



Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000

foglio 024

BORMIO

A cura di:

A. Montrasio(1), F. Berra(2,6), M. Ceriani(6), N. Deichmann(3), A. Gregnanin(2), S. Guerra(4), M. Gugliemin(5), F. Jadoul(2), M. Longhin(5), V. Mair(7), D. Mazzoccola(6), E. Sciesa(6), A. Zappone(1)

(1) Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali (IDPA), Consiglio Nazionale delle Ricerche

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano

(3) Politecnico Federale di Zurigo (ETH)

(4) Libero Professionista

(5) Consulente della Regione Lombardia

(6) Regione Lombardia

(7) Provincia Autonoma di Bolzano

Ente realizzatore:



RegioneLombardia

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia: L.Serva, A. Todisco

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia: **F. Galluzzo**

Direttori della Direzione Generale competente – Regione Lombardia: **R. Compiani, M. Presbitero, M. Rossetti, M. Nova**

Dirigenti della struttura competente – Regione Lombardia: **M. Presbitero, B. Mori, R. Laffi, A. De Luigi**

Responsabili del Progetto CARG per Regione Lombardia: **M. Presbitero, A. Piccin**

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

E. Chiarini, L. Martarelli, R. M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M. Cosci (coord.), **S. Falcetti**

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

coordinamento e direzione lavori: **G. B. Siletto.**

informatizzazione: **S. Minella, F. Torri, D. Guarneri, D. Airoidi.**

Collaudo: a cura di Lombardia Informatica S.P.A

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati

a cura di Lombardia Informatica S.P.A.

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia)

G. Mannucci, N. Padovan, A. Piccin, G.B. Siletto, M. Credali (Regione Lombardia)

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico per il loro contributo scientifico.

I... INTRODUZIONE.....	9
II.. CENNI DI GEOMORFOLOGIA	13
1. - CENNI SULLA CRIOSFERA	14
III.. -INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI	17
1. - INTRODUZIONE	17
2. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO.....	22
2.1 - L'ASSETTO STRUTTURALE.....	22
2.2 - L'EVOLUZIONE TETTONICO-METAMORFICA	29
2.3 - LE LINEE TETTONICHE	31
2.4 - IL PLUTONE BASICO DI SÒNDALO E LE MAGMATITI ACIDE DELL'ALTA VALTELLINA.....	34
2.5 - IL PLUTONE DEL GRAN ZEBRÙ.....	34
2.6 - I DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO – QUATERNARI	35
2.6.1. - Caratteri salienti dei depositi quaternari del Foglio Bormio.....	35
2.6.1.1. - Bacino del Fiume Adda.....	35
2.6.1.2. - Bacino del Fiume Adige.....	36
IV. STRATIGRAFIA.....	37
1. - BASAMENTI CRISTALLINI PRE-PERMIANI	38
1.1 - ZONA A SCAGLIE UMBRAIL-CHAVALATSCH.....	38
1.1.1. - Ortogneiss granitici (COJ).....	39
1.1.2. - Paragneiss biotitici o a due miche (COK).....	40
1.1.3. - Filloniti (COX).....	41
1.1.4. - Quarziti e quarzoscisti (CQZ).....	41
1.1.5. - Prasiniti (COW).....	42
1.2 - FALDA CAMPO	42
1.2.1. - Scaglia dello Zebrù.....	43
1.2.1.1. - Ortogneiss (SZT).....	44

1.2.1.2. - Filladi (SZF)	44	2.6 - CALCARE DI QUATTERVALS (QUT)	72
1.2.1.3. - Cloritoscisti (SZC)	45	2.7 - FORMAZIONE DI FRAELE (FRA)	73
1.2.1.4. - Marmi (SZM)	45	2.8 - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA	75
1.2.1.5. - Serpentiniti (SZS)	45	3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO	76
1.2.2. - Unità di Peio	46	3.1 - PLUTONE DEL GRAN ZEBRÙ	76
1.2.2.1. - Magmatismo da tardo-a post-varisico	47	3.1.1. - Granodioriti, dioriti quarzifere e tonaliti (PGZ).	76
1.2.2.1.1. - Plutone di Sòndalo	48	3.1.2. - Andesiti e basalti (fz)	77
1.2.2.1.1.1 - Gabbri (ISG)	49	3.1.3. - Le facies di contatto del plutone del Gran Zebrù e la mineralizzazione a magnetite di Cima della Miniera	78
1.2.2.1.1.2 - Dioriti (ISD)	49	3.2 - QUARZODIORITE DI PALA DELLA DONZELLA: FACIES DI CONTATTO ...	79
1.2.2.1.1.3 - Quarzodioriti (ISQ)	50	4. - FILONI DI ETA' INCERTA	79
1.2.2.1.2. - Magmatiti acide dell'Alta Valtellina	50	4.1 - ANDESITI E BASALTI (FB)	79
1.2.2.1.2.1 - Graniti e granodioriti (ISR)	51	5. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO QUATERNARI	80
1.2.2.2. - Basamento Cristallino Pre-Permiano	51	5.1 - CRITERI DI RILEVAMENTO E CARTOGRAFIA ADOTTATI NELL' AREA LOMBARDA	80
1.2.2.2.1. - Ortogneiss (OOG)	51	5.2 - UNITA' NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	86
1.2.2.2.2. - Metarioliti (OPO) ("Porfiroidi", <i>Auct.</i>)	52	5.2.1. - Sintema del Po (POI)	86
1.2.2.2.3. - Micascisti a clorite e sericite (OME)	53	5.2.2. - Supersintema della Colma del Piano (CM)	87
1.2.2.2.4. - Micascisti e paragneiss a granato e staurolite (OMI)	55	5.3 - UNITA' DEL BACINO DELL' ADDA	87
1.2.2.2.5. - Paragneiss a bande (OMP):	56	5.3.1. - Sintema di Cantù (LCN)	87
1.2.2.2.5.1 - Paragneiss e micascisti a sillimanite (OMPd)	57	5.4 - UNITA' DEL BACINO DELL' ADIGE	88
1.2.2.2.5.2 - Quarziti e quarzoscisti (OQU)	58	5.4.1. - Sintema del Garda (SGD)	88
1.2.2.2.6. - Anfiboliti (OAF)	59	V. . TETTONICA E METAMORFISMO	91
1.2.2.2.7. - Prasiniti (OPS)	60	1. - EVOLUZIONE METAMORFICA PRE-ALPINA	92
1.2.2.2.8. - Marmi (OMA)	60		
1.2.3. - Unità di Lasa	61		
1.2.3.1. - Metagraniti (LOM)	62		
1.2.3.2. - Ortogneiss (ONO)	62		
1.2.3.3. - Micascisti e paragneiss a bande (OPL)	63		
1.2.3.4. - Quarziti (OLQ)	64		
1.2.3.5. - Anfiboliti (OAL)	64		
1.2.3.6. - Marmi (OML)	64		
1.2.3.7. - Miloniti indifferenziate (TZL)	65		
2. - COPERTURE SEDIMENTARIE PERMO-MESOZOICHE	65		
2.1 - VERRUCANO ALPINO (VEA)	67		
2.2 - DOLOMIA DI WETTERSTEIN (WET)	68		
2.3 - FORMAZIONE DELLA VAL FORCOLA (FOR)	68		
2.4 - DOLOMIA PRINCIPALE - HAUPTDOLOMIT(DDX)	70		
2.5 - FORMAZIONE DI PRA GRATA (GAA)	71		

2. - EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA.....	94	3.4 - COLATE DETRITICHE E FANGOSE	124
3. - DEFORMAZIONE DUTTILE.....	99	4. - CAVE E MINIERE	125
4. - LE FAGLIE ALPINE.....	99	4.1 - ROCCE E MINERALI PER L'INDUSTRIA	125
4.1 - SISTEMA DELLE FAGLIE DI ZEBRÙ	99	4.2 - MATERIALI INERTI DA COSTRUZIONE (GHIAIE, SABBIE E PIETRISCHI)	126
4.2 - LINEA DI ZUMPANELL (-LASA).....	101	4.3 - ROCCE ORNAMENTALI (MARMI, PIETRE E GRANITI).....	127
4.3 - LA LINEA DEL GALLO	102	4.4 - MINERALI METALLICI.....	128
4.4 - LA LINEA TRUPCHUN-BRAULIO	102	VII. ABSTRACT.....	133
4.5 - LE MILONITI DELLA VAL VENOSTA E LA LINEA DI SLINGIA.....	102	VIII. ENGLISH LEGEND.....	135
4.6 - LA LINEA DEL M. MALA	103	BIBLIOGRAFIA	136
5. - TETTONICA FRAGILE.....	104	IX. APPENDICE I – ABBREVIAZIONI DEI MINERALI	150
6. - SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE.....	106		
VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA	109		
1. - SISMICITÀ	109		
2. - RISORSE IDRICHE	114		
2.1 - SORGENTI E ACQUE MINERALI.....	116		
2.2 - SORGENTI TERMOMINERALI: I BAGNI DI BORMIO.....	118		
2.3 - RISORSE IDROELETTRICHE	119		
3. - FENOMENI DI DISSESTO.....	120		
3.1 - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)	120		
3.1.1. - La frana del Ruinòn.....	120		
3.1.2. - La frana del Monte di Tarres	122		
3.2 - FRANE PER CROLLI IN ROCCIA	122		
3.2.1. - La frana della Punta Thurwieser.....	123		
3.2.2. - La frana della Val Pola.....	124		
3.3 - FRANE DI SCIVOLAMENTO	124		

I. INTRODUZIONE

Il Foglio 24-Bormio¹ della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 inquadra un settore di territorio nazionale a cavallo tra la Provincia di Sondrio (Lombardia) e le Province Autonome di Trento e di Bolzano (Trentino-Alto Adige). La porzione nord-occidentale del foglio, che ricade in territorio svizzero, esula dal programma di rilevamento CARG. La parte rilevata ha un'estensione di 497 km². Il settore lombardo comprende parte dell'alta Valtellina: Valle del Bràulio, Val Zebrù, bassa Valfurva e altre valli minori del Bormiese; in provincia di Bolzano: la Val Solda-Val Trafoi, una porzione del versante destro della media Val Venosta e l'alta Val Martello; in provincia di Trento: l'alta Val de la Mare, diramazione settentrionale della Val di Peio.

Il Foglio è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89): Responsabile del Progetto Dott. ANDREA PICCIN, Coordinamento scientifico Prof. ARRIGO GREGNANIN (Univ. Mi) e Dott. PIETRO MARIO ROSSI (CNR), Direzione di rilevamento Dott. ATTILIO MONTRASIO con il contributo del Prof. ALFREDO BINI e del

1 Nella cartografia ufficiale italiana esistono diverse carte topografiche designate col toponimo "Bormio": Foglio 8-Bormio alla scala 1:100.000 (IGMI); Foglio 24-Bormio alla scala 1:50.000 (IGMI); Tavoletta 8 II NE-Bormio alla scala 1:25.000 (IGMI); Sezione D1d5-Bormio alla scala 1:10.000 (CTR Reg. Lomb.). In queste Note Illustrative, con "foglio Bormio" (o semplicemente "foglio") si intende il Foglio 24-Bormio alla scala 1:50.000, a cui le stesse si riferiscono.

Prof. MAURO GUGLIELMIN per il Quaternario. Il rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:10.000, nel periodo 1998-2004, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Regionale (CTR) della Regione Lombardia, la Carta Tecnica Provinciale (CTP) della Provincia di Trento e ingrandimenti al 10.000 delle tavolette IGM 1:25.000 per la Provincia di Bolzano.

I rilevamenti geologici del substrato roccioso del foglio Bormio (formazioni sedimentarie permio-mesozoiche e basamenti cristallini pre-permiani) sono stati effettuati da geologi funzionari della Regione Lombardia: dott. F. Berra, dott. M. Guglielmin, dott.ssa D. Mazzoccola, dott. E. Sciesa, e dai consulenti esterni dott.ssa R. Migliacci Bellante e dott. M. Longhin. Ai rilevamenti hanno partecipato F. Jadoul (per il Mesozoico) e A. Montrasio (per il basamento cristallino). I rilevamenti delle coperture quaternarie sono stati effettuati da: M. Guglielmin, A. Bini, Paola Tognini, M. Carboni. Con apposita convenzione tra la Regione Lombardia e la Provincia Autonoma di Bolzano, sono stati acquisiti rilevamenti geologici di V. Mair che interessano un'area tra le alte valli Solda, Cedèc, Lasa e Martello. Sono stati altresì utilizzati i rilevamenti geologici delle Tesi di Laurea di: MESTRINER (1977), CORNAGGIA (1995), VOLONTIERI (1997), nonché i rilevamenti personali di CASSAMAGNAGHI et al. (1998) e di CITTERIO et al. (1998).

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali previste dall'APAT, con i necessari adattamenti richiesti dalle formazioni cristalline, e in particolare da quelle metamorfiche, per le quali sono più adatti criteri litostratigrafici meno rigidi di quelli proposti dal Codice di Nomenclatura Stratigrafica.

Le unità superficiali neogenico-quaternarie sono state distinte utilizzando le unità stratigrafiche a limiti inconformi (Unconformity-Bounded Units, UBSU): nel capitolo relativo alla stratigrafia vengono fornite le definizioni e i criteri adottati per il loro rilevamento.

La stesura delle Note Illustrative del foglio 24-Bormio è stata curata dagli Autori seguenti:

- Cordinamento e revisione generale del testo: A. MONTRASIO, M. LONGHIN e V. MAIR (Unità di substrato), M. GUGLIELMIN e A. BINI (Unità di Quaternario continentale);
- Introduzione (Cap. I): A. MONTRASIO
- Cenni di geomorfologia (Cap. II): M. GUGLIELMIN (Unità di Quaternario continentale);
- Inquadramento geologico e studi precedenti (Cap. III): F. BERRA, M. LONGHIN, V. MAIR e A. MONTRASIO (Unità di substrato); A. BINI e M. GUGLIELMIN, (Unità di Quaternario continentale);
- Stratigrafia (Cap. IV): F. BERRA, M. GUGLIELMIN, M. LONGHIN, V. MAIR, A. MONTRASIO;

- Tettonica (Cap. V): F. BERRA, M. LONGHIN, V. MAIR, A. MONTRASIO, con contributi dei rilevatori;
- Cenni di geologia applicata (Cap. VI): N. DEICHMANN e A. ZAPPONE (Sismicità); A. MONTRASIO (Risorse idriche); E. SCIESA e M. CERIANI (Fenomeni di dissesto); S. GUERRA, A. MONTRASIO, E. SCIESA (Cave e miniere).

II. CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'area del Foglio Bormio è principalmente caratterizzata da tre ambienti morfogenetici che sono rispettivamente: l'ambiente glaciale, l'ambiente periglaciale e l'ambiente dei versanti. Il paesaggio risulta infatti profondamente interessato dall'azione dei ghiacciai che sono tuttora presenti in alcune decine di individui e che, nonostante il pronunciato ritiro degli ultimi decenni, costituiscono quasi il 50% delle aree glacializzate di tutto l'arco alpino italiano. Tra questi ghiacciai va sicuramente segnalato l'apparato glaciale dei Forni che risulta essere il più vasto ghiacciaio interamente in territorio italiano. L'azione glaciale è comunque ancora più evidente con la sue forme di accumulo (cordoni morenici) che caratterizzano la testata di pressoché tutte le valli presenti e anche i versanti delle valli principali. Diffusi sono comunque anche i depositi glaciali informi che spesso ricoprono, più o meno rimobilizzati dall'azione gravitativa, gran parte dei versanti sino alle quote più basse. L'azione glaciale nella formazione delle valli stesse non è (così) altrettanto certa; infatti evidenze di indagini sismiche svolte nella conca di Bormio (BIELLA et al., subm.) evidenzia come la forma del bedrock sia più ascrivibile a una azione erosiva fluviale ed a una intensa dinamica di versante che non a quella di esarazione glaciale. Per quanto concerne l'ambiente periglaciale, certamente il foglio Bormio rappresenta una delle aree più ricche delle due principali forme ascrivibili a questo ambiente quali i rock glaciers e i protalus rampart (argini detritici di nevaio). Tali forme in genere costituiscono vere e proprie unità all'interno delle quali possono essere differenziate anche diverse facies e la cui collocazione cronologica può essere molto diversa ma sempre successiva all'ultimo Massimo Glaciale

(LGM). La presenza di rock glaciers spesso indica la presenza di permafrost di spessore in genere superiore ai 10-15 m (GUGLIELMIN *et al.*, 2001). Ad una scala più di dettaglio diffuse sono le forme legate alla gelifluzione o alla solifluzione come i lobi di pietre o di terra e le terrazzette. Tra i suoli strutturati sono certamente molto diffusi i cuscinetti erbosi (thufur) mentre i suoli poligonali selezionati sono perlo più rappresentati o da grandi cerchi di pietre (con diametri di oltre 10 m) relitti o da forme di ridotte dimensioni (30-70 cm) e da suoli striati centimetrico-decimetrici. L'azione gravitativa si manifesta principalmente con una elevata frequenza di movimenti di massa quali debris flows, frane e valanghe di roccia, tra le quali non si può non ricordare l'evento del 28 luglio 1987 in Val Pola che provocò lo sbarramento della valle dell'Adda, la distruzione di diverse abitazioni e ben 27 vittime (COSTA, 1991). Tra i più recenti (successivo al rilievo) spicca la frana della Punta Thurwieser avvenuta il 18 settembre 2004 e attribuibile anche alla degradazione del permafrost (GUGLIELMIN, 2005). Una caratteristica saliente nell'evoluzione dinamica dei versanti è però senz'altro rappresentata dalle diverse manifestazioni superficiali delle deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) quali scarpate in contropendenza, trincee beanti, terrazzi strutturali, frane, che interessano più o meno in modo continuo interi versanti come quelli della Valfurva. L'azione fluviale e quella lacustre è sicuramente più limitata anche perché le principali conoidi presenti sono state edificate da debris flows e dalla combinazione di diversi processi di sedimentazione. Rari infatti sono i terrazzi fluviali, quasi sempre conservati solo in piccoli lembi, mentre i laghi naturali presenti nell'area sono di piccole dimensioni con una scarsa sedimentazione. Da segnalare inoltre la presenza di fenomeni carsici sia di tipo superficiale (particolarmente diffusi nella Valle dell'Alpe e in Val Sobretta) sia di tipo profondo e presenti sia nella serie sedimentaria carbonatica che nei marmi cintonutini nella successione metamorfica.

1. - CENNI SULLA CRIOSFERA

La criosfera, ossia l'insieme di tutti gli ambienti in cui si può trovare e conservare ghiaccio in una delle sue tipologie, costituisce una porzione della natura della superficie e del sottosuolo che specie in relazione al pressante mutamento climatico in atto vale la pena di aggiungere a tali note. L'area del Foglio è estremamente importante sia per l'estensione rilevante, nonostante il forte regresso degli apparati glaciali e dei glacionevati ma anche per essere una delle aree italiane più interessate dal permafrost (GUGLIELMIN & SILETTO, 2000, GUGLIELMIN & SMIRAGLIA, 1997).

L'evoluzione glaciale dell'area è stata contraddistinta (fig. XX) da una fortissima regressione tra le fasi immediatamente successive all'LGM, documentate dai diversi depositi glaciali (per lo più till di ablazione) che costituiscono cordoni morenici laterofrontali o sono informi sui versanti delle valli principali, e i depositi glaciali relativi all'unità Postglaciale.

La trimline (corrispondente alla quota massima raggiunta dai ghiacciai) spesso non è ben riconoscibile ma nonostante ciò è chiaro che durante la Massima Glaciazione (MEG) numerosi nunatak erano presenti nell'area dato che mediamente la trimline varia dai 2700 ai 3000.

Durante il Postglaciale le fasi di avanzata glaciale non sono state tutte sincrone nelle diverse valli e si può notare come in alcuni circhi e valli l'unica avanzata documentata sia precedente alla fase nota storicamente come Piccola Età Glaciale mentre in altre quest'ultimo evento è stato il più esteso areale e nessun'altra fase precedente durante l'Olocene sia stata documentata.

È rimarchevole anche come in alcune valli esposte verso i quadranti meridionali o in posizione più centrale nella catena (zona Stelvio) non siano documentati episodi glaciali durante l'Olocene.

La Piccola Età Glaciale è in genere datata tra il 1500 e il 1850 AD (es. PELFINI, 1992) mentre le fasi oloceniche precedenti sono meno conosciute o lo sono in modo indiretto (diagrammi pollinici) e sono relative essenzialmente a 2 episodi principali (2300-2700 e 3000-3300 BP anni: PELFINI 1992, 1994b, OROMBELLI & PELFINI 1985, BURGA 1987, GUGLIELMIN *et al.* 2001, CALDERONI *et al.* 1998, GUGLIELMIN *et al.* 2004).

Le uniche datazioni relative alla deglaciazione più precoce dopo l'LGM sono riportate in GUGLIELMIN & DEI CAS (2000) in cui si documenta l'avvenuta deglaciazione nella Conca di Bormio circa 13.000 anni dal presente e quindi i Subsistemi del Braulio, Frodolfo e Viola hanno depositato i loro depositi o asincronamente o posteriormente a tale data.

Per quanto riguarda il permafrost i dati misurati con geofisica o con altri metodi diretti sono molto pochi anche se quest'area è il settore alpino italiano certamente più studiato (per es. GUGLIELMIN, 2003, CANNONE *et al.*, 2003, GUGLIELMIN *et al.*, 2001). Il permafrost è in genere presente nei quadranti settentrionali a quote superiori i 2700 m e su quelli meridionali all'incirca 200 m più in alto. In corrispondenza dei rock glacier o dei protalus rampart o di depositi detritici e di frana a granulometria grossolana questi limiti però possono scendere anche di 200-300 m. Lo spessore del permafrost è variabile tra i 10-15 m sino ad oltre 200 m (GUGLIELMIN, 2003) ed interessa sia il substrato lapideo che i depositi sciolti. In genere il permafrost analizzato nei depositi sciolti può contenere un'elevata percentuale di ghiaccio (anche oltre il 100% quando sono presenti corpi massivi) in genere a profondità superiori i 2 m (strato attivo) e solo molto

raramente affiorante in seguito ad eventi franosi. Temporalmente il permafrost presente è per lo più olocenico anche se non si può escludere permafrost pleistocenico e, in alcune aree di recente deglaciazione, una aggradazione storica (post Piccola Età Glaciale).

III. -INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

1. - INTRODUZIONE

I primi studi geologici sul *basamento cristallino*, riguardanti il territorio compreso nel foglio Bormio e le aree limitrofe, risalgono al XIX secolo. Ricordiamo, per ragioni storiche, quelli di NECKER (1832), ESCHER (1839), BÖSE (1896), STACHE (1878, 1879), STELLA (1894): si tratta, in genere, di lavori sporadici su temi specifici, come ad esempio quello minerario. THEOBALD (1866) è il primo autore che s'interessa in modo sufficientemente organico della regione, con una carta geologica in scala 1:100.000 dei Grigioni sud-orientali e della limitrofa Valtellina, accompagnata da una voluminosa memoria descrittiva, ricca di dati e osservazioni.

Nei primi decenni del XX secolo, una grande fioritura di studi accompagnò le discussioni sulla struttura delle Alpi tra i propugnatori delle neonate teorie faldiste (come sviluppo delle idee di Bertrand di qualche decennio prima) e i difensori delle teorie autoctoniste. La nuova visione troverà un valido supporto nella teoria mobilista della Deriva dei Continenti di Wegener del 1929 e la definitiva consacrazione, con opportune messe a punto, nella teoria della Tettonica delle placche, a cavallo tra gli anni '60 e '70. Nella teoria faldista, il Dominio Austroalpino costituisce la struttura

geologica più elevata della catena alpina; ad essa appartengono tutte le unità presenti nel foglio.

Schematicamente, per limitarci alle personalità scientifiche più eminenti di quella fase "eroica" della geologia alpina, facevano parte della schiera dei faldisti P. Termier, E. Argand, H. Schardt, M. Lugeon, R. Staub e Gb. Dal Piaz; della schiera degli autoctonisti W. Hammer, A. Spitz e Dyhrenfurth. A quest'ultimi va riconosciuto il grandissimo merito di aver effettuato i primi eccellenti rilevamenti geologici sistematici nell'area del foglio Bormio con i fogli "Bormio und Passo del Tonale" (HAMMER, 1908) e "Glurns und Ortler" (HAMMER, 1912), in scala 1:75.000, e le carte geologiche in scala 1:50.000 delle Dolomiti Engadinesi tra Schuls, Scans e il Passo dello Stelvio (SPITZ & DYHRENFURTH, 1914). Gli stessi studiosi furono autori di altri numerosi contributi (HAMMER, 1902-1938; SPITZ & DYHRENFURTH, 1914) sulla stratigrafia delle formazioni sedimentarie, sulla petrografia dei complessi metamorfici e sull'assetto strutturale della regione tra l'Engadina, il Bormiese, il Passo dello Stelvio, i Gruppi dell'Ortles e del Chavalatsch e il Passo del Tonale.

Nell'ambito del problema generale della struttura delle Alpi, si svilupparono, in quel periodo, vivaci discussioni intorno ai rapporti tra le varie unità tettoniche della regione e intorno al loro significato paleogeografico. TERMIER (1903, 1905), estendendo alle Alpi Centro-Orientali le concezioni faldiste che Argand aveva sviluppato nelle Alpi Occidentali, interpretò la massa dell'Ötztal come una falda alloctona, migrata nella posizione attuale partendo dalle sue radici, ch'egli collocava a sud dell'Ortles a ridosso della Linea Insubrica. Al contrario, l'autoctonista HAMMER (1908), interpretando la fascia sedimentaria dell'Ortles come una grande sinclinale chiusa a nord, ne vedeva il basamento cristallino come una massa autoctona che faceva tutt'uno con il cristallino dell'Ötztal e con quello di Umbrail. I contatti superiore ("Linea di Trafoi") e inferiore ("Linea dello Zebrù") tra la massa sedimentaria e i suddetti basamenti furono interpretati da questo autore come scorrimenti d'importanza locale. SPITZ & DYHRENFURTH (1914) interpretarono le Dolomiti Engadinesi (di cui è parte il sedimentario dell'Ortles) come un sistema di anticlinali e sinclinali stirate e scagliate, per la cui formazione ipotizzarono spinte da est a ovest; al contrario, Hammer invocava spinte da sud a nord per la sinclinale di sedimentario dell'Ortles. Staub, divenuto un faldista convinto, da autoctonista che era, interpretò le masse dell'Ortles e dell'Umbrail come falde di sovrascorrimento Austroalpine, con la "zona di radice" situata in una zona interna (meridionale) dell'arco alpino.

STAUB (1924, 1937, 1964) distinse le unità austroalpine in superiori, medie e inferiori. Per limitarci al foglio Bormio e dintorni (tralasciando quindi le unità Austroalpine inferiori), egli attribuì all'Austroalpino superiore le unità Ötztal, Quattervals e Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch, all'Austroalpino medio i Sistemi di Campo/Ortles e di Languard.

Questa interpretazione fu criticata sotto vari punti di vista da importanti autori (SANDER, 1929; WENK, 1934, ecc.). DAL PIAZ (1936, 1937) attribuì alla Linea di Slingia, che per Staub rappresentava la separazione tra l'Austroalpino superiore e il medio, un significato più locale, sostenendo invece stretti legami fra i basamenti cristallini dell'Ötztal e di Campo. Di conseguenza, egli negò l'esistenza dell'Austroalpino medio di Staub, aggregandolo all'Austroalpino superiore. TOLLMANN (1963, 1987) attribuì all'Austroalpino superiore le sole Alpi Calcaree Settentrionali (Northern Calcareous Alps - NCA), mentre accorpò nell'Austroalpino medio tutte le unità sottostanti, dalla Languard all'Ötztal incluse. TRÜMPY (1980) e FURRER (1985), evitano il termine "Austroalpino medio", compromesso da troppe interpretazioni contrastanti, introducendo un termine più geografico che paleogeografico - "Austroalpino Centrale" - che include tutte le unità comprese tra le Alpi Calcaree Settentrionali e l'Austroalpino inferiore.

ANDREATTA (1939-1954) illustrò in numerosi lavori i caratteri petrografici e strutturali di gran parte dell'area compresa nel foglio 24-Bormio, che culminarono nella pubblicazione del foglio geologico 9-M. Cevedale in scala 1:100.000 (ANDREATTA, 1951), a cura del Magistrato delle Acque, e nella monografia sulla Val di Peio e la Catena Vioz-Cevedale (ANDREATTA, 1954).

Negli anni '60, dopo alcuni decenni di stasi quasi totale nella produzione di fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, un nuovo slancio venne impresso alle ricerche geologiche in ambito italiano dalla Legge "3 gennaio 1960 N. 15", che affiancò al Servizio Geologico d'Italia vari Istituti Universitari e altre istituzioni di ricerca, per il completamento e l'aggiornamento della Carta Geologica d'Italia. In quell'occasione furono realizzati, ad opera degli Istituti di Mineralogia e di Geologia delle Università di Milano e di Padova, i rilevamenti sistematici nell'area alpina centrale che culminarono nella pubblicazione dei fogli geologici in scala 1:100.000 7-18 Pizzo Bernina-Sondrio (1970), 8-Bormio (1970) e 19-Tirano (1970) e altri, da parte del Servizio Geologico d'Italia. In particolare, il foglio 8-Bormio 1:100.000 (BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970) interessa un'ampia fascia occidentale del foglio 24-Bormio in scala 1:50.000, oggetto delle presenti Note illustrative. Tra i lavori, di carattere stratigrafico, peleoontologico, petrografico e tettonico, che hanno preceduto,

accompagnato e seguito la pubblicazione del foglio 8-Bormio 1:100.000, ne ricordiamo alcuni che verranno in parte ripresi nel titolo successivo: POZZI (1957-1966), GELATI (1964-1966), PAREA (1960), MARTINA (1957-1958), GIORCELLI (1957), BONSIGNORE & RAGNI (1966), CAMPIGLIO & POTENZA (1964, 1966), DEL MORO & NOTARPIETRO (1987).

Per quanto riguarda le unità strutturali costituite da *successioni sedimentarie*, la bibliografia esistente comprende lavori di carattere prevalentemente stratigrafico (relative sia all'area compresa nel foglio Bormio che ad aree limitrofe con caratteristiche sedimentarie analoghe) risalenti fino alla prima metà del secolo (tra i principali si possono ricordare HAMMER, 1908; SPITZ & DYHRENFURTH, 1914; DAL PIAZ, 1936; KAPPELER, 1938). Negli anni '50-60 si ebbe un nuovo impulso allo studio della stratigrafia e dei rapporti strutturali tra le diverse unità: è in questo periodo che si ebbero le definitive datazioni delle successioni triassiche (tra lavori più significativi si ricordano HESS, 1953; POZZI, 1959, 1960, 1965; POZZI & GIORCELLI, 1960; SOMM, 1965). Lavori più recenti completano la bibliografia disponibile dell'area, affrontando sia tematiche strutturali sia stratigrafiche (FURRER, 1985, lavoro di sintesi stratigrafica che copre tutto il territorio dell'Engadina; CONTI, 1992; 1997; 1998; BERRA, 1995; BERRA & CIRILLI, 1997a, 1997b; FROITZHEIM *et al.*, 1994; SCHMID, 1973; BERRA & JADOUL, 1999). Per quanto riguarda la Cartografia geologica delle aree di affioramento delle coperture sedimentarie, oltre al Foglio 8 Bormio della Carta Geologica d'Italia (BONSIGNORE *et alii*, 1970) ed alla Carta geologica 1:100.000 delle Tre Venezie, Foglio 9-Monte Cevedale (ANDREATTA, 1951), si segnalano le carte di Pozzi e Giorcelli (1960) e Dössegger (1986), quest'ultima prevalentemente in territorio Svizzero ad ovest del Foglio Bormio.

La letteratura precedente relativa ai *depositi quaternari* dell'area del foglio Bormio è piuttosto scarsa. La maggior parte dei lavori sono infatti a carattere geomorfologico con alcuni cenni relativi ai depositi quaternari (PELFINI, 1994a; GNFG, 1986). Nonostante ciò, alcuni lavori sono comunque utili per la ricostruzione degli apparati glaciali olocenici (PELFINI, 1992, 1994b; OROMBELLI & PELFINI, 1985) e per fornire informazioni relative all'evoluzione dinamica dell'area (FORCELLA & OROMBELLI, 1984).

Un utile lavoro è rappresentato dallo Studio Geomorfologico e Geologico Applicato dell'Alta Valtellina di POZZI *et al.* (1991) in cui, oltre ad una cartografia geomorfologica a scala 1:50.000 di tutto il settore lombardo del

foglio, si trovano alcune indicazioni di carattere litologico-tecnico dei depositi presenti.

Limitatamente alla porzione più occidentale del foglio, alcune indicazioni di carattere geomorfologico e soprattutto paleoclimatico sono rintracciabili in BURGA (1987).

Interessanti anche le informazioni di carattere prevalentemente geomorfologico riscontrabili nel lavoro del GNFG (1986) relativamente all'Alta Val di Peio.

Numerosi sono i lavori relativi al censimento e descrizione degli eventi franosi dell'area che spesso non sono però corredati di informazioni inerenti i depositi quaternari.

Recentemente GUGLIELMIN & DEI CAS (2000) forniscono utili informazioni relativamente alla deglaciazione della Valle dell'Adda dopo l'ultimo massimo glaciale. Utili informazioni relativamente all'evoluzione storica degli apparati glaciali sono contenute nel Catasto dei Ghiacciai Italiani (CNR, 1961), nel lavoro "Ghiacciai in Lombardia" di CATASTA & GALLUCCIO (1992) e nella tesi di Dottorato di PELFINI (1992).

Sicuramente utile anche il "Catasto dei Rock Glacier delle Alpi italiane" (GUGLIELMIN & SMIRAGLIA, 1997) e il lavoro di GUGLIELMIN & TELLINI (1992) come base per l'individuazione dei rock glaciers dell'area.

Di grande interesse per l'evoluzione plio-quaternaria e per l'interpretazione di alcuni tratti morfologici salienti e di processi di deformazione gravitativa profonda che interessano la Valle dell'Adda sono i dati relativi ai profili sismici realizzati nell'ambito di una collaborazione Regione Lombardia-CNR nella zona di Bormio-Valdisotto, trasversalmente alla valle dell'Adda (BIELLA *et al.*, *subm.*).

La *cartografia geologica* dell'area, oltre alle già citate carte storiche difficilmente reperibili di HAMMER (1908, 1912) e di SPITZ & DYHRENFURTH, 1914), include i fogli della Carta Geologica d'Italia 8-Bormio (BONSIGNORE *et al.*, 1969) e 9-Monte Cevedale (ANDREATTA, 1951) alla scala 1:100.000, la "Carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio alla scala 1:35.000" (POZZI & GIORCELLI, 1960), la "Carta geomorfologica e geologico-applicativa dell'Alta Valtellina" alla scala 1:50.000 (POZZI *et al.*, 1990); e inoltre, stralci di carte geologiche a diversa scala presenti in alcuni lavori citati in bibliografia.

Segnaliamo altre carte geologiche, generalmente a piccola scala, utili per inquadrare problemi geologico-strutturali o temi speciali: "Geologische Übersichtskarte des Republic Österreich, mit tektonische Gliederung" 1:1.000.000 (BECK-MANNAGETTA, 1964); "Structural Model of Italy" in

scala 1:1.000.000, Foglio nord (AA. VARI, 1972); “Structural Model of Italy” in scala 1:500.000, sheet n.1 (AA. VARI, 1990); “Carta Geologica della Provincia di Sondrio” in scala 1:200.000 (NANGERONI *et al.*, 1970); “Geologische Karte der Schweiz” e “Tektonische Karte der Schweiz” 1:500.000 (SPICHER, 1980); “Carta Geologica della Lombardia” in scala 1:250.000 (MONTRASIO, 1990); “Neotectonic Map of Italy” in scala 1:500.000, sheet n. 1, Prog. Finalizzato Geodinamica (AA. VARI, 1987); Carte Neotettoniche dei Fogli 8-Bormio e 9-Tirano (AA. VARI in: Castellarin Ed., 1978); “The new metamorphic map of the Alps: Pre-Alpine metamorphism 1:1.000.000, Alpine metamorphism 1:500.000” (AA. VARI, 1999; in: Schweiz. Min. Petr. Mitt., 79/1).

2. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO

2.1 - L'ASSETTO STRUTTURALE

Il foglio geologico 24-Bormio è ubicato in un settore delle Alpi Centro-Orientali dove numerose unità tettoniche del Dominio Austroalpino formano un *puzzle* tridimensionale che fa discutere gli studiosi, ormai da più di un secolo, sulla identificazione e sul significato stesso dei "pezzi" (falde, scaglie), sul loro raggruppamento in unità tettoniche di ordine superiore, sulla loro restaurazione paleogeografica.

Queste unità tettoniche austroalpine occupano un'ampia depressione dell'asse longitudinale delle Alpi, delimitata: a ovest, dal fronte Pennidico (scaglie ofiolitiche di Arosa-Platta-Lizun-Forno); a est, dalla finestra pennidica dei Tauri e dall'*indenter* sudalpino delle Giudicarie; a sud, dal Dominio Sudalpino; a nord, dalle Alpi Calcareae Settentrionali (NCA) (Fig. A).

