmente da sericite, quarzo e clorite. In particolare, nell'area in esame si riscontra spesso una netta prevalenza della componente quarzosa su quella fillosilicatica, mentre la clorite è solitamente

scarsa, almeno all'osservazione macroscopica. Si possono talvolta osservare granato e, in particolare nelle intercalazioni paragneissiche, biotite.

Marmi in livelli e lenti di potenza molto variabile, metabasiti, ortogneiss, porfiroidi, e i già menzionati paragneiss si intercalano sempre in modo concordante nel complesso filladico alle filladi *ss.*, ai quarzoscisti e ai micascisti. Le condizioni giaciture osservate e la congruenza delle associazioni metamorfiche nei diversi litotipi con quelle delle filladi incassanti (Argenton *et al.*, 1980; Gregnanin, 1980; Dal Piaz & Martin, 1980, limitatamente agli ortoderivati), confermate dagli Autori su una zona piuttosto estesa attorno all'area rilevata, ci fanno concordare con Essi nel vedere l'associazione dei protoliti delle rocce attuali precedere le vicende metamorfiche erciniche. La deposizione delle originarie sequenze pelitico-arenitiche, dei carbonati e dei prodotti magmatici è quindi concordemente datata al Paleozoico inferiore. In particolare la letteratura ipotizza per l'associazione marmi-porfiroidi-metabasiti un'età compresa tra l'Ordoviciano sup. e il Devoniano (Argenton *et al.*, 1980, dove si istituisce un parallelo con analoghe successioni delle Alpi Orientali descritte in Schönlaub, 1979), o limitate a Ordoviciano sup. e il Siluriano (Dal Piaz & Martin, 1980, dove correlazioni simili sono basate sulle associazioni porfiroidi-metavulcaniti basiche descritte in Mostler, 1968; 1979 e in Colins *et al.*, 1980).

L'età dell'evento metamorfico più importante è ercinica, come risulta da datazioni radiometriche sui materiali ignei contenuti nelle sequenze sedimentarie e da osservazioni paleontologiche (Gregnanin, 1980).

In età alpina si è avuto un metamorfismo retrogrado in facies scisti verdi sulle paragenesi erciniche, che ha portato alla cloritizzazione del granato e alla blastesi di clorite e mica bianca. L'età di questo evento, ricavata con metodi K/Ar e Rb/Sr su miche di neoformazione, sarebbe di 70-100 Ma (Conti, 1997 e bibliografia ivi citata). In questa fase le temperature nella nostra zona non dovrebbero aver superato i 450°C circa (Conti, 1997). Di età alpina sono anche le porfiriti che appaiono in Val Gavia e che non sembrano aver registrato rilevanti trasformazioni metamorfiche. Presentano un'affinità calcocalina alta in potassio (Beccaluva *et al.*, 1983, Dal Piaz *et al.*, 1988) e un'età radiometrica Rb/Sr di 31-32 Ma.

### 5.3 - Descrizione dei litotipi del basamento cristallino

Sono stati distinti:

- Filladi *s.s.*
- Quarzoscisti
- Quarziti
- Paragneiss
- Micascisti
- Marmi
- Ortogneiss
- Metabasiti
- Porfiroidi
- Porfiriti
- Miloniti carbonatiche

## FILLADI *s.s.*

Sono rocce foliate a grana fine o molto fine che formano estesi affioramenti, in particolare tra il fondovalle della Valfurva e i 2500m circa. L'associazione mineralogica comprende sericite, quarzo e clorite in rapporti quantitativi molto variabili ma con la componente quarzosa comunque inferiore al 50% del volume totale. Sono talvolta presenti granato, biotite e, raramente, carbonati marrone chiaro ad alterazione rugginosa probabilmente sideritici. La scistosità  $S_{1+2}$  è sempre ben marcata dall'isorientazione della sericite nei letti fillosilicatici, che presentano spessori da plurimillimetrici a pluricentimetrici e colore in frattura fresca da plumbeo a grigio-verdastro sui piani normali alla scistosità. Sui piani paralleli alla scistosità dominante il colore è più chiaro e la lucentezza è sericea. Questa tende a spegnersi con il progredire dell'alterazione superficiale, che fa anche assumere alla roccia un colore rosso-bruno. In litofacies a grana particolarmente fine (MC31) si può osservare spesso un aspetto grafitoso e un colore particolarmente scuro. Elementi essenziali del fabric di queste rocce sono lenticelle e livelli quarzosi, che presentano grana difficilmente distinguibile e colore grigio oppure, più raramente, sono bianchi. Non è infrequente osservare alcune di queste lenticelle piagate a "manico d'ombrello", a descrivere il nucleo di pieghe isoclinali centimetriche senza radice, delle quali nelle porzioni micaceo-cloritiche non si osserva più traccia e che testimoniano dell'esistenza di una fase 1, poi trasposta dalla fase 2 a dare l'attuale scistosità dominante  $S_{1+2}$  (si veda il paragrafo sull'evoluzione strutturale)

La scistosità  $S_{1+2}$  è spesso una crenulazione coerente con le strutture attribuite alla fase 3, che può determinare localmente un clivaggio di crenulazione. Altrove invece la scistosità si presenta planare o blandamente ondulata.

I porfiroclasti di granato non superano i 5 mm e spesso sono anzi submillimetrici e difficili da individuare. Appaiono spesso concentrati su alcuni letti particolari e quasi assenti altrove. Nel campione AS8 appaiono avvolti dalla foliazione  $S_{1+2}$ , fratturati e alterati in clorite lungo queste fratture. Con l'ausilio della lente su questo campione si può osservare la cristallizzazione di quarzo nelle ombre di pressione attorno a un porfiroclasto di granato. Queste strutture appaiono perfettamente simmetriche e non indicano nessun senso di *shear* (Passchier & Trouw, 1996).

Nel complesso queste filladi *s.s.* sono un litotipo erodibile con discreta facilità, come si può desumere anche dal rinvenimento di marmitte di erosione fluviale lungo il corso di un torrente in Val Sobretta.



Fig. 6 - Fillade, Val Sobretta.

## QUARZOSCISTI

I quarzoscisti sono spesso associati alle filladi come lenti, intercalazioni e ripetizioni per pieghe isoclinali di fase 1+2, e procedendo verso SE e verso le quote maggiori diventano più abbondanti delle filladi *s.s.* stesse. Questo litotipo presenta in genere una scarsa varietà mineralogica, essendo composto in prevalenza da quarzo in livelli continui plurimillimetrici di colore grigio da chiaro a scuro, e da



Fig. 7 - Quarzoscisto.

mica chiara sericitica concentrata in *film* continui e molto sottili. Sembrano in genere assenti il granato, i carbonati e la rara biotite che si ritrovano nelle filladi. Anche la clorite è sempre rara o assente. L'aspetto della roccia alterata in affioramento è molto simile nel colore rosso brunastro a quello delle filladi. Le dimensioni dei granuli di quarzo che costituiscono i letti quarzosi non sono distinguibili sui campioni a mano. Le pieghe parassite coerenti alle strutture di fase 3 in questo litotipo hanno di norma una lunghezza d'onda maggiore rispetto a quelle in litologie più ricche in fillosilicati.

## QUARZITI

Le quarziti sono costituite quasi esclusivamente da quarzo, formano lenti della potenza massima di qualche metro e sono piuttosto rari. Sono stati trovati in località Molerbi a diretto contatto con i marmi, e in poche altre località. Hanno colore molto chiaro, biancastro o giallastro. Il contenuto di mica bianca è scarso o nullo.

## PARAGNEISS

In questo litotipo la frazione quarzoso-feldspatica prevale su quella fillosilicatica e oltre alla mica bianca compare la biotite, in cristalli lamellari spesso di dimensioni superiori a quelle della mica chiara e con diametro nell'ordine dei millimetri. Il quarzo sembra essere sempre nettamente dominante sui feldspati. La tessitura è foliata per l'isoorientazione delle miche, che sono spesso troppo scarse per definire una vera tessitura gneissica. La presenza del granato è talvolta difficile da affermare o da escludere con certezza anche con l'ausilio della lente. In affioramento presentano un colore grigiastro in frattura fresca e giallastro in patina di alterazione.



Fig. 8 - Paragneiss, Grasso di Bocolina.

## MICASCISTI

Alle quote più elevate nella zona di Cima Bianca e sulla vetta del Monte Sobretta affiorano rocce nelle quali la grana della mica bianca diventa nettamente superiore a quella degli altri litotipi. La loro associazione mineralogica comprende mica bianca, biotite, clorite e quarzo, ai quali si aggiunge localmente del granato. Si è talvolta osservata, con la lente, la presenza di minuti cristalli di tormalina associati ai pacchetti di mica bianca. La biotite appare spesso in cristalli di dimensioni maggiori rispetto alla mica chiara e con i bordi decolorati. In affioramento questo litotipo mostra spesso la lucentezza tipica delle miche che contiene, anche se nelle porzioni più alterate la lucentezza si spegne e il colore passa da grigio a giallastro o rossastro. La foliazione 1+2 si può presentare crenulata, ma in genere la misura dei dati



Fig. 9 - Micascisti, Grasso di Bocolina.

giaciture degli assi di questo piegamento a piccola scala è più difficoltosa che nelle filladi e nei quarzoscisti.

## MARMI

I marmi affiorano in livelli o lenti potenti da qualche metro a qualche centinaio di metri, principalmente a SE dell'abitato di Bormio tra quota 2300m e 2700m, in Val Sobretta, presso la testata della valle del Rio di Sclanera (versante NE del Monte Sobretta), lungo la Costa Sobretta e altrove con potenza minore. Alcuni degli affioramenti più potenti sono dovuti a ripetizioni tettoniche dovute a pieghe che giustificano anche le repentine variazioni negli spessori osservati in campagna. Piegamenti a tutte le scale sono spesso evidenziate dai livelli di diverso colore. Sono marmi saccaroidi a grana media o fine da puri a, molto più frequentemente, contenenti piccole quantità di mica bianca. Queste miche formano usualmente dei livelletti millimetrici o dei noduli che vengono rapidamente evidenziati dalla dissoluzione selettiva del carbonato circostante. Associati a questi, nelle litofacies a più alto contenuto silicatico, si possono osservare inclusi molto stirati o schiacciati di quarzo latteo (MC20). Dove invece la mica appare più dispersa, a grana minore e più scarsa, anche il quarzo si ritrova in minuti granuli submillimetrici evidenziati dalla diversa solubilità alle acque meteoriche. Il carbonato largamente prevalente è la calcite (Argenton *et al.*, 1980), e infatti la reattività all'HCl 5% è sempre elevata. Tra gli opachi osservati il più frequente è la pirite in scarsi cristalli cubici, millimetrici, abbastanza freschi. Alcuni di questi marmi, in particolare quelli con meno silicati, si presentano gradevolmente variegati su tonalità dal bianco-giallo chiaro al grigio. Sono di norma intensamente fratturati e talvolta carsificati, sia in superficie sia a dare dei veri sistemi con inghiottitoi e sorgenti carsiche (si veda il capitolo sulla geomorfologia).



Fig. 10 - Marmi piegati, Costa Sobretta.



Fig. 11 - Marmi variegati, intensamente fratturati. Costa Sobretta.

## ORTOGNEISS

Sono state riunite sotto la denominazione di ortogneiss due litofacies a protolito igneo di aspetto in affioramento notevolmente diverso. Una facies leucogneissica di colore biancastro o bianco-avorio in frattura fresca e grigio-giallognolo chiaro in patina di alterazione, composta essenzialmente da quarzo, feldspato e scarsa mica bianca. La foliazione dovuta ai fillosilicati di questa facies è discontinua e poco sviluppata, mentre un elemento del *fabric* piuttosto ricorrente è una fitta laminazione della roccia lungo superfici piane, subparallele alla foliazione, approssimativamente equispaziate e distanziate di circa un millimetro tra loro, imputabile probabilmente a un'elevata

quantità di deformazione subita. L'incipiente alterazione di tali rocce porta quasi subito a un'intensa e caratteristica esfoliazione lungo questi piani.

La seconda litofacies si presenta invece nettamente scistosa, con piani di scistosità nettamente ondulati alla scala del centimetro. La grana è fine, il colore è grigio-bruno. Sul terreno questa litofacies si è talvolta rivelata difficilmente distinguibile da altri litotipi scistosi. In questo caso la grana fine e la tessitura foliata dei livelli micacei potrebbero essere stati prodotti da fenomeni di milonisi, eventualmente su un protolito di natura già parzialmente arcosico (Dal Piazz & Martin, 1980).

## **METABASITI**

Affiorano in lenti e banchi intercalati concordemente nelle filladi *s.l.*. Hanno colore da grigio-verde a verde scuro, grana molto variabile da fine a grossolana e scistosità marcata. I costituenti mineralogici sono clorite, anfibolo actinolitico aciculare, plagioclasio ed epidoto. L'associazione è tipica della facies scisti verdi e non sono normalmente presenti relitti di più alto grado.

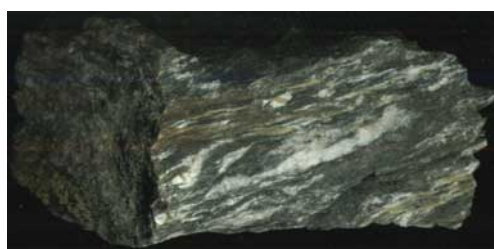
Sono distinguibili tre litofacies: la prima (MC14), osservata in un solo affioramento a q.2585 in località Molerbi, ha grana grossolana e vi appare preservata la struttura dell'originario flaser gabbro, data da lenticelle e nastri monomineralici bianchi di plagioclasio di spessore fino a 8-10mm e allungati fino a parecchi centimetri, alternati a livelli verdi dominati da clorite e anfibolo aciculare. Una seconda litofacies (E4) ha grana più uniformemente fine e uguale composizione mineralogica. Queste prasiniti sono la varietà più frequente. Presentano rari ocelli di plagioclasio bianchi millimetrici.

La terza litofacies (1) è più scura delle precedenti, meno scistosa, con un contenuto inferiore di clorite e superiore di anfibolo.

Queste tre litofacies non appaiono mai chiaramente associate in uno stesso affioramento, rendendo così impossibile affermare che derivino da uno stesso protolito. Si segnala che, in parziale contrasto con quanto indicato in letteratura (Potenza, 1963), i contatti delle metabasiti, dove esposti, appaiono netti.



*Fig. 12 - Affioramento di metabasiti in località Molerbi.*



*Fig. 13 Campione MC14; si noti la struttura flaser preservata. Località Molerbi.*

## **PORFIROIDI**

Sono stati osservati nella zona di Punta Segnale, in lenti di spessore ed estensione modesti. In affioramento hanno un colore grigio chiaro o verdastro, e possono essere spesso difficilmente distinguibili dalle quarziti, in particolare quando la grana è molto fine. Si possono osservare minuti ocelli feldspatici. I costituenti mineralogici riconoscibili sui campioni a mano (ST19) comprendono quarzo, feldspato e poca sericite. La scistosità è molto scarsa. Le paragenesi di neoformazione osservabili nella matrice (Argenton *et al.*, 1980; Dal Piazz & Martin, 1980) sono in facies scisti verdi e in accordo con quelle delle rocce incassanti.

## **PORFIRITI**

Questo è l'unico litotipo a non essere sempre strettamente concordante con tutta la sequenza metasedimentaria. La tessitura è porfirica, con abbondanti fenocristalli prismatici neri o verdi molto scuri di orneblenda (Dal Piaz *et al.*, 1988), perfettamente euedrali. Le dimensioni si possono per alcuni campioni (ST20) ripartire in due classi, con la più numerosa caratterizzata da cristalli piuttosto tozzi e lunghi 2-4mm. La seconda classe di dimensione raggruppa cristalli più allungati secondo il prisma, meno abbondanti e lunghi circa 6-10mm. In altri campioni questa seconda classe non è rappresentata. Sono sempre ben visibili anche fenocristalli euedrali o subedrali di plagiocalsio, di colore biancastro o verde molto chiaro, che misurano in genere pochi millimetri e arrivano raramente a superare i 5mm. La massa di fondo è grigio-verdastra. La roccia in affioramento tende inizialmente a schiarirsi e poi ad assumere colorazioni giallo-brune o verde-brune chiare

## **MILONITI CARBONATICHE**

Questa roccia è stata trovata in un solo affioramento, presso quota 2228.5 m (CTR) in località Praitmont. Ha una grana fine del carbonato, mentre in alcuni livelli localizzati sono abbondanti aggregati lamellari di un minerale finissimo grigio scuro, silicatico (nessuna reattività all'HCl 5%), nettamente evidenziati in affioramento dalla diversa solubilità. Le lamelle formano un angolo di 30°-40° con i contatti di tetto del livello milonitico e danno un senso di *shear* destro guardando verso E.

Il colore complessivo è grigio in frattura fresca e grigio chiaro giallastro in alterazione.



Fig. 14 - Milonite carbonatica..

## **5.4 - Descrizione dei depositi quaternari**

I depositi superficiali di età quaternaria sono molteplici e frequenti in tutta la Valfurva e, per quanto riguarda il versante da noi rilevato, si presentano omogeneamente distribuiti lungo tutta l'area. Il rilevamento ha permesso di identificarne diversi tipi, ognuno con caratteristiche peculiari. I depositi vengono classificati in base alla loro genesi e si distinguono in:

- depositi glaciali
- depositi detritici o di versante
- depositi connessi alle acque superficiali
- depositi limoso-palustri
- depositi gravitativi e frane

## **DEPOSITI GLACIALI**

I depositi glaciali, assieme a quelli detritici ed a quelli gravitativi, sono tra i più estesi e maggiormente caratterizzanti la valle. La loro distribuzione è abbastanza uniforme nel senso che essi si rinvergono per lo più nella metà inferiore del versante, in quanto la dinamica dei versanti

stessi tende a mascherare tali depositi alle quote più elevate ricoprendoli con altri più recenti, la cui genesi è da attribuirsi principalmente a processi crioclastici e gravitativi.