Si deve a STAUB (1924, 1964) la più importante suddivisione strutturale del dominio austroalpino in falde, raggruppate a loro volta in tre complessi - Austroalpino inferiore, medio e superiore - separati da importanti superfici tettoniche. L'Austroalpino inferiore affiora nella Valle di Poschiavo e lungo i bordi delle finestre tettoniche dell'Alta Engadina e dei Tauri, ben al di fuori dell'area compresa nel foglio Bormio. Staub ha collocato la separazione tra l'Austroalpino medio e il superiore in corrispondenza della Linea di Slingia. Questa è accompagnata da una potente serie di miloniti ("Miloniti della Val Venosta", *Auct.*), affioranti lungo il versante settentrionale della Val Venosta; alcune propaggini di queste miloniti

interessano anche il versante meridionale della valle, penetrando profondamente nel foglio Bormio. DAL PIAZ (1931-1942) negò l'importanza della linea di Slingia e conglobò in un unico complesso Austroalpino superiore le unità degli Austroalpini medio e superiore di Staub. Indagini successive (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972,1974; SCHMID & HAAS, 1989) hanno confermato l'ipotesi di Staub della tripartizione dell'Austroalpino, che viene adottata in questo foglio.

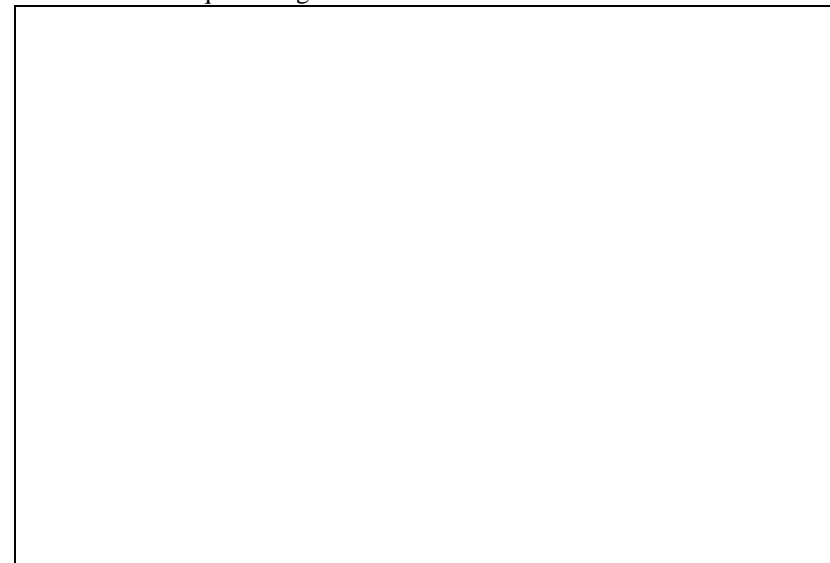


Fig. A – Carta geologica schematica (con riquadro del F. Bormio).

A nord della Linea di Slingia, STAUB (1964) attribuì all'Austroalpino superiore la falda Ötztal (oltre che la falda Silvretta, a nord-ovest della Linea dell'Engadina). A sud della Linea di Slingia, egli attribuì all'Austroalpino superiore, ma con una posizione strutturale inferiore rispetto all'Ötztal, la falda Grosina e numerose altre unità, che egli definì Elementi Subsilvrettidi. In particolare, appartenerebbero agli Elementi Subsilvrettidi di Staub le unità che nel foglio Bormio sono denominate Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e Quattervals: la prima di queste viene da noi equiparata alla falda Ötztal, mentre la seconda viene attribuita all'Austroalpino medio.

In accordo con STAUB (1964), POZZI (1965) attribuì alla falda Languard, intesa come digitazione inferiore della falda Campo (“Cristallino

dell'Ortles"), l'unità di Lasa del nostro foglio Bormio, nonché i lembi mesozoici del Costone di Gomagoi, di Zumpanell e di Testa del Toro; il tutto emergerebbe grazie a una culminazione strutturale posta sul prolungamento di una analoga culminazione più occidentale della falda Languard, nelle valli di Livigno e di Federia. Questo autore ipotizza inoltre che la falda Languard riappaia a sud di Bormio, in alta Valtellina e nella catena Vioz-Cevedale. Quest'ultima affermazione venne ripresa ed enfatizzata da Bonsignore e Ragni (in: BONSIGNORE *et al.*, 1969). In queste note illustrative, l'unità di Lasa, insieme all'unità di Peio e alla Scaglia dello Zebrù, viene al contrario inclusa nella falda Campo. CONTI (1997) individua il contatto tra la Languard e la Campo nella Linea della Blesaccia, tra la Val Federia e la Forcola di Livigno, 20 km ca. a ovest del foglio.

Per una discussione più approfondita e territorialmente più ampia sui problemi connessi con le attribuzioni strutturali delle unità dell'Austroalpino medio e superiore, si rimanda alle Note illustrative del foglio 41-Ponte di Legno (CHIESA *et al.*, in prep, Cap. III).

Nel foglio affiorano le seguenti unità strutturali del Dominio Austroalpino: Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (Austroalpino superiore), unità di Quattervals, falda Ortles e Falda Campo (Austroalpino medio).

La *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* ("Umbrail-Chavalatsch Schuppenzone" di SCHMID, 1973), è l'unità più elevata dell'edificio a falde delle Dolomiti Engadinesi; essa viene interpretata (CONTI, 1997, con bibl.) come un pacco di scaglie basali della falda austroalpina superiore dell'Ötztal, da cui è separata solo geograficamente dalla Val Venosta. Mentre la falda Ötztal è troncata inferiormente dal sovrascorrimento di Slingia (SCHMID & HAAS, 1989), la zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch è separata dalle unità tettoniche sottostanti - Ortles, Lasa (falda Campo) e Sesvenna-S-charl - dalle miloniti della Val Venosta. La strutturazione interna estremamente complicata di questa unità si è formata durante i movimenti di trasporto verso ovest della fase Trupchun (FROITZHEIM *et al.*, 1994).

Verso ovest (M. Forcola, estremo nord-occidentale del foglio), la zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch viene in contatto in modo complesso con l'Unità di Quattervals, costituita quasi esclusivamente da Dolomia Principale: questa termina a cuneo tra due pacchi di scaglie della prima (scaglie del M. Solena, sotto e scaglie del M. Forcola, sopra) tramite la linea Döss Radond (CONTI, 1997). Verso ovest l'Unità di Quattervals poggia direttamente sulla falda Ortles (Linea Trupchun-Braulio), mentre nel breve tratto in cui affiora nel foglio Bormio ne è separata dalla scaglia del M.


Solena e altre (CONTI, 1997). L'Unità di Quattervals si è messa in posto sulla falda Ortles con movimenti verso WSW.

La *Falda Ortles* nella sua metà orientale (affiorante nel foglio Bormio) giace in contatto tettonico su rocce di basamento della falda Campo tramite la linea dello Zebrù (v. avanti); questa rappresenta contemporaneamente la base e l'attuale limite meridionale del Trias della falda Ortles e può essere considerata complessivamente come una trascorrente sinistra (MAIR & PURCHELLER, 1976; FROITZHEIM *et al.*, 1994; CONTI, 1994, 1997). La falda è costituita da una sequenza normale, solo localmente completa dal Verrucano al Turoniano (DÖSSEGGER *et al.*, 1982; CARON *et al.*, 1982); nel foglio Bormio essa è formata quasi esclusivamente da Dolomia Principale, con poche scaglie basali in cui appaiono miloniti (rocce di basamento?) e sedimenti del Permo-Trias inf. ("Verrucano"), del Ladinico (calcari e dolomie stratificati) e del Carnico (carniole, gessi, argilliti) (CONTI, 1997).

La *Falda Campo* ("F. Ortles-Campo" di MAIR *et al.*, in prep.) copre una larga fascia meridionale e orientale del foglio e rappresenta un frammento di crosta superiore adriatica (o africana), costituito da varie unità di basamento cristallino di medio e basso grado. Queste unità tettono-metamorfiche sono, dall'alto in basso: la "scaglia dello Zebrù", l'"unità di Peio" e l'"unità di Lasa" (MAIR *et al.*, in prep.). La Falda Campo nel suo insieme ha come limite tettonico superiore la linea dello Zebrù nell'area del foglio, mentre a sud di questo tale limite è rappresentato dalla linea di Peio (CHIESA *et al.*, in prep).

La *scaglia dello Zebrù* (MAIR *et al.*, in prep.) affiora nel settore centro-orientale del foglio, racchiusa a lente tra la linea dello Zebrù e la linea del Madriccio. Essa giace in una sinforma al tetto dell'unità di Peio e s'insinua alla base della falda Ortles. È costituita da filladi quarzifere con un metamorfismo varisico in facies scisti verdi con sovraimpronta alpina dello stesso grado. L'unità di Peio occupa un'ampia fascia meridionale del foglio Bormio, tra l'alta Valtellina e il Gruppo del Cevedale, e riappare a nord della scaglia dello Zebrù, tra la Val Solda e la Cima Vertana. (Linea dello Zumpanell-Lasa). Questa unità ("Scisti di Peio" di HAMMER, 1908b; "basamento di mesozona" di ANDREATTA, 1951), è costituita prevalentemente da rocce metamorfiche in facies anfibolitica di età varisica, con sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, che nella porzione superiore dell'unità è molto penetrativa ed estesa (MAIR *et al.*, in prep.). L'unità di Lasa, elemento più profondo della falda Campo, emerge nell'estremo settore nord-orientale del foglio a est della Val Solda, limitata a sud dalla linea di Zumpanell-Lasa. Essa è formata da alternanze di gneiss e micascisti, anfiboliti e marmi, con metamorfismo varisico in facies anfibolitica e

MAGMATISMO TARDO ALPINO


 Plutone della Val Zebrù

AUSTROALPINO SUPERIORE

Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch
 Sedimentario Umbrail

 Cristallino Chavalatsch

AUSTROALPINO MEDIO

 Falda Quattervals


 Falda Ortles
Falda CampoComplesso Sesvenna-S-charl
 Scaglia dello Zebrù

 Sedimentario S-charl

 Unità di Peio
Corpi intrusivi tardo-post varisici

 Cristallino Sesvenna

 Unità di Lasa

 Scaglie di coperture Permo-Triassiche
lungo le linee tettoniche

 faglia

 sovrascorrimento

 confine di stato

 confine di regione

Fig.S1 – Legenda dello Schema Tettonico

2.2 - L'EVOLUZIONE TETTONICO-METAMORFICA

Nelle unità Austroalpine affioranti nel foglio Bormio sono presenti tracce di una storia evolutiva paleozoica antica e addirittura pre-paleozoica (FRISCH *et al.*, 1990). Tuttavia, l'impronta metamorfico-deformativa e l'assetto strutturale più evidenti sono dovuti alle orogenesi varisica e alpina.

ARGENTON *et al.* (1980), a proposito della contiguità di un complesso filladico *s.l.* in facies scisti verdi e di un complesso di micascisti in facies anfibolitica nell'Austroalpino della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori, propendono per un metamorfismo progrado all'interno di una sequenza unitaria (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972, 1974), con impronta metamorfica fondamentale varisica e retrocessione alpina discontinua, parziale e di basso grado, non riconoscendo l'esistenza di una significativa interruzione tettonica all'interno del complesso filladi-micascisti. La presenza di abbondanti intercalazioni concordanti di porfiroidi escluderebbe (ARGENTON *et al.*, 1980) che le filladi possano corrispondere a filloniti e blastomiloniti di originari parascisti di alto grado di età pre-ercinica (ANDREATTA, 1951,1962).

GREGNANIN *et al.* (1990, ined.) propongono che per i complessi di basamento dell'Austroalpino si possa ragionevolmente ipotizzare una fase eo-varisica di alta pressione e alta temperatura, seguita da una fase meso-varisica, eventualmente non sincrona nei vari settori dell'orogeno ercinico, responsabile della formazione della scistosità principale e della parziale continuazione della blastesi di pressione medio-alta precedenti (fase barroviana). Ad esse seguirebbe infine una fase neo-varisica, non necessariamente separata dalla precedente e caratterizzata in generale da bassa pressione e da temperature molto variabili.

FRISCH *et al.* (1990) individuano nei complessi di basamento austroalpini tre successioni litostratigrafiche molto simili ma con un'evoluzione geotettonica varisica differenziata: (i) le sequenze fossilifere debolmente metamorfosate delle falde alpine più elevate, (ii) le aree di filladi quarzifere di basso grado metamorfico e (iii) i complessi a micascisti e marmi in facies anfibolitica. La sequenza fossilifera serve da riferimento litostratigrafico alle altre due, che costituiscono anche i complessi di basamento austroalpini del foglio Bormio.

Per HOINKES & THÖNI (1993), il cristallino di Campo (che forma la base del Mesozoico dell'Ortles) è formato da una sequenza metamorfica continua che va da un grado medio dei micascisti e paragneiss (con intercalazioni di

pegmatiti, gneiss granitici e anfiboliti) a un grado più basso delle filladi quarzifere che formano un sinclinorio sopra i primi.

GREGNANIN *et al.* (1995) e GREGNANIN & VALLE (1995) riconoscono nella unità austroalpina Ötztal-Stubai, affiorante appena a nord del foglio Bormio, quattro fasi deformative principali, le prime due (D_1 e D_2) riconducibili all'orogenesi ercinica, le altre due (D_3 e D_4) all'orogenesi alpina. La sequenza D_1 - D_2 è caratterizzata da temperature da medie ad alte ed è responsabile della scistosità regionale S_{1+2} : la foliazione S_1 è fortemente trasposta dalla deformazione D_2 , che ha prodotto la foliazione dominante S_2 . La fase deformativa alpina D_3 , con temperature da basse a molto basse, comprende due eventi deformativi, il primo duttile (piegamenti), il secondo più fragile. Questa ricostruzione viene ripresa anche in CHIESA *et al.*, (in prep.).

FROITZHEIM *et al.*, (1994), propongono un modello di evoluzione strutturale alpina articolata in 5 fasi, osservata nelle falde Silvretta, Ela e Err-Carungas, e lo estendono alle Dolomiti dell'Engadina. Questo modello viene ripreso, per quanto riguarda in parte l'area del foglio Bormio, da CONTI *et al.* (1994), CONTI (1997) e MAIR & PURTSCHELLER (1996).

Per quel che riguarda più specificamente il foglio in questione, MAIR & PURTSCHELLER (1996) forniscono una sintesi dei caratteri litostratigrafici, metamorfico-deformativi e dell'evoluzione strutturale del Cristallino dell'Ortles (falda Campo) e della sua copertura triassica (falda Ortles). La storia deformativa pre-alpina del basamento antico, che è la responsabile della struttura principale, è caratterizzata da pieghe isoclinali a grande scala, con assi suborizzontali a direzione ENE-WSW, e una scistosità immergente a SSE di 30-40°. La deformazione alpina è difficilmente ricostruibile nel cristallino, mentre nel sedimentario triassico si possono riconoscere fasi successive con diverse direzioni. Per quanto riguarda il modello proposto da FROITZHEIM *et al.* (1994), MAIR & PURTSCHELLER (1996) riconoscono il sovrascorrimento eo-alpino verso occidente (D_1 -“Fase Trupchun”) della falda sedimentaria dell'Ortles sul basamento, e un correlato forte ripiegamento interno dell'intera falda; l'espressione più significativa di questo sovrascorrimento si manifesta nell'orizzonte milonitico basale della falda dell'Ortles, come anche in grandi pieghe vergenti a ovest, tra il M. Zebrù e l'Ortles. In questa zona non si è potuta riscontrare la fase distensiva cretacea superiore (D_2 -“Ducan/Ela”), mentre le fasi compressive dell'Eocene e dell'Oligocene inferiore-medio (fasi D_3 -“Blaisun”, e D_4 -“Turba” di FROITZHEIM *et al.*, 1994) possono considerarsi come una compressione monofasica continua tra 50 e 32 Ma. Essa ha prodotto un coinvolgimento molto forte che ha comportato un ripiegamento molto

intenso del Trias con grandi pieghe nord-vergenti a direzione WSW-ENE (grande sinclinale complessa del Gran Zebrù, delle Pale Rosse e di Cima della Miniera), come pure sovrascorrimenti verso nord. Quest'ultima fase compressiva è anche responsabile della formazione di sistemi di fratture che furono in parte utilizzate da alcuni sistemi di filoni Oligocenici, mentre la linea dello Zebrù servì da guida per le intrusioni principali del plutone dello Zebrù.

Per GAZZOLA *et al.* (2000), le tre generazioni di strutture duttili sinmetamorfiche Alpine, che essi riconoscono in rocce intrusive permiane della falda Campo-Languard e della Serie del Tonale, permettono di ricostruire una traiettoria tettonica Alpina coerente con una subduzione eo-Alpina, e quindi incompatibile con una inversione tettonica Cretacea lungo faglie distensive Giurassiche (FROITZHEIM *et al.*, 1994).

Per MAIR *et al.* (in prep.), che si rifanno al modello di FROITZHEIM *et al.* (1994), l'assetto tettonico del sistema Austroalpino è principalmente dovuto a due eventi deformativi eo-alpini cretacei e a due eventi neoalpini terziari. Il primo evento eo-alpino consiste in sovrascorrimenti con vergenza W-WNW del basamento Austroalpino orientale (sovrapposizione di porzioni di crosta profonda su crosta di grado inferiore e deformazione progrediente da est verso ovest); esso si riconosce nel foglio Bormio nell'orizzonte milonitico basale della falda dell'Ortles (thrust dello Zebrù) e nel forte ripiegamento interno della falda. Il secondo evento eo-alpino consiste in una successiva distensione generalizzata con sviluppo di faglie normali E- e ESE-vergenti e senso di trasporto verso est, che tagliano le strutture duttili della fase precedente. I due eventi terziari connessi con la formazione della catena neo-alpina sono rappresentati da sovrascorrimenti nord-vergenti e grandi pieghe con asse ENE-WSW (pieghe dell'Ortles-Gran Zebrù) che riattivarono strutture eo-alpine (linee dello Zebrù e di Zumpanell-Lasa) e da estensione nel basamento Austroalpino, seguita da intrusione di apofisi e filoni (plutone del Gran Zebrù, MAIR 1998), che tagliano tutte le strutture duttili e fragili precedenti; fra le altre, nel foglio Bormio, la linea dello Zebrù e le grandi pieghe terziarie del Gran Zebrù.

2.3 - LE LINEE TETTONICHE

Le principali linee tettoniche, che separano le varie unità e subunità strutturali presenti nel foglio, sono: il sistema delle faglie di Zebrù, La linea di Zumpanell (-Lasa), la linea del Gallo, la linea Truchun-Braulio, la linea di Slingia e le miloniti della Val Venosta. Per le linee di Peio e del Mortirolo, che interessano le falde Campo (Austroalpino medio) e Tonale (Austroalpino superiore), e che affiorano nei fogli contigui Rabbi, Malé e

Ponte di Legno ma non nel Bormio, si rimanda alle note di quei fogli (MAIR *et al.*, in prep.; CHIESA *et al.*, in prep.; MARTIN *et al.*, in prep.; cfr. bibl.), nonché a MEIER (2003, cfr. bibl.).

Il sistema delle faglie di Zebrù (MAIR *et al.*, in prep.) comprende la linea dello Zebrù s.s. e la faglia del Madriccio che racchiudono a lente la scaglia dello Zebrù nella fascia centro-orientale del foglio, per chiudersi verso est al lago di Giovaretto, nel foglio Rabbi. Entrambe le faglie si svilupparono inizialmente in condizioni duttili, presumibilmente durante i sovrascorrimenti eo-alpini, e vennero riattivate successivamente come zone di deformazione fragile. La linea di Zebrù separa la scaglia dello Zebrù dalla falda dell'Ortles; il suo assetto suborizzontale è stato successivamente raddrizzato, lungo la valle dello Zebrù, da piani di faglia e frattura che sono tuttora sismogenici (MAIR *et al.*, in prep.). Per BERRA & JADOU (1999), invece, la parte raddrizzata meridionale della linea dello Zebrù rappresenterebbe la rampa laterale del sovrascorrimento Cretacico verso ovest della falda dell'Ortles, che ha il suo *sole thrust* nel tratto suborizzontale della stessa linea che affiora in Val Solda. Secondo questi autori questa ipotesi è supportata dal rapporto tra stratificazione nella Falda Ortles e geometria della Linea dello Zebrù. Nel settore della Val Solda esse sono infatti parallele suggerendo un significato di scollamento per la Linea dello Zebrù, lungo la quale sono presenti con significativa continuità scaglie tettoniche di unità Carniche, mentre in Val Zebrù la stratificazione è decisamente meno inclinata della Linea dello Zebrù suggerendo una originaria chiusura verso sud della successione sedimentaria per la verticalizzazione della Linea dello Zebrù.

La linea del Madriccio rappresenta il contatto settentrionale della scaglia dello Zebrù (filladi) sull'unità di Peio (micascisti) e affiora lungo l'alta Val Solda (Rif. Città di Milano) e le valli di Madriccio e di Peder, fino al lago di Giovaretto nel foglio Rabbi, con un'inclinazione a sud di circa 40° (MAIR *et al.*, in prep.). Essa viene considerata come prosecuzione orientale della linea di Zebrù, e come questa è stata piegata e ripresa come sovrascorrimento nell'Eocene (MAIR *et al.*, in prep.).

La linea di Zupanell separa l'unità di Lasa a letto dall'unità di Peio a tetto. Essa prolunga verso ovest la linea di Lasa del foglio Rabbi (MAIR *et al.*, in prep.) fino nelle valli di Solda e di Trafoi. Le strutture deformative presenti nella fascia milonitica potrebbero essersi formate durante il raccorciamento crostale Eocenico (MAIR *et al.*, in prep.).

La linea Trupchun-Braulio è l'espressione del sovrascorrimento eo-alpino dell'unità di Quattervals sulla falda dell'Ortles e sulla zona a scaglie Umbrail-Clahavalatsch, eventualmente ripresa da movimenti estensionali

(CONTI, 1997, con bibl.). Tra il M. Forcolla e il Piz Umbrail, la linea normale Döss Radond divide in due parti la porzione più occidentale della zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (lasciando a tetto le scaglie del M. Forcola, a letto quelle dello Stelvio, del M. Solena, del Piz Umbrail e il cristallino del Braulio), per poi raccordarsi verso ovest con la linea Trupchun-Braulio, della quale è ritenuta contemporanea (CONTI, 1997). Lungo la linea Trupchun-Braulio, la scaglia mesozoica dello Stelvio (Dolomia Principale) viene interpretata da CONTI (1997) come un prolungamento verso est del sedimentario dell'Umbrail, mentre BERRA & JADOU (1999) la ritengono una scaglia superiore dell'Ortles.

La linea del Gallo rappresenta il contatto tettonico al tetto del sistema S-charl-Sesvenna immergente verso sud al di sotto dell'unità di Quattervals (a ovest del foglio, in Val Mora-Ponte del Gallo) e della zona a Scaglie Umbrail-Chavalatsch (Val Monastero-Münstertal) (CONTI, 1997, con bibl.). Verso NE, essa si esaurisce nelle miloniti della Val Venosta. La linea del Gallo si sarebbe originata (CONTI, 1997, p. 84d) durante la fase D2 (FROITZHEIM *et al.*, 1994) come faglia normale e/o trascorrente, troncando le linee Zebrù s.s., Trupchun-Braulio e Slingia.

Le miloniti della Val Venosta ("intra-basement shear zone" di SCHMID & HAAS, 1989) si sviluppano estesamente sul versante sinistro della valle omonima nonché su quello destro, tra Prato allo Stelvio e la Val Monastero/Münstertal. Si tratta di uno spesso livello in cui sono stati riconosciuti resti di paragneiss e ortogneiss, nonché filladi sericitiche (metavulcaniti permiane *p.p.*) e livelli carbonatici eventualmente del Trias inf.-med. (CONTI, 1997, con bibl.). Nelle miloniti della Val Venosta confluiscono, mimetizzandosi, le linee di Slingia, del Gallo e di Trupchun-Braulio (CONTI, 1997). Nel foglio Bormio a sud di Stelvio/Stilfs, esse separano la falda Campo e la falda Ortles dalla soprastante zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch.

La faglia normale di Glorenza, marginale rispetto al foglio Bormio tra la Val Monastero e la Val Venosta, taglia le miloniti della Val Venosta e la linea di Slingia ed è posteriore alle fasi deformative Cretaciche (CONTI, 1997).

La linea del M. Mala rappresenta un caso a parte rispetto ai lineamenti di età alpina sopra descritti. Essa tronca superiormente il plutone basico di Sòndalo (300±12 Ma, TRIBUZIO *et al.*, 1999) e le sue rocce incassanti, mentre facies più acide (282-259 Ma, DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987) intersecano sia le facies basiche sia le miloniti della linea, che pertanto deve essere considerata pre-Alpina (presenti note).

2.4 - IL PLUTONE BASICO DI SÒNDALO E LE MAGMATITI ACIDE DELL'ALTA VALTELLINA

Nel foglio Bormio affiora la porzione settentrionale dell'importante *plutone basico di Sòndalo*, più estesamente rappresentato nel contiguo foglio Ponte di Legno. CAMPIGLIO & POTENZA (1964, 1966), BONSIGNORE & RAGNI (in: BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970; BELTRAMI *et al.*, 1971) e KÖNIG (1964, 1965) hanno descritto i caratteri petrografici e chimici delle varie facies (gabbri anfibolici, noriti, gabbri olivini, dioriti, anortositi) del plutone, attribuito dubitativamente a un magmatismo alpino precoce. Recentemente, la Scuola di Pavia ha affrontato lo studio del plutone di Sòndalo dal punto di vista petrogenetico e geocronologico (TRIBUZIO *et al.*, 1997, 1999; BRAGA *et al.*, 2001, 2002, 2003): esso viene fatto derivare da un magma basico a chimismo tholeiitico di età tardo- post-varisica (300 ± 12 Ma) e la sua messa in posto collegata al collasso della catena ercinica e alla fase geodinamica estensiva susseguente.

Masserelle e filoni di *magmatiti acide* (granodioriti, graniti), che accompagnano gabbri e dioriti e le loro rocce incassanti, intersecano le miloniti e cataclasiti della linea tettonica pre-alpina del M. Mala e inducono nelle rocce affioranti al di sopra di questa (micascisti e paragneiss retrocessi) fenomeni di contatto. Queste osservazioni, segnalate anche in BONSIGNORE *et al.* (1969, p. 41-42), hanno probabilmente indotto questi autori a optare per un'età alpina dell'intrusione, ritenendo alpina detta dislocazione, come si può arguire dalla individuazione del *klippe* di falda Grosina del Monteur BONSIGNORE *et al.* (1970). Noi riteniamo che queste facies più acide, non circoscritte all'area del plutone basico (es., Bei Laghetti), siano da riferire non al plutone stesso ma al ciclo magmatico delle masserelle che DEL MORO & NOTARPIETRO (1987) hanno datato 282-259 Ma.

2.5 - IL PLUTONE DEL GRAN ZEBRÙ

ARGENTON *et al.* (1980), DAL PIAZ *et al.* (1988), MAIR (1991, 1998) e MAIR *et al.* (in prep.) hanno illustrato alcune manifestazioni del magmatismo post-collisionale alpino, fra cui le apofisi epiplutoniche del Gran Zebrù, con relativi filoni andesitici, e di Pala della Donzella-Tof di Malé, riferite al magmatismo periadriatico, a carattere calcalcalino, con età di 32-31 Ma.

2.6 - I DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO – QUATERNARI

2.6.1. - Caratteri salienti dei depositi quaternari del Foglio Bormio

Il Foglio comprende due bacini principali, quello del fiume Adda nel settore Lombardo e quello del Fiume Adige nei settori alto atesino e trentino, all'interno dei quali si individuano bacini tributari di rango inferiore. Da un punto di vista dell'evoluzione glaciale una trasfluenza tra i due bacini è esistita durante la Piccola Età Glaciale nella zona del Passo dello Stelvio e del Passo delle Platigliole mentre una trasfluenza durante le ultime fasi del Pleistocene era presente tra il bacino dell'Adda e quello del Danubio nella zona del Passo di Santa Maria. Trasfluenze tra il Bacino del Danubio e quello dell'Adda erano presenti nel medesimo periodo ai margini del Foglio attraverso il Passo del Foscagno e quello di Alpisella. Infine una zona di contatto e di possibile trasfluenza tra bacino dell'Adda e quello del fiume Oglio fu quella del Passo Gavia, ove però sono necessari ulteriori controlli per comprendere l'esatta dinamica.

2.6.1.1. - Bacino del Fiume Adda

All'interno del Foglio, poiché l'area durante l'ultimo massimo glaciale, e, verosimilmente anche durante le precedenti fasi era interamente in zona di accumulo non sono presenti depositi riferibili all'ultimo massimo glaciale o alle glaciazioni precedenti se si eccettuano tre piccolissimi affioramenti due dei quali di conglomerati glaciogenici (presso il Rifugio Branca, in Valle delle Rosole e presso la II Cantoniera in Valle del Braulio) e uno di conglomerato fluviale (all'interno della Conoide di Teregua in Val d'Uzza). Si tratta di depositi cementati collocati in posizione geomorfologici tali da essere stati riesumati dopo il ritiro dell'apparato glaciale principale e che per caratteristiche di alterazione dei clasti e loro collocazione geometrica e stratigrafica sono chiaramente antecedenti.

Sono invece estremamente abbondanti depositi glaciali riferibili al tardo Pleistocene ed all'Olocene, soprattutto till di ablazione e subordinatamente till di alloggiamento che costituiscono i numerosi cordoni morenici presenti nell'area e ricoprono in modo informe, parzialmente rimaneggiati dai movimenti di massa e dal creep, i versanti. I depositi fluviali sono piuttosto limitati in estensione e sono presenti in modo significativo solo nei fondovalle della Valle dell'Adda e della Valfurva, specie alla loro intersezione nella conca di Bormio. I depositi di versante sono invece pressoché ubiquitari oltre a costituire in molti casi il componente principale o esclusivo delle conoidi presenti.

2.6.1.2. - Bacino del Fiume Adige

Anche in questo Bacino l'area durante l'ultimo massimo glaciale, e, verosimilmente anche durante le precedenti fasi era interamente in zona di accumulo non sono presenti depositi riferibili all'ultimo massimo glaciale o alle glaciazioni precedenti. Sono invece anche in questo bacino estremamente abbondanti depositi glaciali riferibili al tardo Pleistocene ed all'Olocene, soprattutto till di ablazione e subordinatamente till di alloggiamento che costituiscono i numerosi cordoni morenici presenti nell'area e ricoprono in modo informe, parzialmente rimaneggiati dai movimenti di massa e dal creep, i versanti. I depositi fluviali sono assai limitati in estensione e sono presenti in modo significativo solo nei fondovalle della Valle di Trafori e di Solda. I depositi di versante sono invece pressoché ubiquitari oltre a costituire in molti casi il componente principale o esclusivo delle conoidi presenti.

IV. STRATIGRAFIA

In questo capitolo vengono descritte le rocce metamorfiche e magmatiche pre-permiane, permiane e terziarie, nonché le formazioni, i membri e le litofacies sedimentarie permo-mesozoiche e i depositi quaternari rappresentate nella carta geologica: la descrizione segue le varie caselle della legenda in ordine inverso, come previsto dalle linee guida del SGN.

Le rocce affioranti nel foglio Bormio sono raggruppate nei seguenti complessi litostratigrafici:

- 1) **Basamenti cristallini pre-permiani** della *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* e della *Falda Campo*. Nel foglio essi rappresentano circa 4/5 del substrato roccioso.
- 2) **Coperture sedimentarie permo-mesozoiche** della *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch*, della *Falda Quattervals*, della *Falda Ortles*, lungo la *Linea dello Zumpanell* e, in minima parte, della *Falda Campo*. Le rocce permo-mesozoiche rappresentano circa 1/5 del substrato roccioso del foglio.
- 3) **Rocce magmatiche da tardo- a post-alpine.**
- 4) **Rocce filoniane di età incerta.**
- 5) **Depositi quaternari**, che rivestono vaste porzioni del substrato roccioso, specie lungo i fondovalle e sui medi e bassi versanti.

1. - BASAMENTI CRISTALLINI PRE-PERMIANI

Le unità austroalpine del foglio Bormio dotate di un basamento cristallino pre-permiano (con o senza copertura sedimentaria permo-mesozoica) sono la *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* (Austroalpino superiore) e la *Falda Campo* (Austroalpino medio); quest'ultima comprende i tre elementi *Scaglia dello Zebrù*, *Unità di Peio* e *Unità di Lasa*. Le falde Ortles e Quattervals (Austroalpino medio) sono prive di basamento cristallino.

I basamenti cristallini delle unità austroalpine mostrano una impronta metamorfica di età varisica con facies da anfibolitica a scisti verdi, e una sovraimpronta di età alpina in facies scisti verdi; quest'ultima si manifesta con un'intensità variabile, ma che mediamente appare sempre più diffusa e di grado più elevato man mano che si passa dalle unità strutturalmente più superficiali a quelle più profonde.

Nella legenda della carta geologica e nelle note del foglio Bormio, contrariamente ai contigui fogli Rabbi e Ponte di Legno, le "Rocce intrusive da tardo- a post-varisiche" sono state collocate sotto il titolo "Basamenti cristallini pre-permiani" dell'Unità di Peio perché sono presenti solo in questa unità; una loro diversa collocazione risulterebbe incongruente. Nella legenda viene seguito, per i basamenti, un criterio approssimativamente stratigrafico, con le litologie (ritenute) più giovani sopra le più vecchie.

1.1 - ZONA A SCAGLIE UMBRAIL-CHAVALATSCH

Nel foglio geologico Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970), questa unità corrisponde al "Cristallino del Passo dei Pastori" e al "Cristallino di Grosina, del Bràulio e della Val d'Avigna" p.p. ("Sistema Scarl-Umbrail", Austroalpino superiore).

La Zona a Scaglie Umbrail-Chavalatsch ("Umbrail-Chavalatsch Schuppenzone" di SCHMID, 1973), è l'unità più elevata dell'edificio a falde delle Dolomiti Engadinesi ed è costituita dalle scaglie basali della falda Ötztal (CONTI, 1997). Essa copre gran parte del settore nord-occidentale del foglio, a cavallo del confine italo-svizzero. Al di qua del confine, essa affiora tra la valle di Trafoi-Solda, il Passo dello Stelvio, la Valle del Bràulio e la Valle Forcola.

Sui suoi lati meridionale e orientale, l'unità giace in contatto tettonico sul Mesozoico della falda Ortles e sugli ultimi resti settentrionali di questa (scaglia del Costone di Gomagoi o di Malga di Campo Piccolo), mentre sul

lato settentrionale (in Val Monastero/Münstertal, in territorio svizzero) essa giace sulle formazioni mesozoiche e di basamento cristallino del sistema di S-charl-Sesvenna. Nella bassa Val Solda, a valle di Gomagoi, la Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch si sovrappone per un breve tratto alla falda Campo, tramite le *miloniti della Val Venosta*. I suoi rapporti geometrici con la soprastante unità di Quattervals (M. Sumbraida, lato occidentale del foglio) sono molto complessi: con le *scaglie del M. Forcola*, la zona a scaglie sormonta l'unità Quattervals lungo la Linea del Gallo (testata della Valle Forcola), mentre con le *scaglie del M. Solena* essa s'incunea parzialmente sotto la stessa unità (versante occidentale della Valle Forcola) (CONTI, 1997).

Nella parte occidentale dell'unità (all'incirca tra la Bocchetta di Pedenolo e il margine ovest del foglio) prevalgono nettamente i sedimenti mesozoici, costituiti dalla Dolomia Principale-Hauptdolomit (DDX) e dalla Formazione di Val Forcola (FOR), con piccole scaglie di basamento cristallino al M. Pedenolo, al Passo dei Pastori e poche altre. Al contrario, la parte orientale della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (dal M. Braulio-M. Radisca al M. Scorluzzo, fino al Passo dello Stelvio e sul versante sinistro della Valle di Trafoi) è costituita da rocce di basamento, se si eccettuano esigue scaglie di Mesozoico localizzate a monte del km 129 della S.S. dello Stelvio, sul Dosso delle Pecore a nord di Trafoi e poche altre.

Le formazioni sedimentarie della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (DDX e FOR) sono descritte al capitolo "IV.2 - Coperture sedimentarie permo-mesozoiche".

1.1.1. - Ortogneiss granitici (COJ)

Corrispondono al "Membro delle migmatiti di Vernuga" del foglio geologico Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970).

Si tratta di ortogneiss granitici talora occhiadini, a due miche oppure a sola biotite o muscovite. Le masse di ortogneiss sono intercalate nei paragneiss in genere sotto forma di livelli da metrici a decametrici o più raramente in masse dello spessore apparente di oltre un centinaio di metri. Gli ortogneiss affiorano diffusamente sui crinali che si dipartono dal M. Braulio, alle Rese di Scorluzzo, al Filone del Mot e dal Passo dello Stelvio (presso Cima Garibaldi) lungo le pendici occidentali della Valle di Trafoi. I contatti sono sempre concordanti e netti, salvo in una ristretta area della Valle del Braulio, dove si osservano vistosi fenomeni di mescolamento tra gli ortogneiss e i paragneiss, con passaggi graduali e con fenomeni di iniezione magmatica; è possibile che si tratti di strutture intrusive marginali alla massa granitica originaria, ancora parzialmente conservate seppur molto

deformate. La tessitura può passare da debolmente deformata a fortemente foliata, come lungo le principali linee di movimento, e in particolare a contatto con le rocce sedimentarie. Talora è pressoché integralmente conservata la tessitura massiccia primaria, con solo una debole orientazione delle miche. Livelli fortemente cataclastici e milonitici compaiono localmente, come nei pressi della Cima Garibaldi. Facies occhiadine a grossi noduli a prevalente k-feldspato, fino a 10 cm di lunghezza, affiorano tra il Dosso delle Pecore e il Piz Minschuns, in Valle di Trafoi. La roccia, di colore grigio-chiaro, presenta a volte una tonalità più scura per un aumento dei letti micacei. A questo litotipo sono associati filoni meta-aplitici concordanti.

La roccia è composta essenzialmente da k-feldspato, plagioclasio (oligoclasio-andesina) e quarzo, con minori quantità di biotite e di mica bianca. Accessori sono apatite, zircone, allanite e ossidi di ferro. Locali deboli retrocessioni portano alla formazione di clorite, epidoto e calcite.

Da segnalare in alcune zone una relativa abbondanza di ematite entro la massa di ortogneiss, ciò che fa assumere alla roccia un colore rossastro o brucicco per alterazione; sottili livelli di ematite scagliosa sono presenti negli ortogneiss in Valle del Braulio.

1.1.2. - *Paragneiss biotitici o a due miche (COK)*

Nel foglio geologico Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970) queste rocce sono state descritte come “Membro delle filladi del Monte Radisca” ed attribuite al “Cristallino di Grosina, del Braulio e della Val d’Avigna”.

Sul versante valtellinese esse affiorano principalmente tra il Passo dello Stelvio e la Valle del Braulio, sul versante alto-atesino lungo il versante sinistro della Valle di Trafoi. Si tratta di paragneiss scuri, grigio-nerastri, biotitici o a due miche, talora a bande quarzoso-feldspatiche e micacee, a grana da media a fine, spesso marcatamente laminati, passanti a filloniti scure e con fasce verdastre ricche in clorite. Le porzioni che presentano un aspetto più grossolano mostrano patine di ossidi di ferro che danno un colore grigio marroncino; le zone più fini, di colore grigio verde, presentano ossidazioni maggiormente evidenti, rosso-brunastre. Localmente sono frequenti vene e lenti di quarzo concordanti con la scistosità. Le deformazioni sono estese e a tratti intense, con forte riduzione della grana e sviluppo di livelletti milonitici pressoché concordanti con la scistosità; in talune porzioni la milonisi è accompagnata da una retrocessione spinta in facies Scisti Verdi, con sviluppo di clorite, albite, epidoto e calcite.

1.1.3. - *Filloniti (COX)*

Corrispondono alle "Miloniti della Val Venosta" (CONTI, 1997) o alle "Filladi di Stelvio" o alle "Filladi di Oris" di vari autori. Esse coprono gran parte del versante settentrionale della Val Venosta; su quello meridionale affiorano estesamente tra Glorenza e Prato allo Stelvio, dove ricoprono il basamento della falda Campo. Un brandello di queste rocce si prolunga nel foglio Bormio lungo la bassa valle di Solda, all'altezza del villaggio di Stelvio, per poi insinuarsi tra la zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e la scaglia mesozoica di Malga di Campo Piccolo (o del Costone di Gomagoi). Altri lembi sono presenti tra Fraches e il Rifugio Forcola.

Si tratta di rocce di aspetto filladico, a grana fine o medio-fine, di colore grigio argenteo o verdiccio, friabili, con talora noduli di quarzo. Sono fortemente foliate, localmente con un clivaggio di crenulazione successivo alla scistosità principale. Sono composte in gran parte da quarzo, mica bianca e clorite, cui si associano svariati minerali accessori. Esse sono state interpretate come filloniti derivate in buona parte da una milonitizzazione molto spinta di ortogneiss occhiadini (ANDREATTA, 1939; 1954). Secondo GREGNANIN (1980) e ARGENTON *et al.* (1980), esistono sia "filladi" prodotte da deformazione nel senso di Andreatta (Filladi di Oris) sia porzioni di filladi appartenenti alla "formazione delle filladi" (Filladi dell'Ortles). Questi affioramenti sono una propaggine meridionale delle miloniti della Val Venosta, che coprono estesamente l'opposto versante sinistro della valle omonima. Su tale versante esse sono costituite da un *mélange* di litologie sia di copertura che di basamento: filladi sericitiche e rocce carbonatiche di una sequenza permo-triassica, insieme a paragneiss e ortogneiss (CONTI, 1997). La posizione di queste miloniti alla base della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e della falda Ötztal è uno degli argomenti a favore di una equiparazione strutturale di queste due unità, affioranti sui due versanti opposti della Val Venosta.

1.1.4. - *Quarziti e quarzoscisti (CQZ)*

Sono intercalati in banchi isolati nei paragneiss, come sopra l'abitato di Gomagoi o lungo la strada che collega Trafoi a Gomagoi e nel torrente Solda. Presentano in genere una tessitura massiccia, compatta, aspetto talora saccaroide, colore bianco-crema; la grana è generalmente minuta. A questi livelli se ne alternano di più scuri (verde scuro o grigio nerastro), caratterizzati dalla presenza di miche e grafite. A volte compare una scistosità poco definita, sottolineata da bande di colore differente. Sono composte essenzialmente da quarzo, con scarsa mica bianca e albite.

1.1.5. - *Prasinita* (COW)

Entro i paragneiss affiorano localmente esigui lembi di rocce prasinitiche di colore verde chiaro, grana fine e spessori in genere inferiori al metro; i principali affioramenti sul versante sinistro della Valle di Trafoi sono situati tra Stelvio e Fraches, sulla vetta del Piz Minschuns e tra Stelvio e Gomagoi. Le prasinita sono composte da clorite, albite, epidoto e actinolite, cui si associano pochi altri accessori.

1.2 - FALDA CAMPO

Nel foglio geologico 8-Bormio 1:100.000 (BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970) la Falda Campo corrisponde in parte al "Cristallino dell'Ortles", in parte al "Cristallino del Tonale" e in parte al "Cristallino di Languard e della Pietra Rossa".

La falda copre circa 2/3 della superficie del foglio, lungo le sue fasce meridionale e orientale, tra Aquilone e Bormio (alta Valtellina), in Val Furva-Val Zebrù, nell'alta Val de la Mare, nelle valli di Solda e Trafoi, sulle pendici meridionali della Val Venosta e alla sommità della Val Martello. L'unità è qui rappresentata esclusivamente da rocce del basamento cristallino, ad eccezione di poche e sottili scaglie di sedimenti permomesozoici incuneate lungo le linee tettoniche alpine di Zumpanell e del Madriccio; in quest'ultima località sono presenti anche brandelli di rocce basiche e ultrabasiche di probabile origine ofiolitica.

Tra la Val Camonica e la Val d'Ultimo (nei fogli "Ponte di Legno" e "Malé"), il suo limite superiore è rappresentato dalla Linea di Peio che la separa dalla soprastante falda Tonale. Nel foglio Bormio, invece, la Linea dello Zebrù (tra la conca di Bormio, l'alta Val Zebrù e il versante sinistro della media Val di Solda) separa la falda Campo dalla soprastante falda dell'Ortles; più a nord (bassa Val Solda), la falda Campo soggiace alle miloniti della Val Venosta di pertinenza della zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch.

Il limite inferiore riconosciuto della falda Campo è la falda Languard, tramite la Linea della Blesaccia (CONTI, 1997), affiorante una ventina di chilometri a ovest del foglio, tra la Valle di Livigno e l'Alta Engadina. Nell'ambito del foglio, e più in generale nella regione compresa tra la Valtellina, la Val Camonica e la Val di Pejo, il problema dell'emergenza o meno di una base strutturale della falda Campo - la falda Languard o un suo eventuale equivalente - rimane tuttora insoluto. È interessante notare che

STAUB (1964) mette in correlazione con la Falda Languard le unità di p.p. e di Lasa, che noi attribuiamo alla Falda Campo.

La Falda Campo è costituita da una sequenza metasedimentaria psammitico-pelitica pre-permiana, con intercalazioni di marmi, livelli di rocce basiche e masse di ortogneiss. Essa è caratterizzata da un'impronta monometamorfica di età varisica, mentre la sovrainpronta metamorfica alpina, generalmente debole, è assai meno significativa. Nella falda Campo viene distinto un cristallino antico in facies anfibolitica (paragneiss, micascisti) da un complesso di filladi quarzifere in facies scisti verdi (MAIR & PURTSCHELLER, 1996) che ricopre il primo. Data la loro impronta monometamorfica e sulla base di analogie litostratigrafiche con successioni fossilifere austroalpine delle Alpi Orientali (FRISCH *et al.*, 1990), le filladi quarzifere con le loro intercalazioni di marmi vengono solitamente interpretate come una sequenza di età prevalentemente devoniana (MAIR *et al.*, in prep.).

Due lineamenti tettonici alpini, le linee di Madriccio e di Zumpanell (o di Lasa), suddividono la falda Campo in tre complessi di rocce metamorfiche che sono, dall'alto in basso: la Scaglia dello Zebrù, l'Unità di e l'Unità di Lasa. Essi derivano da protoliti simili ma mostrano una differente evoluzione tettono-metamorfica.

Nelle presenti note si è preferito adottare la definizione di "Falda Campo" (già adottata da molti autori anche recenti), anziché di "Falda Ortles-Campo" dei contigui fogli Rabbi (MAIR *et al.*, in prep.) e Ponte di Legno (CHIESA *et al.*, in prep.), per evitare possibili confusioni con la "Falda Ortles".

1.2.1. - Scaglia dello Zebrù

La Scaglia dello Zebrù non ha corrispondenti nel foglio geologico 8-Bormio 1:100.000 (BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970), in quanto essa si esaurisce verso ovest all'incirca alla base orientale del massiccio Ortles-Gran Zebrù.

Dei tre elementi tettonici che formano la falda Campo, la Scaglia dello Zebrù occupa la posizione più elevata. Essa affiora nel settore centro-orientale del foglio, tra l'alta Val Solda e l'alta Val Martello. La scaglia s'inserisce tra il tetto dell'unità di e la base della falda sedimentaria dell'Ortles, delimitata da due faglie inverse (sovrascorrimenti) di età alpina: a letto la linea del Madriccio, a tetto la linea dello Zebrù. Le due linee convergono verso est chiudendosi a lente sotto le acque del Lago di Gioveretto, nel contiguo foglio Rabbi Il contatto tettonico eo-alpino inferiore (linea del Madriccio) è stato a sua volta ripiegato nella fase meso-

alpina, cosicché l'assetto strutturale della scaglia appare come una sinforme con piano assiale immergente a sud, involuppata nell'unità di .

Il limite settentrionale della scaglia (fianco inferiore della sinforme) viene fatto corrispondere all'incirca al contatto con i sottostanti ortogneiss del gruppo Vertana-Angelo, dove le filladi si distinguono facilmente dai micascisti a granato e staurolite (più o meno retrocessi) dell'Unità di Peio. Il limite superiore (meridionale) è dato dalla Linea di Zebrù, che separa le filladi dai micascisti dell'Unità di Peio, che qui hanno subito una retrocessione più marcata e diffusa. Poiché questi litotipi spesso non differiscono molto macroscopicamente, è spesso difficile riconoscerne il limite, che viene individuato in una fascia milonitica in prossimità dei marmi appartenenti all'unità di Peio, in base alla presenza di porfiroblasti di biotite visibili in campagna, ma soprattutto in sezione sottile.

La Scaglia dello Zebrù è costituita da rocce di basamento in cui prevalgono le *filladi*, con esigue intercalazioni di *quarziti*, *ortogneiss*, *cloritoscisti*, *marmi*. Lungo la linea del Madriccio, a queste rocce si affiancano anche esigue lenti e scaglie di gessi, carniole e dolomie (Rif. Città di Milano, P.so del Madriccio) e di serpentiniti (tra le alte valli di Madriccio e di Peder) (HAMMER, 1908; MARTIN & PROSSER, 1993). Quest'ultime potrebbero derivare da unità ofiolitiche engadinesi riferibili all'oceano nord-pennidico (FROITZHEIM, 1988), mentre i lembi di rocce sedimentarie potrebbero appartenere alla copertura della stessa scaglia dello Zebrù o, alternativamente, risultare dal trascinarsi di lembi della falda Ortles (MAIR *et al.*, in prep.).

Tutte le rocce di questa unità sono caratterizzate da un metamorfismo varisico in facies scisti verdi e da una sovrainpronta alpina parimenti di basso grado.

1.2.1.1. - Ortogneiss (SZT)

Si tratta di ortogneiss granitici, a protolite pre-varisico, a grana media-grossa, spesso con evidenti cristalli feldspatici bianchi in una matrice grigia a tessitura occhiadina o flaser. Essi formano lenti e bande di spessore da metrico a decametrico intercalate alle filladi e affiorano in alta Val Madriccio e in Val Solda. L'associazione mineralogica è composta da porfiroclasti di feldspato potassico inglobati in una matrice costituita da quarzo, feldspato, mica bianca e clorite (biotite cloritizzata ?).

1.2.1.2. - Filladi (SZF)

Si tratta di filladi e filladi quarzifere di color grigio argenteo fino a grigio scuro. Affiorano in Val Solda, sul versante sinistro e verso la testata

fino al M. Madriccio, per poi svilupparsi verso est in alta Val Madriccio e Valle Peder. L'associazione mineralogica delle filladi e filladi quarzifere è costituita da quarzo (>55%), mica bianca (~25%), clorite (~15%), ± albite, ± granato ± carbonato. Il quarzo, in genere piuttosto abbondante, è presente sia distribuito uniformemente nella roccia che in lenti e cerniere di piega. Il contenuto di quarzo varia dando origine a termini più o meno quarzosi (filladi – filladi quarzifere – quarziti micacee). Il granato non è ubiquitario, ma presente in individui minuti (max. alcuni mm) concentrati in fasce e lenti decametriche. La clorite è ubiquitaria, più concentrata nelle fasce di deformazione. Le filladi sono caratterizzate da una tessitura finemente crenulata, con pieghe a scala da millimetrica a decametrica, riferibili a più fasi deformative.

1.2.1.3. - Cloritoscisti (SZC)

Sono rocce verdastre a grana fine, scistose e finemente pieghettate e crenulate. Sono costituite da dominante clorite, tremolite/actinolite, epidoto, mica bianca fine, feldspato in proporzione variabile, carbonato ± quarzo ± magnetite. Non mostrano relitti mineralogici di facies metamorfiche più alte come per esempio orneblenda o plagioclasio, per cui si distinguono dalle rocce metabasiche delle altre unità della falda Ortles-Campo. Gli affioramenti più importanti si trovano nella Valle del Pozzo, alla Punta del Lago gelato ed in alta Val Solda.

1.2.1.4. - Marmi (SZM)

La Scaglia di Zebrù contiene solo poche bande e lenti di marmi calcitici impuri giallastri, trasposti all'interno delle filladi sotto forma di bande centimetrico-metriche di estensione molto ridotta. Affiorano in una fascia milonitica all'imbocco della Val Peder (destra orografica) e al Passo Madriccio, nonché in alta Val Solda lungo la Linea di Madriccio. Oltre alla calcite si nota la presenza di abbondante mica bianca, tremolite, quarzo, ± plagioclasio, ± epidoto.

1.2.1.5. - Serpentiniti (SZS)

Le scaglie e lenti di serpentiniti si ritrovano esclusivamente nelle zone di taglio della Linea di Madriccio. L'affioramento più grande si trova in prossimità del limite orientale del foglio Bormio, sulla cresta che separa la Val Peder dalla Val Madriccio. Si tratta di serpentiniti a grana fine senza strutture o minerali relitti; al taglio fresco presentano un colore verde scuro, mentre sono tipicamente giallastre o color rosso di siena sulle superfici alterate. Si tratta di rocce basiche/ultrabasiche a grana finissima, a protolite

di età incerta, composte da antigorite \pm clorite \pm magnetite, minerali secondari; attribuibili alla deformazione alpina con circolazione di fluidi ricchi di CO₂ sono la magnesite (breunerite), il talco e la magnetite (secondaria) che si ritrovano dispersi ma soprattutto in vene metasomatiche che tagliano la roccia compatta. Il bordo con le filladi incassanti è formato da fels di tremolite o di tremolite + talco.

1.2.2. - Unità di Peio

Questa unità corrisponde, nel foglio geologico Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970), alle "Filladi di Bormio" ("Cristallino dell'Ortles" del "Sistema Ortles-Quattervals").

E' un'unità di basamento costituita in gran parte da metamorfiti a protolite pre-varisico, e rappresenta uno degli elementi della falda Campo. Fanno parte integrante dell'unità di Peio anche importanti masse di rocce intrusive tardo- post-varisiche, sia basiche che acide, descritte in questo capitolo. L'unità è stata intrusa da minori manifestazioni magmatiche tardo- post-alpine (v. cap. IV.3).

Nel foglio Bormio, l'unità di Peio affiora in due aree distinte, corrispondenti ai fianchi di una sinforma il cui nucleo è occupato dalla soprastante Scaglia dello Zebrù: a nord di questa scaglia, l'unità si sviluppa dalla Val Solda fino al margine orientale del foglio (alte valli di Lasa e Martello); a sud, essa occupa quasi per intero il terzo meridionale del foglio.

Il limite superiore dell'unità è costituito dalla falda Ortles, tra la conca di Bormio e le pendici meridionali del Gran Zebrù, mentre a est del massiccio Ortles-Gran Zebrù (Val Solda) l'unità giace sotto le filladi della Scaglia dello Zebrù, anch'essa elemento della falda Campo. Infine, verso sud, nel contiguo foglio Ponte di Legno, alla sommità dell'Unità di Peio si trova il cristallino della falda del Tonale, dal quale è separata dalla Linea di Peio. Il limite inferiore dell'Unità di Peio, affiorante nel settore nord-orientale del foglio, è rappresentato dall'Unità di Lasa, elemento inferiore sempre della falda Campo: la linea di Zumpanell-Lasa separa le due unità.

L'unità di Peio si caratterizza per un'impronta metamorfica varisica in facies anfibolitica e una sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, quest'ultima molto penetrativa e con intensità variabile che, mediamente ma con discontinuità, aumenta dal basso verso l'alto (da nord a sud del foglio).

Nella prima area d'affioramento (tra la Val Solda e le alte valli di Martello e di Lasa), l'unità è costituita da *micascisti* e *paragneiss* di grado metamorfico medio di età varisica e scarsa retrocessione alpina, accompagnati da grandi masse di *ortogneiss* e da cospicue intercalazioni di *anfiboliti*.

Nella seconda area d'affioramento, l'unità di Peio copre tutta la fascia inferiore del foglio per una larghezza di 8-10 chilometri, tra l'alta Valtellina e il gruppo M. Cevedale-M. Vioz. Qui sono preponderanti *micascisti* con metamorfismo varisico medio, intensamente, anche se non uniformemente, interessati da una retrocessione alpina molto penetrativa in facies scisti verdi, che per larghi tratti conferisce alla roccia un aspetto filladico. I *micascisti* sono intercalati da corpi estesi di *paragneiss*, i più importanti dei quali affiorano a est del M. Vallecetta, al M. S. Giacomo, sulle creste sud e sud-est del M. Cevedale e sulla cresta est del M. Vioz. Sono presenti masse e lenti di *ortogneiss* che sono state interpretate, almeno in parte, come metarioriti (porfiroidi, *Auct.*). Numerose intercalazioni di *marmi a silicati di calcio* e di *marmi puri*, localmente spesse fino a qualche decina di metri e caratterizzate al loro interno da fitte pieghe isoclinali, formano nel loro insieme una fascia di larghezza diseguale che può raggiungere qualche centinaio di metri e che si sviluppa con continuità per alcune decine di chilometri, dal Bormiese fino al margine orientale del foglio (alta Val Martello), per proseguire poi verso est attraverso quasi tutto il foglio Rabbi. Lo sviluppo planimetrico della fascia a marmi simula dei piegamenti a grande scala che sono in realtà effetto della morfologia. Le intercalazioni di *prasiniti*, presenti in po' ovunque, diventano abbondanti e di maggior spessore nell'area di cresta del gruppo della Manzina, tra l'Alpe Cavallaro e la Val Cedèc.

Le sopracitate rocce intrusive da tardo- a post-varisiche comprendono il plutone basico di Sòndalo, costituito da *gabberi* e *dioriti*, e le magmatiti acide dell'alta Valtellina, costituite da *masserelle* e *filoni granitico-granodioritici* e *aplitico-pegmatitici*. Siccome questo tipo di rocce è presente solo nell'unità di Peio, si è preferito descriverle qui: una loro diversa collocazione (v. fogli Rabbi e Ponte di Legno) apparirebbe in questo caso poco comprensibile. La loro descrizione precede quella delle rocce incassanti, in quanto, come già detto altrove, seguiamo anche per il basamento cristallino pre-permiano un criterio approssimativamente stratigrafico.

1.2.2.1. - Magmatismo da tardo-a post-varisico

Queste rocce comprendono il *Plutone di Sòndalo*, prevalentemente basico, e le *Magmatiti acide dell'alta Valtellina*. Queste due manifestazioni intrusive sono caratterizzate da un diverso chimismo, rispettivamente tholeiitico e calcocalino, e sono intervallate temporalmente da un significativo evento tettonico pre-alpino. E' interessante notare, a quest'ultimo proposito, che le dioriti e i gabberi (300 \pm 12 Ma, TRIBUZIO *et al.*, 1999) sono troncati

superiormente da un importante livello di miloniti e caracclasi, la Linea del M. Mala, mentre le facies più acide (282-259 Ma, DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987) intersecano sia le facies basiche che le miloniti. Inoltre, sono state osservate in più località vistose facies di contatto su marmi e micascisti della soprastante unità di Peio, prodotte dalle stesse rocce intrusive acide (per es., nella zona dei Bei Laghetti in alta Val Sobretta, sul versante orientale del Monteur). La linea del M. Mala, che ha un assetto da suborizzontale a debolmente inclinato a nord, sembra quindi avere sostanzialmente i caratteri di un piano di movimento pre-alpino, eventualmente rimaneggiato in età alpina. Il significato geodinamico di questa linea tettonica è ancora da chiarire: esso potrebbe rappresentare la traccia di un piano di movimento a basso angolo tra due scaglie listriche, la cui formazione risalirebbe alle fasi distensive che nel Permo-Trias hanno provocato l'assottigliamento della crosta continentale e il collasso della catena varisca. Tale interpretazione porta a concludere che il plutone di Sòndalo e le sue rocce incassanti fanno parte della stessa unità tettonica alpina (Unità di Peio della falda Campo) alla quale appartengono anche le rocce soprastanti. In subordine, si può ipotizzare che esse formino una sub-unità tettonometamorfica della falda Campo ("Unità di Morignone?") distinta dall'Unità di Peio.

1.2.2.1.1. - Plutone di Sòndalo

Questo complesso prevalentemente gabbriico-dioritico affiora per una decina di chilometri, tra Sòndalo e Cepina, sul fondovalle e sui ripidi pendii lungo l'alta Valtellina fino a 2500-3000 metri di quota, coprendo un'area di quasi 50 kmq. Nel foglio 24-Bormio affiora solo la propaggine più settentrionale del plutone, mentre la maggior parte di esso è compresa nel contiguo foglio 41-Ponte di Legno. Le sue rocce furono già descritte, seppure in modo approssimativo, da Necker (1829); in seguito THEOBALD (1866) ne illustrò le varie litologie e gli effetti di contatto nelle rocce incassanti. La litologia del plutone (KÖNIG, 1965; CAMPIGLIO & POTENZA, 1964; 1966; 1967; BONSIGNORE *et al.*, 1969) presenta vari differenziati, a partire da un magma basico a chimismo tholeiitico (TRIBUZIO *et al.*, 1999).

La massa principale è composta da gabbri anfibolici e dioriti, cui si associano noriti e, in minor misura, ortopirosseniti, anortositi e gabbri olivinici. Nelle porzioni marginali del plutone sono presenti dioriti quarzifere e subordinati graniti e granodioriti, spesso granatiferi per contaminazione con le rocce incassanti. Nelle rocce basiche si osserva, localmente, una sequenza di livelli a differente composizione, dai più melanocrati ai più leucocrati - in successione: gabbri olivinici,

ortopirosseniti, gabbri, noriti, anortositi -, che permette di interpretare questa massa gabbriica come un plutone basico stratificato.

Le datazioni radiometriche con i metodi Sm-Nd e Rb-Sr del complesso gabbriico di Sòndalo hanno fornito isocrone di 300-270 ma; si tratta di una intrusione di magmi tholeiitici derivati dal mantello, in età da tardo-Carbonifera a eo-Permiana, avvenuta a diversi livelli della crosta continentale, durante le fasi di tettonica distensiva tardo- post-varisiche (TRIBUZIO & THIRLWALL, 1997; TRIBUZIO *et al.*, 1999).

Le rocce incassanti del plutone di Sòndalo sono costituite da metapeliti in facies anfibolitica; si tratta di paragneiss e micascisti a due niche e granatiferi, a cui sono associate rare intercalazioni di anfiboliti, marmi e metapegmatiti. Sillimanite, talora macroscopica, ercinite, cordierite, corindone, prismatina e tracce di anatessi rivelano un intenso metamorfismo di contatto.

Nel foglio Bormio, le rocce del plutone di Sòndalo coprono un'area limitata nel settore sud-occidentale, tra Cepina e le Alpi Oultoir; le facies dioritiche prevalgono su quelle gabbriiche, che sono più abbondanti e differenziate nel contiguo foglio Ponte di Legno.

1.2.2.1.1.1 - Gabbri (ISG)

Nei limitati affioramenti presenti nel foglio Bormio prevalgono i gabbri anfibolici, mentre nel contiguo foglio Ponte di Legno sono presenti altre litologie, come gabbri noritici, gabbri olivinici, gabbri a pirosseno in grandi cristalli e poveri in plagioclasio, anortositi, ecc. I gabbri anfibolici sono rocce piuttosto scure, verdastre o nerastre, di aspetto vario per composizione mineralogica e grana. foglio Bormio si nota una grana maggiore in prossimità del fondovalle (verso il nucleo del plutone) e più fine nelle zone più elevate. I gabbri sono costituiti principalmente da plagioclasio labradoritico (intorno a 65% di anortite) e da anfibolo (magnesiorno-blenda titanifera); in misura minore sono presenti augite, enstatite, biotite e rara forsterite.

1.2.2.1.1.2 - Dioriti (ISD)

Nel foglio Bormio queste rocce affiorano, sul versante orientale della Valtellina, tra il Rez della Piscia e la Ruina Rossa, e tra la Valle di Novalena e il bordo meridionale del foglio, mentre sul versante occidentale della valle esse sono circoscritte a una piccola area a ovest di Tirindré. Macroscopicamente si presentano come rocce granulari massicce a grana generalmente da media a fine (da plurimillimetrica a submillimetrica); più rare le facies a grana più grossa. Il colore è grigio o grigio-verdastro;

frequenti i tipi pepe e sale, dove i minerali melanocrati sono più sviluppati. Si riconoscono facilmente sul campione a mano plagioclasti, biotite, anfiboli, più raramente i pirosseni. In prossimità dei roof pendants di roccia incassante, sono frequenti fenomeni di endometamorfismo con formazione di granato fino a centimetrico e di biotite.

1.2.2.1.1.3 - Quarzodioriti (**ISQ**)

Le dioriti quarzifere affiorano estesamente sul versante destro (occidentale) della Valtellina, a sud di Pedemonte. Sono rocce massicce, a grana media, biotitico-anfiboliche, di colore grigio più o meno scuro, talora con tonalità violacee. Facies lineate per isorientazione di anfiboli e biotite sono frequenti soprattutto nei pressi delle Baite Suenà; come già osservato da CAMPIGLIO & POTENZA (1964), si tratta di orientazioni legate alla cristallizzazione del magma in un campo di stress. Gli inclusi di rocce incassanti sono scarsi.

Le dioriti quarzifere mostrano una leggera prevalenza dei minerali leucocrati su quelli melanocrati. I minerali più abbondanti sono: un plagioclasio zonato (An da 30% a 60%), che forma circa il 40-50% della roccia, un anfibolo verde scuro spesso idiomorfo (magnesio-orneblenda) e la biotite in larghe lamine brune. Molto subordinato, ma con percentuali abbastanza variabili da campione a campione, è il quarzo. Accessori sono titanite, apatite, ilmenite, zircone, pirrotite e talora microclino. Clorite, calcite ed epidoto sono prodotti di retrocessione dei componenti primari.

1.2.2.1.2. - Magmatiti acide dell'Alta Valtellina

Nelle stesse aree delle rocce basiche del Plutone di Sòndalo, ma anche a una certa distanza, affiorano masserelle e filoni granitici e granodioritici. Queste magmatiti acide attraversano le rocce del plutone, tagliano le miloniti della Linea del M. Mala (che a loro volta trancano superiormente il plutone) e infine si intrudono nelle metamorfite soprastanti (Micascisti a clorite e sericite, OME), producendovi effetti termometamorfici. Esse si devono far risalire, con ogni probabilità, al medesimo ciclo magmatico di alcune manifestazioni (analoghe per caratteri litologici e collocazione tettonica) comprese nel foglio o ai suoi margini (Bei Laghetti, Valcepina, M. Masucco) e di altre più lontane (Pizzo Bianco, Val Viola, Val Ferrata ecc.), delle quali è nota l'età d'intrusione: 282-259 ma (DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987).

1.2.2.1.2.1 - Graniti e granodioriti (**ISR**)

Queste rocce formano cospicue masse sul versante occidentale dell'alta Valtellina (settore sud-occidentale del foglio), tra Tiola-Tirindré e il torrente Massaniga e intorno alle Sorgenti Pozzaccio (Valcepina). Sul versante orientale della valle, masserelle e filoni affiorano tra Cepina, Baita Boerio e Valle del Solco. Analoghe masserelle e sacche granitiche si trovano nell'area del Bei Laghetti, in alta Val Sobretta, dove sono accompagnate da manifestazioni migmatitiche (agmatiti) e da vistosi fenomeni di contatto, sia sulle metapeliti che sui marmi. Si tratta di rocce chiare, grigiastre, a grana da media a grossa, con una tessitura che varia da molto orientata a quasi massiccia. Esse sono formate da plagioclasio (oligoclasio-andesina), quarzo, microclino e biotite, con accessori muscovite, apatite, titanite, clorite e zircone. Caratteristico è talora il granato almandino che compare in quantità molto variabili, fino a 40-50% della roccia, e testimonia processi di contaminazione del magma; la crescita di questo granato avviene sia nell'intrusivo, sia nei lembi di roccia incassante. Nelle zone marginali la granodiorite si presenta in sciami di filoni di spessore da centimetrico a metrico che attraversano in modo disordinato l'incassante, non di rado ridotto a piccoli brandelli. Lembi di scisti incassanti più o meno riassorbiti sono comuni presso Aquilone e Tirindré.

1.2.2.2. - Basamento Cristallino Pre-Permiano

1.2.2.2.1. - Ortogneiss (**OOG**)

Gli ortogneiss formano masse di notevole spessore oppure lenti molto allungate ma di limitato spessore, intercalate nei micascisti a clorite e sericite (OME) e nei micascisti e paragneiss a granato e staurolite (OMI). La massa principale degli ortogneiss forma un enorme piastrone che, dalla Cima delle Pecore (Val Solda), si sviluppa lungo le tre creste che si diramano verso ovest (Cresta di Cengles-Testa del Toro), verso sud-ovest (Dossobello) e verso sud (Angelo Piccolo-Angelo Grande-Cima Vertana). Questo corpo trova la sua continuità sul versante occidentale della Valle Solda, sotto il sedimentario della falda dell'Ortles e sotto le filladi della Scaglia dello Zembrù. Corpi minori e sottili intercalazioni si rinvengono alla P.ta Peder di dentro e dintorni, sulle pendici del M. Confinale e tra il M. Vallecetta e il M. Oultoir. Si tratta generalmente di ortogneiss da occhiadini a listati, a due miche, di composizione da granitica a granitico-granodioritica. Subordinate sono le facies a sola muscovite o quelle a biotite, di colore più scuro. La foliazione è sempre planare, talora

milonitica, con superfici irregolari dovute agli occhi di feldspato. In talune aree si osservano facies scarsamente deformate con tessiture intrusive primarie quasi integralmente conservate. In particolare nella zona della Valle Ardof e presso il M. Oultoir, sono presenti facies granitoidi a grana media o medio-fine, poco deformate, a prevalente muscovite, talora con abbondanti porfiroblasti di K-feldspato fino a 2 cm. Gli ortogneiss sono composti da quarzo, plagioclasio e K-feldspato, biotite e/o muscovite. Il K-feldspato (microclino) si presenta in genere in porfiroclasti di dimensioni anche centimetriche, raramente pertitici; il plagioclasio è quasi interamente costituito da albite, sovente a scacchiera, con tracce di retrocessione (sericite, epidoto, calcite); la biotite è spesso cloritizzata. Accessori sono apatite, zircone, titanite, ortite e ossidi di ferro.

Nelle alte valli di Zai e di Razoi, alla Punta dello Scudo e alla Punta Peder di Mezzo affiorano ortogneiss granitici e aplitici chiari, da listati a occhiadini in bancate da metriche a plurimetriche, costituiti da quarzo, K-feldspato, albite e mica chiara (**OOGc**).

1.2.2.2.2. - Metarioliti (**OPO**) ("Porfiroidi", *Auct.*)

Questi filoni sono intercalati nei micascisti retrocessi a clorite e sericite (OME) dell'Unità di Peio, lungo la fascia meridionale del foglio Bormio. I maggiori affioramenti compaiono sulle pendici del crinale tra la Valfurva e la Val Zembrù (Cima della Manzina – Cime dei Forni), mentre filoni più modesti si trovano in Val Cedec e presso l'Alpe Campec (Valle dei Forni). Filoni analoghi sono intercalati nei paragneiss a bande (OMP) della stessa unità in alta Val Sobretta, tra il M. Vallecetta e il M. Mala (al confine col foglio Ponte di Legno).

Questi corpi filoniani sono per lo più concordanti con la scistosità delle rocce incassanti, tuttavia la loro lineazione è localmente discordante di 5-20° rispetto alla scistosità. Essi hanno in genere spessore metrico, ma possono raggiungere anche 30 m (Valle della Manzina).

Le metarioliti sono rocce da grigio chiare a verdine, caratterizzate da porfiroclasti feldspatici di alcuni millimetri di diametro, con laminazione evidenziata da letti di biotite verde e mica bianca. Nelle facies meno deformate sono ancora visibili alcune strutture primarie; secondo ARGENTON *et al.* (1980), la presenza di strutture micropegmatitiche fa supporre si tratti, in qualche caso, di originari granofiri. La composizione è data da microclino, plagioclasio, quarzo e miche; il microclino è porfiroclastico, ridotto a frammenti cementati da venette di albite e quarzo, debolmente pertitico, spesso con inclusa albite a scacchiera. Il plagioclasio originario è generalmente trasformato in albite, con formazione di sericite e

calcite. Il quarzo è in genere ricristallizzato in aggregati poligonali, ma non mancano filoni con fenocristalli di quarzo magmatico, arrotondati e con fenomeni di corrosione. La biotite è in buona parte ricristallizzata e sostituita talora da clorite. Accessori comuni sono l'apatite, il rutilo, lo zircone e ossidi di ferro.

Queste rocce magmatiche si possono far risalire ipoteticamente alle manifestazioni vulcaniche calcocaline dell'Ordoviciano superiore segnalate da vari autori nei basamenti austroalpini (in: FRISCH *et al.*, 1990).

1.2.2.2.3. - Micascisti a clorite e sericite (**OME**)

Queste rocce affiorano estesamente nel foglio Bormio, di cui occupano quasi per intero il terzo meridionale: a partire dalla conca di Bormio (alta Valtellina), esse affiorano verso est in Valfurva, in Val Zembrù e nelle alte valli di Solda, Martello e de la Mare, formando i massicci montuosi di Vallecetta, Confinale-Manzina e Vioz-Cevedale. Questa formazione si estende ampiamente a est e a sud, rispettivamente nei fogli Rabbi e Ponte di Legno.

In queste note illustrative, questi micascisti corrispondono alla formazione delle Filladi di Bormio del foglio geologico 8-Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et al.*, 1969, 1970). Il termine "Filladi di Bormio" viene qui abbandonato in quanto ritenuto inadeguato a rappresentare i caratteri petrografici della formazione: si tratta, infatti, di micascisti e paragneiss con metamorfismo varisco in facies anfibolitica, ai quali una sovrainpronta alpina in facies scisti verdi, molto penetrativa e pressoché ubiquitaria, ha impartito un aspetto filladico ("filloniti"). D'altra parte, questi caratteri emergono chiaramente anche dalla descrizione che ne hanno fatto ANDREATTA (1952) e gli stessi Autori delle "Filladi di Bormio" nelle note illustrative del foglio geologico sopra citato (BONSIGNORE *et al.*, 1969, p.29). Questi caratteri concordano con quelli illustrati nel contiguo foglio 25-Rabbi (MAIR *et al.*, in prep.). Questa interpretazione viene contestata dagli autori del foglio 41-Ponte di Legno (CHIESA *et al.*, in prep.) i quali definiscono "filladi" queste rocce, sulla base di quelli che per essi sono i caratteri primari connessi con la posizione litostratigrafica e con la prima antica ricostruzione metamorfica (GREGNANIN, 1980).