Si tratta in generale di materiale con caratteristiche litologiche e granulometriche estremamente eterogenee, privo di qualunque stratificazione e selezione, che dà luogo sia a coltri più o meno estese e di spessore variabile che a morfologie ben evidenti e definite (morene, cordoni morenici, ecc.). Spesso i depositi sono ricoperti da prato o pascolo e la loro identificazione è possibile solo grazie alla presenza di incisioni o canali d'erosione concentrata, che permettono di valutarne con sufficiente precisione le caratteristiche granulometriche, tessiturali e litologiche. E' stato così possibile osservare, in linea generale, la presenza di ciottoli e blocchi di litotipi differenti, con dimensioni da centimetriche a metriche e forme per lo più angolose e poco arrotondate, immersi in una matrice di fondo limoso-argillosa.

## **DEPOSITI DETRITICI O DI VERSANTE**

I depositi di versante sono costituiti da materiale distaccatosi dalle pareti rocciose e dai pendii più ripidi in seguito all'azione degli agenti atmosferici, in particolare del crioclastismo, e della gravità.

In fase di rilevamento è stato deciso di differenziare i fenomeni attivi da quelli che sembrano ormai inattivi. I primi sono formati da clasti poco arrotondati, spigolosi, di dimensioni variabili dai centimetri fino ai metri e privi di una matrice di fondo limoso-sabbiosa; in genere vanno a costituire estese e diffuse fasce detritiche ai piedi delle pareti più ripide oppure, soprattutto al termine di canali, danno origine a coni di detrito. Sono localizzati omogeneamente su tutto il versante alle quote più elevate e sfumano spesso nei depositi glaciali o nei depositi di versante inattivi. Questi ultimi presentano le stesse caratteristiche litologiche e granulometriche di quelli attivi con la differenza che i clasti sono immersi in una matrice di fondo ben sviluppata e che la loro superficie è interessata da evidenti fenomeni di pedogenesi, con la formazione di suolo ora adibito a prato o a pascolo. Per questo motivo è spesso difficoltoso, in assenza di intagli o solchi dovuti al ruscellamento, distinguerli dai depositi glaciali, anche per il fatto che tendono a sovrapporsi e a sfumare in questi ultimi.

## **DEPOSITI CONNESSI ALLE ACQUE SUPERFICIALI**

I depositi più significativi connessi all'azione delle acque superficiali sono quelli di carattere alluvionale che si osservano principalmente alla confluenza delle aste torrentizie secondarie con quelle principali. Questo tipo di deposito si presenta con la classica forma a ventaglio del conoide, le cui dimensioni sono estremamente variabili ed in genere collegate all'entità dell'apporto sia idrico che detritico.

Di notevole estensione sono i coni alluvionali di S.Caterina e di Bormio, ormai completamente stabilizzati, i quali sono costituiti per lo più da materiale fine, siltoso-sabbioso, con locali accrescimenti di materiale grossolano e con una percentuale di componenti organici favorita dalla decomposizione di materiale vegetale. Ancora attivi e con granulometrie decisamente più grossolane si presentano invece i conoidi che si formano allo sbocco dei torrenti secondari.



*Fig. 15 - Materiale alluvionale lungo il T.Frodolfo a valle di Uzza.*

Caratteristiche granulometriche e composizionali simili sono state osservate anche nei depositi di tracimazione che sono stati rilevati lungo alcuni tratti del Frodolfo e che si organizzano in forme tipiche dei terrazzi alluvionali.

Altri tipi di depositi la cui genesi è dovuta principalmente all'azione delle acque superficiali, ed in particolare a fenomeni di ruscellamento concentrato, sono costituiti dalle forme di accumulo derivanti da colate detritiche o *debris flow*. Il materiale portato verso valle da questi fenomeni tende a depositarsi assumendo la forma di un cono, la cui distribuzione granulometrica segue a grandi linee la legge di deposizione dei conoidi alluvionali, con i materiali più grossolani a monte e quelli più fini verso valle. La differenza sostanziale è data dalla granulometria maggiore (da decametrica a metrica) dei clasti che costituiscono gli accumuli di debris flow e dalla quasi totale mancanza di materiale fine all'interno di questi poiché l'acqua, data la grandissima energia che accompagna l'evento, tende a trattenere in sospensione il fine per molto tempo, quindi per grandi distanze.



Fig. 16 - Depositi nel letto del T. Frodolfo.

## **DEPOSITI LIMNO-PALUSTRI**

Sono solitamente connessi al prosciugamento di laghetti instauratisi in conche di sovraescavazione glaciale o in piccole depressioni e contropendenze sul pendio. Sono abbastanza diffusi e sono caratterizzati da una matrice di colore spesso nerastro, indizio evidente della presenza di materiale organico.

## **DEPOSITI GRAVITATIVI E FRANE**

I dissesti franosi all'interno dell'area derivano per lo più da crolli in roccia e dallo smottamento di materiale morenico e detritico di copertura, sul quale le acque meteoriche non canalizzate esercitano un'azione meccanica che ne riduce la coesione.

Crolli in roccia sono frequenti soprattutto in corrispondenza delle bancate di marmo e delle ripide pareti che interessano le parti più elevate del versante, producendo accumuli alla base delle stesse caratterizzati dalla presenza di clasti a spigoli vivi e di varia pezzatura. I dissesti nella copertura detritica, invece, sono situati a quote inferiori e spesso il materiale che si stacca non produce accumuli di notevole entità anche perché l'acqua tende a rimuoverlo ed a trasportarlo verso valle.

## 6 - ASSETTO STRUTTURALE

L'assetto strutturale dell'area di studio è stato ricavato mediante misure di elementi strutturali quali scistosità, piani assiali, assi, osservabili alla mesoscala.

Dalle osservazioni in sito, è stata costruita una cronologia relativa degli eventi deformativi le cui fasi sono state attribuite grazie al confronto con strutture equivalenti descritte dagli Autori precedenti nell'area di studio o in aree adiacenti.

Le osservazioni alla mesoscala sono state confrontate con osservazioni in aree attigue: versante destro della media Valfurva (Agliardi F., 1998) e alta Val di Pejo (Rossi, 1988).

Lo studio di questi caratteri, nonché l'elaborazione dei dati strutturali in proiezioni stereografiche, ha permesso di eseguire la ricostruzione della megastruttura presente nell'area di studio, costituita da una grande antiformentale vergente a N, in accordo anche con il senso di asimmetria delle pieghe minori ad essa associate.

Per uno studio a grande scala, si è anche analizzato l'andamento di "marker stratigrafici" ossia livelli più competenti quali quarziti, quarzoscisti, porfiriti, marmi e ortogneiss che disegnano spesso figure di interferenza dovute alla sovrapposizione di diverse fasi plicative.

### 6.1 - Deformazione duttile

Le rocce metamorfiche appartenenti alla Falda Campo sono state interpretate come il risultato di più fasi deformative e metamorfiche verificatesi a partire dall'orogenesi ercinica, cioè, dal Carbonifero-Permiano (con riferimento al paragrafo "Inquadramento geologico").

Nell'area sono state distinte tre fasi deformative: la prima, D1+D2, imputabile all'orogenesi ercinica, la fase D3 e D4 di età alpina.

#### FASE D1+D2.

Questa fase deformativa risale alla storia prealpina del complesso metamorfico (Argenton A. 1980) e riferibile all'orogenesi ercinica secondo Gregnanin (1980 e 1995); essa ha prodotto una foliazione S1 completamente parallelizzata e trasposta dalla successiva S2. Le unità litostatigrafiche distinte sono quindi da considerare come unità "tettonometamorfiche", la cui posizione relativa è controllata dalla deformazione.

Alla mesoscala la scistosità di fase 1 (S1) non è più riconoscibile essendo obliterata e trasposta dalla fase D2 responsabile della scistosità principale S2. Per tale motivo, la scistosità predominante è stata denominata  $S_{1+2}$  in quanto essa include anche la S1.

Relitti della S1 sono visibili sotto forma di piccole pieghe isoclinali F2, senza radice, evidenziate spesso da livelletti quarzosi entro rocce filladiche. Per quanto concerne le caratteristiche di tale scistosità, essa si presenta molto eterogenea, con connotati che dipendono dall'abbondanza e



Fig. 17 - Nucleo di una piega F2 evidenziata da una lenticella quarzosa nelle filladi. Val Sobretta.

spessore dei livelli quarzosi e, più in generale, dai contrasti di competenza tra i diversi litotipi. Dove il quarzo è più abbondante, o comunque in presenza di litotipi competenti quali marmi e paragneiss, la  $S_{1+2}$  risulta planare e discreta. Al contrario dove predominano litotipi filladici con elevato contenuto micaceo-cloritico, si ha un clivaggio penetrativo spesso ondulato ed anastomizzato attorno ad elementi resistenti come noduli quarzosi.

La foliazione risulta invece netta e ben evidenziata dai letti muscovitici nei litotipi micascistosi molto diffusi nella parte meridionale dell'area di studio.

A più grande scala la fase  $D1+D2$  è responsabile delle alternanze filladi- quarzoscisti-marmi ben evidenziate nella carta geologica. Queste litofacies sembrano, infatti, costituire delle bande più o meno parallele alle isoipse che si alternano dalle zone topograficamente più basse a quelle più alte ed interpretate come grandi pieghe isoclinali.



Fig. 18 - strutture "a manico d'ombrello" nelle filladi. Grasso di Bocolina.

### Presentazione ed elaborazione dati

Sono stati raccolti 295 dati di scistosità principale. L'elaborazione in proiezioni stereografiche ha messo in evidenza una grande dispersione dei valori.

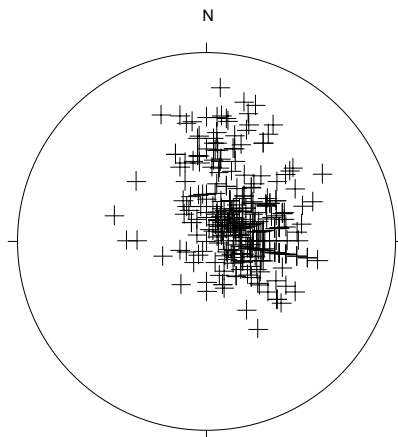


Fig.19 - Poli delle scistosità  $S_{1+2}$  dell'intera area.

Si è proceduto così ad una discretizzazione dell'area di studio in cinque parti, coincidenti con le singole aree di rilevamento. Esse sono state numerate da 1 a 5, partendo da NW verso SE (come indicato in fig. 20). Scopo di tale operazione è quello di migliorare la significatività dei dati, ottenendo poli meno dispersi.

Le aree 1+2 sono interessate da una deformazione gravitativa profonda che interessa tutto il versante; questa si riflette anche nella dispersione dei dati strutturali. L'area è stata così ulteriormente suddivisa in tre aree minori: una zona occidentale (zona A) solo marginalmente interessata dal fenomeno gravitativo, una zona di medio-alto versante (zona B) corrispondente alla zona di nicchia e una zona di basso versante (zona C) che ha subito un certo rilascio a causa della presenza di una superficie di scivolamento confinata all'interno del versante.

Rispetto alla zona indisturbata (zona A), che presenta una giacitura media di 280/20, le zone interessate dai fenomeni gravitativi (B e C) presentano una variazione dei dati giaciturali, pur mantenendo una certa omogeneità interna. Questo si può spiegare considerando un corpo che si sposta in massa mantenendo una certa integrità. La zona di nicchia (zona B) presenta una giacitura media della scistosità principale di 250/15, mentre la zona rilasciata (zona C) presenta una giacitura media di 240/15 (Si vedano a tal proposito le proiezioni dei dati strutturali a fine paragrafo).

L'area 3 risulta anch'essa interessata da un fenomeno gravitativo per un'area comunque molto inferiore (zona I p.p.) rispetto alla zona precedente. Tale fenomeno interessa anche parte dell'area 4. I dati raccolti nella zona I sono stati trattati separatamente poiché risultano avere una certa dispersione. Anche l'area 3 è stata suddivisa in zona di medio-alto versante (zona E) e di basso versante (zona D), ottenendo in tale modo dati meno dispersi e più significativi. L'andamento della scistosità principale risulta differente: nella zona E la scistosità ha una giacitura media di 280/30, mentre nella zona D è di 230/40.

Per quanto concerne l'area 4, trattando separatamente i dati raccolti nella zona interessata dallo stesso fenomeno dell'area 3 (zona I p.p.), i dati elaborati presentano centri di concentrazione differenti. Mediante l'analisi degli stereogrammi di ugual densità dei poli (*contour*) si è ottenuta una scistosità media di 200/30 nella parte medio alta del versante (zona G) e di 240/30 nella zona topograficamente più bassa (zona F).

Nell'area 5, infine, proiettando i dati della scistosità principale si è ottenuta una buona concentrazione dei poli ottenendo una media di 180/40. In tale area non vi sono particolari evidenze morfostrutturali che indichino scivolamenti di versante, per cui i dati, essendo sufficientemente rappresentativi, non sono stati ulteriormente suddivisi in subaree.

### Sintesi dei dati

La variazione dei dati di scistosità principale  $S_{1+2}$ , da zone topograficamente più elevate a zone di basso versante, confermano il rilascio gravitazionale ad opera della deformazione profonda di versante.

Per quanto concerne la dispersione da NW a SE, messa in evidenza dalla tabella di sintesi dei dati (Tab. 2), si passa da valori medi di scistosità di 280/20 nelle aree più occidentali a valori di 220/30 nelle aree centrali, fino a valori di 180/40 nelle aree più orientali.

Tale distribuzione rivela la presenza di un'ulteriore fase deformativa di tipo plicativo, non visibile in affioramento ed inquadrabile in una fase D4 più avanti descritta.

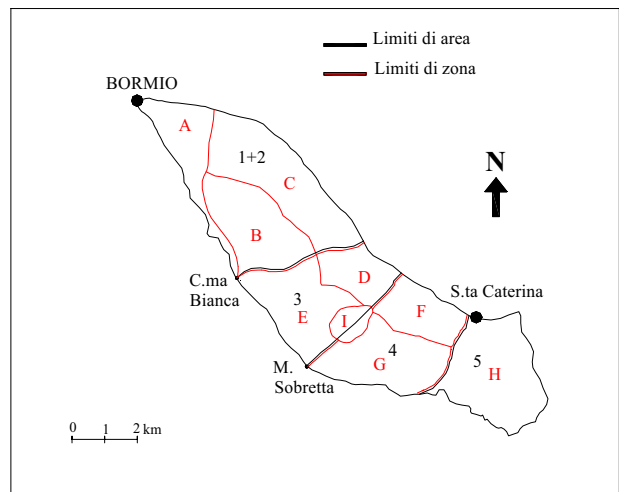


Fig. 20 - Suddivisione in zone.

Area 1+2				
	Intera Area	Zona B	Zona C	Zona A
<b>S2</b>	250/15	250/15	240/15	280/20
<b>b3</b>	210/12-30/12	210/12	25/10	210/12
<b>Pa3</b>	10/70	110/75-290/80	300/50	60/50
Area 3				
	Intera Area	Zona E	Zona D	Zona I(p.p.)
<b>S2</b>	260/30	280/30	230/40	210/20
<b>b2</b>	320/20-160/20	-	-	-
<b>b3</b>	280/20-30/20	35/7	280/20	-
<b>Pa3</b>	300/20	350/15	280/30	-
Area 4				
	Intera Area	Zona G	Zona F	Zona I(p.p.)
<b>S2</b>	215/80	200/30	240/30	250/20
Area 5				
Zona H				
<b>S2</b>	180/40			

Tab. 2 - Sintesi dei dati strutturali ricavati dalle proiezioni stereografiche. (per le aree si veda la fig.20)

### FASE D3

Questa fase deformativa è in parte responsabile della dispersione delle giaciture  $S_{1+2}$ , come si vede dalle proiezioni stereografiche (v. fine paragrafo), e si manifesta mediante una crenulazione della scistosità principale evidente soprattutto dove prevale la componente micacea.

La fase D3 è responsabile anche dello sviluppo di pieghe mesoscopiche non cilindriche, da aperte a serrate, con cerniere arrotondate o angolose e fianchi piani. Queste pieghe sono spesso ben evidenziate dai livelli quarzosi entro litotipi filladici generando talora il ripiegamento delle pieghe isoclinali di fase 1+2 a dare figure di interferenza tipo pieghe ripiegate (n. 3 di Ramsay, 1967) spesso osservate in affioramento. Tali caratteristiche sono comuni a tutte le aree rilevate.

Le pieghe di fase 3 sono asimmetriche con piani assiali che risultano generalmente dispersi con direzioni di immersione che vanno da N a NE fino a ENE con inclinazioni da 10 fino a 40°. Gli assi presentano un *trend* generalmente NE-SW localmente ENE-WSW e sono da orizzontali a leggermente inclinati con *plunge* variabile.

L'eterogeneità composizionale è la causa principale della variabilità della deformazione riflettendosi in una estrema dispersione dei dati degli assi e dei piani assiali come messo in evidenza dalle proiezioni stereografiche; si assiste



Fig. 21 - Pieghe di fase 3 nel paragneiss. Grasso di Bocolina.

anche ad una notevole varietà di stile e di scala delle pieghe che comunque si presentano generalmente chiuse alla megascala.

Le pieghe di fase 3 presentano dimensioni variabili, da decimetriche a ettometriche con vari ordini di parassite evidenziate soprattutto dai marker stratigrafici quali livelli quarzosi. Pieghe con lunghezza d'onda di 40-50cm si riconoscono in diverse località nell'area di studio; ad esempio appena a N di Cima Bianca presso il punto quotato 2897,8 (CTR) dove queste strutture sono ben evidenziate da litotipi paragneissici di potenza decimetrica non rappresentabili in carta. Altre strutture plicative riconducibili a questa fase deformativa sono esposte a E della Valle di Sobretta a quota 1880 (CTR) circa, a S della malga "il Tedesco"; qui si hanno pieghe decimetriche chiuse e ripiegate da una successiva fase deformativa i cui elementi geometrici non sono misurabili direttamente in affioramento.

Questa fase è raramente scistogena e crea un "crenulation cleavage" S3 spaziato 3-4mm, mal distinguibile e poco persistente.

La fase deformativa D3 è stata attribuita (Gregnanin *et al.*, 1995) all'orogenesi alpina. Tale assegnazione è stata fatta studiando i rapporti deformativi tra basamento dell'Otztal e coperture triassiche, attraverso alcune superfici di sovrascorrimento e mediante l'analisi di dati geocronologici.

#### FASE D4

L'ultima fase deformativa osservabile nell'area di studio si manifesta mediante un piegamento a grande scala responsabile della dispersione dei dati di piani assiali di fase 3. Tale dispersione caratterizza soprattutto i dati raccolti alle quote più alte. In particolare i poli Pa3 si distribuiscono attorno a due centri: 110/75 e 290/80. Si ricava quindi che tale piegamento è generato attorno ad un asse con trend di circa 30° e inclinazione di circa 20° (Fig. 22).