La roccia ha un colore che varia da grigio argenteo lucente fino a grigio plumbeo, spesso con chiazze superficiali bruno-rossastre per idrossidi di ferro. La facies prevalente è data da rocce con struttura e aspetto filladici, spesso a bande alterne scure e chiare, formate rispettivamente da fasce di sericite e clorite ricche in grafite e da bande più ricche di quarzo. Il quarzo è presente anche in vene o lenti biancastre o grigio-nerastre; spesso si notano

alternanze ripetute di livelletti ricchi in miche e livelli più massicci con abbondante quarzo, che talora fanno transizione a quarziti o quarzoscisti. Talvolta si osservano, intercalate dentro queste rocce retrocesse, delle bande di micascisti non retrocessi con mica chiara e biotite visibili a occhio nudo (ad es., nella zona del Tovo, dove le alternanze sono molto fitte, o nella fascia compresa tra il M. Cevedale, il Palòn de la Mare e più a sud nel foglio Ponte di Legno).

Localmente compaiono facies micascistose a larghe lamine di mica bianca, con biotite e granati porfiroclastici fino a 3 cm di diametro. Queste facies sono presenti soprattutto in alta Valfurva (in particolare in Val Cedec) e in Val Zebrù. Sporadicamente compaiono lembi di micascisti retrocessi granatiferi anche attorno al Monte Confinale. Il granato è un almandino ricco in calcio e manganese, talora con relitti della scistosità primaria (S1), che ingloba frequentemente quarzo e minerali opachi che delineano una foliazione debolmente deformata.

Sono anche frequenti intercalazioni e alternanze di paragneiss di cui sono stati cartografati e descritti separatamente i corpi più estesi (OMP). Localmente (Val Zebrù e baite Cerena in Valfurva), nei micascisti retrocessi sono presenti facies fortemente cataclastiche, con la porzione micacea quasi argillificata e la porzione quarzosa fortemente laminata. Diffuse sono anche le facies milonitiche (filloniti), soprattutto lungo il versante sinistro della Valfurva, in particolare sulle pendici della Cima Bianca. Queste filloniti sono composte principalmente da quarzo, mica bianca e clorite che determinano la scistosità principale della roccia (S2), non di rado ondulata a causa di deformazioni plicative (D3). Accessoria è l'albite, talora in piccoli peciloblasti, che conservano relitti microstrutturali; localmente è molto abbondante, fino a determinare facies albitizzate. Le facies più biotitiche mostrano una grana maggiore e una foliazione ben delineata; sono caratterizzate dalla presenza di biotite, parzialmente o totalmente sostituita da clorite, di piccoli individui di granato e di albite che sostituisce precedenti plagioclasti, formando piccole plaghe assieme ad epidoto. Lungo i piani di clivaggio della S3, cristallizza essenzialmente la clorite, mentre la mica bianca si riallinea con la scistosità principale; l'albite è posteriore all'allineamento dei livelli micacei. Grafite, apatite, tormalina, titanite, zircone, ilmenite e pirite sono i principali minerali accessori.

In sezione sottile, i micascisti appaiono come rocce lepidoblastiche a grana da fine a media, localmente con struttura eteroblastica per la presenza di granati di dimensioni talora centimetriche. Spesso si presentano con bande di sericite e clorite alternate a bande più ricche in quarzo. I minerali

osservati sono: quarzo, biotite, feldspato, staurolite, muscovite, clorite, sericite, rutilo, cloritoide, tormalina, granato, grafite, localmente solfuri.

L'associazione mineralogica è costituita da mica bianca, biotite parzialmente o totalmente sostituita da clorite, plagioclasio, \pm granato \pm staurolite \pm cloritoide \pm stilpnomelano; rara la fibrolite. Sia il granato che la staurolite sono fortemente retrocessi (tessitura a corona, relitti di forma).

La composizione mineralogica può essere suddivisa in tre paragenesi attribuibili a tre fasi diverse: la prima paragenesi, presumibilmente varisica (prealpina) è caratterizzata dalla presenza di muscovite, biotite, quarzo, plagioclasio (I), granato (I) a setaccio sin-postdeformativo talora centimetrico, e staurolite postdeformativa alla Sn. La seconda paragenesi, attribuibile al metamorfismo eoalpino delle rocce, è caratterizzata dalla cristallizzazione statica di granati (II) millimetrici e limpidi e bordi di granato sui granati varisici, dalla formazione di plagioclasio (II), dalla formazione di cloritoide su staurolite e dalla cloritizzazione della biotite come pure dalla crescita di clorite statica che talora taglia la scistosità Sn+1. Una terza fase, legata forse ad una forte circolazione di fluidi durante la deformazione neoalpina, è evidenziata dalla cloritizzazione e sericitizzazione dei granati sia di prima che di seconda generazione, dalla sostituzione quasi totale di biotite da clorite e dalla neoformazione di clorite, sericite e stilpnomelano. Mentre le prime due fasi si riconoscono anche nei micascisti e paragneiss "normali", la terza ed ultima fase è riconoscibile solo nei micascisti retrocessi.

Facies di contatto (OMEa): queste facies di contatto dei micascisti a clorite e sericite affiorano lungo i costoni orientali del M. Vioz, nell'angolo sud-est del foglio; esse sono dovute alle apofisi quarzodioritiche Terziarie di Pala della Donzella affioranti a poche centinaia di metri di distanza, nel contiguo foglio Rabbi (DAL PIAZ *et al.*, 1988; MAIR, in prep.). Queste rocce sono caratterizzate dalla perdita della struttura foliata e acquisizione di una struttura più massiccia, colore rossastro, cristallizzazione statica di biotite, andalusite, \pm sillimanite, \pm cordierite, \pm spinello verde, granato, clorite, \pm corindone, pirite e calcopirite (FERRETTI & TORRICELLI, 1987).

1.2.2.2.4. - Micascisti e paragneiss a granato e staurolite (OMI)

Affiorano nella valle Rosim di Solda, nella valle di Zai e nella valle Peder, interposti tra le filladi della Scaglia dello Zebrù, a sud, e i paragneiss e micascisti dell'Unità di Lasa, a nord. Verso est (Valle Peder) si differenziano dalle facies più retrocesse grazie alla grana che è medio-grossa, mentre verso ovest (Rio Rosim) mostrano tessitura filladica e colore grigio argenteo. Generalmente le miche sono ben riconoscibili a occhio

nudo, i granati sono millimetrici ed occasionalmente centimetrici. Sul terreno talora si osserva una tipica struttura a bande, data dall'alternanza di livelli a muscovite e biotite con livelli quarzoso-feldspatici mediamente di spessore centimetrico. Sono presenti intercalazioni di paragneiss più massicci e di quarziti.

In sezione sottile si presentano come rocce a grana media, con microstruttura scistosa da eteroblastica a lepidoblastica. I minerali principali osservati sono: granato, biotite, muscovite, clorite, staurolite, sillimanite, feldspato, quarzo, tormalina, titanite, epidoto (la cui presenza indica la vicinanza con anfiboliti), apatite, zirconio, solfuri e ossidi.

La staurolite, importante indicatore della facies anfibolitica varisica è quasi onnipresente nell'alta Val Solda, in Valle di Zai e in Valle Peder. Qui, nei micascisti grigio argentei a struttura filladica, le stauroliti sono molto ben cristallizzate e frequentemente prive di segni di alterazione o retrocessione. I cristalli, talora pluricentimetrici, tipicamente associati a biotite e granato, sono spesso geminati e sempre sin-postdeformativi alla Sn. Nelle altre zone, ma soprattutto sulle creste alte, le stauroliti dimostrano una forte retrocessione metamorfica.

La composizione mineralogica della roccia può essere suddivisa in due paragenesi attribuibili a fasi metamorfiche diverse: la paragenesi varisica, caratterizzata da muscovite, quarzo, biotite (I) plagioclasio (I), granato (I), staurolite, è tipica di un metamorfismo di facies anfibolitica con temperature > 550°C e pressioni medie. La paragenesi quarzo, biotite (II) granato (II), plagioclasio (II), clorite (che sostituisce soprattutto la biotite e parzialmente i granati e cloritoide che cresce staticamente sulla staurolite), è attribuibile al metamorfismo eoalpino, come implicano le strutture e le datazioni eseguite da MAIR & SCHUSTER (2003). Questa impronta eoalpina di facies scisti verdi alta diminuisce notevolmente da nord-est (Cima di Lasa, ca. 530° C, ca. 7-9 kbar) verso sud-ovest, per raggiungere la facies scisti verdi media (ca. 380-430°C, 4-7 kbar) nella Val Madriccio (MAIR *et al.*, 2003). In corrispondenza delle zone di taglio, i micascisti assumono un aspetto argenteo dovuto alla trasformazione della mica bianca pre-alpina, della biotite e del granato in diffusa fine sericite e in clorite, su cui spiccano talora i cristalli di staurolite prealpina retrocessi.

Le intercalazioni più frequenti e di maggiori dimensioni sono costituite da ortogneiss, anfiboliti e marmi.

1.2.2.2.5. - Paragneiss a bande (OMP):

Queste rocce appaiono intercalate un po' ovunque nei micascisti retrocessi, in livelli di spessore variabile, in genere di diverse decine di metri. Esse

sono state distinte cartograficamente laddove sono più abbondanti rispetto alla componente pelitica, come ad esempio attorno al Monte Vallecetta e lungo il crinale tra il Monte Cevedale e il Monte S. Giacomo. Si tratta di paragneiss a bande, poco foliati, di colore grigio o grigio-bruno, a grana medio-fine, a biotite o a due miche, con granato generalmente in piccoli individui non rilevabili a occhio e raramente in porfiroblasti plurimillimetrici. I paragneiss sono composti in gran parte da quarzo, che costituisce la porzione granoblastica della roccia, assieme a granato e a subordinati granuli di plagioclasio; tra le miche prevale generalmente la mica bianca mentre è subordinata la biotite in sottili lamelle brune. Talora la biotite è parzialmente sostituita dalla clorite. Come minerali accessori compaiono tormalina, apatite, zirconio e ossidi di ferro.

1.2.2.2.5.1 - Paragneiss e micascisti a sillimanite (OMPd)

Nel foglio geologico 18-Bormio in scala 1:100.000 (SGI, 1970) questi paragneiss e micascisti sono stati descritti come "Gneiss del Monte Tonale" e assegnati tettonicamente al "Sistema di Languard-Tonale", in base a un criterio esclusivamente litologico-metamorfico.

In queste note del foglio 24-Bormio (e relativa legenda), queste rocce vengono strutturalmente attribuite all'Unità di Peio (falda Campo) in quanto tra queste due unità non esiste una separazione tettonica di età alpina: le miloniti della linea del M. Mala che le separano sono infatti da ritenere di età pre-alpina (v. Cap. V.4). Gli autori di queste note ritengono che queste rocce possano essere derivate dallo stesso protolite dei soprastanti paragneiss e micascisti a staurolite e granato (OMI), ma che abbiano avuto una diversa evoluzione: l'intensa retrocessione alpina subita da questi ultimi sarebbe stata in gran parte risparmiata alle più profonde rocce incassanti del plutone di Sòndalo, che, per di più, hanno subito un metamorfismo di contatto molto intenso che le ha profondamente trasformate.²

I paragneiss e micascisti a sillimanite affiorano sui bassi versanti dell'alta Valtellina, tra Cepina e Aquilone, e rappresentano le rocce incassanti del Plutone di Sòndalo, nel quale formano spesso degli inclusi o dei *roof pendants*. Sono presenti (p.es., appena a monte di Massaniga) rari livelli da

² Per gli autori di queste note esistono elementi compatibili con una interpretazione alternativa: assegnare queste rocce, insieme al plutone di Sòndalo che vi è intruso, a un'altra unità tettonometamorfica della falda Campo, l'"Unità di Morignone", che verrebbe costituita all'uopo. Questa soluzione, che richiede ulteriori approfondimenti, viene per il momento soltanto segnalata.

decimetrici a metrici di ortogneiss massicci, per lo più occhiadini, di colore grigio chiaro. Gli affioramenti più estesi di paragneiss e micascisti si trovano tra il torrente Massaniga e Tiola sul versante occidentale della Valtellina, e tra Ruina Rossa e la Valle il Solco sul versante opposto. Si tratta di rocce scure, brunastre o grigio-violacee, a grana media, caratterizzate da letti quarzoso-feldspatici, con idroblasti di granato, alternati a livelli prevalentemente biotitici, con lamine di muscovite e aghetti di sillimanite. Tra gli accessori è frequente la tormalina, anche in distinti porfiroblasti neri lucenti, lo zircone, l'apatite ed opachi. Sovente i paragneiss sono attraversati da vene di quarzo e da filoncelli di metapegmatiti a grana media, talora a tormalina e cordierite.

In stretta associazione ai precedenti paragneiss, cui passano gradualmente per riduzione della frazione micacea, si trovano micascisti biotitici a granato e sillimanite (kinzigiti?). Sono micascisti bruni, con caratteristiche lamine di muscovite argentea disposte lungo i piani di foliazione, in genere nodulari per aggregazioni centimetriche di quarzo e plagioclasio. Caratteristica sia dei micascisti che dei paragneiss è la presenza di filoncelli metapegmatitici e talora di tormalina nera in aghi fino a centimetrici. Localmente sono molto diffuse facies quarzitiche a grana minuta.

Facies di contatto. I micascisti e i paragneiss mostrano effetti termometamorfici dovuti all'intrusione delle rocce basiche del plutone di Sòndalo. Tali effetti sono più vistosi in prossimità del contatto, nei *roof pendants* e nei lembi inclusi, ma sono diffusi, più sfumati, anche a distanza, cosicché non è sempre facile discriminarli dalle facies non coinvolte. Gli effetti termometamorfici consistono in: grande sviluppo locale di sillimanite in aghi fino a due centimetri irregolarmente distribuiti; sviluppo di granato almandino brunastro plurimillimetrico; concentrazioni di biotite; diffusi fenomeni di anatessi con fusi leucocrati concordanti e filoncelli granitico-granodioritici anche discordanti; filoni pegmatitici. Si passa gradualmente a facies intrusive con abbondanti lembi di varia dimensione di scisti incassanti ricchi di sillimanite; nelle facies intrusive sono talora visibili granuli di cordierite. Relitti di strutture plicative sono frequenti nei lembi di roccia incassante, meno diffusi negli gneiss attraversati dai filoni di rocce intrusive.

1.2.2.2.5.2 - Quarziti e quarzoscisti (OQU)

Sono rocce relativamente diffuse nei micascisti retrocessi, per lo più sotto forma di livelli da decimetrici a decametrici o più, di color grigio, con tessitura da massiccia a planare, talora milonitica. Solo i livelli di maggior spessore sono stati cartografati. Le principali intercalazioni lenticolari di

quarziti e quarzoscisti si trovano sul versante destro della Val Cedec, tra questa e la Val Pisella, e sulle creste del Palòn de la Mare, a sud del M. Cevedale. Si tratta per lo più di quarzoscisti micaceo-cloritici, passanti a paragneiss e micascisti muscovitici o a due miche. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo e mica bianca, con albite, biotite, granato, grafite e tormalina come componenti accessori, clorite, sericite ed epidoto come secondari. Nelle quarziti sono presenti qua e là sottili livelli di carbonati leggermente ferriferi, di colore bruno.

1.2.2.2.6. - Anfiboliti (OAF)

Si tratta di anfiboliti e gneiss anfibolici talora a bande, in lenti e masse discontinue di spessore da metrico a decametrico, spesso boudinate. Affiorano soprattutto al margine centro-orientale del foglio a cavallo tra le valli Solda, Martello e Lasa, entro i micascisti a granato e staurolite, al di sotto degli ortogneiss del Massiccio Vertana-Angelo. Si tratta di anfiboliti di colore verde scuro, con intercalazioni di sottili bandine leucocratiche mm/cm di quarzo e feldspato. Sono caratterizzate da una foliazione definita da un'alternanza millimetrica di letti scuri ricchi in anfibolo e livelli chiari in cui si concentrano le componenti leucocratiche. Più raramente sono state osservate anfiboliti con plagioclasio abbondante, che preservano parzialmente l'originaria struttura magmatica. Sono raramente fratturate e più spesso intensamente ripiegate rispetto agli scisti incassanti, con pieghe sia cm/dm che metriche e plurimetriche. Talvolta presentano una grana grossolana, talvolta fine. Alla sommità della Val Peder, le anfiboliti formano corpi estesi che si trovano sempre nei nuclei delle pieghe alpine.

L'associazione mineralogica delle anfiboliti è caratterizzata da anfibolo (orneblenda?), biotite, muscovite, plagioclasio, quarzo \pm granato \pm epidoto \pm clinozoisite \pm clorite \pm magnetite \pm titanite. In sezione sottile presentano una microstruttura scistosa (talvolta gneissica) lepidoblastica (data dalla presenza delle miche) e talvolta eteroblastica (granati).

Si tratta di rocce di composizione basaltica con affinità tholeiitica che derivano da un evento magmatico basico pre-varisico (CANALE, 1987). Sono rocce a dominante anfibolo, plagioclasio, biotite, \pm granato e rutilo, prive di relitti di alta pressione. L'associazione mineralogica delle anfiboliti registra un evento metamorfico pre-alpino in facies anfibolitica con temperature dell'ordine di 550-650°C; tuttavia nessun relitto mineralogico o strutturale significativo è stato osservato nei granati oltre al rutilo. Il bordo con i micascisti e paragneiss incassanti spesso è dato da un orizzonte di gneiss anfibolici a grana grossa caratterizzati dalla presenza di cristalli di anfibolo e biotite grande.

1.2.2.2.7. - Prasiniti (OPS)

Tra le rocce basiche intercalate nei micascisti a clorite e sericite (OME) prevalgono di gran lunga i termini prasinitici; essi affiorano un po' ovunque, ma in particolare sembrano concentrarsi nella fascia settentrionale dei micascisti retrocessi. Abbondano particolarmente nella zona sommitale del massiccio Confinale-Manzina tra la Val Zebrù e la Valfurva-Val Cedèc, sul medio e basso versante meridionale della cresta di Reit e appena a nord di Oga.

Si possono distinguere (ARGENTON *et al.*, 1980) tre tipi principali di prasiniti: a) scisti prasinitici verde chiari, finemente scistosi e spesso fittamente pieghettati, costituiti da prevalente clorite, con epidoto, actinolite, albite, e con scarso quarzo, carbonato e miche; b) prasiniti verdi con ocelli albitici bianchi, a actinolite, epidoto, clorite e albite in porfiroblasti di alcuni millimetri di diametro; c) prasiniti micacee (ovarditiche), ad albite ocellare, con clorite, epidoto, mica bianca, quarzo e carbonati. In tutte e tre le litologie sono presenti quantità accessorie di titanite, apatite, tormalina, biotite, pirite e ossidi di ferro.

Localmente (per es., nelle vicinanze dei Passi Zebrù, tra la Val Cedèc e la Val Zebrù, nella zona dei reticolati di filo spinato della Grande Guerra), nelle prasiniti si rinvenivano nuclei lentiformi costituiti da relitti di metagabbri a grana da media a grossolana, spesso con netta struttura *flaser*, trasformati ai bordi in scisti verdi a grana fine. Il minerale principale (dei relitti metagabbri?) è il plagioclasio completamente saussuritizzato, con formazione di epidoto, mica, albite e calcite, cui si associa anfibolo, in genere in grossi cristalli verde scuri o nerastri, fino a 2 cm di lunghezza, distribuiti in modo irregolare e quasi mai allineati. Presenti sono anche clorite, quarzo e biotite parzialmente cloritizzata.

Non si può escludere (ARGENTON *et al.*, 1980) che alcuni livelli prasinitici derivino da rocce basaltiche o da tufi, mentre è ovvia l'origine intrusiva per i livelli con relitti di metagabbri.

1.2.2.2.8. - Marmi (OMA)

Si tratta di marmi biancastri, giallastri, talora rosati, a bande grigie, impuri per la presenza di quarzo, mica bianca, tremolite, clinozoisite, grafite e raro plagioclasio. Mostrano un'intensa deformazione milonitica con evidenti pieghe isoclinali a scala millimetrica-decmetrica. I marmi formano intercalazioni da metriche a decmetriche nei micascisti retrocessi, dove si concentrano in una fascia che può essere seguita con una certa continuità sul terreno, nel terzo meridionale del foglio; data la giacitura da suborizzonte a

poco inclinata, la fascia di marmi mostra un andamento planimetrico sinuoso passando da una valle all'altra; precisamente, da est a ovest: alte valli Martello, Solda, Cedèc e Zebrù, Val Furva, Valle dell'Alpe e Val di Rèzzalo (foglio Ponte di Legno), Val Sobretta, Bormio. I contatti con i micascisti incassanti sono sia netti, sia transizionali, con fitte alternanze di sottili livelli di marmi e di peliti. In campagna appaiono come marmi impuri di color giallastro-rossastro, talvolta saccaroidi, con presenza di bande melanocratiche centimetriche, molto fratturati e talvolta intensamente ripiegati. Le intercalazioni di marmi, localmente abbondanti, formano ripetute alternanze che complessivamente possono raggiungere varie centinaia di metri in affioramento. L'analisi strutturale delle bande rivela che si tratta di diversi livelli piegati e ripiegati isoclinamente, dando così origine a spessori molto diversi delle diverse bande ma anche a variazioni laterali di spessore delle singole bande. Queste variazioni sono causate dalla sovrapposizione di due sistemi di piega con andamento degli assi di ca. 240/25 e ca. 070/40. Considerando che i marmi calcitici sono duttili fino a temperature di 200°C, si deve dedurre che questa deformazione sia certamente di età alpina.

Da est a ovest, i maggiori affioramenti di marmi si trovano: tra le alte valli Martello, Solda e Cedèc; nella Valle dei Forni (tra Cerena e Campec); sul versante destro della bassa Valfurva (tra le baite Cavallaro e la Corna Rossa); nella media Valle di Sobretta (sopra la Baita del Pastore); a sud-est di Bormio (tra le località S. Pietro e il Ciuk).

In sezione sottile presentano una grana grossa e una microstruttura omeoplastica. La composizione mineralogica consiste prevalentemente di calcite, quarzo, clorite e muscovite; inoltre si trovano epidoto, zoisite, titanite, rutilo e zircono ± stilpnomelano. È da notare che gli epidoti e le muscoviti sono sempre zonati e dimostrano due fasi di cristallizzazione. Così, analogamente ai micascisti retrocessi in cui si trovano intercalati, si possono distinguere due paragenesi diverse: una paragenesi prealpina o eoalpina non distinguibile, caratterizzata da calcite, quarzo, muscovite (I), epidoto (I), zoisite, titanite, rutilo e zircono, e una fase di retrocessione marcata dalla ricristallizzazione dei minerali principali e dalla crescita di muscovite (II) ed epidoto (II) e la neoformazione di clorite e stilpnomelano.

1.2.3. - Unità di Lasa

Questa unità, elemento inferiore della falda Campo, viene fatto corrispondere con varie denominazioni al cristallino della falda Languard da STAUB (1964), POZZI (1965) e BONSIGNORE *et al.* (1969).

L'Unità di Lasa è un'unità di basamento costituita in gran parte da metamorfiti a protolite pre-varisico, caratterizzata da un metamorfismo varisico in facies anfibolitica e da una diffusa sovraintronta alpina in facies scisti verdi di "alto grado". Inoltre, essa è stata interessata da un'intensa deformazione con milonizzazione di larghe fasce dell'intero ammasso e ricristallizzazione alpina molto pervasiva. L'unità affiora nel settore nord-orientale del foglio Bormio, sulle pendici medio-alte del versante destro della Val Venosta, tra la Val Solda e l'alta Val di Lasa. Verso sud, l'unità di Lasa è sovrascorsa dall'unità di Peio tramite la linea Zumpanell-Lasa; localmente (Malga delle Pecore, Testa del Toro), questa linea è sottolineata da scaglie di sedimenti mesozoici. Verso ovest, l'unità in questione s'infiltra sotto la scaglia mesozoica di Malga di Campo Piccolo, da Trafoi a Gomagoi, e sotto le Miloniti della Val Venosta e la zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch a valle di Gomagoi. Il limite inferiore, ipoteticamente rappresentato dalla falda Languard (o unità equivalente), emerge alcune decine di chilometri più a ovest, nella Valle di Livigno, come base tettonica della falda Campo (CONTI, 1997).

Nell'area in questione, l'unità di Lasa è costituita da *paragneiss e micascisti*; ad essi si alternano estesi corpi e sottili livelli di *ortogneiss*. Nei paragneiss e micascisti si intercalano sottili bande concordanti di *marmi, anfiboliti e quarziti*. Sulle pendici a sud di Gomagoi affiorano anche metagraniti probabilmente tardo-varisici, molto laminati in prossimità della linea di Zumpanell.

1.2.3.1. - Metagraniti (LOM)

I corpi più estesi e spessi affiorano sopra Gomagoi, sul promontorio che divide la Valle di Trafoi dalla Val Solda. Localmente, nei dintorni del vallone di Grunestal a SO di Gomagoi, la roccia ha un aspetto decisamente massiccio, ma in genere è alquanto scistosa, fino a milonitica in prossimità della linea di Zumpanell. Si tratta di metagraniti a due miche, a grana da media a grossa. L'associazione mineralogica consiste di porfiroclasti di microclino e plagioclasio saussuritizzato, in una matrice di quarzo, mica bianca e biotite \pm epidoto \pm zircono \pm granato \pm clorite.

1.2.3.2. - Ortogneiss (ONO)

Affiorano sulle medio-alte valli laterali della Val Venosta, tra la Val Solda e la Val di Lasa. Si tratta di ortogneiss granitici a protolite pre-varisico, a grana grossa con struttura da planare a occhiadina o flaser, ed evidenti

cristalli feldspatici biancastri costituiti da feldspati, in una matrice grigia a quarzo, albite, mica bianca e biotite.

L'associazione mineralogica comprende: quarzo, albite e microclino, mica bianca, biotite \pm epidoto \pm zircono \pm granato \pm clorite.

1.2.3.3. - Micascisti e paragneiss a bande (OPL)

Affiorano nel settore nord-orientale del foglio sulle pendici medio-alte della Val Venosta, tra le valli di Solda e Trafoi e la Valle di Lasa. I micascisti e paragneiss sono caratterizzati da una tipica struttura a bande, data dall'alternanza di livelli molto micacei e livelli quarzoso-feldspatici. Il litotipo principale è rappresentato da un paragneiss a due miche, prevalentemente muscovitico a grana medio-fine, che verso est e verso sud (alta Valle di Cengles e Valle di Lasa) sfuma a micascisti a due miche. L'associazione mineralogica comprende: quarzo, muscovite, biotite, plagioclasio, \pm granato, \pm calcite, \pm clorite. Localmente sono state distinte le facies più scistose micaceo-cloritiche, a prevalenti micascisti (OPLa) e quelle più massicce quarzoso-feldspatiche, a prevalenti paragneiss (OPLb).

Il layering mineralogico è caratterizzato dalla predominanza di un minerale sugli altri (plagioclasio, mica bianca o quarzo). Le bande sono talora a bordi sfumati, talora netti. In prossimità di intercalazioni anfibolitiche, nei paragneiss appare un anfibolo verde fino ad assumere l'aspetto di gneiss anfibolici. In vicinanza dei marmi, i micascisti diventano più carbonatici, fino ad assumere la composizione di calcescisti veri e propri.

Le analisi petrologiche (MAIR *et al.*, in prep.) indicano due associazioni; quella prealpina comprende granato (I) + biotite + plagioclasio (I) + muscovite (I) + quarzo. La paragenesi alpina consiste di granato (II) + plagioclasio (II) + biotite + clorite + muscovite (II, sericite) \pm cloritoide \pm rutilo \pm zircono. È da notare che il cloritoide nella maggior parte dei casi è ricristallizzato staticamente sostituendo la staurolite, mentre la clorite sostituisce la biotite, talora anche il granato. I granati alpini si trovano in piccoli cristalli limpidi o come bordo di seconda generazione su granati prealpini. Il plagioclasio (II) si trova come piccoli cristalli singoli ma anche come bordo attorno plagioclasio (I). Mentre le condizioni metamorfiche della fase eo-alpina sono state calcolate e danno temperature di 490-530°C e pressioni di 6-8 kbar, le condizioni metamorfiche prealpine possono solo essere stimate. La presenza di staurolite indica temperature superiori a 550°C; l'assenza di allumosilicati e di paragenesi prealpine critiche non consentono una stima delle pressioni.

1.2.3.4. - Quarziti (**OLQ**)

Le quarziti sono presenti con numerose intercalazioni di spessore metrico all'interno dei micascisti-paragneiss incassanti e sotto forma di rare bancate cartografate di spessore plurimetrico, nell'alta Valle di Cengles e dintorni. Macroscopicamente appaiono di colore grigio-scuro, talora con sfumature diverse e/o chiazze brunicce a seconda del contenuto di idrossidi di ferro.

L'associazione mineralogica più comune è data da quarzo prevalente, raro plagioclasio (spesso sericitizzato), muscovite, biotite e clorite. Accessori sono tormalina (talora zonata), clinozoisite, zircone, apatite, grafite e magnetite. Le quarziti sfumano verso paragneiss molto quarzosi con struttura da milonitica a protomilonitica, talora anche massiccia; le microstrutture rivelano una ricristallizzazione posteriore alla deformazione milonitica (biotite e muscovite statica).

1.2.3.5. - Anfiboliti (**OAL**)

Nei micascisti e paragneiss sono frequenti lenti e *boudins* di anfiboliti, talora associate alle quarziti (media Valle di Cengles) o ai marmi (tra Cima Tedesca e M. delle Pecore). Si tratta di anfiboliti generalmente massicce, a grana media o fine, a tessitura irregolare quasi felsica, talora a bande, caratterizzate da una foliazione planare con un'alternanza millimetrica di letti verdi scuri più anfibolici e livelli chiari più ricchi in plagioclasio. L'associazione mineralogica è data da anfibolo, biotite, muscovite, plagioclasio, quarzo ± granato ± epidoto ± clinozoisite.

Anche in questa roccia, l'analisi petrologica (MAIR *et al.*, in prep.) ha rivelato due associazioni mineralogiche, attribuibili a due eventi metamorfici: la prima, prealpina, probabilmente varisica, consiste di anfibolo (I) + plagioclasio (I) + biotite + muscovite + quarzo ± granato (I) ± zoisite (I) ± titanite ± calcite; la seconda, certamente alpina è data da anfibolo (II) + plagioclasio (II) + biotite + clorite ± zoisite (II) ± granato (II) ± titanite ± calcite. Come nei micascisti/paragneiss, anche la paragenesi eoalpina delle anfiboliti si è formata a temperature di 500-600°C e pressioni di 0,5-0,88 GPa.

1.2.3.6. - Marmi (**OML**)

Nel foglio Bormio, questi marmi sono poco rappresentati, limitandosi agli estremi brandelli occidentali dei ben noti marmi di Lasa; essi sono intercalati nei micascisti tra Cima Tedesca e M. delle Pecore (Val di Cengles-Valle di Lasa), hanno spessore fino a qualche metro e direzione circa E-W. Macroscopicamente i marmi sono rocce compatte, ad elevata

cristallinità, marcata orientazione e colorazione che varia dal bianco-giallastro al marroncino.

Nei marmi ricchi in silicati sono presenti paragenesi a calcite, plagioclasio, muscovite, quarzo, zoisite, titanite, clinopirosseno, anfibolo, biotite, clorite, tremolite. La calcite è normalmente superiore a 85% in volume e può raggiungere il 98%. Questa associazione mineralogica è prodotta di due fasi metamorfiche, con clinopirosseno e anfibolo riferibili a una fase pre-alpina, clorite, biotite tremolite a una fase alpina perché cresciuti staticamente e postdeformativi (MAIR *et al.*, in prep.).

1.2.3.7. - Miloniti indifferenziate (**TZL**)

Si tratta una fascia di miloniti grigie a grana estremamente minuta, affioranti in una fascia di circa 4 km con uno spessore di circa 10 metri lungo la Linea dello Zumpanel tra la Valle di Trafoi e la Valle di Solda (versante destro) fino alla località Testa del Toro.

2. - COPERTURE SEDIMENTARIE PERMO-MESOZOICHE

Nella descrizione delle unità sedimentarie del foglio Bormio saranno utilizzati sia termini formalizzati che suddivisioni in litofacies per corpi geologici cartografabili ma non formalizzati. Problemi di attribuzione litostratigrafica sono legati a unità che affiorano soprattutto come scaglie tettoniche lungo i lineamenti principali, soprattutto quando le unità si presentano intensamente deformate e prive di elementi diagnostici sicuri. Quando possibile, insieme al nome informale provvisoriamente utilizzato, vengono riportati i termini equivalenti provenienti sia dalla nomenclatura utilizzata da autori italiani (derivata principalmente dalla Carta Geologica d'Italia 1:100.000 – foglio 8-Bormio) sia da quella utilizzata dalla scuola svizzera e basata su successioni sedimentarie affioranti in maniera estesa in territorio elvetico. Nella cartografia geologica si è privilegiato l'aspetto litostratigrafico a quello tettonico e pertanto litologie identiche appartenenti ad unità strutturali diverse sono state cartografate nello stesso modo. Per l'attribuzione delle litologie di una stessa unità litostratigrafica a unità tettoniche differenti si deve fare riferimento allo schema tettonico del Foglio Bormio.

In alcuni limitati casi l'attribuzione di affioramenti ad unità litologicamente simili ma di età differenti (è questo il caso delle dolomie ladiniche e noriche, che spesso costituiscono scaglie tettoniche molto fratturate e con una pessima conservazione delle strutture sedimentarie originarie e prive di

elementi che possano constatare una datazione) è stata effettuata in maniera interpretativa e non può essere basata, a causa delle condizioni di preservazione, su documentazioni paleontologiche. Va comunque segnalato che eventuali cambiamenti di attribuzione di affioramenti dubbi non avrebbero significative implicazioni stratigrafiche né tettoniche, in quanto si tratta di lembi sradicati e senza rapporti stratigrafici con le unità adiacenti.

L'analisi stratigrafica ha permesso di cartografare unità distinte nella successione norica ed in precedenza attribuite genericamente alla Dolomia del Cristallo o Hauptolomit. Alcune unità sono state riferite, sulla base dell'analisi del materiale bibliografico, a successioni descritte soprattutto in territorio svizzero, dove sono meglio preservate. Il riferimento a unità già descritte è stato necessario soprattutto per inquadrare in una successione nota le varie scaglie tettoniche presenti alla base della Falda Ortles: in assenza di riferimenti, sarebbe stato necessario introdurre una nuova nomenclatura stratigrafica, in condizioni però non idonee per l'istituzione di unità stratigrafiche. Inoltre l'introduzione di nuovi nomi avrebbe ulteriormente complicato la definizione della stratigrafia in un'area dove nomi stratigrafici diversi sono spesso stati usati per sedimenti analoghi ma appartenenti ad unità strutturali diverse, con conseguenti complicazioni.

Nel foglio Bormio, le rocce sedimentarie permo-mesozoiche formano per intero le falde Ortles e Quattervals, mentre si alternano lungo piani di scollamento di importanza secondaria a scaglie costituite da un basamento pre-permiano nella Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch. Nella *Falda Ortles* è presente una successione discontinua (per motivi tettonici) che va da vulcaniti e arenarie vulcanoclastiche (Permiano, cartografate unitariamente come Verrucano Alpino) fino alla Formazione di Fraele (Norico superiore-Retico) ed è caratterizzata da una significativa differenziazione di facies durante il Norico. La *Falda di Quattervals* è costituita nel Foglio Bormio dalla sola Dolomia Principale (Norico), mentre unità eteropiche (Formazione di Pra Grata e Calcare di Quattervals) sono presenti solamente più ad ovest (Foglio Livigno). Nella copertura della *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* sono presenti la Formazione della Val Forcola (Carnico) e la Dolomia Principale (Norico). La situazione è infine più complessa nella zona della Linea Zumpanell-Lasa, dove sono presenti limitate scaglie tettoniche di unità mesozoiche non più giovani del Carnico. La descrizione delle unità sedimentarie qui presentata è effettuata su base strettamente litostratigrafica, non distinguendo quindi a livello nomenclaturale la stessa unità litostratigrafica qualora fosse presente in diverse unità tettoniche.

Gli esigui lembi di sedimentario intensamente tettonizzati e di problematica identificazione formazionale, pizzicati nella linea del Madriccio, sono descritti nel paragrafo 1.2.1- *Scaglia dello Zebrù*. L'Unità di Peio è priva di copertura mesozoica.

2.1 - VERRUCANO ALPINO (VEA)

Sinonimi: Chazforà Formation.