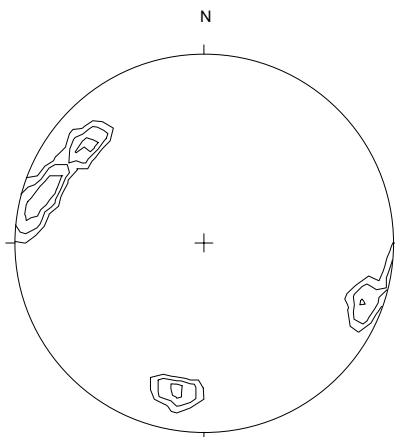
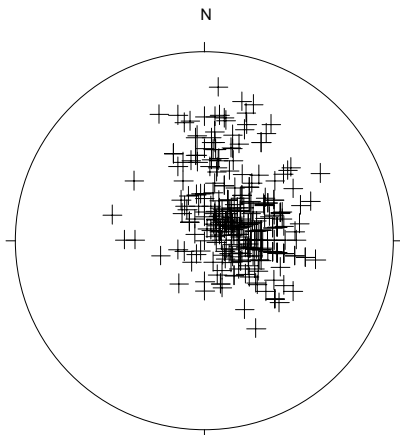


Fig. 22 - Dispersione poli Pa3 a causa della fase D4

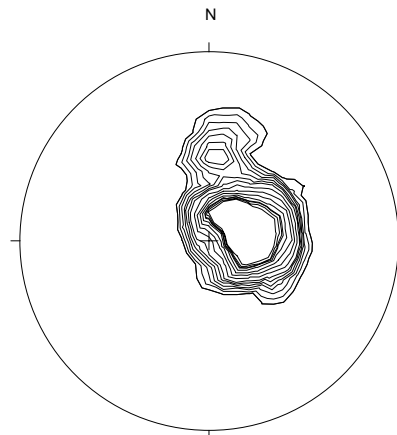
Questo piegamento è stato riconosciuto anche da Conti (1997) nel sedimentario dell'Ortles correlabile al sovrascorrimento dello Zebrù mediante un meccanismo di deformazione progressiva.

La linea dello Zebrù, infatti, decorre qualche chilometro a N dell'area di studio e il sovrascorrimento è diretto verso WNW. La fase D4 sarebbe quindi di età alpina.

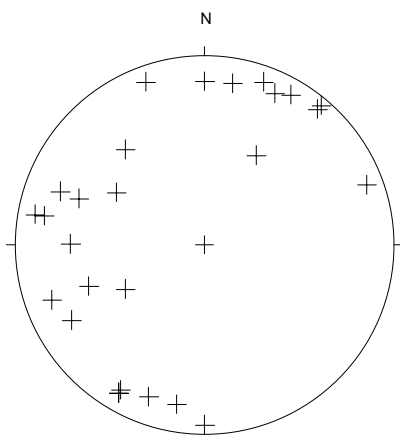
PROIEZIONI DATI STRUTTURALI  
AREE INDISTINTE



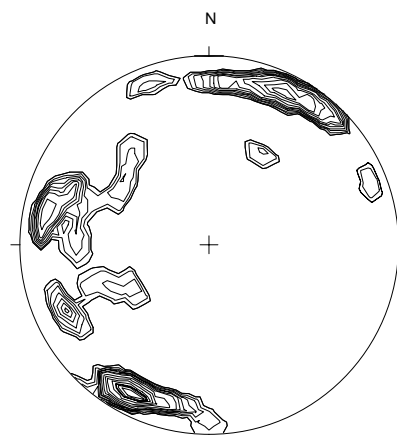
**Scistosità S2**



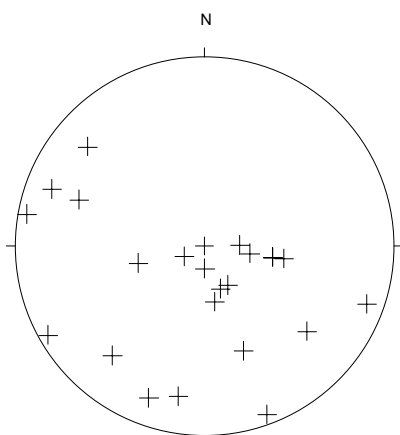
**Scistosità s2 curve di uguale densità di poli**



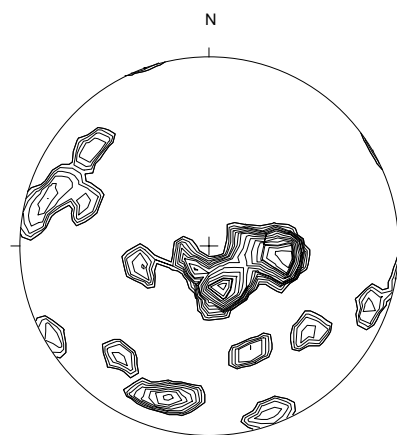
**Assi b3**



**Assi b3 contour**



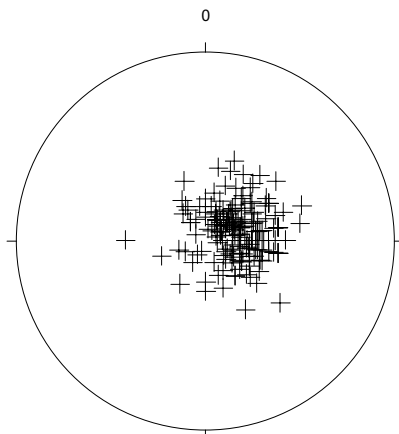
**Piani assiali Pa3**



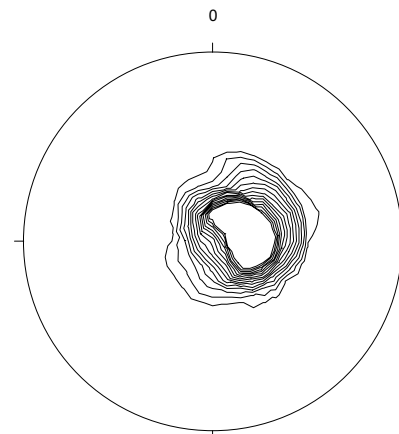
**Piani assiali Pa3 contour**

PROIEZIONI DATI STRUTTURALI DELLE AREE DISTINTE CON  
RIFERIMENTO ALLA FIG.20

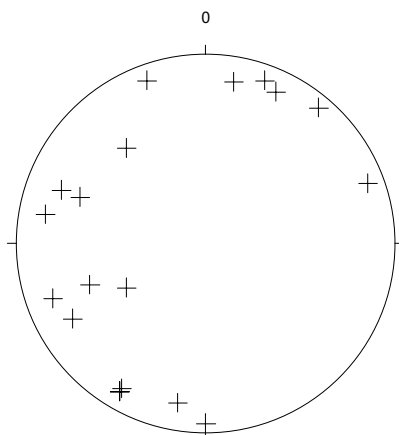
**AREA 1+2**



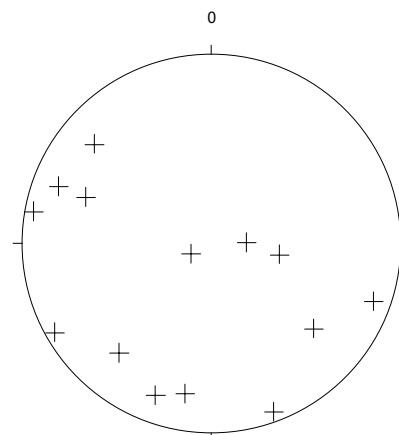
**Scistosità S2**



**Scistosità S2 baricentro 250/15**

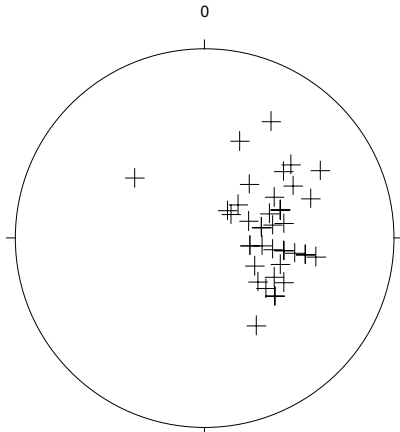


**Assi b3**

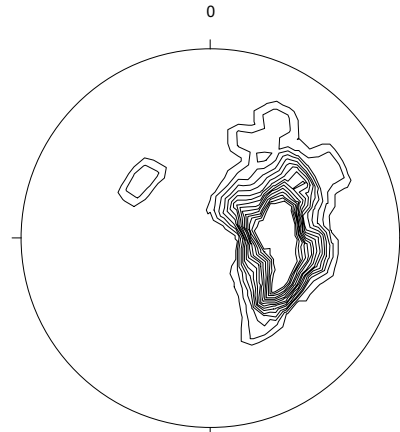


**Piani assiali Pa3**

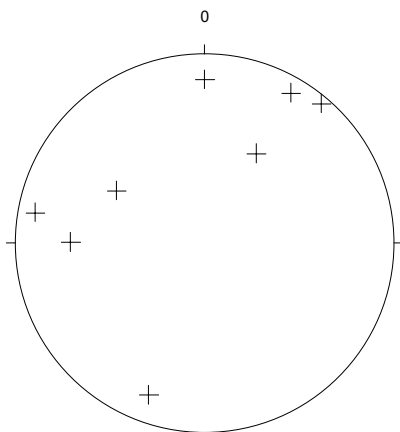
# AREA 3



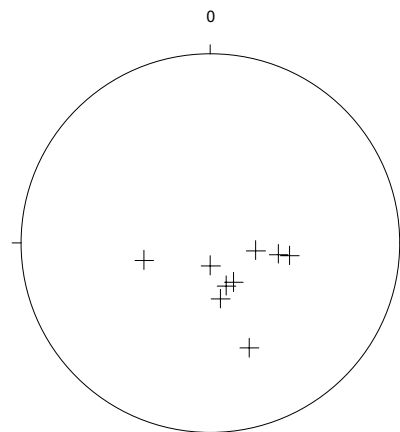
**Scistosità S2**



**Scistosità S2 baricentro 260/30**

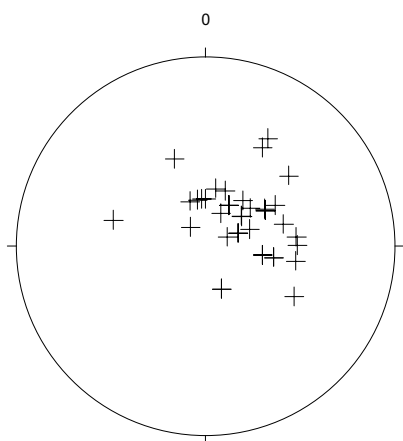


**Assi b3**

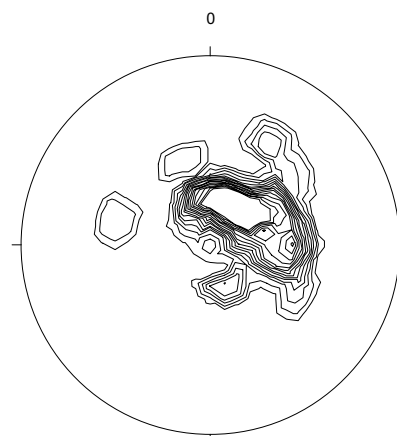


**Piani assiali Pa3**

## AREA 4

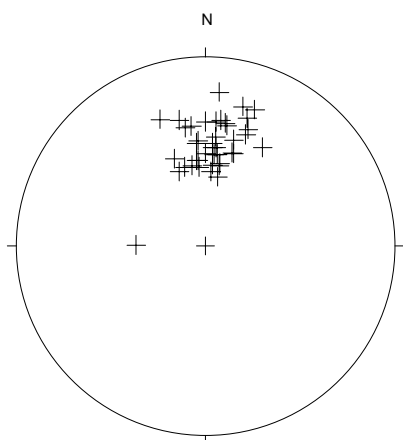


**Scistosità S2**

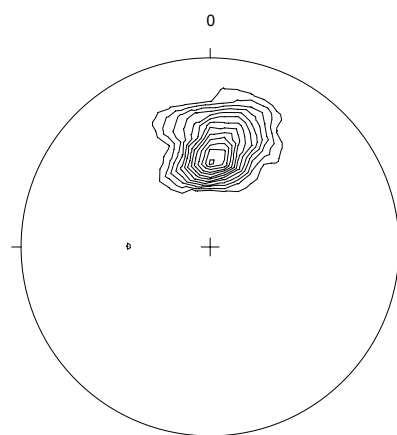


**Scistosità S2 baricentro 215/80**

## AREA 5



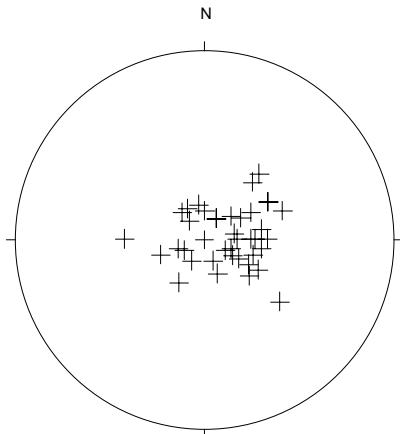
**Scistosità S2**



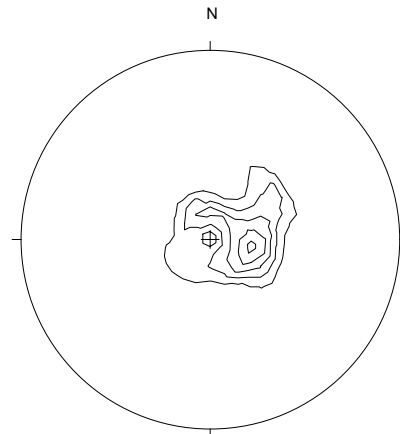
**Scistosità S2 baricentro 180/40**

PROIEZIONI DATI STRUTTURALI DELLE ZONE DISTINTE  
(A-H)

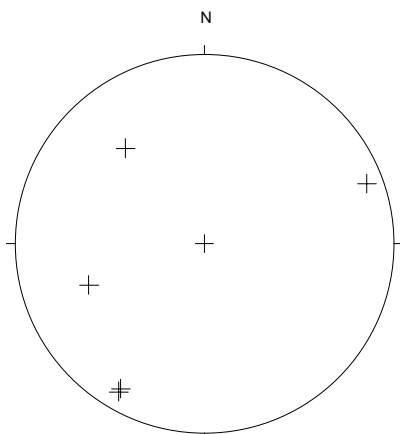
**AREA1+2**  
**Zona A**



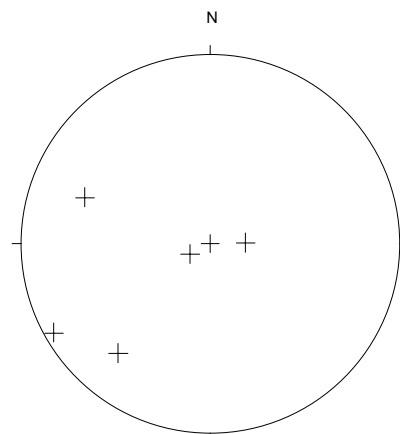
**Scistosità S2**



**Scistosità S2 baricentro 280/20**

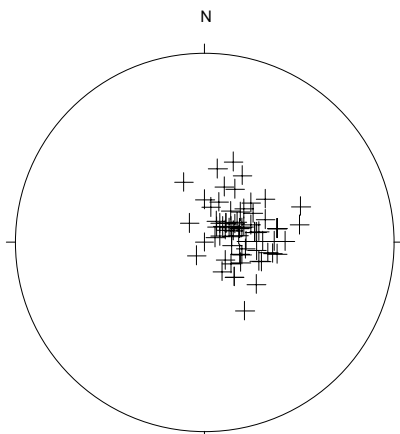


**Assi b3**

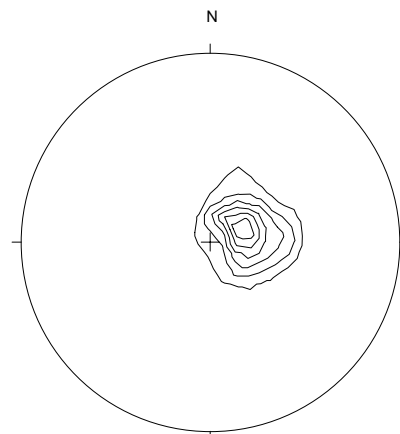


**Piani assiali Pa3**

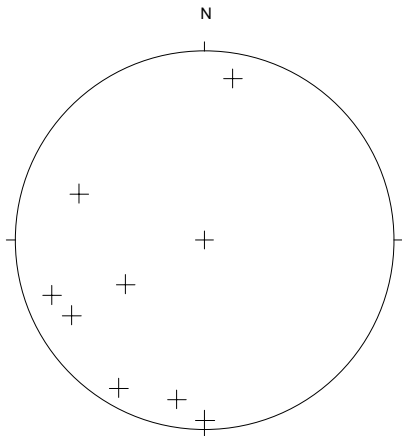
**Zona B**



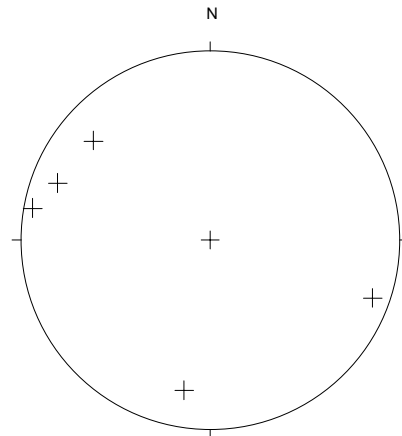
**Scistosità S2**



**Scistosità S2 baricentro 250/15**

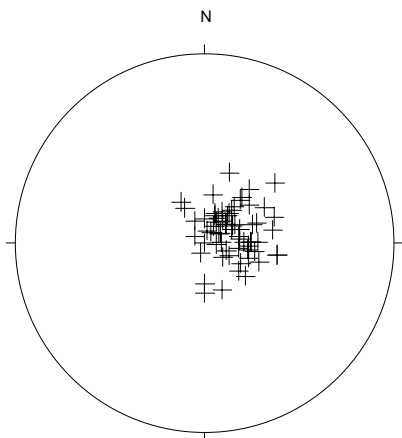


**Assi b3**

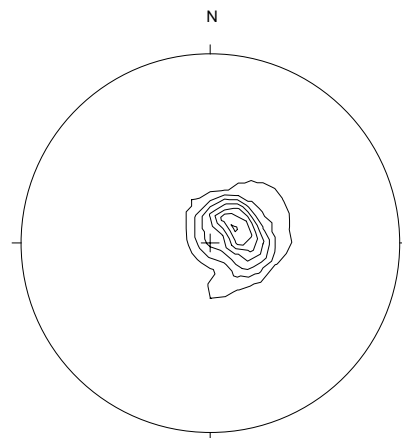


**Piani assiali Pa3**

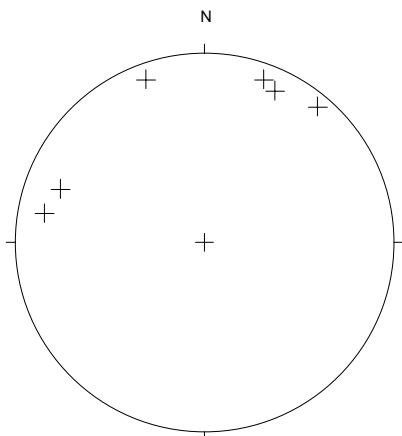
**Zona C**



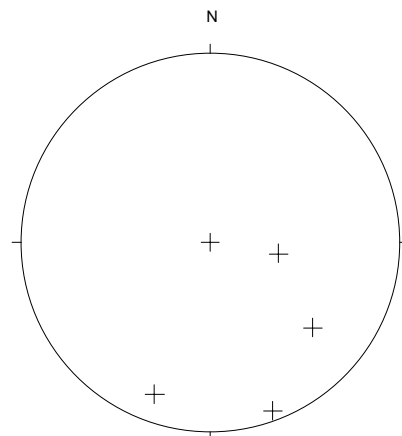
**Scistosità S2**



**Scistosità S2 baricentro 240/15**

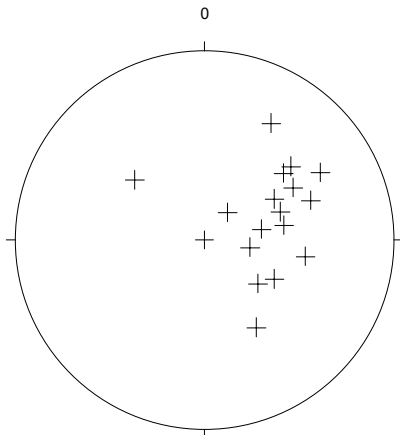


**Assi b3**

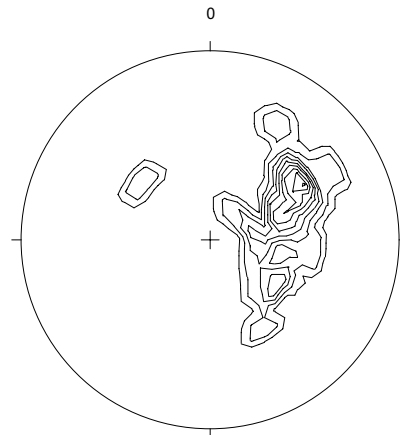


**Piani assiali Pa3**

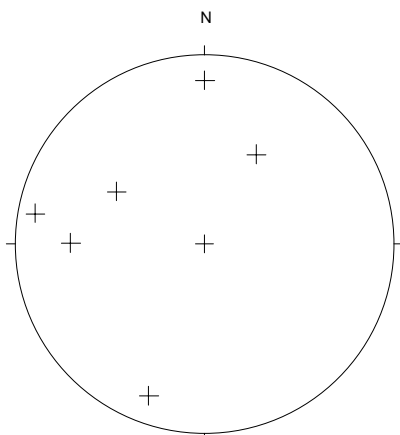
**AREA 3**  
**Zona D**



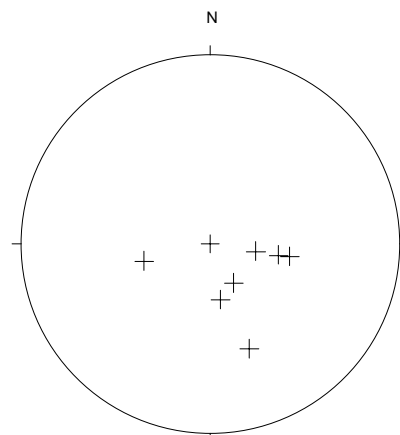
**Scistosità S2**



**Scistosità S2 baricentro 230/40**

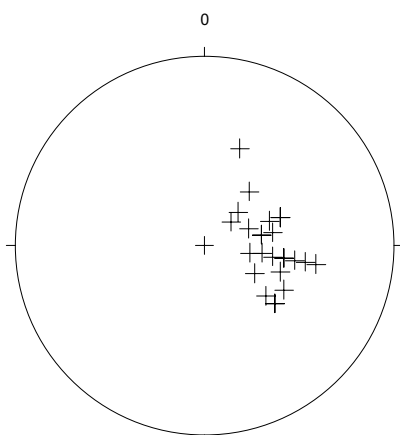


**Assi b3**

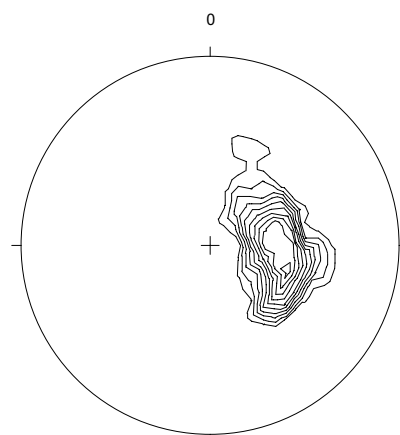


**Piani assiali Pa3**

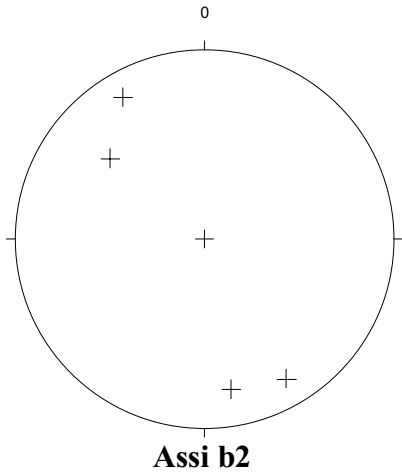
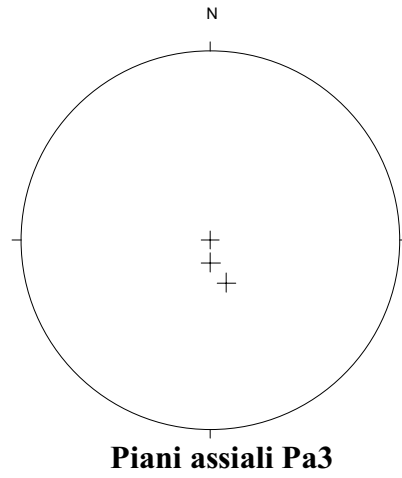
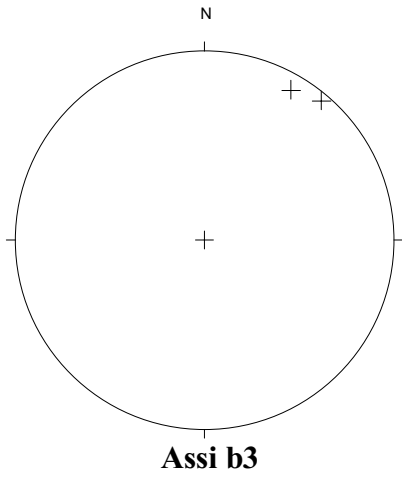
**Zona E**



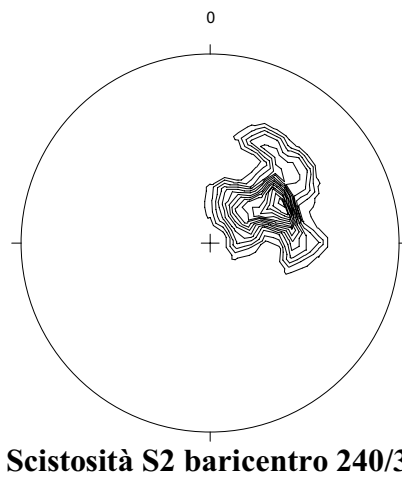
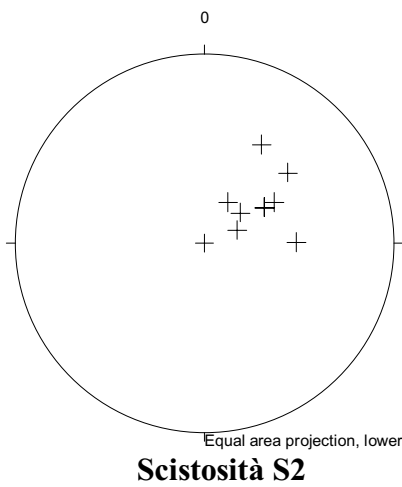
**Scistosità S2**



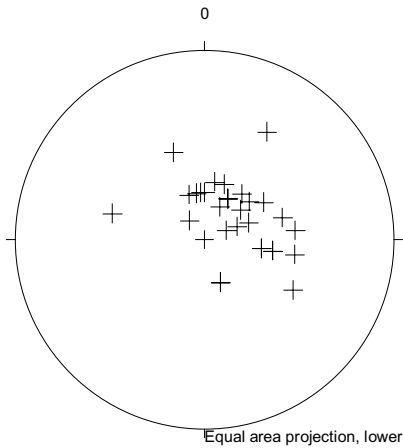
**Scistosità S2 baricentro 280/30**



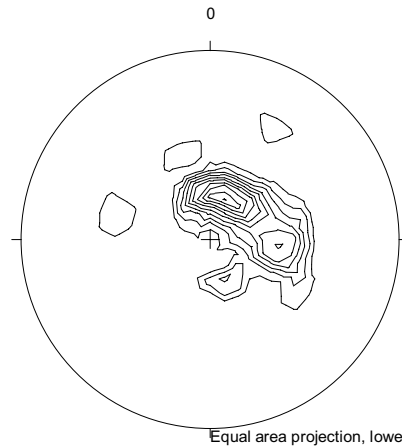
**AREA 4  
Zona F**



## Zona G

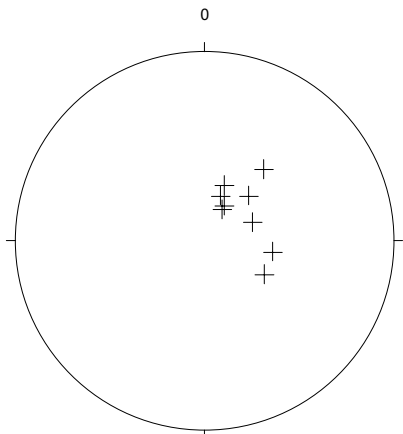


**Scistosità S2**

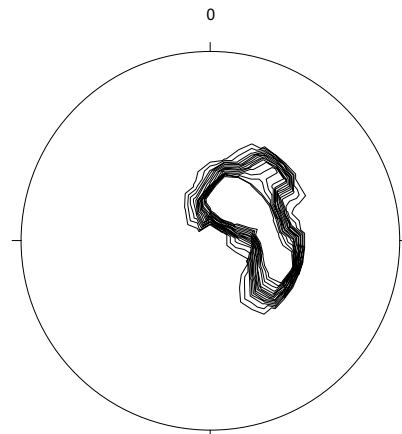


**Scistosità S2 baricentro 200/30**

## Zona I p.p.



**Scistosità S2**



**Scistosità S2 baricentro 210/20**

## 6.2 - Deformazione fragile

Le strutture fragili, formatesi durante le ultime fasi dell'orogenesi alpina, hanno un controllo fondamentale sullo sviluppo di grandi fenomeni gravitativi (deformazioni gravitative profonde e frane in senso stretto). La fratturazione a scala dell'affioramento, infatti, individua la forma e la dimensione dei blocchi rocciosi e determina i possibili cinematismi dei loro movimenti; a più grande scala, inoltre, le grandi strutture come master joints e faglie costituiscono zone di debolezza meccanica che rappresentano sede preferenziale di ulteriori deformazioni ad opera della gravità (superfici di scivolamento). Infine, le discontinuità influiscono in modo determinante sul comportamento meccanico dell'ammasso roccioso nel suo insieme.

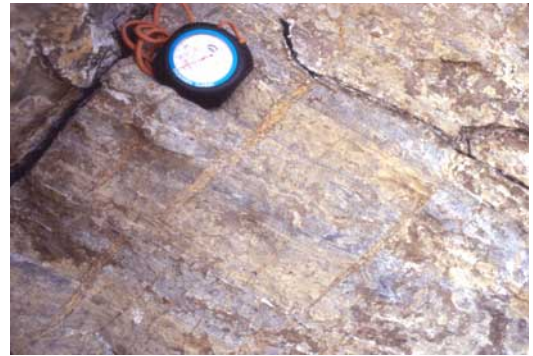


Fig. 23 - Fratture nel marmo sigillate da quarzo, riattivate e successivamente risigillate da calcite. Località Molerbi.

L'esame delle strutture fragili è stato condotto tramite l'analisi statistica stereografica (utilizzando il reticolo equivalente di Schmidt, emisfero inferiore) mediante diagramma a rosa con classi di frequenza di  $30^\circ$  (fig.5). I dati sono stati acquisiti alla scala dell'affioramento in stazioni geologico-strutturali di rilievo geomeccanico (vedi allegato 1).

Raramente sono stati notati indicatori cinematici da cui evincere il tipo e il senso del movimento. L'unico esempio è rappresentato da una faglia con materiale di riempimento calcitico di spessore metrico impostata in una bancata di marmo a SE dell'abitato di Bormio a quota 1330 m nei pressi della frazione di Combo. Il materiale di riempimento si presenta fibroso, di colore verde piuttosto chiaro, non alterato e untuoso al tatto. Reagisce vivacemente all'acido cloridrico. Le fibre di crescita si presentano allungate secondo la direzione N 250. A causa delle ridotte dimensioni dell'affioramento non si riesce a ricavare il tipo di movimento.

L'analisi stereografica delle direzioni dei piani delle fratture rilevate in prossimità delle stazioni di rilievo geomeccanico ha permesso di distinguere alcuni sets di strutture (v.fig.5):

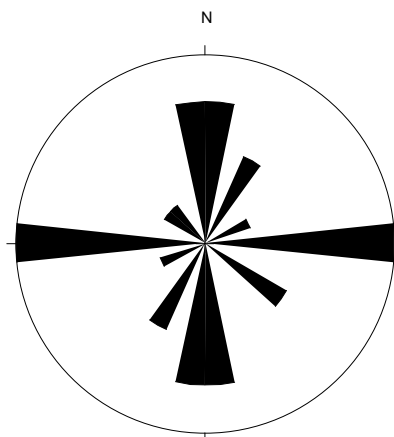


Fig. 24 - Famiglie di fratture (direzioni)

1. Famiglia di fratture coniugate dirette N-S e inclinazioni medie di  $60^\circ$  verso E e W;
2. Famiglia di fratture coniugate dirette E-W e inclinazioni molto variabili comprese tra  $50^\circ$  e  $80^\circ$  verso N e S rispettivamente;

3. Famiglia di fratture dirette NW-SE immergenti verso NE con inclinazione di 50°;
4. Famiglia di fratture dirette NNE-SSW con piani inclinati di 65° verso WNW
5. Famiglia di fratture dirette ESE-WNW e immergenti verso SW con un angolo medio di 70°

Esiste una marcata corrispondenza tra queste famiglie di strutture fragili nell'area studiata e quelle evidenziate da Gatto e Scolari (1974) i quali individuano le seguenti famiglie (fig. 6):

- Sistema di fratture e faglie normali, dirette N-S, subverticali
- Sistema di fratture e faglie normali, dirette NNE-SSW
- Sistema di fratture e faglie dirette NW-SE, con componenti di spostamento sia verticali sia orizzontali
- Sistema di fratture e faglie dirette E-W

Questi Autori affermano che i sistemi di strutture fragili presenti nell'Austroalpino sono simili a quelli individuabili nel Sudalpino, e per questo motivo sarebbero da attribuire a una tettonica tardo alpina, caratterizzata da un assestamento dell'edificio a falde precedentemente delineato. Essi propongono inoltre una cronologia relativa, secondo la quale, dopo la formazione delle falde, il primo sistema a formarsi sarebbe stato quello diretto N-S, seguito da quello orientato NNE-SSW e da quello diretto NW-SE. L'ultimo, il meno pervasivo, sarebbe stato quello orientato E-W.

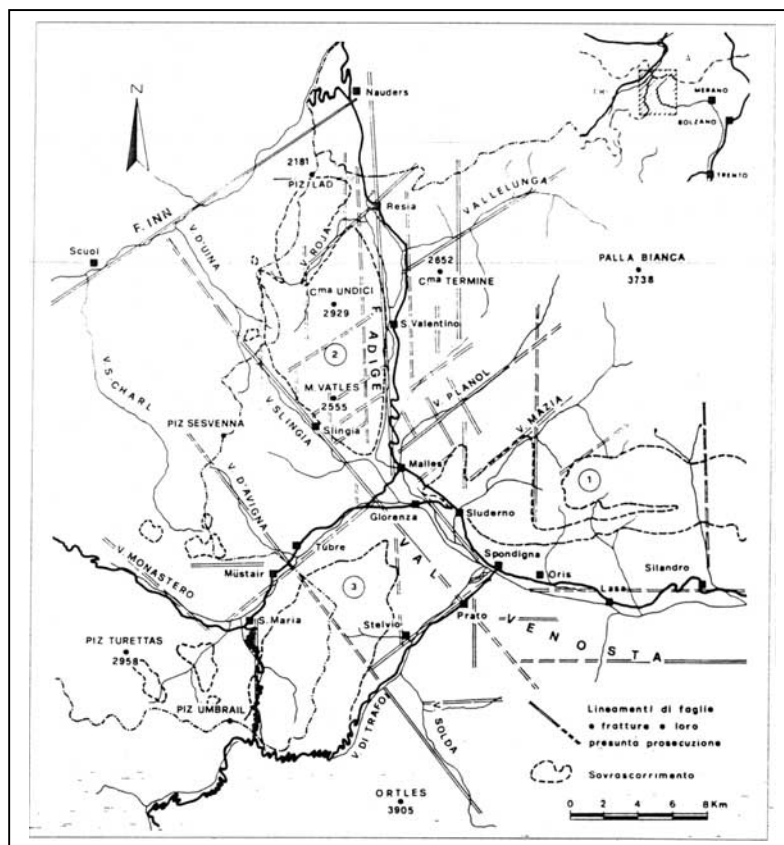


Fig. 25 - Schema tettonico di Gatto e Scolari (1974)

## 7 - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

La complessa morfologia del territorio rilevato è il risultato di una serie di cicli di modellamento, appartenenti a sistemi morfoclimatici diversi, che hanno agito a partire dall'ultima espansione glaciale. Comunque, a causa della posizione geografica ed altimetrica dell'area di studio il processo morfogenetico predominante è costituito dall'azione glaciale.