Il Verrucano Alpino affiora in scaglie tettoniche di spessore variabile da pochi decimetri a 30-50 metri (versante sud-orientale del Monte delle Scale, alta Valle dei Gessi) lungo la Linea dello Zebrù. E' costituito da arenarie e conglomerati a clasti prevalentemente di vulcaniti e quarzo, con subordinati clasti litici di provenienza dal basamento ercinico, alternati con peliti. L'aspetto è massiccio ed i diversi livelli presentano geometrie lenticolari. Il colore è generalmente rosso, ma dove l'unità è più intensamente tettonizzata si osservano intensi fenomeni di decolorazione che portano l'unità ad assumere un colore più chiaro (dal grigio al verde chiaro). Alcuni ridotti affioramenti sono costituiti da prevalenti peliti di colore tendente al giallastro: si tratta di affioramenti di pochi metri, che potrebbero essere già di età triassica (Bündsandstein, Arenarie Variegate p.p.) ed equivalenti al Servino sudalpino: per problemi di effettiva attribuzione di queste lenti (spesso associate a facies sicuramente riferibili al Verrucano Alpino) e di difficoltà di rappresentazione cartografica, questi affioramenti sono stati attribuiti al Verrucano Alpino. Anche quest'unità è conservata solo in scaglie tettoniche e pertanto non è stato possibile osservarne i limiti stratigrafici; l'unità non è fossilifera. Sono state riferite cartograficamente al Verrucano Alpino anche litologie spesso intensamente deformate preservate in scaglie tettoniche (di spessore variabile da pochi metri a qualche decina di metri) in prossimità della Linea dello Zebrù (Baita del Pastore). Si tratta prevalentemente di vulcaniti da acide (rioliti) a sature (daciti), alternate ad arenarie vulcanoclastiche in banchi di aspetto generalmente massiccio. Il colore è generalmente sui toni del marrone scuro. Dal punto di vista litostratigrafico, questi limitati affioramenti potrebbero essere riferibili alla Ruina Formation (Permiano inferiore), localmente distinta a livello cartografico in territorio svizzero dove si presenta spesso meno tettonizzata. Età: Permiano Superiore

2.2 - DOLOMIA DI WETTERSTEIN (**WET**)

Sinonimi: Vallatscha Formation.

Dolomie di probabile età ladinica affiorano in scaglie lungo la Linea dello Zebrù. Il corpo più esteso è quello affiorante in prossimità dei Bagni Vecchi di Bormio; altri affioramenti significativi sono presenti nel settore dello Zumpanell (Val Solda-Val di Trafoi). Si tratta di dolomie generalmente scure, dall'aspetto massiccio, a stratificazione da indistinta ad amalgamata. Sono localmente presenti livelli stromatolitici. La tettonizzazione è spesso distruttiva e l'unità si può presentare come una breccia tettonica.

Sulla base delle poche indicazioni a disposizione si può dedurre che l'unità si sia deposta in condizioni di piattaforma carbonatica interna, in un regime ad energia medio-bassa, con scarsa circolazione delle acque. L'unità è conservata solo in scaglie tettoniche e pertanto non è stato possibile osservarne i limiti stratigrafici. Nell'unità non sono stati riconosciuti fossili significativi e non sono segnalati ritrovamenti precedenti. L'attribuzione al Triassico medio di queste scaglie è esclusivamente basata su criteri litologici, che però non permettono di escludere con certezza che non possa almeno in parte trattarsi anche di dolomie noriche.

Età: Ladinico

2.3 - FORMAZIONE DELLA VAL FORCOLA (**FOR**)

Sinonimi: Dolomia di Valle Lunga, Raibl Group.

Lembi di unità carniche affiorano in maniera discontinua lungo la Linea dello Zebrù, sia in territorio lombardo (Val Zebrù) che in Alto Adige (Val Solda). Lo spessore originario non è valutabile in quanto base e tetto non sono mai conservati. Le scaglie raggiungono spessori massimi di poche decine di metri. All'interno della Formazione della Val Forcola è possibile la distinzione di alcune litofacies (a causa della sovraintrusione tettonica, non è stato possibile risalire, nella zona rilevata, ad un eventuale significato stratigrafico delle unità riconosciute), delle quali solamente i gessi sono stati distinti cartograficamente:

Dolomie stratificate a giunti pelitici (Minger Formation nella nomenclatura svizzera)

Dolomie di colore generalmente grigio, biancastre all'alterazione, con laminazioni anche stromatolitiche, in strati mediamente di spessore compreso tra 3 e 10 cm, con sottili giunti pelitici neri. Le caratteristiche litologiche indicano una deposizione in condizioni di mare basso (condizioni da subtidali a peritidali), con limitati apporti terrigeni fini

(peliti). Rappresentano la facies più diffusa della Formazione della Val Forcola.

Brecce dolomitiche (Valbella Member, Fanez Formation nella nomenclatura svizzera)

Brecce a clasti intraformazionali dolomitici, di dimensioni comprese tra pochi decimetri e 20-30 cm, sia a supporto di clasti sia di matrice. La matrice è generalmente costituita da materiale ibrido (peliti ed arenarie a matrice carbonatica). Localmente sono presenti corpi arenacei di spessore ridotto (pochi metri). Il colore d'alterazione è generalmente tendente al giallastro-ocra. La deposizione di questa litofacies è avvenuta probabilmente durante fasi di emersione, a spese di facies già litificate, con un apporto extrabacinale. Queste facies sono poco diffuse: sono ben osservabili lungo la Linea dello Zebrù a sud del Rifugio V Alpini.

Gessi e Carniole (**FOR_g**)

Gessi cristallini bianchi, con aspetto massiccio, contenenti nuclei di anidrite. Localmente sono ancora riconoscibili originarie laminazioni parallele, ma l'intensa trasposizione tettonica ha quasi ovunque obliterato le originarie strutture sedimentarie. Non è chiaro se i nuclei di anidrite provengano dal metamorfismo alpino o siano di natura sedimentaria, mentre la presenza di zolfo è attribuibile alla disgregazione delle rocce legata ad acque e fluidi circolanti ricchi di CO₂.

Nelle aree rilevate gessi costituiscono quattro corpi principali, uno ubicato in alta Valle Uzza, sul versante sud della Cresta di Reit, uno ubicato presso il Piz Umbrail, un terzo nel settore orientale della Val Trafoi (Patlei Graben) ed il quarto al di sopra delle dolomie del Costone di Gomagoi. La deposizione dell'unità è legata a condizioni di forte evaporazione in aree marine marginali.

Carniole intensamente tettonizzate di color giallastro-marrone chiaro con tessitura a cellette. Contengono clasti di varia grandezza delle filladi incassanti, dolomie, gessi e raramente di serpentiniti. Spesso sono piuttosto disgregate formando delle sabbie grigio-marroni. Queste litofacies affiorano tipicamente nella zona a sud-ovest del Piz Umbrail, in prossimità della lente di gessi presente alla base. Localmente le carniole tettoniche comprendono anche litotipi del basamento che sono stati coinvolti insieme alle carniole durante la messa in posto delle diverse scaglie che costituiscono la Falda Umbrail. Carniole associate a gessi sono presenti come scaglia tettonica all'interno del basamento nella zona del Rifugio Città di Milano. Le uniche località in cui sono osservabili i rapporti stratigrafici tra le unità della Formazione di Val Forcola è il settore dello Zumpanell, dove la successione, seppur molto tettonizzata, consente di riconoscere la posizione

relativa delle diverse unità. Non sono segnalati fossili all'interno delle unità carniche nell'area rilevata: la loro datazione si basa sulla posizione stratigrafica e sul contenuto fossilifero di queste litofacies in zone meno tettonizzate (ubicata in territorio svizzero).

Età: Carnico

2.4 - DOLOMIA PRINCIPALE - HAUPTDOLOMIT(DDX)

Sinonimi: Hauptdolomit, Dolomia del Cristallo p.p. o Formazione di Plator-Cristallo (Falda Ortles), Dolomia di Umbrail (Falda Umbrail), Dolomia dello Stelvio (Scaglia dello Stelvio).

L'unità affiora diffusamente nell'area a nord della Linea dello Zebrù, costituendo in gran parte il Massiccio dell'Ortles (la Dolomia Principale costituisce soprattutto la parte occidentale della Falda Ortles nel Foglio Bormio, mentre verso est compaiono unità differenti), la Scaglia dello Stelvio e il Piz Umbrail. Lo spessore dell'unità è valutabile in oltre 1000-1200 metri, anche se l'intensa tettonizzazione rende difficile fornire valutazioni più precise.

Si tratta prevalentemente di dolomie in strati decimetrici, spesso amalgamati. Il colore è generalmente grigio-grigio scuro su frattura, mentre tende al grigio chiaro in alterazione. Sono frequenti livelli microbialitici, laminazioni parallele e gradazioni dirette. Le facies sono generalmente fini, anche se non mancano livelli doloarenitici talora bioclastici (bivalvi, gasteropodi, alghe dasycladaceae). Sono frequenti intercalazioni metriche più scure, costituite da dolomie generalmente fini in strati sottili. Spesso le facies scure più massicce sono interessate da caratteristiche bioturbazioni, riempite da materiale di colore più chiaro.

Non sono state effettuate distinzioni nell'unità all'interno della Scaglia dello Stelvio Auct., mentre sono state riconosciute a livello cartografico, nella Dolomia Principale della Falda Ortles (Dolomia del Cristallo Auct.), le litofacies di seguito riportate:

DDXc: Dolomie da grige a grigio chiare, da stratificate a massicce, con frequenti intercalazioni stromatolitiche spesso organizzate in cicli shallowing upward con porzioni inferiori spesso bioclastiche di colore più scuro (facies di piattaforma interna).

DDXb: Dolomie di colore grigio/grigio scuro, generalmente stratificate, di ambiente subtidale, costituite prevalentemente da doloareniti intra-bioclastiche e dolomie fini (facies di rampa carbonatica).

DDXa: Corpi lentiformi plurimetrici di breccie dolomitiche intraformazionali, spesso con base erosionale. I clasti, di dimensioni fino a

plurimetriche (mediamente decimetriche), sono generalmente spigolosi. Questi corpi sono stati distinti a livello cartografico dove raggiungono spessori significativi.

La deposizione della Dolomia Principale è avvenuta in un contesto di piattaforma carbonatica prevalentemente in condizioni subtidali, localmente con aree più profonde ed a circolazione ristretta (lagune). La presenza di breccie denota fenomeni di instabilità dei pendii sottomarini, con distacco di blocchi da livelli già litificati. Lo sviluppo di corpi di breccie è verosimilmente legato a fenomeni tettonici sindeposizionali.

Il limite superiore della Dolomia principale è con le facies della Formazione di Pra Grata: si tratta di un limite graduale e non ben definito, indicato dal prevalere di facies più francamente subtidali con frequenti fenomeni di risedimentazione in massa.

Nella successione della Falda Ortles sono segnalati numerosi macrofossili (*Worthenia contabulata*, *Isognomon exilis*, *Mytilus eduliformis* e megalodontidi, oltre ad alghe dasycladaceae) che permettono di attribuire l'unità al Norico

2.5 - FORMAZIONE DI PRA GRATA (GAA)

Questa unità è stata istituita e riconosciuta fino ad oggi solamente nell'ambito della Falda Quattervals. Le litologie che sono riferite a questa unità, pur appartenendo alla Falda Ortles, presentano caratteristiche analoghe a quelle della Formazione di Pra Grata della Falda Quattervals (FURRER *et alii*, 1985; BERRA, 1995): si è pertanto ritenuto opportuno estendere almeno in via provvisoria l'uso di questo termine formazionale anche alla Falda Ortles anziché introdurre una nuova nomenclatura.

La Formazione di Pra Grata è stata rilevata nel settore compreso tra la zona del Monte Cristallo ad ovest ed il settore del Gran Zebrù ad est. Verso nord questa unità si chiude stratigraficamente all'altezza dell'Ortles. Lo spessore è variabile, anche se mediamente sembra attestarsi attorno ai 100 metri nelle zone più orientali (zona del Rifugio V Alpini) e superare i 150 metri nelle zone ad occidente (Monte Cristallo)

Si tratta principalmente di alternanze di dolomie subtidali scure, in strati sottili, con laminazioni e gradazioni dirette, breccie a clasti dolomitici (sia intraformazionali che provenienti dalla Dolomia Principale) e calcari scuri in strati sottili. Il carattere peculiare è comunque l'abbondanza di breccie (in corpi di spessore anche plurimetrico) alternate con facies subtidali risedimentate.

La deposizione della Formazione di Pra Grata è avvenuta in condizioni subtidali su pendii di raccordo con una piattaforma carbonatica eteropica (Dolomia Principale), caratterizzato da risedimentazione per trasporto in massa di materiale grossolano (brecce) o fine (doloareniti e calcareniti), in un contesto interessato da tettonica sinsedimentaria (verosimilmente con una importante componente distensiva).

Il limite superiore con il Calcare di Quattervals è un limite transizionale, caratterizzato dal passaggio a prevalenti calcari neri stratificati ed una diminuzione delle facies dolomitiche e delle brecce. Localmente al di sopra della Formazione di Pra Grata si osserva un ritorno con limite graduale a facies della Dolomia Principale.

Nell'area rilevata sono stati osservati orizzonti bioclastici con bivalvi e gasteropodi, ma non è stato possibile alcuna determinazione. L'età norica è stata attribuita in base alla posizione stratigrafica.

2.6 - CALCARE DI QUATTERVALS (QUT)

Come per la Formazione di Pra Grata, questa unità è stata istituita e per il momento riconosciuta solamente nell'ambito della Falda Quattervals. Le litologie che sono riferite a questa unità presentano le stesse caratteristiche pur appartenendo alla Falda Ortles: si è pertanto ritenuto opportuno estendere almeno in via provvisoria l'uso di questo termine formazionale anche alla Falda Ortles anziché introdurre una nuova nomenclatura.

Il Calcare di Quattervals affiora diffusamente nella zona che dalla Valle dei Camosci arriva, verso est, fino al Gran Zebrù, costituendo parte della zona della Cima Thurwieser. Sono stati riferiti a questa unità anche dei lenti calcaree scure presenti all'interno della Dolomia Principale (lenti calcaree presenti alla Bocca dell'Adda nella porzione media della Dolomia Principale sul versante settentrionale del Monte delle Scale e nella zona del Campo dei Fiori sul versante sud delle creste di Pedenolo nella parte alta della Dolomia Principale). Nella zona del Campo dei Fiori la Formazione di Quattervals presenta alcune intercalazioni di argilliti nere dello spessore compreso tra 30 e 120 cm: la presenza di queste argilliti potrebbe deporre a favore di una correlazione di questo livello calcareo con il "Crappa Mala Mergel" riconosciuto all'interno del Calcare di Quattervals della Falda Quattervals in territorio svizzero. Lo spessore dell'unità è variabile: le lenti calcaree intercalate nella Dolomia Principale raggiungono qualche decina di metri di spessore, mentre verso oriente il Calcare di Quattervals supera i 200-250 metri.

L'unità è costituita da calcari neri, in strati generalmente sottili (5-20 cm) è più raramente più spessi (fino a 80-100 cm). Sono localmente riconoscibili livelli calcarenitici sia intraclastici che bioclastici e orizzonti più grossolani (calciruditi). Le calcareniti e calciruditi presentano frequentemente gradazioni normali e laminazioni da corrente, sia parallele che, più raramente, incrociate. In alcune aree (in tutta l'area compresa tra il versante sud della Cima Thurwieser ed il versante sud del Gran Zebrù) sono presenti anche delle facies silicizzate: si tratta generalmente di calcareniti che presentano noduli di selce incipiente.

Le caratteristiche litologiche indicano che il Calcare di Quattervals si è deposto in un bacino intrapiattaforma con scarsa circolazione sui fondali e con una messa in posto dei sedimenti soprattutto per trasporto in massa dalle zone meno profonde del bacino.

Il limite superiore del Calcare di Quattervals è in gran parte mancante a causa dell'erosione. Localmente questo limite è con la Formazione di Pra Grata, che tende in alcuni settori (Passo dello Stelvio) a progredire al di sopra delle facies bacinali del Calcare di Quattervals. Il limite è di tipo graduale e segnato dal ritorno a facies prevalentemente dolomitiche subtidali. In altri settori (Madriccio) il limite superiore del Calcare di Quattervals (come avviene nella Falda Quattervals; FURRER *et alii*, 1985) è netto e con la Formazione di Fraele: il limite è dato dalla comparsa di argilliti e calcari scuri.

Nell'area rilevata non sono stati riconosciuti fossili significativi: in alcune delle sezioni sottili ricavate dai campioni raccolti è stato possibile riconoscere degli esemplari alquanto ricristallizzati di foraminiferi (Involutinidae). Sulla base della posizione stratigrafica, l'unità è riferita al Norico.

2.7 - FORMAZIONE DI FRAELE (FRA)

Sinonimi: Kössen Formation.

La Formazione di Fraele nell'area studiata è al tetto della successione della Falda Ortles e strutturalmente al di sotto del sovrascorrimento basale delle scaglie riferibili alla Falda Umbrail: in particolare, nella zona rilevata la Formazione di Fraele è direttamente sovrascorsa da un'unità strutturalmente nota in letteratura come "Scaglia dello Stelvio" o "Gefaltetes zwischen element der Ortlerzone" costituita da dolomie di probabile età norica. A causa di questa situazione strutturale l'unità si presenta intonsamente trasposta dal punto di vista tettonico e le originarie strutture sedimentarie sono state quasi interamente distrutte dalle deformazioni alpine: nell'area rilevata gli affioramenti nei quali sono riconoscibili strutture sedimentarie

originali sono pochissimi. Sono pertanto cartografati come Formazioni di Fraele anche litotipi che sono descrivibili come miloniti calcaree (Valle dei Vitelli, Valle del Braulio): resta il dubbio che alcune di queste facies non fossero originariamente riferibili alla Formazione di Fraele ma a facies calcaree al tetto della Dolomia Principale (Calcare di Quattervals o "Plattenkalk" degli autori di lingua tedesca).

La Formazione di Fraele (come definita nella nota precedente) affiora in una fascia orientata circa est-ovest che dalla Valle di Fraele arriva fino alla Valle dei Vitelli, attraversando la Valle del Braulio all'altezza della II Cantoniera. Lo spessore originario della formazione non è osservabile a causa delle elisioni e duplicazioni tettoniche che hanno interessato l'unità: lo spessore varia da poche decine di metri a oltre 250-300 metri.

Nelle porzioni in cui l'unità è meno deformata (Valle dei Vitelli, Madaccio di Mezzo), si possono riconoscere alternanze di calcari scuri in strati decimetrici e argilliti scure (rossastre all'alterazione, a causa del contenuto in pirite). Localmente è riconoscibile una natura particellare dei calcari ed in rari casi è stato possibile osservare bioclasti (soprattutto bivalvi) molto deformati. Nelle zone in cui l'unità è più intensamente deformata (versante sud-est del Monte Braulio, fondovalle della Valle del Braulio) essa è costituita da calcari scuri ricristallizzati, con pieghe sradicate e amigdali centimetriche costituite da calcari più massicci o da rare lenti di materiale originariamente argilloso.

La deposizione della Formazione di Fraele è avvenuta, sulla base di dati provenienti da aree limitrofe (FURRER *et alii*, 1985; BERRA & CIRILLI, 1997), in condizioni subtidali, in un bacino caratterizzato da un apporto intrabacinale (carbonati) ed extrabacinale (argilliti e, nella parte bassa, siltiti), in un contesto di graduale diminuzione della profondità, documentato tra l'altro dalla comparsa di strutture (barre oolitiche) e forme (soprattutto coralli) di acque basse nella parte alta dell'unità.

Il limite superiore, di tipo netto, con la Formazione del Monte Motto (o Allgäu Formation), non è preservato nella zona rilevata.

Nell'area rilevata non sono stati rinvenuti fossili significativi (se si escludono i rari livelli bioclastici con prevalenti bivalvi). Nelle aree meno deformate, l'unità è riccamente fossilifera (coralli, bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, crinoidi etc.). La presenza di *Triasina hantkeni* Majzon nella parte alta della formazione documenta l'età retica dell'unità. In base al contenuto palinologico è stato possibile datare al Norico superiore l'inizio della sedimentazione della Formazione di Fraele (BERRA & CIRILLI, 1997).

2.8 - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA SUCCESIONE SEDIMENTARIA

L'intensa impronta tettonica alpina e la mancanza di porzioni della successione sedimentaria a causa di elisioni tettoniche non consente in generale di effettuare considerazioni stratigrafiche dettagliate per quanto riguarda la successione di età pre-norica. L'estesa presenza di unità noriche, anche se intensamente deformate e fagliate, consente invece di effettuare alcune considerazioni paleogeografiche, ricostruite in gran parte grazie al dettaglio del lavoro di terreno, durante il quale sono state effettuate distinzioni delle facies presenti nella Dolomia Principale della Falda Ortles. All'interno di questa unità è stato possibile riconoscere e cartografate tre litofacies differenti. In precedenza la successione di questa falda era considerata una semplice alternanza di orizzonti dolomitici e subordinati livelli calcarei. Le litofacies riconosciute hanno un chiaro significato paleoambientale e la loro distinzione ha permesso di ricostruire l'evoluzione stratigrafica della successione norica (BERRA & JADOUL, 1999).

Le intense deformazioni subite durante l'orogenesi alpina hanno localmente disarticolato la successione sedimentaria e portato a fenomeni diffusi di dolomitizzazione legata a diagenesi tardiva. Le litofacies riconosciute (riferite, in questa fase preliminare, alle seguenti unità stratigrafiche: Dolomia Principale, Formazione di Pra Grata e Calcare di Quattervals) denotano una evoluzione da piattaforma interna subtidale a bacino intrapiattaforma (sede di deposizione di calcari scuri risedimentati da vicine aree di alto) attraverso una fascia di transizione che è costituita in gran parte da brecce intraformazionali. Questo tipo di evoluzione si inquadra in un modello che è stato riconosciuto in gran parte delle successioni noriche sudalpine e nella sovrastante Falda Quattervals. Un tentativo di progradazione delle facies di piattaforma interna al di sopra della successione bacinale è documentato nella parte alta della successione osservabile nella zona della Cima Thurwieser-Ortles. La distribuzione delle facies permette di riconoscere lo sviluppo del bacino da ovest verso est, dove la successione calcarea bacinale raggiunge i massimi spessori. La chiusura occidentale del bacino è stata identificata nella zona del Monte delle Scale. In aree di transizione tra bacino e piattaforma (versante destro della bassa Valle del Braulio) è stato riconosciuto un livello marker costituito da calcari scuri con intercalazioni di livelli potenti da 30 a 100 cm costituiti da argille nere: questo livello potrebbe corrispondere al Crappa Mala Mergel, riconosciuto in Svizzera nella successione della Falda Quattervals.

3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

Nel foglio Bormio il magmatismo tardo-alpino è rappresentato dal piccolo plutone del Gran Zebrù, che sigilla il contatto tettonico alpino (Linea dello Zebrù) tra la falda Campo e la falda Ortles; esso è costituito da masserelle intrusive, apofisi e filoni affioranti nelle alte valli di Zebrù, Cedec e Solda.

Questo magmatismo è presente anche nelle apofisi quarzodioritiche di Pala della Donzella-Tof di Malé, affioranti immediatamente a est, nel foglio Rabbi. Nell'estremo settore sud-orientale del foglio Bormio, sulle pendici di Pala della Donzella (M.Vioz), esso si manifesta solo attraverso le sue facies di contatto.

3.1 - PLUTONE DEL GRAN ZEBRÙ.

Il Plutone del Gran Zebrù è, con ogni probabilità, una manifestazione epiplutonica, formata cioè dall'affiorare delle porzioni sommitali di un corpo intrusivo in gran parte sommerso. Esso comprende svariati corpi magmatici di dimensioni modeste, da pochi metri a qualche centinaio di metri al massimo, costituiti da masserelle di quarzodioriti e granodioriti e da filoni andesitici e basaltici, affioranti intorno al Massiccio del Gran Zebrù, tra il Passo della Bottiglia, la Cima di Pale Rosse e la Vedretta della Miniera. Queste rocce sono intrusive nei sedimenti permo-mesozoici della falda dell'Ortles e nelle rocce metamorfiche della falda Campo, e sigillano il contatto tettonico (Linea dello Zebrù) tra queste due unità strutturali.

3.1.1. - Granodioriti, dioriti quarzifere e tonaliti (PGZ).

Le facies più diffuse del plutone della Val Zebrù sono costituite da quarzodioriti grigio scure e da granodioriti di colore più chiaro, da equigranulari a porfiriche per fenocristalli di plagioclasio e/o anfibolo; subordinate le tonaliti, scarsi i dicchi microgranitici. Esse contengono frequenti inclusi di rocce incassanti, fortemente metamorfosate per contatto, nonché aggregati ovoidali in cui si concentrano i minerali femici. Localmente compaiono anche brecce intrusive, di colore scuro, con frammenti di rocce incassanti e di dioriti.

Quarzodioriti e granodioriti sono composte da plagioclasio zonato, anfibolo, biotite e quarzo. Il plagioclasio ha nucleo labradoritico e bordo oligoclasico, e presenta talora relitti di una fase più calcica; diffuse sono le alterazioni in epidoto, calcite e miche bianche. L'anfibolo, anch'esso zonato, è costituito da magnesio-hastingsite bordata da termini actinolitici (DAL PIAZ *et al.*, 1988), con locale alterazione in clorite. Presenti sono anche K-feldspato

(granodioriti) e un ortopirosseno a composizione enstatitica (quarzodioriti). Come minerali accessori si hanno apatite, epidoto, zircono, magnetite, rutilo e titanite

Le quarzodioriti hanno affinità geochimica di tipo calcicalino. In base agli elementi in traccia, i magmi vengono interpretati come prodotti di fusione parziale di mantello terrestre e di materiali derivati da lembi litosferici subdotti. Il magma è stato poi contaminato in modo differenziato da materiale crostale (DAL PIAZ *et al.*, 1988, MAIR, 1998). I magmi si sono messi in posto a circa 6-7 km di profondità (2.5 kbar) e a temperature attorno ai 760°C, in base ai dati geotermobarometrici ricavati dagli anfiboli, dati confermati dalle paragenesi delle rocce di contatto, con temperature valutabili a circa 730°C (MAIR, 1998). Le datazioni con il metodo Rb-Sr effettuate su biotite hanno fornito età di raffreddamento delle quarzodioriti di 32.1 - 32.4 ± 0.6 Ma (DAL PIAZ *et al.*, 1988).

3.1.2. - Andesiti e basalti (fz)

Le masserelle e apofisi intrusive del plutone del Gran Zebrù sono accompagnate da uno sciame di filoni di composizione basica e intermedia, dispersi su un areale più vasto, anche a oltre 10 chilometri dal nucleo del plutone: essi affiorano sulle pendici del Gran Zebrù, nelle alte valli di Zebrù e Cedec, sul crinale della Punta del Lago Gelato, nella valle della Manzina e al M. Confinale, in Valle di Gavia ecc. I filoni, di spessore da centimetrico a metrico (solo di rado plurimetrico), hanno una tessitura massiccia e tagliano indeformati tutte le strutture deformative, sia duttili che fragili. Questi filoni non sono tutti riferibili con certezza al plutone del Gran Zebrù, ma appartengono con ogni probabilità allo stesso ciclo magmatico tardo-alpino.

Gran parte dei filoni sono orientati intorno a ENE-OSO, quindi con un andamento grosso modo parallelo alla scistosità regionale; in numero minore essi riempiono fratture orientate NNE-SSO.

I filoni e sacche andesitiche e basaltiche, sia monofasiche che bifasiche, si dispongono spesso secondo lineamenti strutturali per lo più discordanti rispetto agli scisti incassanti (MAIR, 1998). In qualche caso sono profondamente alterati. Le tessiture cambiano spesso da un corpo all'altro e sono quindi di difficile caratterizzazione. Si tratta di rocce scure, generalmente massicce, spesso porfiriche per fenocristalli di anfibolo, di plagioclasio e anche di biotite, oppure microgranulari. Frequenti sono i frammenti inclusi delle rocce incassanti, come pure le concentrazioni di minerali femici (anfiboli e pirosseni).

La composizione dei filoni è data principalmente da plagioclasio, anfibolo, clinopirosseno e biotite; localmente compare anche granato. Il plagioclasio è fortemente zonato, quasi sempre retrocesso in aggregati di miche, calcite ed epidoto. L'anfibolo è in genere pargasitico, talora con nucleo brunastro di alumino-tschermakite, oppure si tratta di pargasite con bordo di hastingsite, in particolare nelle concentrazioni più femiche (DAL PIAZ *et al.*, 1988). Il clinopirosseno è un diopside più o meno ferrifero, non di rado presente al nucleo degli anfiboli. Minerali accessori sono apatite e ossidi di ferro.

I filoni e i dicchi della Valle dei Forni-Val Cedec hanno un'affinità calcalina, a differenza di quelli simili di Peio, della Valle de la Mare e del Lago Verde (Grünsee, in Val d'Ultimo) che hanno affinità da calcalina alta in potassio a shoshonitica (DAL PIAZ *et al.*, 1988). Il magma è derivato anche in questo caso da fusione parziale del mantello e di lembi litosferici, con minore contaminazione da parte di materiale crostale rispetto alle quarzodioriti.

Datazioni sulle analoghe rocce andesitico-basaltiche della Valle di Peio e del Lago Verde (metodo Rb-Sr su biotite), hanno fornito età di raffreddamento da 30.8 a $31.4 \pm 1.3-0.5$ Ma (DAL PIAZ *et al.*, 1988).

3.1.3. - *Le facies di contatto del plutone del Gran Zebrù e la mineralizzazione a magnetite di Cima della Miniera.*

Il fitto intreccio di masserelle intrusive (principalmente quarzodioriti) e di filoni andesitico-basaltici del plutone del Gran Zebrù ha provocato intense e diffuse trasformazioni nelle rocce incassanti. Sul versante meridionale del Gran Zebrù, le macchie scure delle rocce magmatiche spiccano sulle rocce carbonatiche più chiare, anche per effetto di una decolorazione di quest'ultime dovuto alla ricristallizzazione termometamorfica. Questa si manifesta quasi sempre, al bordo tra le due rocce, con un orlo verdastro formato da un fels a silicati di calcio, magnesio e ferro; i minerali più comuni sono idrogrossularia, plagioclasio, vesuviana, diopside, scapolite, olivina (serpentinizzata), epidoto e, localmente, spinello, fassaite, brucite, clinohumite, periclasio e altri minerali.

Lungo il bordo a silicati si sono formate impregnazioni, noduli e lenti massicce di magnetite per uno spessore da centimetrico a decimetrico e oltre. Localmente, la magnetite sostituisce quasi completamente il bordo a silicati, come avviene nella zona mineralizzata principale, a sud di Cima della Miniera, formata da una lente spessa da 3,5 a 5,5 metri e lunga poche decine di metri.

I micascisti retrocessi che affiorano attorno alle masse intrusive del plutone del Gran Zebrù hanno subito trasformazioni termometamorfiche meno

vistose delle rocce calcareo-dolomitiche ma in ogni caso profonde: la struttura tende ad essere più marcatamente massiccia e la composizione mineralogica comprende plagioclasio, biotite, andalusite, cordierite, spinello e corindone. I brandelli di rocce di basamento inclusi nelle masserelle intrusive sono parzialmente riassorbiti e ricchi di andalusite, cordierite e K-feldspato.

3.2 - QUARZODIORITE DI PALA DELLA DONZELLA: FACIES DI CONTATTO

Le apofisi di questa manifestazione magmatica terziaria affiorano nel foglio 25-Rabbi, tra gli speroni rocciosi del Tof di Malé e le pareti di Pala della Donzella, a poche centinaia di metri dall'angolo sud-orientale del foglio Bormio. Si tratta di una quarzodiorite talora a struttura porfirica, con subordinate facies leucocratiche (MAIR *et al.*, in prep.), di età oligocenica superiore (DAL PIAZ *et al.*, 1988). Nel foglio Bormio affiorano soltanto i micascisti e paragneiss incassanti, ricristallizzati e a tessitura massiccia, coinvolti nell'aureola di contatto della quarzodiorite; essi hanno colore grigio scuro verdastro, grana da media a grossa, composizione mineralogica costituita da plagioclasio, biotite, anfibolo, quarzo \pm K-feldspato. La notevole ampiezza dell'aureola di contatto intorno alle apofisi intrusive fa supporre che queste siano piuttosto estese in profondità (MAIR *et al.*, in prep.).

4. - FILONI DI ETA' INCERTA

Nei basamenti cristallini della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e della Falda Campo sono presenti corpi filoniani basici (andesiti e basalti) che non sono in evidente relazione genetica o spaziale con manifestazioni del magmatismo tardo-alpino; inoltre, essi intersecano strutture deformative antiche, con ogni probabilità varisiche, ma sono deformati da eventi più recenti (alpini?).

4.1 - ANDESITI E BASALTI (fb)

La più cospicua di queste manifestazioni affiora nel basamento cristallino della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch, circa 700 metri a ovest del M. Scorluzzo, in corrispondenza di un ampio dosso, con uno spessore complessivo di una sessantina di metri. Più che di un filone sembra trattarsi di un piccolo ammasso formato da un esteso nucleo massiccio di colore

chiaro, avvolto in una massa molto deformata, grigio-verdastra, che ingloba sciami di brandelli di paragneiss incassanti. La porzione massiccia del filone è di colore nocciola chiaro, grana piuttosto fine con fenocristalli di plagioclasio di pochi millimetri e più rari e piccoli fenocristalli scuri di minerali femici. I fenocristalli di plagioclasio, spesso alterati in sericite, calcite ed epidoto, hanno mediamente una composizione andesinica con forti zonature locali. Sono presenti scarsi relitti di fenocristalli di clinopirosseno e talora di biotite bruno scura. La massa di fondo è costituita da un fitto intreccio di plagioclasio e di anfibolo feltrato che sostituisce il pirosseno primario. Nella porzione deformata, la roccia ha una tessitura fortemente laminata fino a milonitica e un colore verde uniforme, talora punteggiato da ocelli biancastri di albite e da plaghe brunice di carbonato secondario; la sua composizione comprende epidoto, albite, clorite e calcite. Altri filoni dello stesso tipo, ma di dimensioni più ridotte e interamente laminati, affiorano nella stessa conca dello Scorluzzo.

Filoni andesitico-basaltici sono presenti anche nel basamento cristallino dell'Unità di Peio (Falda Campo), sul versante nord della Valfurva (tra la Corna Rossa e la Val Pisella), nella Valle dei Forni (Monte S. Giacomo) e nella Valle del Braulio. Da segnalare, in particolare, un filone di almeno 600 m di lunghezza

e spesso da una trentina di metri a pochi metri, affiorante nella Valle della Manzina, a monte del lago omonimo. Esso taglia in discordanza la scistosità principale "S₁" (varisica) dei micascisti a clorite e sericite (OME) e un livello di spessore plurimetrico a ortogneiss e prasiniti, pieggettato a scala metrico/decametrica ("S₂"?) intercalato negli stessi micascisti. A sua volta, il filone è affetto da due fasi plicative (probabilmente alpine).

L'età di questo filone e di altri filoni analoghi è compresa probabilmente tra il Triassico e il Cretacico inferiore.

5. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO QUATERNARI

5.1 - CRITERI DI RILEVAMENTO E CARTOGRAFIA ADOTTATI NELL'AREA LOMBARDA

I depositi continentali neogenico-quaternari sono stati rilevati ex-novo alla scala 1:10000; in particolare essi sono stati:

- caratterizzati dal punto di vista sedimentologico, stratigrafico, petrografico e dell'alterazione;
- gerarchizzati in Supersintemi/Sintemi, Gruppi/Formazioni e unità informali, a seconda dei caratteri dei sedimenti di volta in volta cartografati e delle problematiche affrontate;
- suddivisi sulla base dei bacini di appartenenza (*unità distinte in base al bacino di appartenenza*), laddove tale distinzione risulti significativa per la ricostruzione della storia geologica, oppure distinti sulla base dei processi e delle dinamiche di formazione, indipendentemente dal bacino di appartenenza (*unità non distinte in base al bacino di appartenenza*).

Unità distinte in base al bacino di appartenenza

Si tratta di corpi sedimentari la cui formazione è strettamente correlata ai processi sedimentari avvenuti in un dato bacino idrografico e/o glaciale e alla sua evoluzione e che pertanto vengono discretizzati in unità proprio su tale base. Per alcune di queste unità è stato possibile stabilire una continuità fisica con altre presenti in bacini diversi e quindi sono state considerate sinonime. Analogamente è avvenuto per unità che mostrano una sostanziale concordanza di significato e definizioni, sebbene siano collocate in differenti bacini e non abbiano continuità fisica tra di loro. In particolare, relativamente al contesto alpino e prealpino lombardo, si sono operate le seguenti distinzioni e/o accorpamenti:

a) Depositi LGM: si tratta dei depositi corrispondenti all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*; LGM nel seguito del testo). In anfiteatro e nell'ambito vallivo è sempre riconoscibile l'unità relativa allo LGM che, per conservazione delle forme, geometria, alterazione e posizione, si differenzia rispetto ai depositi legati alle precedenti fasi glaciali. All'interno di ogni bacino principale glacializzato è stato istituito un supersintema che racchiude i depositi legati allo LGM, a loro volta suddivisi in:

- un sintema relativo ai sedimenti glaciali dell'asse vallivo principale e delle valli ad esso connesse,
- singoli sintemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate da ghiacciai non in continuità con il ghiacciaio vallivo principale.

Il supersintema indistinto viene utilizzato per la cartografia dei depositi non riferibili con certezza ad un dato sintema (es. nel *sandur* dell'asse vallivo principale possono trovarsi miscelati i depositi fluvio-glaciali di tutti i sintemi).

b) Depositi pre-LGM degli anfiteatri: negli anfiteatri, come nelle aree ad essi assimilabili, e nella porzione bassa delle valli a ridosso degli anfiteatri,

a differenza di quanto avviene nelle valli, i depositi glacialigenici corrispondenti alle glaciazioni pre-LGM sono solitamente ben riconoscibili e cartografabili; pertanto per i differenti bacini sono stati istituiti specifici sintemi o supersintemi.

c) Depositi pre-LGM delle valli: nelle valli le distinzioni dei depositi pre-LGM operate negli anfiteatri non sono più possibili a causa di vari fattori, tra cui la complessità dei processi sedimentari ed erosivi e la conseguente frammentarietà dei depositi. Per semplificare e risolvere i problemi di cartografia di tali depositi, si è scelto di riunirli all'interno di un'unica unità: il *supersintema della Colma del Piano*. Questo è stato cartografato come "indistinto" laddove non erano presenti elementi sufficienti per tipizzare una particolare area. Per singoli lembi di depositi, sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica, nell'ambito del supersintema sono state istituite unità informali, a limiti inconformi o litostratigrafiche. Tali unità testimoniano alcune fasi degli eventi sedimentari avvenuti all'interno dell'arco temporale abbracciato dal supersintema, ma allo stato attuale delle conoscenze e delle metodiche di studio la mancanza di continuità geometrica fra questi corpi non ne consente la correlazione. Si sottolinea come tali unità non abbiano il valore di sintemi/subsintemi (legati quindi ad un singolo evento sedimentario valido a livello bacinale) ma di unità con significato strettamente locale.

Dato che il *supersintema della Colma del Piano* comprende i depositi glacialigenici precedenti allo LGM presenti in tutte le valli glacializzate, esso assume apparentemente la valenza di una unità "ubiquitaria". In effetti i suoi depositi hanno significato sostanzialmente simile indipendentemente dal bacino di appartenenza; però, all'interno di un dato bacino, singoli depositi locali presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala locale.

Unità non distinte in base al bacino di appartenenza

Sotto questa dicitura sono stati raggruppati tutti i depositi legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane ecc...), la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio. La loro eventuale suddivisione con criteri bacinali avrebbe comportato un inutile appesantimento della carta senza peraltro aggiungere dati realmente significativi sia relativamente al quadro stratigrafico sia per la comprensione dell'evoluzione del territorio. Tale raggruppamento comprende (Fig.):

a) sintema del Po: racchiude tutti i depositi (indipendentemente dall'agente deposizionale) formati posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione ed abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene.

b) alteriti: comprendono corpi geologici generati a spese del substrato attraverso un'alterazione pedogenetica profonda - sia a causa di intensità e durata dei processi, sia per predisposizione del *parent material* all'alterazione - tale da cancellarne le originarie caratteristiche litologiche.

c) supersintemi, gruppi e singole unità litostratigrafiche definite per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al sintema del Po:

- supersintema di Palazzago (non affiorante nel Foglio Bormio): comprende principalmente depositi colluviali e di conoide legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate, sia nei settori più meridionali delle Prealpi sia nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura, a partire dalle prime glaciazioni del Pliocene Superiore sino allo LGM. Nel corso delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilizzazione della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario (fasi di resistasia). Si sono così originate generazioni di depositi colluviali non differenziabili, in quanto alimentati dalla stessa sorgente alteritica, e privi di espressione morfologica propria. Infatti i depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato ad un singolo periodo di resistasia, essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilizzazione e ulteriormente alterati dopo la deposizione, sono indistinguibili l'uno dall'altro. Da ultimo l'urbanizzazione ha portato alla distruzione o al totale rimaneggiamento di molti limiti morfologici che spesso rappresentano l'unico elemento di correlazione tra ambiti fisiografici contigui.

- gruppo di Prato Grande (non affiorante nel Foglio Bormio): comprende depositi di versante, macereti e depositi di frana non cementati, alterati dopo la sedimentazione, e localizzati all'interno delle valli.

- gruppo di Valle dei Tetti e gruppo del Culmine (non affioranti nel Foglio Bormio): comprendono depositi di versante cementati presenti diffusamente in tutta la catena alpina, e suddivisi inizialmente in unità informali o formali riunite in gruppi ciascuno esteso ad un singolo bacino. Dato che si tratta di unità di identico significato, si è deciso di semplificare la stratigrafia istituendo due gruppi ubiquitari, estesi

ciascuno a tutti i bacini idrografici lombardi, e localmente suddivisi in unità informali.

Il gruppo di Valle dei Tetti comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante sia a monte sia a valle.

Il gruppo del Culmine comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante a monte, ma non a valle o lateralmente, dove sono troncati da superfici di erosione (scarpate o pareti).

- singole unità litostratigrafiche: depositi cementati antichi, completamente isolati dall'erosione e/o alterati e spesso carsificati, non rientrando nelle definizioni precedenti, sono stati cartografati come unità litostratigrafiche di significato locale.

L'utilizzo di questo approccio ha consentito sia la classificazione, sia la ricostruzione della cronologia relativa, dell'evoluzione e della paleogeografia delle successioni sedimentarie esaminate. Inoltre, relativamente ai depositi glaciali, tale impostazione ha reso possibile il superamento del "modello alpino classico" delle quattro glaciazioni introdotto da PENCK & BRÜCKNER (1909): essa infatti permette di cartografare "corpi sedimentari sia sulla base delle caratteristiche deposizionali, sia sulla base della caratteristica del profilo di alterazione", secondo un approccio in cui "l'oggetto della cartografia non è più il clima, ma sono corpi geologici, caratterizzati da precise evidenze oggettive, che devono essere trattati in modo analogo ai corpi geologici dei periodi precedenti" (Bini, 1999).

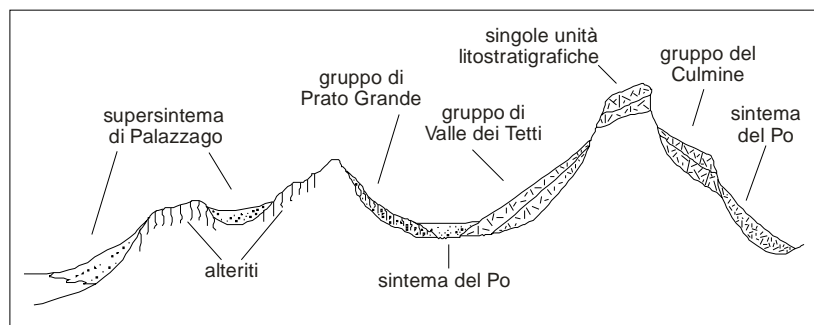


Fig. X - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura in media valle.

Nella cartografia dei depositi continentali neogenico-quadernari sono state adottate sia unità litostratigrafiche sia unità a limiti inconformi (UBSU),

come prescritto in SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992, e successive circolari integrative):

- UBSU: sono state usate tutte le volte che i corpi geologici presentavano superfici limite caratteristiche, riconoscibili e tracciabili, con caratteristiche interne insignificanti al fine della caratterizzazione dell'unità. Dato l'alto numero di superfici di erosione presenti nei depositi del Quaternario continentale, è necessario che la superficie limite del corpo corrisponda al limite di un ciclo sedimentario e abbia delle caratteristiche tali da distinguerla da tutte le altre. Per esempio la presenza di un suolo intero o troncato, ossia di un determinato tipo di alterazione, che sia però oggettivamente identificabile sul terreno (profondità del fronte di decarbonatazione, percentuale di clasti alterati a seconda della petrografia, colore della matrice, copertura di loess, contenuto in argilla della matrice, orizzonti calcici ...).

Si ritiene opportuno precisare, tuttavia, che le UBSU non corrispondono in pieno alle caratteristiche delle unità del Quaternario continentale. Infatti le discontinuità che delimitano superiormente e inferiormente tali unità:

- non corrispondono necessariamente ad *unconformity*;
- non sono quasi mai entrambe identificabili, ma sono più frequentemente solo tracciabili per interpolazione;
- solo raramente hanno estensione regionale, come invece è previsto "preferibilmente" per le UBSU.

Si sottolinea che i corpi geologici così cartografati rispondono comunque alle stesse caratteristiche di quelli indicati come "allonità" nella cartografia geologica alla scala 1:10.000 realizzata da Regione Lombardia, fatto salvo per le differenze connesse alla diversa scala di rappresentazione.

- unità litostratigrafiche: sono state usate quando non sono identificabili superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici sono riconoscibili per le caratteristiche interne, quali ad esempio la cementazione, la completa alterazione del corpo geologico o la composizione petrografica dei clasti che lo costituiscono.

Nel testo, facendo riferimento alla tipologia delle unità sopra citate, si useranno alcuni termini di cui è opportuno spiegare il significato:

- indistinto/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa in sottunità rispetto al tempo o ai rapporti stratigrafici (es. supersintema non suddiviso in sintemi);
- indifferenziato/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa al suo interno sulla base delle facies in essa presenti.

Va infine precisato che nella descrizione delle unità il dato relativo al loro spessore, in assenza di sondaggi geognostici specifici e sistematici, è solamente indicativo. Le unità a limiti inconformi infatti non mantengono uno spessore costante, ma questo risulta variabile da punto a punto in modo molto spesso irregolare, controllato da molteplici fattori difficilmente valutabili.

5.2 - UNITA' NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

5.2.1. - *Sintema del Po (POI)*

Diamicton massivi e ghiaie massive da fini a grossolane, talora a struttura open-work, più comunemente a supporto clastico o di matrice sabbiosa o limoso-argillosa da assente a molto abbondante, clasti spigolosi provenienti dalle pareti sovrastanti, o da subarrotondati a subangolosi di provenienza sia locale che esotica: depositi di versante s.l.;

Diamicton massivi, talora rozzamente stratificati con talora embricatura dei clasti, a supporto clastico o di matrice sabbiosa o limoso-argillosa da assente a molto abbondante, clasti da spigolosi a subarrotondati di provenienza sia locale che esotica : depositi di debris flow;

Diamicton massivi, spesso con struttura open-work, più comunemente a supporto clastico o di matrice sabbiosa, o sabbioso-limoso da assente a molto abbondante, clasti da spigolosi a subarrotondati di provenienza prevalentemente locale: depositi di frana;

Ghiaie stratificate da fini a grossolane, a supporto clastico, matrice sabbiosa da assente ad abbondante, clasti da subangolosi ad arrotondati; sabbie da fini a grossolane, spesso stratificate, con strutture da correnti trattive (laminazioni, embricatura dei clasti); limi da massivi a laminati: depositi alluvionali.

Limi laminati, sabbie da fini a grossolane, torbe: deposti lacustri e di torbiera.

Diamicton massivi a supporto clastico o di matrice da sabbiosa a limoso-argillosa con ciottoli e blocchi sino a metrici, da subangolosi ad arrotondati, spesso con forme caratteristiche quali quelle a "ferro da stiro": till di ablazione .

Diamicton massivo a supporto di matrice limoso-argillosa con ciottoli sparsi da subangolosi ad arrotondati, spesso sovraconsolidati: till di alloggiamento.

Depositi complessi, caratterizzati da giustapposizioni ed eteropie tra depositi di debris flows , depositi alluvionali e lacustri: depositi di contatto glaciale;

Superficie limite superiore coincidente con superficie topografica, caratterizzata da alterazione da assente a poco sviluppata (profondità massima 30-40 cm) e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione. Limite inferiore discordante con il substrato o con le sottostanti unità. Lo spessore è molto variabile a seconda della facies dai 4-5 m di alcuni till di ablazione sino a superare i 100 m in alcuni depositi di frana.

Limitatamente ai depositi glaciali e ai rock glaciers, comprende le Sottunità Postglaciale Antica (**POI₆**), Postglaciale Piccola Età Glaciale (**POI₇**) e Postglaciale Recente (**POI₈**), distinguibili principalmente sulla base del profilo di alterazione e di dati storici (Olocene Superiore). In particolare la sottunità Postglaciale Antica (**POI₆**) presenta una alterazione sino ad una profondità tra 20 e 40 cm nel Bacino dell'Adda e 15-30 cm nel Bacino dell'Adige, con presenza di suolo continuo mentre la Sottunità Postglaciale Piccola Età Glaciale (**POI₇**) presenta un profilo di alterazione inferiore ai 20 cm nel Bacino dell'Adda e a 15 cm in quello dell'Adige ed un suolo da discontinuo a continuo. La Sottunità Postglaciale Recente (**POI₈**) presenta una alterazione assente ed in genere è riconducibile, per quanto riguarda i depositi glaciali a posizioni documentate storicamente.

5.2.2. - *Supersintema della Colma del Piano (CM)*

In questo Foglio il Supersintema della Colma è costituito da tre unità di rango inferiore (non distinte in carta), di limitatissima estensione areale costituite da Conglomerati di origine glaciale (II Cantoniera, Rifugio Branca) o fluviale (Teregua) con ciottoli fortemente alterati e con superficie superiore coincidente con quella topografica (II Cantoniera) troncata in discordanza dai depositi del Sintema del Po (Rifugio Branca, Teregua); la superficie inferiore è discordante sul substrato. Lo spessore è variabile anche all'interno di ciascuna unità da pochi metri ad un massimo desumibile di 30-40 m.

5.3 - UNITA' DEL BACINO DELL'ADDA

5.3.1. - *Sintema di Cantù (LCN)*

Depositi glaciali, di contatto glaciale e fluviali.

Nell'ambito del Foglio, la superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie ben conservate, anche se talora in erosione o interessate da movimenti di versante quando coincide con la superficie topografica mentre

è talora sepolta dai depositi dell'unità postglaciale ed in tal caso la superficie è discordante.

Il profilo di alterazione, dipendente dalle litologie prevalenti nelle diverse valli è in genere poco evoluto, ma sempre superiore ai 40 cm con suolo continuo ed in genere con evidenti fenomeni di ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in Fe, parziale arenizzazione dei clasti scistosi ed intrusivi e raramente argillificazione dei clasti carbonatici. La superficie limite inferiore è discordante sul substrato o solamente deducibile. Lo spessore indicativo è estremamente variabile sino ai 70-100 nei fondovalle e nelle porzioni di raccordo tra fondovalle e versante.

Comprende: Subsintema del Braulio, Subsintema del Frodolfo, Subsintema del Viola sino alla Conca di Bormio che rappresenta la confluenza di queste tre colate principali. I Subsintemi della Vallecetta, della Valle Novalena, della Valle Mala, del M. Vallecetta, della Valle Cadolena, della Valle del Prete rappresentano l'insieme dei depositi degli apparati glaciali locali direttamente soggiacenti all'apparato principale dell'Adda.

5.4 - UNITA' DEL BACINO DELL'ADIGE

5.4.1. - *Sintema del Garda (SGD)*

Depositi glaciali e di contatto glaciale..

Nell'ambito del Foglio, la superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie ben conservate, anche se talora in erosione o interessate da movimenti di versante quando coincide con la superficie topografica mentre è talora sepolta dai depositi dell'unità postglaciale ed in tal caso la superficie è discordante.

Il profilo di alterazione, dipendente dalle litologie prevalenti nelle diverse valli è in genere poco evoluto, ma sempre superiore ai 30 cm con suolo continuo ed in genere con evidenti fenomeni di ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in Fe, parziale arenizzazione dei clasti scistosi ed intrusivi e talvolta argillificazione dei clasti carbonatici. La superficie limite inferiore è discordante sul substrato o solamente deducibile. Lo spessore indicativo è estremamente variabile sino ai 70-100 nei fondovalle e nelle porzioni di raccordo tra fondovalle e versante.

Comprende il Subsintema di Bondo (**SGD₂**).

Nel Foglio Bormio sono state riconosciute le seguenti unità che non trovano rappresentazione alla scala 1: 50.000 ma sono state distinte nella cartografia

geologica regionale alla scala 1: 10.000 e sono contenute nella relativa Banca Dati:

Sintema Monte delle Pecore: affiora a nord del Monte delle Pecore e comprende till di ablazione formati da diamicton a blocchi eterometrici, spigolosi, a supporto clastico, scarsa matrice sabbioso limosa.

Sintema Croda di Cengles: affiora con morfologie ben conservate presso la Malga di Cengles di sopra e comprende till di ablazione formati da diamicton a blocchi eterometrici, spigolosi, a supporto clastico, scarsa matrice sabbioso limosa.

Sintema Dosso di Cengles: affiora a nord del Passo Freddo e comprende till di ablazione costituiti da diamicton a blocchi eterometrici, a supporto di scarsa matrice sabbioso limosa.

Sintema Punta della Cascata: affiora a nord della Punta di Cascata con morfologie ben conservate e comprende till di ablazione formati da diamicton a blocchi eterometrici, a supporto di scarsa matrice sabbioso limosa.

Sintema Testa del Toro: affiora in località Alpe di sopra e comprende depositi glaciali costituiti da diamicton a blocchi eterometrici da spigolosi subarrotondati a supporto di abbondante matrice sabbioso limosa.

Unità Malghe di Stelvio: affiora con continuità nella valle del rio Tramentan fino all'abitato di Stelvio con morfologie ben conservate e spesso in erosione, costituita da till di ablazione formati da diamicton a blocchi eterometrici, a supporto di scarsa matrice sabbioso limosa.

Unità Piz Minschuns: affiora con continuità con morfologie ben conservate nella valle di Piazza e comprende till di ablazione formati da diamicton a blocchi eterometrici, spigolosi, a supporto di matrice sabbioso limoso.

Unità Pizzo della Forcola: affiora con continuità con morfologie ben conservate costituite da archi di cordoni morenici concentrici in località Scholmental alle pendici del Pizzo della Forcola e comprende till di ablazione formati da diamicton a blocchi eterometrici, spigolosi, a supporto di matrice sabbioso limoso.

Unità di Alpe Tarres: affiora con morfologie ben conservate e archi di cordoni morenici concentrici in Val di Casta Bella e comprende till di ablazione costituiti da diamicton a blocchi eterometrici, a supporto di scarsa matrice sabbioso limosa.

Unità di Rocca Bianca: affiora con continuità e con morfologie ben conservate in Val di Tarres e comprende till di ablazione costituiti da diamicton a blocchi eterometrici, a supporto clastico che di scarsa matrice sabbioso limosa.

Unità di Alpe di Glorenza: è presente in lembi isolati presso il lago d'Oro e in località Alpe di Glorenza, comprende till di ablazione costituiti da diamicton a blocchi eterometrici, a supporto di scarsa matrice sabbioso limosa.

V. TETTONICA E METAMORFISMO

Il substrato roccioso del foglio geologico Bormio è costituito da unità del dominio austroalpino delle Alpi centro-orientali; queste unità rappresentano dei frammenti di crosta continentale del margine meridionale della Tetide (placca àpula o promontorio adriatico) che per accrezione hanno dato origine al prisma orogenico alpino. Nell'area considerata, tali frammenti sono rappresentati dalla Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (falda Ötztal, Austroalpino superiore) e dalle falde Quaternals, Ortles e Campo (Austroalpino medio); esse sono costituite da basamenti cristallini pre-permiani e/o da coperture sedimentarie permo-mesozoiche.

Le unità di basamento cristallino - zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e falda Campo - mostrano di essere state coinvolte, in diverso grado, negli eventi tettonico-metamorfici sia pre-alpini (soprattutto varisici), che hanno conferito alle rocce l'impronta metamorfica principale, sia alpini, responsabili dell'assetto strutturale attuale. Le rocce (permo-)mesozoiche delle falde Quaternals e Ortles, invece, registrano solo le tracce dell'orogenesi alpina.

Gli autori dei fogli geologici 25-Rabbi e 41-Ponte di Legno, con i quali il foglio 24-Bormio confina rispettivamente a est e a sud, hanno dato interpretazioni contrastanti sull'evoluzione tettonico-metamorfica di alcune formazioni dell'Unità di Peio (Falda Campo), in particolare dei "Micascisti a clorite e sericite" (OME). Questa formazione, estesamente rappresentata in tutti e tre i fogli, è descritta nel foglio Rabbi (MAIR *et al.*, in prep.) come formata da micascisti con impronta metamorfica varisica in facies

anfibolitica, variamente retrocessi in facies scisti verdi nell'alpino. Nel foglio Ponte di Legno (CHIESA *et al.*, in prep.), invece, la stessa formazione viene ritenuta un'unità sostanzialmente filladica, con un metamorfismo varisico in facies scisti verdi e sovrainpronta alpina ugualmente in facies scisti verdi. In queste note relative al foglio Bormio ci atteniamo alla prima delle due interpretazioni per mantenere la coerenza tra i fogli Bormio e Rabbi, che nella zona di congiunzione sono stati rilevati dallo stesso autore (V. Mair).

1. - EVOLUZIONE METAMORFICA PRE-ALPINA

Le considerazioni relative alla *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* si basano, oltre che sulle osservazioni dei rilevatori del foglio Bormio, anche sui lavori di CASSAMAGNAGHI *et al.* (ined.), di GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974), GREGNANIN (1980) e GREGNANIN *et al.* (1995).

La Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch occupa, come già detto, una posizione equivalente alla Falda Ötztal, di cui rappresenta le scaglie basali formatesi durante il suo sovrascorrimento eo-alpino verso ovest.

Nella zona a scaglie sono riconoscibili due associazioni mineralogiche pre-alpine: la prima (M_1), ad almandino, biotite, mica bianca, quarzo, plagioclasio (10-30% An), rutilo, \pm ilmenite, \pm cloritoide, \pm staurolite, \pm cianite; la seconda (M_2), a biotite, mica bianca, quarzo, plagioclasio (0-35% An), granato, staurolite, cianite, ilmenite, \pm tormalina, \pm andalusite, \pm sillimanite (\pm pseudomorfo su granato). Anche se non c'è unanimità di consenso sulle relazioni esistenti tra la comparsa dei minerali e le deformazioni, tuttavia i vari autori riconoscono concordemente:

- una sequenza D_1 - D_2 caratterizzata da T intermedia fino ad alta e verosimilmente alta P, con cristallizzazione di minerali di grado fino a medio-alto (cianite, staurolite, plagioclasio) collegata con la D_2 ;
- un evento di bassa pressione successivo alla deformazione D_2 e precedente la deformazione D_3 , con blastesi di sillimanite, di andalusite e, più diffusamente, con pseudomorfo di biotite su granato (a T più bassa), e di sillimanite+biotite su granato (a T più alta).

Le maggiori differenze interpretative riguardano il ruolo dei minerali di alta pressione (cianite):

- cristallizzazione della cianite legata solo alla prima fase di alta pressione ($M_1 \equiv D_1$);

- cristallizzazione della cianite associata principalmente all'evento $M_2 \equiv D_2$, seguita da una successiva blastesi post-cinematica di sillimanite e/o da andalusite;

- una cristallizzazione $M_2 \equiv D_2$ articolata in zone a cianite e in zone a andalusite; in questo caso cianite e andalusite avrebbero una differente distribuzione areale all'interno di una stessa fase blastica.

Circa l'età del metamorfismo pre-alpino (M_1+M_2), GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) e GREGNANIN (1980), sulla base di considerazioni strutturali hanno sostenuto che esso è successivo alla messa in posto dei graniti di 450 Ma. Anche studi strutturali di SPALLA (1989) e studi petrologici microstrutturali di POLI (1989) avvalorano questa ipotesi. Altri autori, al contrario, hanno ritenuto di suddividere la storia metamorfica del basamento in una porzione caledoniana ("basamento pre-filladi") e in una porzione alpina (Passiria) (SASSI & ZANFERRARI, 1972; PURTSCHELLER, 1969; HOERNES, 1971; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; ZANETTIN & VISENTIN, 1980; TOLLMANN, 1987; HOINKES *et al.*, 1993).

I tre elementi che insieme formano la *falda Campo*, vale a dire la Scaglia dello Zebrù, l'unità di Peio e l'unità di Lasa, furono accrete alla Falda del Tonale durante l'orogenesi alpina, come suggerito dalla presenza di rocce triassiche lungo le zone di faglia di Peio (foglio Ponte di Legno), del Madriccio e di Zumpnell-Lasa.

La *Scaglia dello Zebrù* mostra un'impronta mono-metamorfica pre-alpina in facies scisti verdi nelle filladi e rocce intercalate; significativamente, mancano relitti di facies metamorfiche di grado più elevato, contrariamente alle altre due unità della falda Campo. Una stima affidabile delle condizioni di pressione/temperatura di formazione non è stata possibile a causa dell'assenza di associazioni critiche. Comunque, dato che l'impronta alpina diminuisce verso ovest e che i micascisti a staurolite e granato della sottostante unità di Peio sono perfettamente conservati, si esclude che la sovrainpronta alpina sia stata così penetrativa e intensa nella scaglia dello Zebrù da cancellarvi tutti i relitti delle associazioni pre-alpine. Infine, la zona di faglia del Madriccio che delimita la scaglia dello Zebrù, contiene cunei di sedimenti triassici della falda dell'Ortles con un'impronta alpina di basso grado.

L'*unità di Peio* ha subito un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica di temperatura e pressione intermedie prima dell'orogenesi alpina. I micascisti di Peio sono caratterizzati da associazioni a staurolite e granato, con o senza sillimanite fibrolitica; le anfiboliti, da paragenesi a granato, orneblenda verde, plagioclasio e rutilo; i marmi, da mica bianca, tremolite,

epidoto e titanite (unità di Peio: $T \approx 550-600^\circ\text{C}$, $P \approx 0.3-0.6$ Gpa, WERLING, 1992).

Le datazioni Rb-Sr sulle miche bianche in micascisti di Peio in Val de la Mare (presso il confine sud-orientale del foglio) hanno fornito età di raffreddamento di 317 ± 13 Ma (DEL MORO, in FERRETTI-TORRICELLI, 1987) ed età di 315 ± 5 Ma sulle miche bianche degli ortogneiss di Pra di Saent (Val di Rabbi) (dati inediti, Del Moro). La datazione Ar-Ar su blasti di biotite associati alle stauroliti della Val Peder (a cavallo tra i fogli Bormio e Rabbi) ha dato età di raffreddamento di 138 ± 2 Ma; sulle muscoviti, invece, di 196 ± 3 Ma e 176 ± 3 Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003) rispettivamente, e indicano che si tratta di età di raffreddamento di minerali pre-alpini.

L'unità di Lasa ha subito anch'essa un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica. I calcoli petrologici hanno dato temperatura del picco metamorfico intorno a $550-650^\circ\text{C}$ per le associazioni mineralogiche a granato (I), \pm staurolite, biotite, muscovite (I) e plagioclasio (I) nei micascisti; ad anfiblo (I), granato (I), plagioclasio (I), biotite, muscovite, quarzo, \pm zoisite (I), \pm titanite e \pm calcite nelle anfiboliti; a calcite, quarzo, mica bianca (I), epidoto (I), \pm titanite, \pm rutilo, \pm zircone nei marmi, ma non hanno permesso un calcolo preciso della pressione. In alcune aree dell'unità di Lasa, la staurolite, il granato e la biotite pre-alpini sono molto ben conservati (Val Livi, Val Peder). La cristallizzazione di questi minerali appare sin-post-deformativa rispetto alla scistosità regionale varisica.

2. - EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA

La scuola austriaca (FRANK, 1987; PURTSCHELLER, 1987; HOINKES & THOENI, 1987), nonché ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971, 1980) hanno basato la ricostruzione e le considerazioni sul metamorfismo alpino nella falda Ötztal, che possono essere estese anche alla *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch*, essenzialmente sullo studio delle coperture permo-mesozoiche e più recentemente sulle strutture correlate alla fase deformativa D_3 , sulle evidenze presenti nei corpi magmatici tardo-ercinici, su evidenze suggerite da pseudomorfosi di bassa T, su minerali di alta T ritenuti più vecchi, e su riassetamenti isotopici dei minerali. I dati radiometrici, in particolare, delineano una zona pseudo-concentrica nella quale la mica bianca è completamente resettata (Alpine Mica Age zone, AMA) e forniscono un'età di 95-75 Ma, rappresentativa del *cooling* della fase orogenetica cretacea, con apice intorno a 85-90 Ma. Pertanto gli autori suddetti ipotizzano ampie

ricristallizzazioni e neocristallizzazioni, con formazione nell'Alpino addirittura di staurolite e cianite e, secondo Thöni, anche di sillimanite.

Sulla base (di nostre osservazioni e) dei lavori di CASSAMAGNAGHI *et al.* (ined.) e di GREGNANIN & VALLE (1995), invece, la fase deformativa D_3 (alpina) interessa scarsamente dal punto di vista blastico la scistosità, le strutture interne e le associazioni mineralogiche del basamento; interessa però profondamente il basamento dal punto di vista meccanico a scala meso- megascopica, producendo la maggior parte dei sovrascorrimenti e delle pieghe. Tale deformazione avrebbe prodotto solo meso- e micropiegamenti, prevalentemente post-cristallini, e un clivaggio non pervasivo. Qualche effetto blastico di minore importanza è talvolta presente lungo il nuovo clivaggio e nelle zone di cerniera delle micropieghe, caratterizzato da quarzo + albite + muscovite + biotite, nonché sericitizzazione di staurolite e di Al_2SiO_5 ; manca l'evidenza di una ricristallizzazione di nuovo granato durante la fase D_3 nel basamento, mentre il granato è presente nei dicchi mafici tardo-ercinici e nel conglomerato basale. Questo contrasto può essere correlato con le differenti caratteristiche mineralogiche e strutturali della copertura e del basamento all'inizio della fase tettonico-metamorfica della fase D_3 . Secondo GREGNANIN & VALLE (1995), pertanto, l'età radiometrica di 90 Ma delle miche dell'AMA è legata semplicemente ad un riassetto isotopico successivo alla formazione o ricristallizzazione principale pre-alpina e non implica necessariamente cambiamenti del *fabric* e delle associazioni del basamento.

La successione sedimentaria affiorante nel Foglio Bormio registra esclusivamente le fasi alpine. Dal punto di vista stratigrafico è da notare come le unità presenti siano costituite esclusivamente da una successione pre-Carnica (es. Scaglia dello Zumpanell) o da successione post-carniche (Falde Ortles, Quattervals e Umbrail). Questa situazione è attribuibile al ruolo di orizzonte di debolezza costituito dalla successione del Carnico superiore (Formazione della Val Forcola) che è spesso conservata come scaglie tettoniche lungo le superfici tettoniche principali (Linea dello Zebrù, sovrascorrimento di base della Falda Umbrail). Lungo gli scollamenti principali possono essere localmente presenti anche piccole scaglie tettoniche costituite da basamento metamorfico varisico. Scaglie di evaporiti carniche sono anche presenti anche strutturalmente al di sopra delle falde Ortles e Quattervals (settore del Piz Umbrail, Costone di Gomagoi). Secondo CONTI (1992) la assenza di una successione pre-carnica alla base della Falda Ortles potrebbe essere legata all'attività di faglie distensive giurassiche che avrebbero abbassato alcuni settori favorendo durante la compressione alpina lo svùiluppo di geometrie non strettamente compatibili

con un regime compressivo, come la presenza di unità più giovani (Dolomia Principale) su unità più vecchie (basamento metamorfico) lungo la Linea dello Zebrù. Lungo la Liena dello Zebrù, soprattutto nel settore della Val Solda, è presente un orizzonte dolomitico milonitizzato immediatamente al contatto tra copertura sedimentarie e basamento metamorfico.

Nella successione sedimentaria del Foglio Bormio non sono disponibili datazioni sull'età del principale evento tettonico che verosimilmente può essere riferito alla fase Cretacica dell'orogenesi alpina (Eoalpino), datata in sedimenti (di probabile età carnica) della Falda Ortles in territorio svizzero a 86 ± 6 e 86 ± 4 Ma (età K/Ar su miche, THÖNI, 1983). Secondo THÖNI (1983) l'età più probabile di questo evento è attorno a 90 ± 5 , anche se non è da escludere una età leggermente più giovane, tra 90 e 85 Ma. È da segnalare come i sedimenti più giovani presenti nella Falda Ortles (Chanel Formation, affiorante in territorio svizzero) siano di età Aptiano-Turoniano medio (CARON *et alii*, 1982): secondo la scala tempi il Turoniano dura tra circa 93 e circa 88 Ma, molto vicino quindi all'età della fase tettonica eoalpina documentata nella Falda Ortles.

La fase eoalpina documentata nella successione sedimentaria del Foglio Bormio è caratterizzata da temperature che raggiungono circa i 300°C . I dati che suggeriscono questa temperatura sono di diversa natura, sia di carattere qualitativo (es. presenza di miloniti dolomitiche lungo la Linea dello Zebrù), sia semiquantitative sia quantitative. (cristallinità dell'illite e riflettanza della vitrinite). HENRICHS (1993) misura temperature attorno ai 250°C nella successione retica (Formazione di Fraele) della parte occidentale della Falda Ortles utilizzando sia l'indice di Kubler, sia la riflettanza della vitrinite. CONTI (1994) evidenzia una diminuzione della temperatura all'interno della successione sedimentarie della Falda Ortles da est (dove è valutata una temperatura di circa 300°C) ad ovest (fino a 200°C), sulla base della cristallinità dell'illite. Una situazione simile è evidenziata nella Falda Scarl (KÜRMAN, 1993) che presenta temperature più elevate rispetto alla Falda Ortles. L'analisi semiquantitativa del colore di alterazione di fosfati e polliti (TAI, Thermal Alteration Index) ha confermato (BERRA & CIRILLI, 1997) temperature attorno ai 300°C sia per la falda Ortles che per la Falda Quattervals, evidenziano però condizioni di temperature più elevate (verosimilmente alcune decine di gradi) nell'unità tettonicamente superiore (Falda Quattervals) rispetto alla sottostante (Falda Ortles). Questa situazione documenta come la fase di riscaldamento (responsabile anche del metamorfismo eoalpino registrato nelle coperture e datato da THÖNI, 1983, a circa 85-90 Ma) sia precedente alla fase di messa in posto delle falde.

Nella *falda Campo*, la distribuzione del metamorfismo alpino decresce dal basso verso l'alto e da est verso ovest. Le temperature diminuiscono da $490-530^\circ\text{C}$ nelle rocce delle *unità di Lasa e di Peio* in Val Venosta (foglio Rabbi), fino a circa $380-430^\circ\text{C}$ nei micascisti dell'unità di Peio nell'area della Val Madriccio, per raggiungere temperature di 300°C nei sedimenti triassici della falda dell'Ortles in alta Val Solda (KURMAN *et al.*, 1989, FERREIRO *et al.*, 1991). Datazioni su mica bianca e botite su rocce della Val Martello (MAIR & SCHUSTER, 2003) hanno dato età di 90-80 Ma che sono attribuite alla fase eo-alpina, mentre i micascisti e gli ortogneiss dell'unità di Peio in bassa Val de la Mare e in Val di Rabbi hanno dato età di 70-80 Ma su biotite (metodo Rb-Sr; Del Moro, dati inediti) nelle zone più deformate.

Lungo la cresta che separa la Val Martello dalla Val d'Ultimo, immediatamente a est del foglio Bormio, è stata osservata una seconda fase di ricristallizzazione alpina che dà origine ai micascisti retrocessi (OME), caratterizzati da cloritizzazione e sericitizzazione dei granati sia varisici che alpini, la sostituzione quasi totale della biotite da parte della clorite, la cristallizzazione di clorite, di sericite e di stilpnomelano. Nei marmi associati ai micascisti retrocessi è stata osservata la ricristallizzazione di calcite, sericite, clorite e stilpnomelano. Altre zone retrocesse si trovano lungo zone di taglio e piccole fasce non cartografabili dell'unità di Peio.

Questa deformazione non è databile con precisione, ma è post-alpina dato che ha indotto retrocessione della parageneesi cretacica ed è antecedente all'intrusione delle apofisi e dei filoni oligocenici (≈ 32 Ma), che non sono stati coinvolti nel processo di retrocessione né di ricristallizzazione. L'attribuzione della deformazione all'Eocene potrebbe essere verosimile.

Le associazioni mineralogiche critiche osservate, su cui sono stati fatti i calcoli petrologici sono: granato (II), biotite, plagioclasio (II), clorite (I), \pm cloritoide per i micascisti e paragneiss, eclorite (II), sericite, stilpnomelano per i micascisti/paragneiss retrocessi; anfibolo (II), plagioclasio (II), \pm granato (II), biotite, clorite, quarzo, \pm clinozoisite (II), \pm titanite, \pm calcite nelle anfiboliti; calcite, quarzo, mica bianca (II), epidoto (II), \pm clinozoisite, \pm titanite, \pm rutilo, \pm zirconio nei marmi; clorite, stilpnomelano nei marmi retrocessi.