Dato che l'area cartografata occupa una superficie relativamente poco estesa e soprattutto per il fatto che essa si trova quasi completamente su di un versante, è per il momento molto difficile individuare con sufficiente approssimazione il succedersi degli eventi che, a partire dalla fine del Terziario, hanno lasciato le loro tracce nella morfologia, costituendo la base topografica sulla quale si sono innestati gli attuali processi di modellamento.

E' d'altro canto evidente che i fattori morfogenetici che hanno operato e che operano tuttora nella modificazione del rilievo sono molteplici e di natura nota; sono stati infatti osservati durante l'attività di rilevamento fenomeni riconducibili a diversi processi, quali ad esempio glaciali e periglaciali, gravitativi, fluviali, strutturali, carsici e di tipo antropico.

Si può comunque ritenere che le attuali direttrici del rilievo e dell'idrografia superficiale seguano le linee preesistenti alle glaciazioni plio-quadernarie, durante le quali le grandiose colate glaciali hanno semplicemente approfondito e modellato i solchi di deflusso di cui seguivano l'andamento.

Le forme più evidenti riscontrate nell'area sono attribuibili principalmente ad ambiente glaciale e periglaciale. Sono infatti diffusi abbastanza omogeneamente cordoni e terrazzi di origine morenica, *rock glacier*, dossi montonati ed estese coperture detritiche rimodellate dai ghiacciai, oltre ai tipici fenomeni di ambiente periglaciale, quali nivo-morene, lobi di geliflusso, cuscinetti erbosi, ecc.. L'abbondante produzione di detrito, spesso di tipo crioclastico, è da attribuirsi sia alle condizioni climatiche dell'area sia all'assetto lito-strutturale del substrato, costituito in prevalenza da metamorfiti fratturate. Hanno inoltre una forte influenza sul carattere morfologico dell'area i processi legati alla gravità, che hanno dato origine ad ampie zone in degradazione lungo i versanti e ad aree di accumulo alla base di essi.

E' da sottolineare anche il fatto che la decompressione conseguente il ritiro dei ghiacciai dell'ultima espansione glaciale ha innescato lungo i pendii fenomeni di rilascio tensionale, di tipo "unloading". Per quanto riguarda la distribuzione del reticolo idrografico nell'area rilevata, esso sembra essere in parte controllato da fattori strutturali.

A conclusione di questa breve nota introduttiva ci preme sottolineare che, osservando gli effetti che i due sistemi morfogenetici più importanti, e cioè quello glaciale e quello gravitativo, hanno prodotto lungo i versanti, si può ipotizzare una loro sovrapposizione nel tempo e quindi nello spazio.

### 7.1 - Morfologia glaciale

#### FORME DI EROSIONE

L'erosione glaciale della Valfurva è testimoniata, in più punti lungo il fondo ed i fianchi vallivi, dalla presenza di morfologie diverse.

In particolare si fa riferimento alle grandi valli laterali sospese che si aprono sulla Valfurva, quali la Valle di Gavia e la Val Sobretta in sinistra idrografica del torrente Frodolfo e la Valle Cedec in destra, ed ai numerosi gradini glaciali di fondovalle che interrompono la continuità del profilo longitudinale. Particolarmente significativi sono quelli che caratterizzano tutta la parte bassa della

Valle di Gavia (Pale di Tresero); inoltre in questa zona si osservano frequenti rocce montonate, arrotondate sulla soglia del gradino e invece con forme irregolari e spigolose sul lato, pressoché subverticale, rivolto verso valle. Dovendosi spiegare la maggiore erosione a valle del gradino, si imputano fattori strutturali e litologici quali concause di queste forme: infatti la scistosità sembra essere la direttrice preferenziale per l'innesco dei processi erosivi. Alcuni gradini forse erano già abbozzati nella topografia preesistente all'ultima glaciazione.

Molte soglie o barre rocciose appaiono oggi incise dall'erosione torrentizia; i torrenti presentano spesso rapide e cascate in base al profilo longitudinale della valle.

Sotto il ghiacciaio del Monte Sobretta, ad una quota di circa 2500 m, è osservabile quella che sembra in prima analisi una piccola valle sospesa, ma che più probabilmente è un circo glaciale ben sviluppato, data la forma pressoché subcircolare e le piccole morene laterali al fronte del circo stesso. La morfologia del fondo si presenta ormai mascherata da numerosi detriti stabilizzati, dovuti ad antichi fenomeni di trasporto in massa, che vanno a ricoprire altri depositi più fini, attribuibili ad una sedimentazione di ambiente lacustre. E' infatti probabile che il circo sia stato sede, dopo la scomparsa dei ghiacci, di un piccolo laghetto. Attualmente l'area, completamente stabilizzata, è sede di periodici fenomeni di trasporto in massa che danno origine a due conoidi che vanno ad occupare la base del circo e che sono delimitati frontalmente da due piccole morene.

Lungo Costa Sobretta e nella parte sommitale della Valle dell'Alpe si individuano orli di circo glaciale con numerose conche e depressioni derivanti dall'azione combinata dell'esarazione e del carsismo. Questa considerazione è supportata dalla presenza di livelli di marmi, disposti in una fascia che si sviluppa da SO a NE, entro le metamorfite tra Costa Sobretta e la valle omonima (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

Altre forme dovute al modellamento glaciale sulle rocce del substrato, note come rocce o dossi montonati, sono ben visibili sul crinale che separa l'alta Val Sclanera dalla valle Sobretta, ad una quota compresa tra 2150 e 2250 m. Qui le rocce filladiche presenti assumono le caratteristiche forme a gradino, testimoni dell'erosione differenziale del ghiaccio a causa di fattori lito-strutturali. Morfologie analoghe sono state rilevate anche poco sotto Cima Bianca, in prossimità della pista da sci che scende verso Bormio 2000, le quali vanno ad interessare gli affioramenti di micascisti ivi presenti. Frequente è anche la presenza di strie glaciali, anche in famiglie intersecantisi.

## FORME DI ACCUMULO

Esse si presentano in più punti dell'area rilevata con modalità differenti sia per quanto riguarda la loro genesi che la loro evoluzione. In generale si tratta di depositi di tipo glaciale connessi al movimento delle enormi lingue che percorrevano la valle. Il materiale si presenta con caratteristiche litologiche e granulometriche estremamente eterogenee, privo di qualunque selezione e stratificazione: in esso si rinvengono blocchi e ciottoli di litotipi differenti con dimensioni da



*Fig. 26 - Morene terminali del circo glaciale a E del Monte Sobretta.*



*Fig. 27 - Diverse famiglie di strie glaciali intersecantisi. Monte Sobretta.*

centimetriche a metriche, immersi in una massa di fondo limosa-argillosa e caratterizzati da elevato arrotondamento e sfericità.

Sul versante sinistro della Valfurva, a quota intorno a 2000 m, si osserva con continuità un cordone morenico che dalla valle del Gavia si raccordava alla colata principale poco a N di Tagliamento. Il deposito, situato in corrispondenza di una rottura di pendio la quale testimonierebbe il concomitante approfondimento del truogolo glaciale, è in via ipotetica ascrivibile allo stadio di Bühl (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

Nell'area sopra Santa Caterina sono state rilevate un paio di piccole morene, a quota 2300-2400 m, poco più in basso del *rock glacier* situato sotto Costa Sobretta. Ben più degni di nota sono i lunghi cordoni morenici presenti rispettivamente in sinistra ed in destra idrografica del Rio Sclanera, la cui genesi è attribuibile probabilmente al ghiacciaio del Monte Sobretta che in tempi passati scendeva verso valle per congiungersi al corpo principale del ghiacciaio dei Forni che percorreva la Valfurva. Presso Monti di Sclanera è osservabile inoltre una morena abbastanza grossa, orientata parallelamente al versante, correlabile con il sopracitato cordone morenico principale che caratterizza il fianco sinistro della Valfurva nella zona di Santa Caterina ad una quota di circa 2000 m.

Si riconoscono depositi di contatto glaciale dovuti al ghiacciaio dei Forni tra i 1950 e i 1910 m in località Alpe di Sobretta Alta, dove sono visibili 2, probabilmente 3 terrazzi di *kame*. Queste strutture sono altimetricamente correlabili con la bella morena laterale di Monti di Sclanera di cui sopra e apparentemente con depositi analoghi sul versante destro della Valfurva e con altri depositi ormai scomposti dalla successiva dinamica di versante lungo lo stesso versante sinistro. Riteniamo che questi terrazzi morfologici siano dei *kame* e non una morena laterale scomposta da fenomeni gravitativi. Infatti la superficie di questi terrazzi è sub-orizzontale e pianeggiante, indicando un contributo sia da *till* che da materiale del versante depositi in ambiente glaciofluviale di contatto glaciale. Al limite potrebbe essere un unico grande terrazzo di *kame* poi dissezionato in 3 "cunei". E' però da notare che non ci sono assolutamente indizi che suggeriscano movimenti di entità decametrica, e che i numerosi manufatti dell'Alpe sembrano piuttosto stabili, soprattutto rispetto alla maggior parte delle altre costruzioni del versante. In tutta la zona dell'Alpe non si osservano effetti evidenti dei fenomeni gravitativi diffusi altrove. I due terrazzi superiori sono i più evidenti, mentre il più basso è quasi completamente coperto dal materiale proveniente dallo smantellamento dei due *kame* soprastanti. L'orlo dei due terrazzi inferiori è lievemente intagliato in un punto da un piccolo torrente non riportato sulla CTR che drena una piccola torba sul secondo *kame*. La portata è troppo scarsa per produrre affioramenti esposti del deposito attraversato.

Altri edifici morenici si trovano a quota 1980 m circa ai piedi del monte Sobrettina e alle quote comprese tra 1550 e 1620 m sul versante idrografico sinistro della Val di Calvarana, poco più in



Fig. 28 - I terrazzi di *kame* presso la località Alpe di Sobretta Alta.



Fig. 29 - Il deposito che costituisce uno dei terrazzi della figura precedente. Alpe di Sobretta Alta.

basso della Baita Calvarana di Sopra. Degne di nota sono anche le morene nei pressi della Baita Tea e in località Plazzo, a quote rispettivamente 1530 e 1650 m circa, appartenenti ad una zona da noi ritenuta di accumulo a causa di un collasso causato da un fenomeno gravitativo di cui parleremo più avanti.

## 7.2 - Morfologia periglaciale

### FORME DI EROSIONE

Tra le forme attive più appariscenti legate alla morfogenesi periglaciale sono i corridoi di valanga, particolarmente frequenti sui ripidi versanti del Monte Vallecetta (essendo questo situato all'esterno dell'area rilevata ne viene cartografata solo una parte, quella terminale), in Val Sobretta, sul versante settentrionale di Costa Sobretta, in alta Val Sclanera e sul Pian delle Marmotte (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

Tali fenomeni interessano spesso le falde ed i coni di detrito che caratterizzano per la gran parte le zone sopra citate, producendovi, grazie alla loro forza erosiva, tipici solchi a fondo concavo di dimensioni a volte davvero impressionanti sia per quanto riguarda la larghezza che la profondità, entrambe dell'ordine dei metri. A ciò si deve aggiungere che oltre all'erosione accelerata è ben evidente il processo di deposito lungo i fianchi di tali solchi del materiale trasportato verso valle, i quali risultano elevati rispetto alla topografia circostante anche di parecchi metri. Ci preme sottolineare però che il contributo maggiore per tale processo di deposito è da attribuirsi a fenomeni di trasporto in massa, o *debris flow*, i quali vanno ad impostarsi sulle stesse vie preferenziali dei corridoi di valanga; sono ovviamente le condizioni climatiche ed i cicli stagionali che favoriscono l'instaurarsi di un processo piuttosto che l'altro.

Esempi tipici e particolarmente esemplificativi della presenza di tali morfologie sono visibili sul versante settentrionale di Costa Sobretta presso la località Rasella ed in alta Val Sclanera.

Vie preferenziali per la caduta rovinosa delle valanghe verso la piana di Santa Caterina si osservano a valle del Dosso Tresero; qui i fenomeni hanno creato per il momento delle vie solo all'interno della vegetazione, ma è presumibile che questi fenomeni diventino ben più rilevanti intaccando i depositi sottostanti.

### FORME DI ACCUMULO

Le azioni di gelo-disgelo appaiono generalizzate in tutta l'area con una intensità ed efficacia che dipendono da vari fattori, quali la costituzione litologica, la frequenza e densità di fratturazione e l'esposizione dei versanti; testimonianza ne è l'estesa copertura detritica che si localizza anche sui crinali (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

Le forme periglaciali di accumulo più evidenti e caratteristiche dell'area sono i *rock glacier*, descritti e archiviati nel catasto dei *rock glacier* delle Alpi italiane (Archivio del Comitato Glaciologico Italiano n° 3) a cura del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia - Sezione Glaciologia.

K

n° di Identificazione	Longitudine	Latitudine	Nome	Quota min. (m)	Quota max. (m)	Pendenza (deg)	Superficie (m <sup>2</sup> )	Esposizione	Larghezza min (m)	Lunghezza max (m)	Classificazione	Posizione
567	46°26'51"N	10°23'18"E	Grasso di Boodina	2260	2460	17	186000	NNE	300	660	Inattivo	Versante
559	46°26'11"N	10°24'43"E	Grasso di Solina	2360	2520	22	146250	N	375	390	Inattivo	Versante
580	46°26'00"N	10°27'02"E	Bdi Comogna	2160	2380	24	88175	N	187	525	Inattivo	Versante
564	46°24'43"N	10°25'48"E	I Carpec	2200	2340	29	47500	NNE	190	250	Inattivo	Valle
674	46°24'54"N	10°27'20"E	Bosco di Comogna	2125	2275	28	34375	NE	125	275	Inattivo	Versante
681	46°23'34"N	10°28'32"E	Costa Sobretta	2440	2770	28	218750	NNE	350	625	Complesso	Versante

*Dal catasto dei rock glacier delle alpi italiane 1997*

Numerose sono le definizioni di *rock glacier* date dagli autori, ognuna delle quali si propone di descriverne l'aspetto morfologico, quello dinamico, quello strutturale o quello morfoclimatico.

In base alle nostre osservazioni di terreno ci limiteremo a descriverli come propongono Dramis e Smiraglia nel 1986, dandone una definizione morfografica: hanno prevalentemente forma di lingua, di lobo, di goccia, nettamente rilevati dal terreno circostante e sviluppati in lunghezza da alcune decine di metri fino ad alcune centinaia di metri.

La superficie del deposito appare debolmente inclinata verso valle ed è caratterizzata dalla presenza di contropendenze, solcature e ondulazioni, spesso a forma di arco convesso verso valle, che testimoniano il lento movimento dell'accumulo. La fronte è ripida. I materiali dell'accumulo sono costituiti da blocchi angolosi, per lo più privi di matrice in superficie, ma più ricchi di elementi fini in profondità.

Alcuni sono collocati sul fondo dei circhi, altri ai piedi di falde detritiche o di canali. Solo i *rock glacier* ubicati alle quote più elevate sono considerati attivi ed il limite altimetrico che separa i due gruppi di forme (attuali e antiche) viene posto tra 2700 e 2800 m (Smiraglia C., 1985).

I *rock glacier* osservati nell'area di studio e successivamente descritti ci paiono inattivi, ovvero mancano in profondità del ghiaccio che funge da motore, quindi potremmo definirli fossili ad eccezione di quello ("Costa Sobretta") situato sul versante settentrionale di Costa Sobretta, nei pressi della pista da sci che dall'omonimo rifugio porta



*Fig. 30 - Il rock glacier n.560 (Dramis e Smiraglia, 1986) visto da località Monti di Sobretta (Val Sobretta).*



*Fig. 31 - Il piccolo rock glacier che sovrasta quello della foto precedente. Val Sobretta*

alla località Rasella, che è attualmente oggetto di studio da parte di alcuni tesisti di Scienze Ambientali dell'Università degli Studi di Milano. Esso si sviluppa da 2680 a 2420 m e non presenta in alcuna sua parte fenomeni di stabilizzazione o di formazione di suolo sulla superficie; anche il detrito che lo compone non sembra contenere elevate quantità di materiali fini coesivi.

Poco più a Est di questo corpo, nei pressi di Dosso Sobretta, è stato rilevato un altro *rock glacier* di dimensioni notevolmente inferiori al precedente e che ci pare ormai inattivo, anche se non sono ancora visibili evidenti segni di stabilizzazione quali l'instaurarsi di processi pedologici.

In Val Sobretta esiste un apparato ben sviluppato ed ormai inattivo ("Bosco di Cornogna"). Esso si sviluppa da 2450 a 2330 m ed è segnalato anche in Forcella & Orombelli, 1984. Più in alto si trova un secondo corpo, più piccolo e meno organizzato, che è stato sicuramente attivo fino a tempi molto più recenti di quello principale e che, al limite, potrebbe eventualmente avere ancora un piccolo nucleo di ghiaccio. Il detrito che lo compone è più grossolano e ricopre chiaramente il deposito stabilizzato del corpo maggiore, alimentando di blocchi una pianetta proprio alla sommità del vecchio *rock glacier*. Questa pianetta deve avere conosciuto i seguenti stadi: il *rock glacier* principale è attivo, si formano dossette e rughe in superficie; dietro ognuna di queste rughette, probabilmente quando il movimento è cessato, si formano piccole torbe; nel bacinetto che contiene la torba più alta un *debris flow* scarica detrito, prevalentemente fine ma con qualche clasto di dimensioni maggiori, creando un evidente anche se poco rilevato conoide che occupa quasi interamente la depressione; nel volgere di uno o di pochi

eventi questa via di scarico viene abbandonata dal *debris flow*, che si sposta nell'attuale posizione più a W. In prossimità della soglia in detrito della conca che contiene la torbiera è visibile una fase di erosione dei depositi, attribuibile al deflusso dell'acqua nel/nei predetti eventi che, ormai scarica del contenuto solido, incide il materiale glaciale e forse gli stessi depositi alluvionali; il piccolo *rock glacier* soprastante scarica blocchi nella conca, a coprire la conoide di *debris flow* ormai stabilizzata.

Ad oggi gli unici depositi a non apparire completamente stabilizzati e vegetati sono i detriti del *rock glacier* superiore, che però paiono anch'essi essere sostanzialmente fermi già da un certo tempo considerando i licheni che li ricoprono e la presenza di qualche specie pioniera laddove il detrito è più fine. Tutta la parte alta del *rock glacier* maggiore presenta una serie ben organizzata di rughe che originano torbiere e zone a cuscinetti erbosi.

Altri corpi degni di nota sono situati più verso Ovest, nei pressi della località Grasso di Boccolina. Qui si trova il *rock glacier* più grande di tutta l'area rilevata, compreso tra 2790 e 2340 m e dotato di una elevata estensione laterale; inoltre esso risulta dalla coalescenza di due lingue principali che vanno a congiungersi nella parte inferiore del corpo. Sparse nelle immediate vicinanze di esso, sono presenti almeno altre quattro forme di accumulo tipiche dei *rock glacier*, le quali sembrano costituire corpi a se stanti di dimensioni minori piuttosto che parti di un unico grande apparato ormai scomposto.



Fig. 32 - Cuscinetti erbosi nella parte alta del *rock glacier* n. 560 (Dramis e Smiraglia, 1986). Val Sobretta.



Fig. 33 - *Rock glacier* n.564 (Dramis e Smiraglia, 1986). Val Sobretta.

Un'ultimo rock glacier ("I Campec"), più piccolo dei precedenti, si trova in Val Sobretta vicino al Baitin dei Pastori in località Campec. I cordoni che lo costituiscono sono completamente inerbiti e hanno sempre un rilievo ridotto, così come ridotto è lo spessore massimo dell'apparato stesso.

Altre particolari manifestazioni periglaciali quali nivomorene, lobi di geliflusso, cuscinetti erbosi, torbiere, sono state osservate in più punti dell'area rilevata.

Sul versante a NE di Cima Bianca è presente una piccola nivomorena inattiva, dislocata da una trincea la quale non è direttamente osservabile perché coperta dai detriti derivanti dal crollo della parete soprastante e dallo smantellamento della nivomorena stessa.

Lobi di geliflusso interessano la parte più occidentale della grande falda detritica a N del Monte Sobretta, intorno ai 2500 m di quota.

Superfici a cuscinetti erbosi sono state rilevate a quota 2240 m in località Pian delle Marmotte, una vasta area interessata da fenomeni di crioturbazione alla base di grosse falde di detrito.

Poco a monte di Santa Caterina, in località Plaghera di Fuori, in corrispondenza di una parte di versante particolarmente poco acclive o quasi pianeggiante, è stata rilevata una superficie interessata da torbiere. Esse si sono formate su depositi di tipo glaciale ed hanno dato origine ad una vasta area paludosa di notevole spessore, caratterizzata dall'instaurarsi di vegetazione che cresce su se stessa ed intrappola tutto ciò che vi cade dentro conservandolo, grazie alle condizioni asfittiche che non permettono la vita di microrganismi demolitori.

Altre forme di questo tipo, anche se di minore estensione, sono state rilevate presso il Monte Sobrettina ad una quota di 2180 m.



*Fig. 34 - Il rock glacier della foto precedente e i lobi di geliflusso sulla falda detritica del versante N del Monte Sobretta. Val Sobretta.*

### 7.3 - Morfologia dovuta alla gravità e modellamento dei versanti

#### FORME DI DENUDAZIONE O DI EROSIONE

Anche in questa valle è evidente l'attuale rimodellamento dei circhi e delle scarpate di erosione glaciale. Frequenti sono le forme influenzate dalla struttura che subiscono o hanno subito rimodellamento di tipo gravitativo che ne ha modificato, a più riprese, l'assetto originario. Scarpate di degradazione e di distacco di frana sono frequenti in tutto il territorio (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

I fenomeni di denudazione per effetto della gravità sono presenti in tutta l'area da noi rilevata e si presentano particolarmente evidenti lungo tutto il crinale a monte di Santa Caterina, presso Costa Sobretta, dove a causa dell'assetto lito-strutturale delle metamorfite ivi presenti sono molto frequenti fenomeni di crollo. In particolare tali processi tendono ad influenzare in maggiore misura le imponenti bancate sub-verticali dei marmi i quali, comportandosi in modo più rigido in risposta alle sollecitazioni meccaniche e tettoniche, sono



*Fig. 35 - Terrazzi morfologici e corridoi di valanga. Pale di Trezero - Pian delle Marmotte. Val Gavia.*

più resistenti anche se si presentano variamente fratturati in modo da favorire il distacco di blocchi di varie dimensioni. Tali fenomeni sono comunque stati rilevati ed osservati direttamente anche in corrispondenza delle altre litologie affioranti.

Inoltre tutte le altre parti dell'area caratterizzate da un'elevata energia del rilievo e da condizioni lito-strutturali favorevoli alla loro alterazione, come i versanti (alta Val Sclanera e alta Val Sobretta) che si trovano sotto le cime più alte quali il Monte Sobretta e Cima Bianca, presentano fenomeni di questo tipo.

I medesimi versanti di cui sopra sono spesso solcati da canali e corridoi di valanga che, oltre ad alimentare le ampie falde, convogliano detriti nei sottostanti impluvi.

Molte sono le nicchie di frana dovute a fenomeni di crollo rilevate a varia scala, ma dati il loro numero e la loro distribuzione su tutto il territorio rilevato diventa pressoché impossibile nominarle tutte.

Innumerevoli sono inoltre le nicchie di distacco probabilmente correlabili ai fenomeni gravitativi profondi di cui ci occuperemo più avanti.

## FORME DI ACCUMULO O DI DEPOSITO

La valle, caratterizzata nel suo complesso da un'elevata energia del rilievo, presenta una distribuzione delle forme dovute alla gravità che consente di riconoscere una fascia, situata mediamente oltre i 2500 metri, dove l'azione degli agenti del modellamento è particolarmente efficace.

Falde e coni di detrito attualmente attivi sono variamente distribuiti in tutta l'area e, in generale, la loro estensione risulta maggiore sui versanti rivolti verso N (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

Particolarmente evidenti risultano gli accumuli ai piedi dei versanti settentrionali di Monte Sobretta e Costa Sobretta dove sono presenti falde di detrito attive.

Evidenti falde sono attive anche alla base della parete che culmina nel massiccio di Punta Segnale (3131 m); questi depositi interessano tutta la zona delle Pale di Tressero andando a posizionarsi sui gradini glaciali descritti in precedenza.

Altre parti dell'area rilevata che presentano morfologie di accumulo dovute a fenomeni gravitativi attivi sono situate sulle pendici di Cima Bianca, sia in alta Val Sobretta sia sul lato settentrionale.

Tutti i fenomeni sopracitati sono costituiti da enormi falde, a volte dovute alla coalescenza di semplici accumuli a forma di conoide; costituite da blocchi a spigoli vivi, di diverse dimensioni e litologie, esse tendono a ricoprire altre falde detritiche ormai inattive e stabilizzate.

Infatti, considerando un profilo longitudinale del versante, si possono notare nelle parti più elevate a ridosso delle pareti rocciose le ampie falde gravitative attive, le quali vanno a sovrapporsi ad altri depositi di versante ormai stabilizzati e completamente inerbati. A loro volta tali depositi tendono a ricoprire una spessa coltre di detriti morenici o comunque connessi al ritiro delle grandi masse glaciali che percorrevano la valle principale.

E' inoltre interessante sottolineare che in tutta l'area, anche alle quote più basse, sono facilmente osservabili numerose nicchie ed accumuli di frana dovuti a distacco o crollo, in ogni caso legate al contributo della gravità.

Alla base degli impluvi che solcano il versante sinistro della Valfurva, a Monte di S. Caterina, si aprono estesi coni poligenici; queste forme, incise da solchi di ruscellamento e di valanga, risultano



*Fig. 36 - La falda detritica del versante N del Monte Sobretta. Val Sobretta.*

per lo più stabilizzate e terrazzate dal torrente Frodolfo (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

## FENOMENI GRAVITATIVI PROFONDI

Le deformazioni gravitative profonde, molto diffuse nelle catene di sollevamento recente quali le Alpi e gli Appennini, sono movimenti estremamente lenti che coinvolgono spessori di rocce dell'ordine delle centinaia di metri anche per lunghezze di chilometri. Si manifestano prevalentemente con la formazione di gradini in contropendenza e di trincee naturali. Alla loro origine vi possono essere scosse sismiche, sollevamenti tettonici accompagnati da rapida erosione fluviale e da aumento della ripidità e del dislivello dei versanti con conseguente crescita dell'energia del rilievo, rimozione di supporto laterale per fusione dei ghiacciai vallivi al termine dell'ultima glaciazione.

Con il termine "*sackung*" vengono indicate deformazioni gravitative profonde in un certo senso assimilabili agli scorrimenti plastici analoghi a quelli che caratterizzano i ghiacciai. In tale contesto i gradini in contropendenza presenti nella parte alta dei versanti, si formerebbero in zona di flusso estendente accompagnato da assottigliamento della piastra rocciosa delimitata inferiormente dal piano di scivolamento basale.

Nella parte inferiore del versante, in zona di piede, il flusso compressivo darebbe luogo ad un ispessimento della placca, per la presenza di piani di rottura che producono sovrascorrimenti. Questi piani di fratturazione sub-orizzontali solitamente non sono visibili, per lo più perché ricoperti da coltri detritiche (Casati P., 1991).

Forcella (Forcella, 1984) mette in evidenza nelle Alpi la diffusissima presenza di fenomeni complessivamente definibili come tettonica gravitativa di versante, le cui dimensioni sono comprese tra pochi ettari e pochi km<sup>2</sup>, ma che possono arrivare talvolta anche ad alcune decine di km<sup>2</sup>. Le caratteristiche morfotettoniche più tipiche e ricorrenti in questo tipo di fenomenologia sono date da trincee di cresta con duplicazione della cresta medesima, contropendenze e rotture di pendio dovute alla presenza di superfici di movimento immerse a reggipoggio e a franapoggio.



Fig. 37 - Trincea a quota 1830 circa. Bosco di Cornogna.



Fig. 38 - Area dissestata in località Molerbi



Fig. 39 - Contropendenza a circa 1820 m di quota. Bosco di Cornogna.

L'Autore evidenzia come tali fenomeni ricorrano con una frequenza maggiore nelle aree più settentrionali, interessando superfici maggiormente estese, mentre diminuiscano drasticamente nella copertura sedimentaria Meso-Cenozoica delle Alpi Orobiche, ove le superfici interessate dalla deformazione sono di più esigue dimensioni. Contropendenze di versante e rotture di pendio dovute all'azione di piani di movimento coniugati immersi a reggipoggio e a franapoggio caratterizzano con maggior frequenza i fenomeni impostati entro il basamento cristallino metamorfico; essi presentano caratteristiche di deformazioni di cresta e/o di versante. Tali configurazioni paiono più favorevoli dal punto di vista della stabilità, con possibilità di raggiungimento di un nuovo equilibrio interno del versante e completo arresto della deformazione. Per quanto riguarda cause e meccanismi l'Autore ritiene che la causa principale per l'insorgere di tale fenomenologia sia dovuta al rilascio del versante in seguito a decompressione causata dal ritiro delle grandi lingue glaciali vallive e/o dall'azione della successiva erosione fluviale, che, in concomitanza al sollevamento della catena alpina in atto, provoca un aumento dell'energia del rilievo.



Fig. 40 - Trincea. Località Molerbi.

Forcella & Orombelli (Deformazioni oloceniche dei versanti in Valfurva, Alpi Centrali, Italia, 1984) mettono in evidenza la presenza sui fianchi della Valfurva di forme e strutture indicative di deformazioni oloceniche dei versanti; si tratta di: 1) sciami discontinui di contropendenze di versante, talora associate o solcate trasversalmente da trincee naturali beanti; 2) superfici di collasso immerse a franapoggio, o rotture di pendio, che determinano scarpate rivolte verso valle; 3) fessure di trazione e trincee naturali beanti con aperture fino a 1-2 m. Sul versante orografico destro della valle sono in prevalenza presenti contropendenze mentre sul versante opposto prevalgono nettamente superfici di collasso e rotture di pendio. Su entrambi i versanti le strutture descritte tagliano in taluni casi morene e *rock-glaciers* tardo-glaciali. In

riferimento al contesto topografico gli Autori parlano di deformazioni di versante caratterizzate da un'elevata energia del rilievo ed evidenziano che esse tendono a svilupparsi nella parte mediana dei fianchi vallivi a quote comprese tra 2000 e 2700 m. Le superfici di movimento non sono mai singole ma si associano a formare fasce più o meno estese; inoltre, come si può dedurre dalle loro intersezioni con la topografia, esse sono generalmente rappresentate da piani con immersione NE ed inclinazione compresa tra 35° e 55° circa. Le numerose discontinuità esistenti (trincee, fratture, ecc.), che presentano aperture da decimetriche a metriche, hanno un andamento generale che varia da WNW-ESE a NW-SE, ossia praticamente parallelo all'asse della



Fig. 41 - Grande Contropendenza all'ingresso della Val Sobretta.

Valfurva, mantenendosi allineate con le linee di livello, anche se localmente possono presentarsi trasversali o addirittura perpendicolari alle stesse. L'età dei fenomeni è recente, quasi sicuramente olocenica, come può essere dedotto dalle relazioni di intersezione con le forme e i depositi dell'ultima glaciazione. Gli Autori concludono che sia la relativa uniformità delle giaciture dei piani di discontinuità verso NE, indipendente dalla locale orientazione ed esposizione del pendio, sia il movimento per incrementi successivi accertato lungo una di tali superfici, sia la distribuzione areale di tali strutture, che formano una fascia allungata in direzione WNW-ESE parallela all'asse della Valfurva, suggeriscano che la fenomenologia presente possa essere stata controllata da

deformazioni tettoniche recenti inquadrabili nel campo di stress che determina l'attuale evoluzione neotettonica delle Alpi Centrali.

Per quanto riguarda l'area rilevata, il tratto di versante che si estende da Cima Bianca fino agli abitati di S.Nicolò, S.Antonio e zone limitrofe, passando per la Val di Calvarana, sembra essere interessato da una deformazione gravitativa profonda di notevole estensione. Molte sono infatti le evidenze sul terreno che ci portano a ritenere che questa parte della valle sia soggetta a lenti ma attivi movimenti del substrato metamorfico. Gli indizi più appariscenti che si possono rilevare, sia grazie ad un'attenta osservazione della morfologia generale del versante sia tramite indagini di fotointerpretazione e a un'accurata lettura della CTR, sono costituiti essenzialmente da un corpo di "accumulo" a forma di M alla base del versante e da una vistosa contropendenza situata poco sotto Cima Bianca che demarca in quota i limiti del deformativo.

A scala più grande, cioè tramite il rilevamento diretto della zona in questione, queste evidenze sono state confermate e sono stati osservati ulteriori elementi caratteristici. Ad esempio nei pressi di Cima Bianca è stata rilevata una scarpata principale, che si estende dalla Stazione di Cimino (2450 m) sino alla vetta con direzione NW-SE e poi da questa per circa un chilometro con direzione W-E, sicuramente attribuibile a questo fenomeno e che, secondo Forcella & Orombelli, rappresenta l'intersezione con la topografia di un piano di movimento con immersione NE-NNE e inclinazione compresa tra  $40^\circ$  e  $55^\circ$ ; inoltre parallelamente ad essa, a quote leggermente inferiori, si trova una fascia di accumulo che sembra costituire una grossa contropendenza del versante. Lungo tutto il fianco vallivo sono poi presenti numerose trincee e contropendenze, impostate per lo più parallelamente al versante, anche se ciò non è sempre vero; a volte le trincee sono coperte o nascoste da copertura ma la loro presenza è testimoniata dalla disposizione a coltello del deposito che rimane in esse intrappolato.

Molto frequenti sono, a quote inferiori, le venute d'acqua che confermano l'attività drenante delle trincee sopracitate. Numerose ed omogeneamente distribuite, soprattutto nella parte mediana ed inferiore del versante, sono inoltre piccole nicchie di frana dovute probabilmente ai fenomeni di instabilità generati dal processo gravitativo.

Risalendo la Valfurva, nell'area situata tra il versante destro dell'alta Val Sobretta ed il versante sinistro dell'alta Val Sclanera comprendente le località Le Cune, Molerbi e Bosco di Cornogna, è stato rilevato un altro fenomeno dovuto a deformazione gravitativa profonda. In questo caso le evidenze morfologiche non sono così evidenti come nel precedente, ma sono stati comunque osservati elementi caratteristici che ne hanno permesso l'individuazione. Tra 2300 e 2400 m è presente una contropendenza, anch'essa orientata circa NW-SE, che si estende con buona continuità per circa 600-700 m e poi affiora di tanto in tanto, ma quanto basta per considerarla come un unico elemento. Le rocce del substrato che vengono a giorno in questa parte del pendio e sulle quali sono ben visibili i segni del modellamento glaciale, risultano intensamente fratturate e soggette a parziale smantellamento per collasso; numerosissime sono infatti le scarpate impostate lungo la direttrice NW-SE, le quali sono spesso tagliate da sistemi di trincee e di fratture di trazione disposte ESE-WNW oppure NW-SE.



Fig. 42 -Trincea. Località Molerbi.



Fig. 43 - Trincea a monte della strada statale del Passo Gavia.

Non è raro comunque trovare discontinuità orientate in modo differente, a volte anche perpendicolari ai sistemi sopracitati.