Il metamorfismo alpino delle rocce dell'unità di Peio in Val Martello mostra una zonazione con condizioni di temperatura e pressioni che vanno da $490-530^\circ\text{C}$ e 0.6-0.8 Gpa nella fascia a contatto con l'unità di Lasa, al bordo orientale del foglio, fino a raggiungere valori di ca. $380-430^\circ\text{C}$ e 0.4-0.7 Gpa nell'area della Val Madriccio verso ovest (TROPPEL & MAIR, 1998; NOCKER *et al.*, 1998).

La paragenesi eo-alpina dei micascisti è caratterizzata dalla ricristallizzazione statica di granati alpini millimetrici limpidi e da bordi di granato alpino su granati varisici, dalla ricristallizzazione di cloritoide su staurolite, di clorite su biotite e dalla crescita di clorite statica che talora taglia la scistosità generale. I minerali della prima fase di ricristallizzazione sono presenti in tutti i micascisti di questa unità, i minerali di retrocessione sono riconoscibili solo nelle rocce dove è avvenuta una circolazione di fluidi durante la deformazione tardo-alpina.

Le datazioni Rb-Sr su biotite-roccia totale lungo le zone di taglio di Belvedere (Peio), della Val di Rabbi e della Verdignana dell'unità di Peio hanno dato un'età cretacea superiore (70-80 Ma; THOENI, 1981; MARTIN *et al.*, 1996; Del Moro, dati inediti). In Val Martello le paragenesi alpine hanno dato età del Cretaceo Superiore (88±1 Ma; datazioni Ar-Ar su mica bianca e 86±3 Ma; Rb-Sr su biotite, MAIR & SCHUSTER, 2003).

Nell'unità di Lasa, l'evento alpino è stato pervasivo, determinando l'assetto a bande e la ricristallizzazione di minerali alpini in facies scisti verdi su preesistenti minerali pre-alpini (biotite, granato e staurolite nei micascisti).

Le condizioni metamorfiche alpine sono state determinate intorno a 0.4-0.8 Gpa e 490-600°C (MAIR & TROPPEL, 2003) sulle seguenti associazioni mineralogiche:

- nei micascisti e paragneiss: granato (II), biotite (II), mica bianca (II), plagioclasio (II), clorite, ± cloritoide, ± rutilo, ± zircone;
- nelle anfiboliti: anfibolo (II), plagioclasio (II), ± granato (II), biotite, clorite, quarzo, ± clinozoisite (II), ± titanite, ± calcite;
- nei marmi: calcite, mica bianca (II), anfibolo (II), ± plagioclasio (II), biotite, clorite, tremolite, ± clinozoisite (II).

Nelle anfiboliti, i relitti di orneblenda sono parzialmente o totalmente sostituiti da anfibolo di generazione (II). Nei marmi, la clorite, la biotite e la tremolite sono attribuiti esclusivamente all'evento metamorfico eo-alpino, essendo statici e posteriori alla deformazione.

Nelle rocce della *Scaglia dello Zembrù*, le associazioni metamorfiche alpine hanno dato temperature di 380-420°C e pressioni di 0.4-0.7 Gpa. Le associazioni mineralogiche caratteristiche sono: mica bianca, clorite, ± albite, ± granato, ± calcite nelle filladi/filladi quarzifere; clorite, tremolite, epidoto, mica bianca, ± microclino, ± calcite, ± magnetite negli scisti verdi/cloritoscisti; calcite, quarzo, mica bianca, tremolite, ± plagioclasio, ± epidoto nei marmi. Tutti i minerali presenti appartengono alla facies scisti verdi e non sono zonati; relitti di minerali di più alto grado non sono mai stati riscontrati. Le datazioni Ar-Ar (MAIR & SCHUSTER, 2003) hanno dato età di 87±1 Ma su miche bianche delle filladi.

3. - DEFORMAZIONE DUTTILE

L'assetto tettonico che si osserva oggi è dovuto principalmente alla tettonica eo-alpina cretacea-paleogenica, caratterizzata dal processo di accrezione e sottoscorrimiento delle unità austroalpine sotto il margine adriatico.

La tettonica successiva di età terziaria ha prodotto grandi ondulazioni ad assi circa NE-SW dell'intera pila di falde nel basamento della falda del Tonale a tetto della faglia di Peio e WNW-ESE nella falda Campo a letto di quella faglia.

(NB.: Il capitolo, una pagina circa, sarà completato nella redazione finale delle Note illustrative)

4. - LE FAGLIE ALPINE

Le principali faglie alpine del foglio Bormio corrispondono generalmente a quelle che fanno da limite alle unità strutturali alpine, talora riattivate più volte durante le varie fasi dell'orogenesi alpina. In particolare, la Linea dello Zembrù, che attraversa la parte mediana del foglio con direzione circa O-E (con una diramazione S-N in Val Solda), è morfologicamente ben riconoscibile e tuttora sismogenicamente attiva.

4.1 - SISTEMA DELLE FAGLIE DI ZEBRÙ

Nel foglio Bormio, il sistema di faglie più importante è il sistema dello Zembrù che comprende la faglia dello Zembrù s.s. e la faglia del Madriccio che racchiudono a lente la Scaglia dello Zembrù. Entrambe le faglie si svilupparono inizialmente in condizioni duttili, presumibilmente durante i sovrascorrimenti eo-alpini, e vennero riattivate successivamente come zone di deformazione fragile. Nel suo complesso la zona di faglia è caratterizzata da un'ampia fascia di miloniti in facies scisti verdi che affiorano tra il Lago di Giovaretto a est (foglio Rabbi) e il settore orientale del foglio Bormio a ovest, riferibili alla fase di deformazione cretacea o fase Trupchun (MAIR, 1998), come suggerito dall'età di cristallizzazione della biotite sin- post-deformativa nelle miloniti (THOENI, 1981; MAIR & SCHUSTER, 2003). Durante questa fase le rocce mesozoiche della Falda dell'Ortles e le filladi della Scaglia dello Zembrù vennero trasportate verso ovest sovrascorrendo i micascisti della sottostante unità di Peio. La vergenza del sovrascorrimiento è indicata dalle strutture nelle miloniti,

quali lineazioni di allungamento \pm E-W, kink-bands orientati \pm N-S (alta Val Zebrù) e pieghe centimetriche con vergenza verso ovest.

Il piano di sovrascorrimento è stato successivamente raddrizzato nel settore occidentale (Passo della Bottiglia) e riattivato come un nuovo piano di sovrascorrimento nord-vergente ad angolo medio che ha trasportato l'unità di Peio sulla Scaglia dello Zebrù durante la fase di Blaisun nell'Eocene. Questo movimento è indicato dalle geometrie in campagna e dalle strutture nelle miloniti (lineazioni \pm NNW-SSE, pieghe centimetriche con assi \pm WSW-ENE).

La *Linea di Zebrù* rappresenta il limite meridionale della Scaglia dello Zebrù e, verso ovest, della Falda dell'Ortles *Auct.* Da ovest verso est, si estende lungo il versante destro della Val Zebrù, fino al Passo della Bottiglia, continua attraverso il Passo del Lago Gelato, fino a terminare nella valle del Plima al Lago Giovaretto (appena a est del foglio Bormio), dove si unisce alla Linea del Madriccio.

Dal Passo della Bottiglia verso nord, la Linea di Zebrù separa la Scaglia dello Zebrù dalla Falda dell'Ortles. Essa rappresenta un contatto tettonico importante di età alpina che giustappone le rocce mesozoiche alle filladi della Scaglia dello Zebrù con metamorfismo in facies scisti verdi di età varisica. Il contatto tettonico è stato successivamente riattivato da piani di faglia e frattura subverticali recenti, orientati circa E-W, evidenti soprattutto lungo la Val Zebrù, che sono sismogenetici anche attualmente (Fig....).

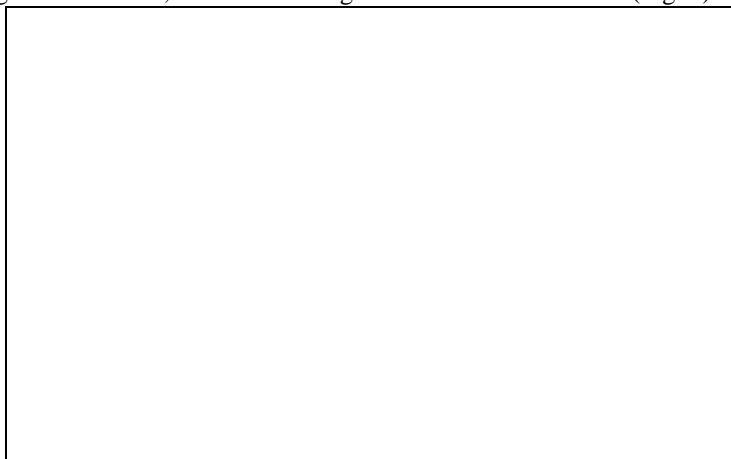


Fig.....

La *Faglia del Madriccio* rappresenta il limite settentrionale della Scaglia dello Zebrù. Si segue dal Rifugio Città di Milano in alta Val Solda fino al Lago di Giovaretto, attraverso le valli di Madriccio e di Peder, lungo il Dosso Peder. Essa è caratterizzata dalla presenza di lenti di gesso e carniolate del Carnico, e scaglie di serpentiniti di provenienza ed età sconosciute. La linea rappresenta anche un contatto tettonico importante che giustappone rocce in facies anfibolitica (varisica) a letto (unità di Peio) con rocce in facies scisti verdi a tetto (Scaglia dello Zebrù).

La zona di faglia è di spessore limitato, caratterizzata da miloniti e cataclasti di facies scisti verdi di basso grado, con strutture di deformazione duttile-fragile. Le strutture osservate (lineazioni) hanno confermato una deformazione alpina con senso di movimento verso ovest della sovrastante Scaglia dello Zebrù. Le datazioni su biotite e muscovite campionate a letto e a tetto della Linea di Madriccio, presso il Lago di Giovaretto, hanno dato età cretache superiori (MAIR & SCHUSTER, 2003).

Durante la fase deformativa eocenica di Blaisun, anche la Linea di Madriccio è stata riattivata. Il piano di faglia è stato ripiegato (assi WSW-ENE) e ripreso come sovrascorrimento nord-vergente della Scaglia dello Zebrù sull'unità di Peio, come indicano le geometrie e le strutture osservate in campagna.

4.2 - LINEA DI ZUMPANELL (-LASA)

La *Linea di Zumpanell* separa l'unità di Lasa a letto dall'unità di Peio a tetto. A Malga delle Giovenche (Zumpanell) e a Testa del Toro essa è sottolineata da scaglie di dolomie ladinicche (mineralizzate a magnesite) e carniolate carniche. Verso est la linea continua, come fascia milonitico-cataclastica, lungo l'alta valle di Cengles (base della parete della Croda di Cengles) per proseguire poi, attraverso la sella di quota 2989 e l'alta Val di Lasa, nel contiguo foglio Rabbi (Linea di Lasa). Non si tratta di un orizzonte di deformazione netto ma di un'ampia fascia di miloniti che deforma micascisti e paragneiss a bande dell'unità di Lasa. Nei micascisti dell'unità di Peio posti a tetto della linea, la milonitizzazione è meno evidente.

Tutte le strutture plicative e le lineazioni (assi di piega WSW-ENE, lineazioni NNW), presenti in prossimità della faglia in ambedue le unità coinvolte, potrebbero essere attribuite alla fase di deformazione eocenica Blaisun, nell'ambito della quale è avvenuto il massimo raccorciamento della falda Campo e il sovrascorrimento dell'unità di Peio sull'unità di Lasa. Nel quadro di deformazione regionale, non si può escludere tuttavia un'attivazione tettonica precoce (cretacica) di questa faglia.

4.3 - LA LINEA DEL GALLO

La Linea del Gallo affiora nella porzione svizzera del foglio Bormio (Val Müstair), appena al di fuori dell'area rilevata, fino poco a sud di S. Maria. Da qui verso NE, dapprima in territorio svizzero poi in Alto Adige, essa si esaurisce nelle miloniti della Val Venosta. Questa linea rappresenta il limite verso nord della Zona a Scaglie Umbrail-Chavalatsch (Austroalpino superiore) e dell'Unità di Quattervals (Austroalpino medio) sul Sistema S-Charl-Sesvenna (Austroalpino medio). La Linea del Gallo viene interpretata come una faglia normale, scivolata verso sud durante la fase D₂ ("fase Ducan-Ela" di FROITZHEIM *et al.*, 1994), eventualmente ripresa da spinte verso nord durante la fase D₃ ("fase Blaisun" di FROITZHEIM *et al.*, 1994). Anche se non affiora nell'area rilevata del foglio Bormio, questa linea è importante per comprendere i rapporti tra la falda Campo e il Sistema S-charl-Umbrail, affioranti rispettivamente a sud e a nord del blocco di unità Ortles/Quattervals/Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (v. discussione in CONTI, 1997, p. 83-84).

4.4 - LA LINEA TRUPCHUN-BRAULIO

Nel foglio Bormio, la Linea Trupchun-Braulio affiora con direzione circa W-E tra la Valle Forcola e l'albergo Rocca Bianca (Trafoi), dove piega verso NNE prima di fondersi nelle miloniti della Val Venosta, sopra Gomagoi. Essa rappresenta il limite meridionale della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch sulla falda dell'Ortles; a ovest del foglio essa mette in contatto tettonico l'unità di Quattervals sempre sulla falda dell'Ortles. La linea Trupchun-Braulio rappresenta l'accavallamento che porta la falda Quattervals (affiorante sul margine occidentale del foglio) e la Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch sopra la falda Ortles, durante il raccorciamento crostale Cretacico superiore ("fase Trupchun" di FROITZHEIM *et al.*, 1994).

La "Scaglia dello Stelvio", affiorante a cavallo del passo omonimo, viene interpretata alternativamente come un lembo di trascinamento del sedimentario dell'Umbrail-Chavalatsch (CONTI, 1997) o come una scaglia superiore della falda Ortles (BERRA & JADOUL, 1999): nel primo caso, la linea Trupchun-Braulio passerebbe alla base della scaglia, nel secondo alla sua sommità.

4.5 - LE MILONITI DELLA VAL VENOSTA E LA LINEA DI SLINGIA

Le Miloniti della Val Venosta formano un complesso di rocce cataclastiche e milonitiche molto potente sul versante sinistro della Val Venosta (appena

a nord del foglio); vi si riconoscono resti di paragneiss, di ortogneiss, livelli carbonatici e filladi sericitiche, quest'ultime derivate probabilmente da una sequenza permo-triassica (GATTO & SCOLARI, 1973; THOENI, 1980b; SCHMID & HAAS, 1989). CONTI (1997) segnala, in filladi sericitiche presso Schmelz (Val Solda), il ritrovamento di granuli di quarzo riassorbito, a conferma dell'origine vulcanoclastica di queste rocce. Le miloniti della Val Venosta sono il risultato del sovrascorrimento della falda Ötztal sul sistema Sesvenna-S-Charl e sulla falda Campo (accavallamento di Slingia) prodottosi, come la linea Trupchun-Braulio, durante il raccorciamento crostale Cretacico superiore ("fase Trupchun" di FROITZHEIM *et al.*, 1994). La presenza di queste miloniti alla base sia della falda Ötztal sia della zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch, affioranti sui versanti opposti della Val Venosta, viene considerata una prova importante della correlazione strutturale di queste due unità tettoniche. Nel foglio Bormio, le miloniti della Val Venosta affiorano sul versante sinistro della Val Solda, tra le località di Stelvio e di Malga di Campo Piccolo, dove sovrascorrono gli ultimi resti settentrionali della falda Ortles (scaglia di Dolomia Principale di Gomagoi o di Campo Piccolo) e separano le rocce di basamento dell'unità di Lasa (Falda Campo) dalla Zona a scaglie Umbrail Chavalatsch (Falda Ötztal).

Le Miloniti della Val Venosta sono uno degli effetti della Linea di Slingia, un lineamento complesso che passa alla base della falda Ötztal, affiorante appena a nord del foglio Bormio. FROITZHEIM (1995) distingue l'accavallamento di Slingia (fase compressiva D₁, con movimento "top-to-the-W") dalla faglia normale di Slingia (fase distensiva D₂ con movimento verso "top-to-the-E") che taglia l'accavallamento stesso e le miloniti della Val Venosta (CONTI, 1997). Un'ampia e approfondita discussione sulla Linea di Slingia, con considerazioni critiche e contestazioni su quanto detto sopra, si trova in GREGNANIN *et al.* (1990).

4.6 - LA LINEA DEL M. MALA

In alta Valtellina, l'unità di Peio è interessata da una fascia milonitica di qualche decina di metri, che in queste note chiamiamo *Linea (o thrust) del M. Mala*. Sul versante sinistro (orientale) della conca di Bormio essa è visibile in alcuni affioramenti a nord di B.ta Boero, sullo sperone occidentale del M. Oultoir e sul versante occidentale del M. Monteur. Da qui, la linea si sviluppa estesamente nel foglio Ponte di Legno aggirando a sud il M. Mala fino alla Bocca di Profa. La milonite tronca superiormente il plutone basico di Sòndalo datato 300±12 Ma (TRIBUZIO *et al.*, 1999), mentre è intersecata (v. Cap. IV.1.2b) dalle magmatiti acide dell'alta

Valtellina datate 282-259 Ma (DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987): si tratta quindi di una linea pre-alpina, interna al basamento cristallino della falda Campo. L'età e l'assetto suborizzontale o debolmente inclinato a nord fanno pensare a un piano di movimento a basso angolo (tra due scaglie listriche?), la cui formazione potrebbe risalire alle fasi distensive che nel Permiano hanno provocato l'assottigliamento della crosta continentale e il collasso della catena varisca. Sono comunque presenti tracce evidenti di una riattivazione alpina, sotto forma di cataclasiti.

5. - TETTONICA FRAGILE

Lineamenti di tettonica fragile, sotto forma di fratture e faglie rettilinee, con piani verticali o molto inclinati sono presenti ovunque nelle Alpi centro-orientali. Questi lineamenti, spesso organizzati in poche direzioni preferenziali, sono legati al rapido sollevamento delle aree assiali della catena alpina in tempi geologicamente recenti, ivi compresi in qualche caso accertato fenomeni quaternari (FORCELLA *et al.*, 1982; BISTACCHI & MASSERONI, 2001).

L'area del foglio Bormio è interessata da vari sistemi di fratture e faglie tardive che hanno frammentato in blocchi il territorio; i principali sistemi di questi lineamenti sono quelli intorno NO-SE, NE-SO, N-S e E-O (CORRADINI *et al.*, 1973; GATTO & SCOLARI, 1974; POZZI *et al.*, 1990; fig. 27). Essi hanno provocato sfasamenti irregolari tra i limiti originari delle unità tettoniche che formano la struttura dell'edificio alpino, mascherandone gli originari rapporti di sovrapposizione e complicando una situazione geologica già complessa. Oltre a ciò, queste fratture e faglie prevalentemente verticali hanno condizionato alcuni tratti morfologici del territorio sotto diversi aspetti: esse sono le principali responsabili dell'elevata energia di rilievo del territorio (versanti ripidi e con grandi dislivelli) e, inoltre, hanno impostato la direzione dei solchi vallivi, predisponendo in tal modo la via seguita dagli agenti geomorfogeni come le acque correnti e i ghiacciai. Per es., l'andamento N-S della bassa Valle del Braulio e dell'alta Valtellina (rispettivamente a nord e a sud di Bormio) è connesso con un vistoso sistema di fratture con quella direzione; l'andamento da E-O a ESE-ONO della Valfurva, è condizionato da fratture ugualmente orientate; e la stessa cosa vale per molte valli e vallette. Queste deformazioni meccaniche hanno anche dato origine a ingenti accumuli di rocce sbloccate, dotate di pessime caratteristiche geomeccaniche

(fratturazione, permeabilità secondaria) e pertanto in equilibrio instabile su versanti ripidi. Sollecitate dalla gravità e dai fattori climatici e morfologici, molte di queste masse sono già franate a valle in tempi preistorici e storici, altre sono destinate a seguire la stessa sorte in tempi più o meno lontani (v. per es., Fig. ...a e Fig. ...b, da MONTRASIO *et al.*, 2001).

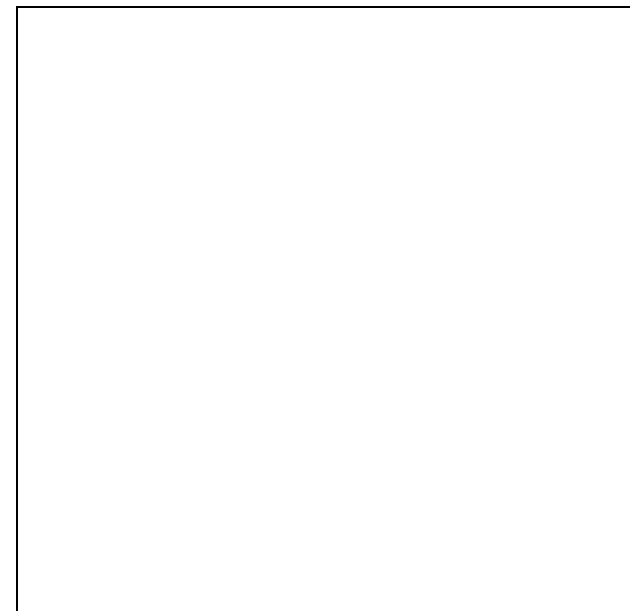


Fig. ...a e Fig...b –

Infine, in base a dati recenti alcuni di questi lineamenti si sono rivelati sismogenici. In conclusione, questi lineamenti di tettonica fragile sono una delle principali cause predisponenti i fenomeni di instabilità dei versanti dotati di un'alta energia di rilievo, come frane di crollo e di scivolamento, *debris flow*, "DGPV". Tutti questi fenomeni creano non pochi problemi alle popolazioni, ai progettisti di opere civili e ai responsabili della gestione del territorio. A proposito delle "DGPV" (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante), ne segnaliamo due gigantesche ("Dosso il Filetto" e "Corno di S. Colombano") e altre minori (MONTRASIO *et al.*, 2001), poco a sud di Bormio, dove sono presenti fitti sistemi di fratture e faglie, con addensamenti N-S, intorno E-O, NO-SE e NE-SO (Fig. ... e ...). Altre

DGPV importanti sono quelle del “Ruinòn” in Val Furva e di “Trafoi” nella valle omonima (v. Cap. VI.3).

6. - SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE

La complessità dell’assetto tettonico della Falda Ortles è deducibile dalle sezioni geologiche allegare dove è possibile osservare come lungo la Linea dello Zebrù (intesa come scollamento principale tra il sedimentario della Falda Ortles ed il basamento cristallino della Falda Campo) si sia verificata una importante elisione della copertura sedimentaria pre-norica, conservata solamente in alcuni lembi alla base del potente corpo di Dolomia Principale. Il rilevamento di dettaglio in prossimità di questa superficie tettonica ha permesso di distinguere numerose scaglie sedimentarie di età prevalente permiana (vulcaniti, arenarie e conglomerati) e carnica (alternanze di dolomie ed argilliti, carniole, brecce intraformazionali, gessi): si tratta di lembi spesso molto deformati che costituiscono *horse* variamente disposti alla base della successione norica. In alcune zone (Val Zebrù) queste scaglie sedimentarie si alternano con scaglie di basamento, costituendo una fascia che può raggiungere parecchie decine di metri di spessore. Localmente le singole scaglie possono raggiungere spessori maggiori (Valle dell’Adda presso i Bagni Vecchi, Valle dei Gessi) e costituire corpi con una continuità di qualche centinaio di metri. È da sottolineare come la linea dello Zebrù abbia una giacitura suborizzontale nel settore settentrionale (Alto Adige) e sia parallela alla stratificazione, mentre verso sud (Val Zebrù) essa si presenta molto inclinata e con una inclinazione superiore a quella della stratificazione dei sedimenti norici. Questa situazione è stata spiegata interpretando questa porzione della faglia come la rampa laterale della Falda Ortles accavallatosi da est al di sopra delle unità metamorfiche della Falda Campo.

Le scaglie di successioni pre-noriche sono spesso separate dalla successione norica da scaglie di basamento metamorfico. In Val Solda, la Linea dello Zebrù si presenta molto più netta (tra le dolomie noriche ed il basamento sono presenti solo pochi metri di dolomie con giunti argillosi di età carnica), mentre nella zona di Trafoi sono nuovamente presenti scaglie tettoniche che verso nord si verticalizzano e formano la scaglia dello Zumpanell, costituita da una successione sedimentaria pre-carnica. Quest’ultima scaglia si incunea quasi verticalmente al di sotto dello scollamento della Linea dello Zebrù, indicando una complessa tettonica (polifasica?) che sembra

accavallare sedimenti della Falda Ortles al di sopra di unità tettoniche già impilate. E’ a questo punto importante sottolineare come nel settore e dello Zumpanell sia conservata la successione pre-norica, quasi completamente assente nella soprastante Falda Ortles. La sinclinale sviluppata nel settore del Gran Zebrù costituisce una importante conferma della modalità di messa in posto delle unità strutturali dell’Austroalpino Centrale, da tempo riconosciuto come legato ad una compressione con una importante componente da est verso ovest (es. Conti, 1992).

La successione sedimentarie della Falda Ortles, è a sua volta ricoperta dalla Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch, costituita da alternanze di scaglie tettoniche di sedimenti (in prevalenza carnico-norici) e basamento metamorfico più volte ripetuti.

Nel settore della Falda Umbrail le porzioni sedimentarie di questa unità sono principalmente ubicate nella zona del Piz Umbrail e nell’alta Val Forcola. La complessità tettonica di questa unità strutturale è ben evidente lungo il versante orientale del Piz Umbrail, alla base del quale è stata riconosciuta una complessa fascia di scaglie tettoniche costituite da unità sia sedimentarie sia metamorfiche.

VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - SISMICITÀ

Il territorio tra l'alta Valtellina, la Val Venosta e l'Engadina, compreso parzialmente nel foglio Bormio, è caratterizzato da una sismicità storica significativa, che periodicamente dà segni di ripresa. Il lavoro di GALLI *et al.* (1994), realizzato soprattutto in funzione della presenza in alta Valtellina di importanti opere idroelettriche, fornisce un quadro completo della sismicità di questo territorio fino al 1990.

La situazione geografica dell'area in questione è particolare in quanto è al confine di tre Stati, ognuno dei quali gestisce indipendentemente una rete sismica nazionale: quella italiana, gestita dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV); quella svizzera, gestita dal Servizio Sismico Svizzero di Zurigo (SED); e quella austriaca, gestita dal Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG).

A causa della posizione periferica dell'area in esame rispetto alle reti sismiche, le determinazioni di routine degli epicentri e delle profondità delle sorgenti sono poco accurate; in casi come questo diventa particolarmente importante l'integrazione dei dati provenienti dalle diverse reti. Tale processo di integrazione, tuttora in atto, è svolto in cooperazione tra il Politecnico di Zurigo, l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e il

Consiglio Nazionale delle Ricerche, e mira a rifinire la localizzazione degli eventi e la determinazione dei meccanismi focali. I dati provenienti dalle reti nazionali vengono inoltre integrati con dati selezionati di reti sismiche locali (rete sismometrica del Friuli Venezia Giulia gestita dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste; rete sismometrica del Trentino e Sudtirolo gestita dal Servizio Geologico della Provincia di Trento).

A partire dalla fine dell'anno 1999, l'alta Valtellina è stata sede di un'intensa attività sismica, che si è protratta per i successivi due anni e mezzo. Si è trattato di eventi di magnitudo limitata ($M_I < 5$ sulla scala Richter), quindi non particolarmente energetici, ma che sono stati avvertiti dalla popolazione in aree anche vaste e che hanno destato preoccupazione.

L'evento principale si è verificato il 29 dicembre 1999, con epicentro localizzato

al confine Italo-Svizzero, tra la Val Monastero e Bormio (coordinate epicentrali: 46.55N 10.30E) e magnitudo $M_I = 4.9$, a cui ha fatto seguito nella stessa area, il 31 dicembre 1999, una scossa di magnitudo $M_I = 4.2$. A questo evento hanno fatto seguito circa 200 repliche, i cui epicentri coprono apparentemente un'area di 12x8 km, occupando una regione piuttosto vasta che si estende dal Lago S. Giacomo di Fraele a tutta la Val Mora (Fig. X).

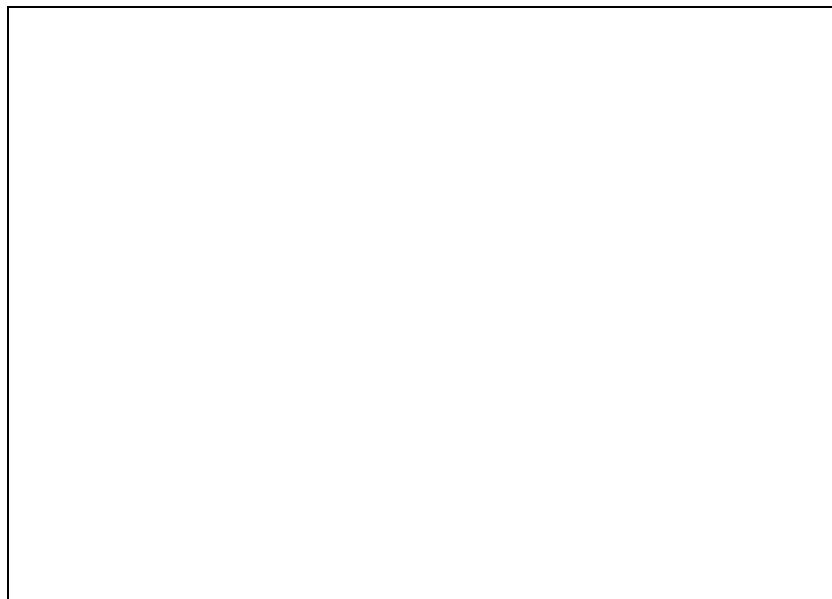


Fig. X -

La maggior parte degli eventi si concentra però tra la sponda nord del Lago S. Giacomo di Fraele, il M. Cornaccia e il Piz Schumbrada.

La vastità dell'area interessata è in parte apparente, legata alla difficoltà di localizzare eventi alla periferia di due reti sismiche di registrazione (come accennato precedentemente). Tra le repliche, particolarmente energetiche sono state quelle avvenute il 6 aprile 2000 ($M_I = 4.2$) e il 1° di ottobre 2001 ($M_I = 4.1$), oltre a ben 17 eventi che hanno avuto magnitudo $M_I > 2.4$ (Fig. Y).



Fig. Y -

La profondità focale, per quanto difficile da determinare con certezza data la complessità del modello geologico della zona, oltre che per la posizione periferica degli epicentri rispetto alle reti di registrazione, è molto variabile; essa si estende da un massimo di 16 km a un minimo di 2 km, indicando che gli eventi si localizzano nella crosta media e superiore.

A tutt'oggi, la sequenza di repliche al terremoto del 1999 non sembra esaurita, sebbene sia in graduale diminuzione. L'evento di magnitudo 3.4 registrato il 18 gennaio 2002, insieme alle 31 scosse più deboli registrate durante l'anno 2002 e concentrate soprattutto nei mesi di gennaio e febbraio, rappresenta la continuazione dell'attività sismica dell'area di Bormio.

L'analisi delle forme d'onda registrate dalle stazioni delle reti sismiche per i principali terremoti recenti dell'area di Bormio indica per tutti gli eventi un meccanismo focale del tipo faglia normale. In particolare, il meccanismo focale determinato per l'evento del 29 dicembre 1999 indica un piano nodale orientato secondo una direzione NNW-SSE, e analogamente l'evento del 31 dicembre ha un piano di faglia ad orientazione N-S (BRAUNMILLER *et al.*, 2002). Leggermente diverso il meccanismo focale dell'evento dell'ottobre 2001, che indica una componente trasversale su un piano di faglia orientato NNW-SSE. Ulteriori informazioni sui meccanismi focali delle repliche più energetiche sono sul sito web del Servizio Sismico Svizzero (http://seismo.ethz.ch/moment_tensor).

Le cause dell'attività sismica nell'alta Valtellina non sono ancora note. Non sono state identificate strutture geologiche in superficie direttamente correlabili con il meccanismo sorgente di questi eventi. Si tratta peraltro di terremoti troppo deboli per lasciare impronte nelle formazioni geologiche di superficie.

La sismicità storica della Valtellina è poco conosciuta. In proposito, la fonte principale d'informazione è costituita dai lavori di ALBINI *et al.* (1996), e di STUCCHI *et al.* (1993). In particolare, l'alta Valtellina è sede di un'attività sismica locale, documentata solo a partire dalla fine del XIX secolo.

Pur non essendo frequenti nell'area, eventi sismici d'intensità paragonabile a quelli del 1999-2001 hanno alcuni precedenti: terremoti storici simili sono datati 20 aprile 1907 (area epicentrale, Gran Zebrù), 21 maggio 1924 (area epicentrale, Val Monastero) e 9 agosto 1961 (area epicentrale, Val Monastero). Ulteriori informazioni riguardo a questi eventi sono ottenibili presso il sito web dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia: (<http://emidius.mi.ingv.it/eqs/000406/bormio.html>).

Secondo il modello sismogenetico del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti del Consiglio Nazionale delle Ricerche, la zona origine dei terremoti in questione è situata ai margini di una zona sismogenetica disegnata attorno all'Engadina. Secondo vari Autori, la Linea Insubrica, una linea di discontinuità molto lunga che coincide per un buon tratto con l'asse della Valtellina a valle di Toglio, non può essere ritenuta responsabile dell'odierna sismicità in quanto non è più un lineamento attivo. Inoltre, la direzione della linea (E-W) non corrisponde con l'orientazione del piano di faglia indicato dal meccanismo focale degli eventi principali.

L'orientazione del piano di faglia indicato dai meccanismi focali sembra più riconducibile a un sistema di lineamenti tettonici orientati NNW-SSE a carattere distensivo diffusi in tutta l'area in esame e collegati al generale regime distensivo che domina il cuneo compreso tra la linea dell'Engadina

(faglia trascorrente sinistra orientata NE-SW), a nord, e la linea Insubrica (trascorrente destra orientata EW), a sud.

Un discorso a parte merita la microsismicità che ha epicentro nella zona del Monte Cevedale dove, nel 2002, la rete sismica svizzera ha registrato una sequenza di 12 eventi sismici di magnitudo compresa tra 1.2 e 2.6, concentrati in sole 5 ore nella sera del 29 dicembre (coord.: 46.49-46.51; 10.58-10.63, profondità tra 14 e 17 km; vedi fig. W).



Fig. W -

Tale area non è nuova come sede di microsismi; infatti, dal 1975 a oggi si sono registrati nell'area compresa tra le coordinate 46.49-46.55 e 10.56-10.66, circa 30 eventi, generalmente di magnitudo molto bassa (<2.0).

A integrazione di quanto detto finora alleghiamo la Fig. Z (vedi fig. 4 delle Note ill. Ponte di Legno), nella quale sono riportati dati di sismicità ricavati da varie fonti. In essa si notano in particolare: il forte addensamento di eventi nella fascia centrale E-W del foglio, apparentemente riferibili alla Linea dello Zebrù, e nel quadrante nord-occidentale del medesimo: gli eventi di magnitudo 4 del 1907 (Val Trafoi), del 1924 (bassa Val Solda) e del 1999 (alta Valtellina).

Dati continuamente aggiornati sulla sismicità dell'Alta Valtellina si possono trovare sia presso il sito web del Servizio Sismologico Svizzero dell'ETH di Zurigo (<http://seismo.ethz.ch>) sia presso il sito web dell'Istituto Nazionale di Geologia e Vulcanologia (<http://www.ingv.it>).



Fig. Z -

2. - RISORSE IDRICHE

L'area del foglio Bormio è caratterizzata da una grande abbondanza di acque, favorita non solo dalle cospicue precipitazioni ma anche dalla presenza di estese aree di alta quota; ciò ha consentito di "immagazzinare" parte di queste precipitazioni nei ghiacciai attorno al grandioso massiccio dell'Ortles-Cevedale e a quello più piccolo della Cima di Vertana. I ghiacciai continuano a esercitare, nonostante la loro progressiva riduzione in atto, la funzione di serbatoi idrici oltre che un'azione regolatrice delle abbondanti precipitazioni della regione. I più importanti per estensione sono, da nord-ovest a sud-est: i tre ghiacciai del Cristallo, la vedretta dei

Vitelli, la vedretta di Madaccio, la vedretta di Solda, la vedretta di Zebrù, la vedretta del Cevedale, la vedretta di Lamare, la vedretta dei Forni.

L'abbondanza di acque si manifesta anche nella complessa e ricca rete idrografica e nel gran numero di sorgenti. Una linea spartiacque diretta approssimativamente da nord-ovest a sud-est (M. Forcola-Passo dello Stelvio-Ortles-Gran Zebrù-M. Cevedale-M. Vioz) divide il territorio del foglio Bormio in due bacini idrografici: quello dell'Adda a sud-ovest e quello dell'Adige a nord e a est. Nel bacino dell'Adda confluiscono, per quanto riguarda il foglio Bormio, la Valle del Braulio, le valli Zebrù e Valfurva, la Val Viola. Le valli Solda e Trafori e le testate della Val Martello, della Val d'Ultimo e della Valle di Peio, che fanno capo al foglio Bormio, conferiscono le loro acque nell'Adige fuori del foglio.