Cedimenti gravitativi sono riconoscibili anche sul versante di Tagliamento, a monte della confluenza tra il Torrente Gavia ed il Torrente Frodolfo, tra 2050 e 2350 m. Le scarpate sommitali, influenzate dalla struttura, hanno direzione NW-SE e NNE-SSW. A monte della prima si individuano numerose forme strutturali analogamente orientate; la seconda risulta subparallela ad un probabile elemento tettonico di direzione NNE-SSW (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991). Anche la strada che sale da S. Caterina al Passo Gavia è interessata dagli effetti di questo fenomeno.



Fig. 44 - Trincea a monte della strada statale del Passo Gavia.

## 7.4 - Idrografia e Morfologia dovuta alle acque superficiali

Sono da noi stati rilevati tutti gli affluenti in sinistra idrografica del Torrente Frodolfo da Santa Caterina a Bormio, oltre agli affluenti sia in destra che in sinistra idrografica del Torrente Gavia dalle vasche artificiali poco a monte della palazzina A.E.M. fino alla piana di Santa Caterina.

Il Torrente Frodolfo ed i suoi tributari sembrano seguire un andamento generale che si avvicina al reticolo "subparallelo", con gli affluenti che scendono verso quote inferiori mantenendosi pressoché equidistanti tra loro e che poi confluiscono nel corpo principale del fondovalle con direzione pressoché ortogonale a quest'ultimo.

Fenomeni di erosione e di accumulo si alternano lungo tutti i corsi d'acqua dell'area studiata.

Altri fenomeni connessi all'idrografia della valle sono le venute d'acqua. Sono state rilevate soprattutto in aree dove a monte vengono segnalate trincee per il rilascio tensionale del versante, alle quali viene attribuita una attività drenate.

Sono state segnalate in una fascia a SE di S. Antonio intorno ad una quota compresa tra 1600 e 1800 m circa, altre ne sono state trovate a quote superiori ai 2000 m in Val di Calvarana, in prossimità dell'omonimo torrente.

Ulteriori segnalazioni importanti sono quelle a valle del *rock glacier* "Grasso di Boccolina".

### FORME DI EROSIONE

L'attività erosiva lungo il *talweg* del Torrente Frodolfo risulta più intensa a monte di Baita del Pastore, a Miravalle e a monte di Campecc ove il corso d'acqua incide vistose forre che raccordano tratti d'alveo a diversa pendenza. Nelle zone a più debole acclività il torrente scorre tra ripe di erosione incise nel materasso alluvionale, terrazzando anche alcuni coni detritici poligenici posti allo sbocco delle valli secondarie.

Tratti d'alveo caratterizzati da erosione spondale si localizzano tra S.Caterina e la confluenza con la Val Zebrù e, ancora, in prossimità della confluenza con il Torrente Uzza e per un breve tratto a valle di questa (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

Il tratto da San Gottardo a Bormio è caratterizzato da orli di scarpata di erosione fluviale che vanno ad interessare dei terrazzi di altezze decametriche.

Molte delle valli secondarie che incidono la Valfurva si mostrano in notevole approfondimento in relazione all'abbondante apporto detritico proveniente dai bacini di alimentazione, in genere piuttosto estesi (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

Tutto ciò è confermato dal fatto che i tributari principali che solcano il versante sinistro della valle e che si raccordano al Frodolfo sono caratterizzati da fenomeni erosivi evidenti, sia per quanto riguarda i tratti che scorrono su falde di detrito o su depositi morenici, sia per quelli nei quali l'acqua scorre su rocce del substrato, incidendole e modellandole.

Ad esempio la spiccata attività erosiva lungo il solco del torrente Sobretta è evidenziata dalla presenza di numerose forre spesso costellate da marmitte nell'alta valle e dalla conformazione a "V" del tratto terminale. La stessa morfologia del tratto più a valle del torrente è riscontrabile anche lungo il corso del Rio Sclanera, che dalla quota di 2200 m fino alla confluenza con il Frodolfo scorre all'interno di una forra scavata nel substrato roccioso. A monte, invece il suo alveo è impostato su depositi gravitativi e glaciali, i quali si presentano profondamente scavati. Anche il Rio Calvarana, nella sua parte terminale sembra interessato da tali fenomeni. Alcuni tratti d'alveo del Torrente Gavia, profondamente incisi ed allineati secondo direttrici N-S, indicano che il fattore strutturale, insieme a quello erosivo, è stato in questo caso rilevante nell'impostazione della valle.

Solchi di ruscellamento concentrato sono apprezzabili, comunque, in quasi tutta l'area rilevata soprattutto quando il letto è adagiato su falde di detrito o deposito morenico, come precedentemente ricordato. Ne sono stati rilevati sulle falde a monte delle Pale di Trezero, sul lato settentrionale di Costa Sobretta, in alta Val Sclanera, in alta Val Sobretta, in Val di Calvarana e lungo le falde detritiche presenti sotto Cima Bianca.

Tutti i tributari di primo ordine del torrente Gavia, in località Pale di Trezero, a causa dei terrazzi e della ripidità della parete alla base di Punta Segnale precipitano in spettacolari cascate. Altri fenomeni simili sono stati osservati lungo le grosse bancate di marmi presenti in alta Val Sclanera.

Il ruscellamento diffuso appare particolarmente attivo sui versanti privi di copertura vegetale, su depositi morenici e di versante; questi vengono ripresi e ridistribuiti più a valle, sino alle principali aste torrentizie (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

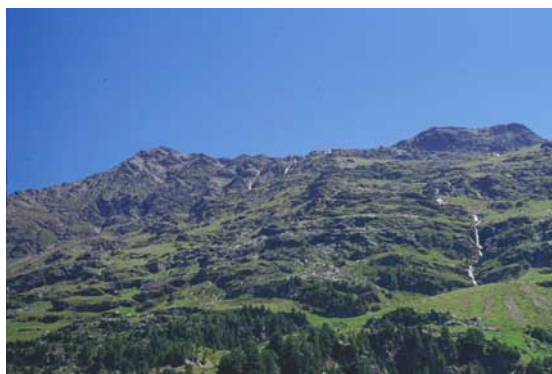
Molto caratteristiche e diffuse lungo tutte le aste torrentizie ci paiono le nicchie di frana impostate su depositi, in genere glaciali, la cui origine è dovuta in parte alla bassa resistenza del materiale ed



*Fig. 45 - Solco e marmitta di erosione nelle filladi della Val Sobretta.*



*Fig. 46 - La forra presso quota 2265.7 (CTR) in località Campec. Val Sobretta.*



*Fig. 47 - I terrazzi morfologici il località Pale di Trezero. Val Gavia.*

in parte dalla forte attività erosiva esercitata dalle acque nei periodi di piena. Si ricordano in questa sede quelle lungo entrambe le sponde del Rio Sclanera e del Torrente Sobretta, e quella lungo il Rio Calvarana quasi alla confluenza con il Frodolfo (della quale è stata compilata la scheda di censimento dei fenomeni franosi).

## FORME DI ACCUMULO

Numerosi coni di deiezione, completamente stabilizzati e terrazzati dal Torrente Frodolfo, si aprono sul fondovalle allo sbocco delle valli secondarie. Fra tutti spicca l'ampio conoide inattivo del Torrente Frodolfo che si estende tra Combo e l'Adda e sul quale sorge parte dell'abitato di Bormio. L'attività recente in questo tratto ha portato ad un accentuato alluvionamento dell'alveo. Fenomeni analoghi (sovralluvionamento) si possono riscontrare più a monte, alla confluenza dei torrenti Uzza, Zebrù e Gavia. Soprattutto la

piana ad E dell'abitato di Santa Caterina è periodicamente soggetta ad alluvioni in relazione all'abbondante apporto detritico proveniente dalle valli tributarie (Pozzi R., Bollettinari G. & Clerici A., 1991).

Inoltre in questa zona è stato rilevato il grande conoide di S.Caterina, prodotto dalle acque provenienti dalla Val Gavia, che deve aver interrotto per qualche tempo il corso del Frodolfo creando a monte del conoide stesso un lago; questo è testimoniato dalla presenza di depositi di chiara origine lacustre alla confluenza delle due valli.

Sono state osservate forme dovute all'accumulo di detrito da parte dell'acqua lungo la maggior parte delle confluenze delle valli minori nel Frodolfo, ed inoltre viene cartografato, a monte di Ponte delle Vacche un conoide alluvionale con pendenza molto elevata, il conoide della Val Losseda.

Piccoli coni di deiezione si rinvengono a diverse quote su entrambi i lati della Valfurva. Questi depositi, alimentati da vallecicole o da solchi di ruscellamento concentrato, vanno spesso a colmare le antiche conche di sovraescavazione e le depressioni all'interno degli archi morenici in assenza delle quali i processi di alluvionamento e sovralluvionamento sui fondovalle sarebbero assai più rilevanti.

Tali coni sono il risultato, spesso, di processi di trasporto di massa meglio conosciuti come *debris flow*. Si verificano quando, sui versanti o nei solchi ripidi soggetti a rapida erosione per la presenza di terreni poco coerenti, l'acqua si mescola a fango o a pietre, in modo da formare una miscela dotata di notevole densità media e di grande forza viva a causa della sua velocità. Dove passa, può lasciare la sua impronta sotto forma di un solco di versante, più largo di quelli incisi normalmente dall'acqua incanalata. E' un fenomeno effimero che si produce in seguito a piogge forti, con intenso dilavamento accompagnato da frane. Al termine della corsa, questo



Fig. 48 - Conoide a monte di Ponte delle Vacche.



Fig. 49 - Vista di parte del conoide di S.Caterina.

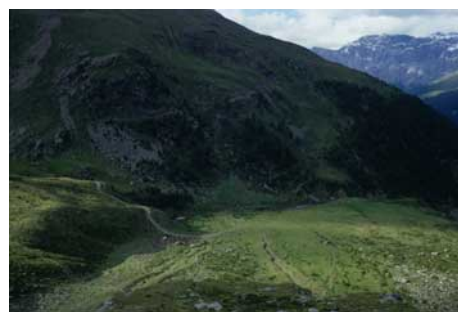


Fig. 50 - I debris flow che nel 1983 hanno interrotto la strada in località Campec. Val Sobretta.

materiale si sparpaglia in lingue allungate di forme irregolari, perdendo l'acqua; ripetendosi il fenomeno e continuando l'accumulazione, possono formarsi coni di deiezione con superfici assai inclinate, di un tipo intermedio tra i coni detritici ed i coni alluvionali. Questo processo è evidentemente intermedio fra i fenomeni torrentizi veri e propri ed i fenomeni di dilavamento (Castiglioni, 1986).

Numerosi e ben distribuiti su tutta l'area rilevata sono i *debris flow*; su tutti spiccano quelli situati sul versante settentrionale di Costa Sobretta, che interessano con i loro depositi la località Rasella, quelli dell'alta Val Sclanera, dell'alta Val Sobretta, che tagliano la falda detritica a N del Monte Sobretta, ed infine quelli a valle di grasso di Bocolina, tre colate provenienti da solchi di ruscellamento concentrato che attraversano il *rock glacier* sottostante.



Fig. 51 - Debris flow sulla falda detritica a N del M. Sobretta.

## GHIACCIAI

I grandi serbatoi d'acqua che alimentano i piccoli torrenti a carattere stagionale che vanno a confluire nel Frodolfo sono i ghiacciai situati sul Monte Sobretta.

La CTR con la quale è stato svolto il rilevamento riporta, sopra le bancate di marmo dell'alta Val Sclanera, i limiti del Ghiacciaio Sclanera (codice 05210.0). La scheda di campagna del Servizio Glaciologico Lombardo riferita al rilevamento condotto in data 20/8/1993, di cui di seguito riportiamo le note generali, conferma che il ghiacciaio è ormai estinto: "Nella sede dell'estinto ghiacciaio permangono alcuni campi di neve di cui due di dimensione apprezzabili, del tutto assenti nelle passate stagioni. La piccola conca è rimasta completamente e potentemente innevata a partire dal 28/8".

Due sono invece i ghiacciai che "resistono" nella nostra area di rilevamento: il Ghiacciaio Sobretta Nord-Est superiore (Codice 0522.0) e il Ghiacciaio Sobretta Nord-Est inferiore (Codice 0522.1), anche indicati come Vedretta dei Molerbi (Desio, 1967). Facendo sempre riferimento alle schede di campagna del Servizio Glaciologico Lombardo relative ai rilevamenti dell'estate del 1993, il primo, con quota minima del fronte a 3020 m, si presenta stazionario, mentre il secondo, con quota minima del fronte a 2870 m, sembra in fase di ritiro. Già nel 1960, quando i due corpi erano costituivano ancora un unico apparato, erano stati segnalati due punti in corrispondenza della fascia deglacializzata nei quali cominciava ad affiorare la roccia sottostante (Desio, 1967).

In base alle osservazioni effettuate durante il rilevamento ci sembra doveroso affermare che i limiti dei ghiacciai riportati sulla CTR non sono più tali, in quanto i corpi sopraccitati paiono essere stati soggetti ad una accentuata fase di ritiro rispetto alle rilevazioni cui si faceva riferimento in precedenza.



Fig. 52 - Il ghiacciaio del M. Sobretta NE a quota 2300 m circa.



Fig. 53 - Il ghiacciaio del M. Sobretta Nord-Est. Si noti la completa separazione del corpo superiore da quello inferiore.

## 7.5 - Morfologie controllate dalla struttura

La morfologia, come accade di solito, dipende fortemente dalla litologia e dalla disposizione degli strati affioranti e non del substrato roccioso.

Il controllo litologico-strutturale risulta particolarmente evidente nel momento in cui si osserva la presenza di una serie di salti morfologici in corrispondenza di variazioni di competenza della roccia e di resistenza all'erosione differenziale della medesima: in particolare si fa riferimento alle bancate di calcari metamorfici di spessore decametrico che caratterizzano gran parte dell'area rilevata, le quali sembrano dovute ad una differente risposta all'azione degli agenti erosivi e tettonici della roccia calcarea rispetto a quella filladica.

Assodato infatti che i marmi si presentano come lenti all'interno della Formazione delle Filladi di Bormio e che tali lenti hanno una stratificazione pressoché coincidente con le giaciture della scistosità delle Filladi, la differenza di comportamento in risposta all'erosione differenziale e alle sollecitazioni tettoniche sia a scala locale che regionale sembra essere una risposta ragionevole.

Infatti i marmi, che forniscono una risposta più rigida delle Filladi a tali sollecitazioni, sono caratterizzati dalla presenza di un gran numero di fratture, raggruppabili in due famiglie perpendicolari tra loro e di cui una pressoché parallela al versante, che favoriscono il distacco di blocchi a forma di parallelepipedo; tutto ciò ha come conseguenza la formazione di pareti quasi verticali. Le Filladi invece si presentano spesso disgregate e cataclaste ed in generale sono più fragili alle sollecitazioni di vario tipo, per cui non riescono a dare origine a pareti lisce e verticali, se non in rari casi.

Di particolare interesse sono le forme a gradoni che si rinvencono lungo tutto il versante delle Pale di Tressero, tra 2300 e 3100 m, in cui è ben evidente il controllo lito-strutturale sulle Filladi affioranti, testimoniato tra l'altro da scarpate in evoluzione con influenza strutturale, orientate NNE-SSW, spesso ricoperte dal detrito proveniente dalle pareti soprastanti e rimobilizzato dal ruscellamento: si hanno infatti serie di balzi sul lato verso valle collegati tra loro da zone meno acclivi, impostate sulla scistosità delle rocce metamorfiche, ormai ricoperte da suolo di un certo spessore. Sempre in questa zona affiorano anche dei filoni magmatici che danno origine a forme simili, dovute in questo caso ad una differente risposta della litologia (più resistente) agli agenti modellatori.

L'aspetto più evidente del controllo strutturale all'interno dell'area rilevata sembra dato dal particolare assetto del reticolo idrografico, che in alcuni punti pare essere impostato su preesistenti linee di dislocazione tettonica. Ad esempio nella parte più alta della valle, a monte di Santa Caterina, alcuni tratti d'alveo del Torrente Gavia, profondamente incisi ed allineati secondo direttrici tettoniche orientate N-S, indicano che il fattore strutturale è stato rilevante nell'impostazione della valle. Anche il Torrente dell'Alpe, in prossimità della confluenza con



*Fig. 54 - Fenomeni di crollo in un banco di marmo intensamente fratturato. Località Costa Sobretta.*



*Fig. 55 - Distacco di una scaglia decametrica da una bancata di marmi*

il sopracitato Gavia sembra essere impostato su di un lineamento tettonico con orientazione E-O. La stessa Valfurva, che si sviluppa quasi parallelamente all'alta Valtellina ma con verso opposto, sembra collocarsi in corrispondenza di una delle numerose dislocazioni tettoniche che caratterizzano l'assetto della regione.

Numerosi sono anche gli elementi morfologici la cui genesi ed evoluzione è chiaramente legata alle caratteristiche strutturali dell'area, sia alla scala dell'affioramento sia ad una scala più ampia. Infatti la maggior parte delle scarpate di crollo e di denudazione, delle trincee, delle contropendenze, dei piani di scivolamento dei fenomeni gravitativi profondi, orientate in linea generale NW-SE, ma non senza la presenza di significative e giustificate eccezioni, sembrano impostarsi lungo direzioni che sono in accordo con l'analisi dei dati della deformazione fragile, sintetizzata nella *figura 10*, all'interno del paragrafo *Deformazione fragile*, che rappresenta in maniera grafica l'insieme delle principali famiglie di discontinuità presenti nell'area rilevata.

## Morfologia carsica

I fenomeni carsici in quest'area riguardano gli affioramenti di calcari metamorfici inclusi nella formazione delle Filladi di Bormio. Si tratta di forme di varie dimensioni, sia superficiali sia ipogee.

Nella Valle Sobretta è ubicato un affioramento di marmi di poche decine di metri di potenza, disposto a franapoggio e quindi di notevole estensione. Il torrente che percorre la valle vi ha scavato una stupenda forra costellata di marmitte e di fenomeni di erosione che ben evidenziano le variegature dei marmi. Attualmente il torrente viene parzialmente

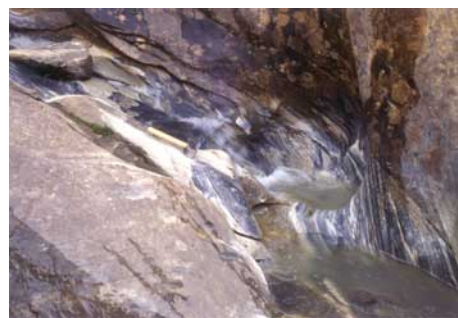
assorbito da un inghiottitoio posto a quota 2400 m circa. Durante i periodi di magra, il tratto in località Campec rimane asciutto mentre l'acqua riemerge poco più a valle della forra di *fig. 46*. Nei pressi è presente una piccola cavità (3045Lo), ora percorribile solo per una ventina di metri a causa di crollo, a testimonianza di un inghiottitoio fossile. Le acque ritornano alla luce probabilmente ad una risorgente posta a quota 2225 m, al contatto tra le filladi e i marmi. Nelle zone alte della valle, altre lenti di marmo di minore spessore ed estensione ospitano limitati fenomeni carsici, sia superficiali che ipogei.

Più in alto, sulla cresta del Sobretta, vi sono alcuni crepacci paralleli, profondi poco più di 10 metri e intasati da neve e ghiaccio, che si sono formati per rilascio tensionale del versante. L'azione del carsismo su questi crepacci è molto modesta anche se col tempo essi hanno acquisito una funzione drenante (Bajo F., Bini A. et al., 1983).

Sotto Costa Sobretta, in prossimità della pista da sci che parte dal Rifugio Costa Sobretta, ad una quota di circa 2600 m è osservabile una serie di quattro-cinque doline di dimensioni estremamente ridotte (diametro compreso tra 1 e 2 metri) dove il marmo è coperto da uno strato di suolo ben



*Fig. 56 - Fori sviluppatisi nel marmo. Val Sobretta.*



*Fig. 57 - Marmitte sul fondo della forra a SW di località Campec. Val Sobretta.*



*Fig. 58 - Rillen karren nei marmi di Costa Sobretta.*

sviluppato.

Da sottolineare anche la presenza di veri e propri solchi, con profondità decimetriche ed a volte superiori, dovuti all'azione corrosiva di piccoli torrentelli che vanno a scavare il loro alveo all'interno dei marmi, come nel caso spettacolare osservabile a quota 2700 m circa al di sopra delle imponenti bancate di marmi che si trovano poco al di sotto del Monte Sobretta.

Degni di nota sono sicuramente i fenomeni di microcorrosione superficiale che vanno ad interessare quasi tutti gli affioramenti carsificabili dell'area rilevata e che spesso danno origine a forme e figure estremamente particolari.

## 7.7 - Forme causate dall'attività antropica

Le forme più evidenti dovute all'attività antropica sono riconducibili essenzialmente alle piste da sci ed ai relativi impianti di risalita che caratterizzano le aree a monte di Santa Caterina e di Bormio.

E' stato deciso di cartografare solo i tratti di pista che, per la loro realizzazione, hanno comportato la risistemazione, il modellamento e lo spianamento di quantità considerevoli di detrito prodotto per crioclastismo dalle rocce affioranti. Ovviamente sono stati evidenziati anche i tratti in cui si è dovuto operare per sbancamento all'interno del substrato roccioso.

Per quanto riguarda gli impianti sciistici di Santa Caterina, peraltro già evidenziati dalla CTR su cui è stato svolto il rilevamento, essi forniscono il servizio di risalita per località Plaghera e, più in alto, per il Rifugio Costa Sobretta. Da qui partono due piste, una che scende dalla Valle dell'Alpe e che poi si raccorda agli impianti presso il Rifugio Plaghera, l'altra che costeggia il *rock-glacier* "Costa Sobretta" e che raggiunge le località Rasella e Plaghera di Fuori. Da qui si dipartono altre due piste che scendono fino al centro abitato. Durante il rilevamento sono stati osservati dei lavori per la costruzione di un'altra pista che, per quello che abbiamo potuto immaginare, avrà un percorso intermedio tra le due sopracitate.

Per quanto riguarda invece il complesso sciistico di Bormio, è stata rilevata una pista che da Cima Bianca scende fino ad una quota di circa 2500 m in modo abbastanza lineare; da questo punto inizia a suddividersi in più piste che portano alla stazione di Bormio 2000 e poi all'abitato sottostante.

Altri elementi degni di nota dovuti all'attività dell'uomo sono tutte le briglie e gli interventi di risistemazione dell'alveo e delle sponde che interessano il letto del Frodolfo nel tratto da S.Caterina a Bormio.



*Fig. 59 - Briglie sul Torrente Frodolfo. Una è quasi completamente annegata nei depositi.*



*Fig. 60 - Lo stesso tratto del T. Frodolfo della foto precedente dopo intense precipitazioni.*

## **8 - CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA DELL'AMMASSO ROCCIOSO E RILEVAMENTO GEOLOGICO- TECNICO**

La caratterizzazione geomeccanica dell'area di studio è stata condotta tramite esecuzione di rilievi geomeccanici speditivi, uno per ogni litotipo presente (allegato 1).

Sono inoltre stati eseguiti dei rilevamenti geologico-tecnici per i vari tipi di terreno incontrati (allegato 2).

I rilievi geomeccanici sono stati svolti scegliendo opportunamente i siti in modo da studiare litotipi poco o non disturbati dai processi gravitativi di versante, valutando l'accessibilità del luogo e considerando la rappresentatività delle caratteristiche fisico-meccaniche comuni.

Le stazioni di rilievo geomeccanico sono ubicate nelle seguenti località distribuite nelle aree 1-2 (fig. 61):

- RG1: località Monti di Sobretta, quota 2200 m s.l.m. (marmo)
- RG2: località Valbella, quota 2610 m s.l.m. (micascisto)
- RG3: località Valbella, quota 2740 m s.l.m. (paragneiss)
- RG4: località Madonna d'Uzza, quota 1260 m s.l.m. (fillade)
- RG5: località Monti di Sobretta, quota 2470 m s.l.m. (cloritoscisto)
- RG6: località Madonna d'Uzza, quota 1290 m s.l.m. (quarzite)

Per ogni stazione sono state eseguite le seguenti operazioni:

- descrizione litologica del materiale roccia
- misura delle dimensioni e della giacitura del piano dell'affioramento
- riconoscimento delle famiglie di discontinuità e misure di giacitura di un numero significativo di esse
- stima di spaziatura, persistenza, apertura, forma del profilo, alterazione e caratteri di filtrazione delle discontinuità
- misura media dell'intercetta orizzontale e verticale delle discontinuità
- valutazioni delle dimensioni dei blocchi e del volume roccioso unitario (VRU)
- annotazioni di caratteristiche peculiari dell'affioramento.

Le stazioni dei rilevamenti geologico-tecnici sono ubicate nei seguenti luoghi (fig. 61):

- RGT1: località Grasso di Boccolina, quota 2560 m s.l.m. (rock glacier)
- RGT2: località Grasso di Boccolina, quota 2510 m s.l.m. (falda di detrito)
- RGT3: località Uzza, quota 1290 m s.l.m. (alveo torrente Frodolfo)

La descrizione geologico-tecnica di un terreno grossolano comprende:

- la descrizione granulometrica secondo la classificazione AGI
- genesi, morfologia del sito, presenza di strutture interne al deposito
- alterazione, arrotondamento, sfericità, forma e litologia dei clasti
- grado di addensamento e di cementazione
- colore, odore, umidità e reazione all'HCl
- caratteristiche particolari

Le osservazioni e le misure sono state annotate in moduli prestampati (vedi allegati 1 e 2).

L'elaborazione dei dati dei rilievi geomeccanici è stata fatta mediante proiezione su diagramma a rosa delle direzioni dei piani di discontinuità (vedi paragrafo Deformazione Fragile).

Tale procedura ha permesso di distinguere alcune famiglie di strutture da noi chiamate K1, K2, K3, K4, K5.

- K1: famiglia di fratture coniugate dirette N-S e inclinazione media di  $60^\circ$  verso E e W
- K2: famiglia di fratture coniugate dirette E-W e inclinazione variabile tra i  $50^\circ$  e  $80^\circ$  verso N e S
- K3: famiglia di fratture dirette NW-SE con  $50^\circ$  di immersione verso NE
- K4: famiglia di fratture dirette NNE-SSW e inclinazione di  $65^\circ$  verso WNW
- K5: famiglia di fratture con direzione ESE-WNW immergenti verso SW con un angolo medio di  $70^\circ$ .

Le famiglie K2, K3 e K5 sono le più rappresentate in termini di frequenza e possono essere considerate determinanti nell'evoluzione dei fenomeni gravitativi.

Non avendo a disposizione strumenti speditivi per la misura dei valori di rimbalzo non è stato possibile fornire una classificazione geomeccanica degli ammassi rocciosi, mancando parametri quali  $\sigma_c$  (resistenza a compressione monoassiale) e RQD (Recupero percentuale modificato).

Attraverso le classi di intercetta è stato comunque possibile dare una classificazione molto generica sull'ammasso roccioso.

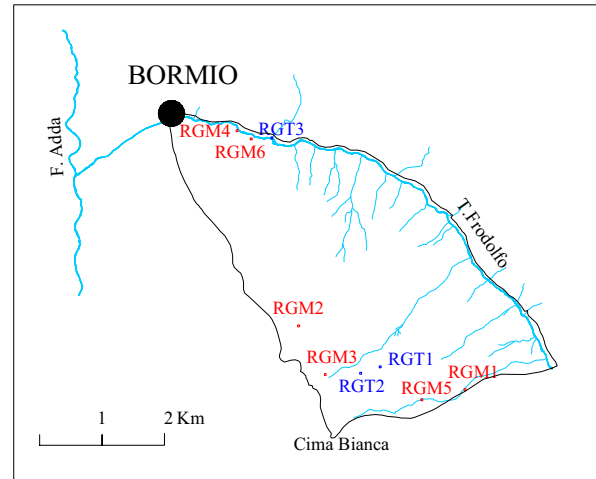


Fig. 61 - Ubicazione delle stazioni di rilievo geomeccanico e dei rilievi geologico-tecnici.

Spaziatura (cm)	Descrizione	Classe di intercetta
> 200	Ammasso roccioso massiccio	<b>F1</b>
60-200	Ammasso roccioso poco fratturato	<b>F2</b>
20-60	Ammasso roccioso moderatamente fratturato	<b>F3</b>
6-20	Ammasso roccioso fratturato	<b>F4</b>
< 6	Ammasso roccioso intensamente fratturato	<b>F5</b>

Fig. 62 - Classi di intercetta degli ammassi rocciosi utilizzate.

Nel nostro caso abbiamo riscontrato le seguenti classi di intercetta per ogni litotipo presente nell'area di studio:

<b>Fillade</b>	<b>F5</b>
<b>Quarzoscisto</b>	<b>F5</b>
<b>Miscascisto</b>	<b>F4</b>
<b>Marmo</b>	<b>F5</b>
<b>Cloritoscisto</b>	<b>F4</b>
<b>Paragneiss</b>	<b>F4</b>

Fig. 63 - Classi di intercetta nell'area di studio.

## 9 - RINGRAZIAMENTI

Desideriamo ringraziare tutti coloro che con la loro disponibilità ed esperienza ci hanno seguito e agevolato nella realizzazione di questo lavoro. In particolare i dottori Attilio Montrasio e Sergio Chiesa, per l'esempio e i preziosi consigli sul terreno e in Istituto; il dott. Enrico Sciesa; il prof. Arrigo Gregnanin per l'interessante discussione; il prof. Claudio Smiraglia e la dott.ssa Guglielmina Diolaiuti per i consigli, i riferimenti bibliografici sulla geomorfologia glaciale, la scansione di parte delle diapositive; il dott. Luca Trombino per la scansione di altre diapositive; il dott. Valter Maggi per le prove di plottaggio al Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio dell'Università di Milano - Bicocca; il dott. Umberto Locati e lo studio Geotec di Brusaporto (Bergamo) per i plottaggi definitivi della carta.

Abbiamo molto apprezzato la disponibilità dell'Assessore Donato Compagnoni e di tutta l'Amministrazione Comunale di Valfurva, che ci hanno concesso l'uso delle strutture necessarie al nostro soggiorno; il Direttore del Circolo Didattico di Bormio e Presidente della Comunità Montana Alta Valtellina dott. Erminio Andreola per aver inizialmente suggerito e reso possibile questa sistemazione. Ringraziamo per i permessi accordatici i Comandi di Polizia Municipale dei Comuni di Bormio, Valfurva e Valdisotto, e in particolare gli uffici di Bormio della Direzione del Parco Nazionale dello Stelvio per l'efficienza dimostrata nel risolvere un inatteso problema burocratico.

Tutti coloro che hanno reso piacevole e fruttuosa questa attività e che non trovano spazio in questo elenco incompleto hanno la nostra gratitudine.

## 10 - BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C. (1951)** – *Foglio M. Cevedale. Carta geologica 1:100.000 delle Tre Venezie*. Magistrato delle Acque, Venezia.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G. V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980)** – *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebbru' - Cevedale – Corno dei Tre Signori (Austroalpino sup., Alpi Centrali)*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **36**, 65-89.
- BAJO F., BINI A., PAGANONI A., FERRARI I., & PERETTI G. (1983)** – *Il carsismo di alta montagna in Lombardia*. Riv. Mus. Sc. Nat. Bergamo, **6**, 27-73.
- BECCALUVA L., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GATTO G. O., GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E. M. & TUNESI A. (1983)** *Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 341-359.
- BERGER A. (1989)** – *Petrographische und strukturelle Kartierung im mittleren Kirhbergtal (Südtirol Italien), Quarzgefüge Untersuchungen in Myloniten der Peio-Line*. Diplomarbeit, Universität Göttingen.
- BOCKEMÜHL C. (1988)** – *Der Marteller Granit (Südtirol Italien)*. Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen. Dissertation, Universität Basel.
- CASATI P. & PACE F. (1991)** – *Scienze della Terra*, CittaStudi.
- CASTIGLIONI G. B. (1986)** – *Geomorfologia*, UTET, Torino.
- COLINS E., HOSCHEK G. & MOSTLER H. (1980)** – *Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite*, Mitt. Oesterr. Geol. Ges., **71-72**, 343-378.
- CONTI P. (1992)** – *Tettonica delle falde austroalpine nelle Dolomiti dell'Engadina: un'ipotesi di lavoro*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, **35**, 61-66.
- CONTI P., MANATSCHAL G. & PFISTER M. (1994)** – *Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **87/1**, 63-90. Birkhauser verlag, Basel.
- CONTI P. (1997)** – *La falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle dolomiti dell'Engadina (Svizzera – Italia)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **LIII**, 5-102.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1980)** - *I porfiroidi nelle filladi della Valle dei Forni: falda dell'Ortles, Austroalpino Superiore*. Rend. Soc. Geol. It., **3**, 17-20.
- 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.
- DESIO A. (1967)** – *I ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale (Alpi Centrali)*. Comitato Glaciologico Italiano, Torino.
- DRAMIS F. & SMIRAGLIA C., (1986)** – *I rock glaciers: problemi e metodi di studio*. Riv. Geogr. Ital., **93**, 209-228. Pisa.
- FORCELLA F. (1984)** – *Brevi note sulla tettonica gravitativa di versante nelle Alpi Centrali*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 689-696.
- FORCELLA F., (1993)** – *Un eccezionale esempio di tettonica gravitativa di versante: il sackung sviluppato tra il M. Padrio e il M. Varadega, Alpi Centrali, Italia*. Riv. Mus. Sc. Nat. Bergamo, Vol. **5**.

- FORCELLA F., GALLAZZI D., MONTRASIO A. & NOTARPIETRO A. (1982)** – *Note illustrative relative all'evoluzione neotettonica dei fogli 6-Passo dello Spluga, 7-Pizzo Bernina, 8-Bormio, 17-Chiavenna, 18-Sondrio, 19-Tirano*. Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Publ. N. 513 del Prog. Finalizzato Geodinamica, 239-288.
- FORCELLA F. & OROMBELLI G. (1984)** – *Holocene slope deformations in Valfurva, Central Alps, Italy*. Geogr. Fis. e dinam. Quater., **7**, 41-48.
- FROITZHEIM N., SCHMID S. M. & CONTI P. (1994)** – *Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden*. Ecl. Geol. Helv., **87/2**: 559-612.
- FÜRRER H. (1985)** - *Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the eastern Alps of Switzerland*. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich Neue Folge, n.248.
- GREGNANIN A. (1980)** - *Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36 (1)**, 49-64.
- GREGNANIN A., BARATTIERI M., CORONA P. & VALLE M. (1995)** – *Deformation and metamorphism in Austroalpine Ötztal-Stubai complex (part I): the basement*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 373-392.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA – Sezione Glaciologia, (1997)** – *Catasto dei rock glacier delle Alpi italiane*. Archivi del Comitato Glaciologico italiano, n. **3**, Torino.
- GUIDE GEOLOGICHE REGIONALI – Alpi e Prealpi lombarde**. Soc. Geol. It., I Volume.
- MOSTLER H. (1968)** – *Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Oesterreich)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 89-150.
- MOSTLER H. (1970)** – *Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an grenze in der Nördlichen Grauwackenzone*. Fest. Geol. Inst., **300**-Jahr Univ. Innsbruck, 507-522.
- PASSCHIER & TROUW (1996)** – *Microtectonics*, Springer-Verlag, Berlino.
- POTENZA R. (1963)** – *La serie micascistoso-filladica dell'Alta Valtellina*. Rend. Sc., Vol. **97**.
- POZZI R. (1965)** – *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al gruppo dell'Ortles*. Ecl. Geol. Helv., **58**, 21-38.
- POZZI R. (1969)** – *Geologia del Parco dello Stelvio*. Milano 1969.
- POZZI R., BOLLETTINARI G. & CLERICI A. (1991)** – *Studio Geomorfologico e geologico-applicato dell'Alta Valtellina*. Quaderni AEM, Milano.
- RATSCHBACHER L. (1986)** – *Kynematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression*. Tectonophysics, **125**, 335-356.
- SCHÖNLAUB H. P. (1979)** – *Das Paläozoikum in Oesterreich*. Abh. Geol. B.-A., Wien, **33**, 124.
- STAUB R. (1924)** – *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **52**, pp.272.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (1993)** – *Ghiacciai del comune di Valfurva*, Schede di campagna.
- TRÜMPY R., HACCARD D. (1969)** – *Reunion extraordinaire de la Soci t  Geologique de France: les Grisons*. C. R. Somm. Seances Soc. Geol. France, **9**, 330-396.

## Allegati





