Allo stato attuale, la ricchezza di risorse idriche del territorio sofferisce abbondantemente alle esigenze della popolazione che a Bormio, centro turistico d'eccellenza, raggiunge picchi molto elevati nei periodi estivi e invernali. A quest'ultimo proposito, negli ultimi anni si è aggiunta la produzione di neve artificiale per le piste da sci: la pressione di questa voce sulle risorse idriche è difficilmente quantificabile in quanto soggetta alle condizioni dell'innevamento, variabili anno per anno. La grande disponibilità di acque alimenta anche un'importante industria di produzione e imbottigliamento di acque minerali, nonché un complesso sistema idroelettrico (v. Risorse idroelettriche).

Il substrato roccioso dell'area è costituito in gran parte dalle rocce dei basamenti cristallini pre-permiani della Falda Campo e della Zona a scaglie Umbraile-Chavalatsch: micascisti, paragneiss, ortogneiss e granitoidi, intercalazioni di marmi, prasiniti, anfiboliti. Queste rocce, di per sé poco o nulla permeabili, lo diventano grazie alla diffusa presenza di fessure o di zone fratturate, causate dall'intensa tettonizzazione alpina ma anche pre-alpina. Per questo di norma le rocce dei basamenti sono sede di vene acquifere più che di falde vere e proprie. Per contro, le rocce calcareo-dolomitiche triassiche della Falda Ortles (M. delle Scale-Cresta di Reit-M. Cristallo-Ortles-Gran Zebrù) sono assai più permeabili sia per fratturazione che per carsismo e quindi sede di acquiferi più cospicui che alimentano sistemi di sorgenti. Lo sviluppo in profondità delle zone di fatturazione può favorire l'emersione di acque che hanno avuto una circolazione profonda, arricchendosi di ioni delle rocce attraversate (acque minerali) e, grazie al gradiente geotermico, di riscaldarsi dando origine a sorgenti termominerali (Bagni di Bormio, v. avanti). I depositi glaciali, detritici e alluvionali, che coprono estesamente e con spessori talora rilevanti i versanti e i fondivalle, sono a loro volta in grado di trattenere e regolare importanti corpi acquiferi,

alimentando sorgenti di cui è molto ricco il territorio; esse si localizzano dove emerge il substrato di questi depositi o alla base dei versanti, soprattutto in corrispondenza dell'unghia delle conoidi alluvionali.

I laghi naturali presenti nell'area, in massima parte di sbarramento morenico o di escavazione glaciale, sono piccoli e, tutto sommato, poco numerosi per un territorio alpino, anche perché molti sono già stati colmati o ridotti a stagni e pozze stagionali. I laghi più significativi sono: il Lago della Lisa e i Bei laghetti (alta Val Sobretta), i laghi di Forcola (Valle Forcola), il Lago del Confinale, i laghi di Valle della Manzina e della Val Pisella e altri ancora più piccoli.

2.1 - SORGENTI E ACQUE MINERALI

In mancanza di un censimento delle sorgenti di tutto il territorio, vengono brevemente descritte alcune sorgenti storiche o che presentano qualche particolare interesse. Di interesse economico a livello industriale è il sistema di sorgenti e captazioni che alimentano lo stabilimento della "Fonte Levissima" nel Comune di Cepina, poco a sud di Bormio. Questo sistema forma una rete di raccolta delle acque sulla destra orografica, con aree di rispetto e apparati di protezione e captazione; esso comprende, fra le altre, le sorgenti storiche S. Maria e Pozzaccio. La *sorgente S. Maria* si trova in località Valle del Prete nel Comune di Valdisotto; essa emerge al contatto tra rocce granodioritiche e rocce metamorfiche della Falda Campo, il tutto molto disturbato tettonicamente. L'acqua, bicarbonato-alcalino-terrosa, ha una temperatura di circa 5°C, un PH 7,6, una durezza 4,8 e un residuo fisso di 61 mg/l (POZZI, in: BONSIGNORE *et al.*, 1969). Le *sorgenti Pozzaccio* emergono a quota 1860 circa in alta Val Cepina, in una situazione idrogeologica simile a quella della sorgente S. Maria.

La *Sorgente di S. Caterina Valfurva (Fonte Ferruginosa)* sulla Carta Tecnica Regionale D2e1 - S. Caterina Valfurva) sgorga da depositi lacustri limoso-sabbiosi con lenti di torba, sulla piana alluvionale formata alla confluenza dei torrenti Sobretta e Frodolfo (POZZI, in: BONSIGNORE *et al.*, 1969).

Data la presenza delle grandi masse di rocce carbonatiche delle "Dolomiti dell'Engadina" (falde Ortles e Quattervals), assumono una grande importanza i fenomeni carsici nella distribuzione delle sorgenti. Le acque di precipitazione vengono immagazzinate nelle rocce calcareo-dolomitiche intensamente fratturate, per poi riemergere in corrispondenza della base di queste, al contatto con il substrato cristallino sostanzialmente impermeabile. POZZI (1970) ha catalogato e cartografato 35 sorgenti di una certa importanza, più altre minori, legate alla struttura del M. delle Scale (Fig....).



Fig. ... Carta geologica del M. delle Scale (da: POZZI *et al.*, 1990, Fig. 3)

Le più importanti sono le *Sorgenti dell'Adda* (Valle Alpisella), appena a ovest del foglio Bormio (POZZI *et al.*, 1990b).

Alcune di queste manifestazioni sorgentizie rientrano nel foglio Bormio:

- *sorgente Fontanone, sorgenti della III cantoniera, sorgenti della II cantoniera, sorgenti della Val Forcola* (Valle del Braulio, V. dei Vitelli, V. Forcola);

- *Sorgenti di Bocca d'Adda, sorgenti termominerali di Bormio* (v. più avanti), *sorgenti in condotta forzata* (Valle dell'Adda).

Anche le *Tre Fontane (Drei Brunnen)* presso il Santuario omonimo, a quota 1605 in Val Trafoi (Alto Adige), ai piedi del costone nord-occidentale dell'Ortles, hanno la stessa origine.

Sul versante settentrionale dei monti Sobretta e Vallecetta (Valfurva) si trovano altre *sorgenti di origine carsica* (POZZI *et al.*, 1990b), legate però a una cospicua massa di calcari cristallini più antichi (Devoniani?) intercalati nei micascisti a clorite e sericite (OME).

2.2 - SORGENTI TERMOMINERALI: I BAGNI DI BORMIO

Queste sorgenti termominerali sono localizzate circa tra un chilometro (Bagni Nuovi) e due chilometri (Bagni Vecchi) a nord dell'abitato di Bormio a cui probabilmente hanno dato il nome (*Worms*). Esse sono note fin dall'antichità, essendo citate da Cassiodoro nel VI secolo. Sgorgano in numero di nove a quote comprese tra 1280 e 1421, sul fianco sinistro della Valle del Braulio, allo sbocco della Gola dell'Adda nella conca di Bormio, e ciascuna di esse è denominata con un nome proprio.

Dal punto di vista geologico, le sorgenti sono localizzate in prossimità della Linea dello Zebrù che segna il contatto tettonico tra le rocce di aspetto filladico del basamento cristallino della falda Campo e le rocce calcareo-dolomitiche mesozoiche della falda Ortles. La linea tettonica, che in questo settore immerge a nord di circa 60°, ha fortemente frantumato e laminato le formazioni che mette a contatto; essa è accompagnata da sistemi di fratture trasversali (tra NNO e NNE, subverticali), responsabili anch'esse della intensa ed estesa fatturazione che interessa soprattutto i calcari e le dolomie; queste rocce fratturate e sede di carsismo fungono, in profondità, da serbatoio di raccolta e accumulo delle acque d'infiltrazione superficiale, mentre alla loro base le rocce praticamente impermeabili del basamento cristallino ne evitano la dispersione (BERBENNI & POZZI, 1966).

Il bacino di raccolta superficiale e di caricamento degli acquiferi che alimentano queste sorgenti è costituito dal massiccio del Braulio, dalla Cresta di Reit-M. delle Scale fino al crinale di confine Piz Umbrail-M. Sumbraida e oltre. Il caricamento degli acquiferi avviene per infiltrazione delle acque meteoriche e di fusione delle nevi e dei ghiacciai. L'abbondanza di rocce calcareo-dolomitiche mesozoiche con associate cospicue masse di gessi della falda Ortles e dell'unità Umbrail e la presenza di mineralizzazioni ferrifere nel bacino di alimentazione spiegano la notevole concentrazione di bicarbonati e di solfati nelle acque delle sorgenti termali. La presenza alla sorgente di piccole quantità di sostanze radioattive dipende dal fatto che esse vengono a contatto anche con rocce del basamento cristallino, nelle quali sono stati riscontrati localmente (per es. nella media e alta Val Zebrù) valori anomali di radioattività (BERBENNI & POZZI, 1966; POZZI, in: BONSIGNORE *et al.*, 1969).

“Il termalismo delle sorgenti è stato spiegato con il gradiente geotermico; in effetti al di sopra della quota media delle sorgenti (circa 1400 m s.l.m.) troviamo una massa rocciosa potente oltre 1600 m., permeabile per fessurazione, capace non solo di convogliare acque in profondità ma anche di riscaldarla progressivamente. Si tratta cioè di sorgenti termominerali

vadose e geotermali (nel senso di DESIO, 1959). E' stata calcolata anche la profondità minima dell'acqua, ottenendo per la Sorgente Pliniana una profondità di 1016 m circa e per le Sorgenti S. Martino e Arciduchessa una profondità minima di circa 1075 m; a queste profondità passano le geoterme 44° e 53° che determinano le temperature delle acque alla sorgente rispettivamente di 37° circa (media della Sorgente Pliniana) e di 39° circa (media delle Sorgenti Arciduchessa e S. Martino).” (da POZZI, in: BONSIGNORE *et al.*, 1969).

“La risalita delle acque è favorita sia dalla pressione piezometrica derivata dalla altitudine del bacino di alimentazione sia dai gas disciolti, ma non si deve dimenticare che la fessurazione esistente nelle rocce, causata dalla dislocazione d'importanza regionale (la frattura dello Zebrù di cui si è già fatto cenno), determinando una notevole velocità ascensionale dell'acqua, ne impedisce in gran parte la dispersione del calore.” (da POZZI, in: BONSIGNORE *et al.*, 1969).

2.3 - RISORSE IDROELETTRICHE

In alta Valtellina, a monte di Stazzona, si sviluppa il grande complesso idroelettrico dell'AEM (Azienda Elettrica Municipale, di Milano), di grande importanza per l'industria lombarda, e quindi nazionale. Esso comprende: due grandi invasi artificiali (quello di S. Giacomo di Fraele, 64 milioni di metri cubi, e quello di Cancano, 123 milioni di metri cubi), localizzati nella Valle di Fraele, appena a ovest del foglio; una complessa rete di opere di captazione e di derivazione per il potenziamento del sistema produttivo; sette centrali di produzione con le relative condotte forzate; alcuni grandi elettrodotti.

L'area del foglio Bormio comprende la parte orientale del complesso idroelettrico dell'AEM, con le centrali idroelettriche di Premadio e del Braulio. Un canale derivatore in galleria, alimentato da opere di presa sui torrenti Sobretta, Frodolfo, dei Forni, Cedèc, Zebrù e Braulio aziona la centrale del Braulio. Un secondo canale derivatore in galleria, in destra orografica della Valtellina, viene alimentato dalle acque di uscita della centrale di Premadio e da altre opere di presa più a valle (F. Adda, T. Viola, T. Frodolfo, T. Grosino); esso mette in azione le turbine della centrale di Grosio ubicata a sud del foglio Bormio.

3. - FENOMENI DI DISSESTO

Le aree comprese nel foglio Bormio sono caratterizzate da una elevata predisposizione ai fenomeni di instabilità di versante. Tra i processi geologici in atto prevalgono: deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), frane per crollo in roccia, frane di scivolamento, colate di detrito o fango (*debris-flow* o *mud-flow*), fenomeni di colluvio. Gli accumuli formati da questi processi sono spesso variamente sovrapposti tra loro, tanto che, talvolta, non si possono facilmente identificare e cartografare singolarmente.

3.1 - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

La genesi e l'evoluzione dei fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante si possono collocare tra i movimenti franosi propriamente detti "superficiali" ed i fenomeni di tettonica gravitativa. Evidenze morfologiche peculiari sono rappresentate da sdoppiamenti anche multipli delle creste e trincee naturali, particolarmente accentuati lungo gli spartiacque, da contropendenze e da scarpate sul medio versante.

Tra i fattori geodinamici e strutturali che controllano le deformazioni gravitative, assumono un ruolo determinante l'elevata energia del rilievo, i fenomeni di decompressione dovuti ai processi di deglaciazione, con conseguente rilascio dei versanti, le caratteristiche geomeccaniche delle varie rocce e infine i fenomeni tettonici di tipo sia passivo che attivo.

Le fasi evolutive delle DGPV possono comportare movimenti via via più rapidi, evolvendo in una fase di *creep* accelerato, fino alla rottura e al collasso di una porzione più o meno ampia del versante in deformazione.

Nel foglio Bormio, le maggiori aree interessate da deformazioni gravitative profonde di versante sono situate su entrambi i versanti della Valfurva, da Santa Caterina a Bormio, con alcune aree in netto movimento accelerato, lungo le pendici della Cima Bianca, tra Piazza e San Pietro, nell'area compresa tra il Corno di San Colombano ed il fondovalle della Valtellina tra Santa Lucia e Santa Maria Maddalena, nel Comune di Valdisotto e nella zona di Trafoi.

3.1.1. - La frana del Ruinòn

Un fenomeno di dissesto in atto legato agli effetti di una deformazione gravitativa di versante è quello del Ruinon, in Comune di Valfurva, tenuto sotto costante controllo e monitoraggio da parte di ARPA Lombardia. I fenomeni legati a tale deformazione gravitativa sono significativi degli

effetti che possono essere creati da un'accelerazione dei movimenti di queste imponenti aree, con crolli, colate detritiche e fangose ecc.

La frana del Ruinòn è situata sul versante destro idrografico della media Valfurva, circa 3 km a monte di S. Antonio. Il corpo di frana, attivo ed in rapida evoluzione, è limitato a SE dal torrente Confinale, nel basso tratto dell'omonima valle, e a NW da una frattura diretta NE-SW di apertura metrica e da una scarpata in roccia, esposta verso NW, creata dal collasso della paleofrana presente nella zona di Scé di Sotto. Verso monte, la frana è limitata da una nicchia di distacco, detta Nicchia Alta, orientata NW-SE e lunga quasi 500 m. Verso valle il corpo in movimento non presenta un limite ben delineato, dal momento che non si ha emersione di una superficie di scorrimento ben definita. Non si osservano comunque tracce di movimento o instabilità al di sotto dei 1600-1650 m s.l.m. Il versante è caratterizzato, in questo tratto, da una pendenza media di 30-35°.

I primi dissesti documentati nella zona del Ruinòn di Valfurva risalgono al 1960-61, quando sulla sponda sinistra idrografica del torrente Confinale, a valle della località Confinale di Sotto (quota 2085 m s.l.m.), una colata di detrito, che interessò sia i depositi superficiali che il basamento, raggiunse il fondovalle ostruendo temporaneamente il corso del torrente Frodolfo.

Nel 1983, colate di detrito si verificarono anche al di sopra di Baita Plata (quota 1700 m s.l.m., al piede dell'area oggi occupata dalla frana), le cui tracce sono tuttora evidenti nella morfologia dell'area. Una riattivazione dei movimenti si è avuta durante l'alluvione del 1987, provocando la chiusura temporanea della strada statale del Gavia. Successivamente, i fenomeni si sono accentuati tra il 2000 ed il 2002, con sviluppo di frequenti colate detritico-fangose, connesse a piogge intense o prolungate o a piene del torrente Confinale, e con fenomeni di crollo che hanno interessato centinaia di metri cubi di roccia (nicchia alta).

Al primo studio riguardante la frana del Ruinòn, commissionato nel 1984 dalla Comunità montana dell'Alta Valtellina, risale l'individuazione di due nicchie di distacco (Nicchia Alta e Nicchia Bassa) e di varie fratture di trazione in evoluzione. La zona della Nicchia Alta appare in quegli anni poco evoluta mentre la zona della Nicchia Bassa, dove il deposito superficiale è più spesso, si presenta già ampiamente dissestata da colate di detrito.

Nel 1988-89 la società ISMES di Bergamo effettua la perforazione di due sondaggi nella zona della Nicchia Bassa, strumentati con inclinometri fino alla profondità di 90 m. I dati e le misure relativi a quei sondaggi sono stati

in parte utilizzati nell'elaborazione del modello della frana. Si tratta però di dati che, viste le difficoltà di realizzazione e messa in opera degli strumenti, risultano talora di dubbia validità.

Nel 1989 si riconosce l'effettiva pericolosità del fenomeno e si fa una prima stima del volume coinvolto considerato pari a 80 milioni di m³.

A causa della rapida evoluzione del fenomeno, Regione Lombardia dal 1996 ha ritenuto necessaria l'installazione di una rete di monitoraggio degli spostamenti e l'esecuzione di tre nuovi sondaggi.

Tra gli interventi realizzati negli ultimi anni, si hanno muri di contenimento in corrispondenza delle sorgenti che, nella zona della Nicchia Bassa, contribuiscono all'innescò di colate di detrito, e deviazione delle acque superficiali. A quota 1650 m s.l.m., sul versante è stato realizzato un rilevato per arginare le colate, già completamente riempito. Lungo il T. Confinale, tra le quote 1900 e 1950 m s.l.m., sono state realizzate briglie e arginature, mentre lungo il fondovalle della Valfurva sono presenti muri di sostegno, gabbionate e un vallo, costruiti per protezione dalla frequente caduta di massi. E' stata inoltre proposta una ricollocazione della sede stradale, attraverso la realizzazione di una galleria.

3.1.2. - La frana del Monte di Tarres

Un altro fenomeno di dissesto in atto legato agli effetti di una deformazione gravitativa di versante è quello del Monte di Tarres con la nicchia posta presso la cima (2.952 m s.l.m.) ed il piede che raggiunge il fondovalle (1.500 m s.l.m.) minacciando parte del centro abitato di Trafoi, oltre che la S.S. 38. Il movimento coinvolge micascisti e paragneiss del basamento cristallino, till e detriti di copertura. Nella primavera del 2001, dopo le intense precipitazioni dell'autunno 2000, il movimento si è velocizzato causando gravi danni a tre case dell'abitato e danni medi alla strada. La frana è monitorata.

3.2 - FRANE PER CROLLI IN ROCCIA

Uno degli aspetti più caratteristici dell'ambiente di alta montagna, quale quello del territorio in esame, è senza dubbio rappresentato dalle falde e dai conetti di detrito che si estendono alla base delle pareti di roccia. Queste forme di accumulo, al cui trasporto e deposito contribuiscono talora in modo determinante fenomeni di trasporto in massa (*debris flow*) e le valanghe,

costituiscono il risultato finale del susseguirsi di processi di gelificazione e dell'azione della gravità.

La frequenza dei depositi alla base delle pareti rocciose dipende anche dalle fratture trasversali alle creste che, oltre a favorire la disgregazione meccanica della roccia, individuano numerosi canali lungo i quali vengono convogliati i materiali gelificati.

Sui conetti e sulle falde, molto spesso e per periodi più o meno lunghi, agisce l'acqua meteorica e di fusione nivale; è infatti relativamente frequente la mobilitazione di questi depositi per fenomeni di ruscellamento e soliflusso. Raramente i crolli in roccia coinvolgono volumetrie molto elevate; in tali casi, soprattutto se il rilievo è elevato, possono generarsi valanghe di roccia (*rock avalanches*), come quella della Punta Thurwieser, verificatasi nel 2005, che ha mobilitato un volume di 4.750.000 m³ e ha raggiunto il fondovalle della Val Zebrù, con un dislivello di 1.360 m. Un'altra frana di questo tipo è quella della Val Pola verificatasi nel luglio 1987, i cui depositi rientrano marginalmente nel foglio.

3.2.1. - La frana della Punta Thurwieser

Si tratta di una frana di scivolamento di roccia con evoluzione a valanga di roccia (*rock avalanche*), verificatasi alle ore 13.40 di sabato 18 settembre 2005; staccatasi dalla parete sud-sud-est della Punta Thurwieser (m 3.657,6), essa ha interessato il ghiacciaio sottostante e la valle Rin Marè. Il materiale ha percorso circa 2.6 Km, da quota 3600 circa a quota 2.240 (dislivello tot. 1360 m), arrestandosi poco sopra la Baita del Pastore.

Le rocce coinvolte nel franamento, appartenenti alla Dolomia Principale, hanno una stratificazione suborizzontale debolmente inclinata ed in questa area sono interessate da pieghe e fratture subverticali che la scompongono decisamente.

Le cause sono chiaramente riconducibili all'assetto strutturale della parete (fattore predisponente) con innescò dovuto ai continui cicli di gelo-disgelo e allo scioglimento del "Permafrost" (terreno ghiacciato e ghiaccio nelle fratture profonde) dovuto all'aumento delle temperature medie degli ultimi anni.

Il volume stimato in nicchia è di circa 4.750.000 metri cubi, mentre l'accumulo è sicuramente maggiore, considerando il materiale rimobilizzato lungo percorso. L'area interessata dall'accumulo è di 0,95 Km², con larghezza massima di 700 metri e lunghezza massima percorsa di 2.8 Km. L'accumulo ha interessato la pista di accesso al rifugio V° Alpini, una baita e altri sentieri escursionisti ed alpinistici.

Il materiale ha totalmente modificato il deflusso della valle Rin Marè, occludendone completamente l'alveo.

3.2.2. - La frana della Val Pola

Si tratta di una rock avalanche che ha movimentato 40 milioni di m³ di roccia, staccatasi dalle pendici orientali del Monte Zandila (versante orografico destro dell'Alta Valtellina), che ha causato lo sbarramento del corso del fiume Adda, distruggendo quattro paesi e provocando 27 vittime (luglio 1987). L'accumulo dei depositi franosi sul fondovalle dell'Adda ha localmente raggiunto spessori superiori ai 90 m. Il movimento, sviluppatosi lungo la Val Pola entro un ammasso lapideo strutturalmente debole e affetto da processi di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV), si è impostato su una paleofrana quiescente. Oltre al condizionamento legato alla DGPV, processi di franamento per colata e debris-flow nella copertura hanno sicuramente fornito, se non l'innescò, almeno un forte incremento, a causa del disboscamento antropico che, a partire dall'epoca romana, ha privato buona parte dei versanti della copertura boschiva che li proteggeva dai fenomeni di dissesto più superficiali.

L'evento franoso principale si è verificato alcuni chilometri al di fuori del foglio Bormio; ma l'impatto della massa rocciosa sui depositi del fondovalle (ghiaie, blocchi, sabbie, argille) impregnati d'acqua ha provocato un'onda di fango e detriti che ha risalito l'alveo dell'Adda per più di 3 km fino a lambire il conoide del torrente Massaniga, 1 km dentro il foglio in questione.

3.3 - FRANE DI SCIVOLAMENTO

Nell'area in esame le frane di scivolamento riguardano in genere i depositi glaciali presenti lungo i versanti delle valli, interessando meno frequentemente il substrato roccioso. Sono frane di dimensioni molto variabili, che interessano soprattutto il versante idrografico sinistro della Valfurva, in particolare la Valle d'Uzza e la Valle del Braulio.

3.4 - COLATE DETRITICHE E FANGOSE

Sono fenomeni legati al rapido trascinarsi a valle di materiale detritico di varia granulometria presente nei principali impluvi, a seguito di intense piogge, e spesso innescate da piccoli franamenti localizzati lungo le sponde. Questi fenomeni creano spesso forti erosioni di fondo degli alvei, come avviene ad esempio lungo il torrente Massaniga e tra Cepina e l'Alpe Oultoir. Un'altra area soggetta a frequenti colate è quella compresa tra la Cresta di Reit e Pedenolo, area in cui vi sono importanti accumuli di detriti

cartonatici in cui si innescano colate detritiche anche imponenti lungo le principali vie di deflusso delle acque meteoriche.

Durante un nubifragio nel luglio 1992 si sono innescate numerose colate detritico-fangose sul versante sud-occidentale della Cresta di Reit (quota 3049 m s.l.m.) che sovrasta la conca di Bormio. Il tratto di versante interessato si sviluppa a partire dal fondovalle (quota 1250 m s.l.m.) per una lunghezza di circa 1500 m, con una pendenza di 30°-35° via via crescente verso l'alto fino a quota 2100 m circa. L'estesa falda detritica che ricopre le pendici è costituita da una serie di conetti detritici coalescenti. In quell'occasione, le colate detritiche di maggiori dimensioni hanno mobilitato complessivamente diverse decine di migliaia di metri cubi di materiale che, dopo aver attraversato la strada dello Stelvio, hanno investito le abitazioni dei Bagni di Bormio. Il loro innescò ha preso origine in corrispondenza dello sbocco dei canali che incidono le pareti rocciose della Cresta di Reit e che costituiscono vie preferenziali di drenaggio.

4. - CAVE E MINIERE

Le risorse minerarie presenti nel foglio Bormio hanno avuto in passato alterni momenti d'interesse: alla temporanea economicità di determinate tipologie di minerali e rocce, spesso ha fatto seguito la nascita di locali attività estrattive di varia importanza, che si sono esaurite nel tempo sia per le mutate esigenze del mercato, sia per la conclusione di specifiche ed importanti opere di ingegneria civile alle quali l'attività estrattiva era legata (si pensi ad esempio alle cave di prestito per la costruzione delle dighe di ritenuta di Cancano e S. Giacomo di Fraele, negli anni '20 e '50 del secolo scorso).

La presenza del Parco Nazionale dello Stelvio su gran parte del territorio in esame, nonché la tradizionale vocazione turistica dell'economia locale, sono fattori che negli ultimi decenni hanno influenzato le scelte politiche mirate alla pianificazione e allo sfruttamento delle potenziali risorse minerarie presenti, portando all'attuale assenza di attività estrattive di cava e di miniera, se si escludono occasionali e limitatissimi prelievi di materiali di scavo.

4.1 - ROCCE E MINERALI PER L'INDUSTRIA

Il giacimento più importante di questa categoria di risorse minerarie è quello a magnesite di Zumpanell (Alto Adige), scoperto da Hammer nei primi anni

del '900 e descritto dallo stesso HAMMER (1909), da ANDREATTA (1957, 1957/1964), da PERNA (1964) e da BURCKHARDT (1966). Il giacimento è situato all'estremo settentrionale della catena dell'Ortles, tra le quote 2200 e 2450, sullo sperone montuoso che separa le valli Trafoi e Solda, circa due chilometri a sud di Gomagoi. Il giacimento è associato a una scaglia di rocce dolomitiche triassiche incuneata quasi verticalmente nella linea tettonica dello Zumpanell. Un altro giacimento dello stesso materiale, molto più modesto del precedente, si trova alla Testa del Toro, circa 4 chilometri più a est di Zumpanell, lungo la stessa linea tettonica. La magnesite, compatta, spatica e di colore nerastro per la presenza di materiale organico, forma lenti massicce, spesse da qualche metro fino a 30 metri e lunghe fino a 200 metri, per lo più concordanti con una "dolomia ferrifera" che funge da roccia incassante del minerale. L'attività estrattiva del giacimento di Zumpanell è durata dal 1952 ai primi anni '70. Dopo l'estrazione e la cernita, il minerale veniva arrostito in un forno a Prato Stelvio prima di essere avviato a Portomarghera presso un'industria per la fabbricazione di lastre isolanti leggere. Secondo BURCKHARDT (1966), da cui abbiamo attinto tutte queste notizie, il giacimento a magnesite dello Zumpanell è di origine idrotermale-metasomatica dovuta all'azione di fluidi mobilizzati durante la formazione della Linea dello Zumpanell, in età da tardo- a post-alpina. Al contrario, L. Brigo (com. pers.) ritiene che il giacimento sia di origine sedimentaria in ambiente anossico, anche per la presenza diffusa di sostanza organica e di solfuri vari.

In Valle Uzza sono state attive, in passato, delle cave che sfruttavano un'estesa lente di gesso di età carnica, affiorante nella zona di contatto tettonico tra i Micascisti a clorite e sericite ("Filladi di Bormio") e la Dolomia del Cristallo.

A nord di Bormio, nelle località di Boscopiano e Dosso della Fornace, nei pressi della confluenza del Torrente Braulio nell'Adda, resti di piccole fornaci testimoniano una passata attività d'importanza locale, legata alla cottura di calcari e dolomie per la produzione di calci per lo più magre.

Rimanendo nell'ambito delle rocce sedimentarie delle coperture permo-mesozoiche, i calcari marnosi di Fraele (Formazione di Fraele-Kössen) in passato sono stati presi in considerazione quali pietra da cemento.

4.2 - MATERIALI INERTI DA COSTRUZIONE (GHIAIE, SABBIE E PIETRISCHI)

Le falde di detrito che coprono le pendici meridionali del Monte delle Scale e delle Cime di Plator hanno avuto notevole importanza, quali inerti dei calcestruzzi, nella costruzione delle dighe di ritenuta di Cancano e S.

Giacomo di Fraele. Il materiale calcareo-dolomitico (Dolomia del Cristallo) estratto da cave di prestito raggiungeva, attraverso un sistema di nastri trasportatori, i vagli e successivamente i silos di stoccaggio posti presso il Lago delle Scale (Pozzi in: BONSIGNORE *et al.*, 1969).

Tenuto conto delle ottime caratteristiche tecniche proprie dei pietrischi calcarei, per un loro utilizzo come aggregati nei calcestruzzi, nelle coperture stradali e come *ballast* ferroviario, le rocce sedimentarie delle coperture permo-mesozoiche affioranti a nord di Bormio costituiscono una potenziale risorsa della citata tipologia d'inerte. La pianificazione di eventuali studi mirati all'individuazione di giacimenti coltivabili, compatibilmente e nel rispetto del contesto ambientale, rappresenta quindi una scelta a favore della valorizzazione e della tutela delle risorse minerarie presenti nella zona, in previsione di un loro sfruttamento futuro legato alla variabile richiesta del mercato.

Gli studi finalizzati alla prima pianificazione dell'attività estrattiva di cava nella Provincia di Sondrio (1982-1987), seguiti all'entrata in vigore della L.R. n. 18 del 30 marzo 1982, avevano evidenziato, nel territorio in esame, la presenza di un discreto numero di piccole cave d'inerti dedite allo sfruttamento di detriti di falda e, soprattutto, di depositi alluvionali sia in alveo che fuori alveo. L'attività estrattiva di "ghiaia e sabbia" interessava localmente i depositi alluvionali del Fiume Adda nel suo sviluppo a valle dell'abitato di Bormio, nonché i depositi alluvionali del torrente Frodolfo nel tratto compreso tra Bormio e S. Caterina Valfurva. L'interesse per questo tipo di risorsa mineraria si è mantenuto fino ai giorni nostri, conseguentemente ad una richiesta di mercato legata al costante sviluppo dell'edilizia locale.

Attualmente, sul territorio compreso nel foglio Bormio, i piani cave delle province di Sondrio e Bolzano non prevedono attività estrattive di materiale inerte. L'unico materiale inerte di produzione locale, ma non riferibile ad attività estrattiva di cava, proviene dai periodici e puntuali interventi di regimazione idraulica, mirati alla regolarizzazione dell'alveo del fiume Adda e dei torrenti locali, mediante il prelievo del materiale alluvionale eccedente.

4.3 - ROCCE ORNAMENTALI (MARMI, PIETRE E GRANITI)

Nel territorio in esame, come in tutte le zone della catena alpina, le diverse varietà di rocce affioranti sono sempre state sfruttate come materiale da costruzione per impieghi locali attraverso il prelievo di detrito lapideo o la lavorazione di piccoli blocchi isolati, direttamente nel luogo d'impiego o nelle sue vicinanze.

Riguardo a una passata attività estrattive di cava, si ha notizia della coltivazione di prasiniti in Valle del Campello, a nord di Bormio, e di "marmi" a monte della località Piatta. Le une e gli altri costituiscono lenti di dimensioni variabili intercalate nel Micascisti a clorite e sericite ("Filladi di Bormio"). Le prasiniti ("Pietra verde di Bormio") e i "marmi" hanno trovato un significativo impiego locale, testimoniato da elementi lapidei sia strutturali che ornamentali in alcuni edifici storici (1500 - 1700) presenti nell'abitato di Bormio e nel circondario. Non esiste un interesse attuale per le rocce sopra citate, al fine di un loro utilizzo come pietra ornamentale, a causa dell'eccessivo grado di fratturazione che caratterizza i giacimenti conosciuti. E' invece da prendere in considerazione e pianificare l'eventuale necessità di prelevare occasionalmente blocchi lapidei dalle vecchie aree estrattive per il restauro degli edifici storici locali.

Localmente, in passato, sono state impiegate come pietrame da costruzione rocce dolomitiche e calcareo-dolomitiche (con varie colorazioni) e rocce granitoidi. L'Ing. Zazzi di Bormio, che si è occupato del restauro di alcuni edifici storici della zona, ci ha fornito le seguenti informazioni. Un "marmo" è stato cavato soprattutto in valle Uzza. Altre rocce meno importanti ma impiegate localmente in passato sono: un "marmo nero" proveniente dall'Umbrail, un "tufo" (travertino?) cavato nella zona dei Bagni e un "granito" di Val di Sotto.

Nella provincia di Bolzano, il territorio in esame confina, verso N-E, con la Valle di Lasa il cui nome rimanda alla famosa zona marmifera della media Val Venosta, zona che risulta però esterna all'area di studio. Il pregiato marmo di Lasa viene estratto da giacimenti presenti, sotto forma di lenti, nel complesso cristallino della Serie di Lasa.

Attualmente, anche per la categoria delle rocce ornamentali, i piani cave delle province di Sondrio e di Bolzano non prevedono attività estrattive sul territorio compreso nel foglio Bormio.

4.4 - MINERALI METALLICI

Nelle formazioni carbonatiche noriche della falda Ortles (Dolomia Principale e Calcari di Quattervals), a nord della conca di Bormio, sono presenti giacimenti ferriferi a limonite che hanno rivestito per secoli un notevole interesse economico locale. Le principali manifestazioni di questo tipo sono quelle di Pedenolo e Pedenoletto, di Ferrarola, di Radisca e della Val Bruna (quest'ultima a ovest del foglio Bormio). Le prime notizie storiche su questi giacimenti e altri minori risalgono al 1272, quando le officine di Semogo, di proprietà della Comunità di Bormio, vennero cedute

in affitto, di lustro in lustro, a una società per un compenso annuo di ventotto lire imperiali (LEONI, 1953). Nei secoli successivi, forni di fusione e officine per la lavorazione dei minerali di ferro estratti in quei giacimenti furono attivi, in alta Valtellina, nelle località di Cacciabella, Premadio, Bolladore, Livigno, Fraele. Vari scritti documentano che l'attività estrattiva e metallurgica è proseguita fino al XIX secolo. Il periodo di maggiore attività va dal 1852 al 1870, durante il quale fu edificata la Ferriera di Premadio e in seguito l'Arsenale. In quel periodo venivano lavorate fino a 15 tonnellate di minerale al giorno, con l'impiego anche di 500 operai. L'attività subì poi un rallentamento, fino alla completa chiusura nel 1875, anche per la mancanza di legname per i forni, dato che la regione aveva subito un notevole disboscamento. La miniera di Pedenoletto è stata sporadicamente attiva fino alla prima guerra mondiale (POZZI & GIORCELLI, 1960): il materiale estratto veniva lavorato con mezzi rudimentali in alcune fornaci nei pressi di Premadio e nella media Val Forcola (loc. Le Fornelle). Studi e ricerche per un'eventuale ripresa dell'attività furono effettuati nel 1921, quando l'apertura di una nuova strada per lavori idroelettrici in Valle di Fraele sembrò schiudere nuove possibilità per le vecchie miniere (STELLA, 1921), e, successivamente, durante il periodo bellico (MARTINELLI, 1941).

Le principali miniere di questo gruppo sono quelle di Pedenolo e Pedenoletto, situate a quote comprese tra 2200 e 2750, tra la Valle del Braulio e la Val Forcola, nel settore nord-occidentale del foglio Bormio. Il giacimento di Ferrarola è situato a quota 2150 circa sul versante settentrionale del M. delle Scale, presso il margine occidentale del foglio. Giacimenti minori si trovano sulle pendici meridionali del M. Radisca, nella Valle del Braulio. Il minerale utile è costituito da tipica limonite concrezionare, generalmente spugnosa, con poco manganese e con impurità accidentali dovute a zinco e arsenico (STELLA, 1921). Le mineralizzazioni consistono in numerosi ammassi di varie dimensioni, sia stratiformi che trasversali ai banchi calcareo-dolomitici; il maggiore di tali ammassi ha uno spessore medio di 7 metri e un volume di circa 1500 m³.

Un giacimento ferrifero di scarso interesse economico ma di interesse scientifico rilevante è quello a magnetite dell'alta Val Zebrù, descritto per la prima volta da CURIONI nel 1877; ma KLEBELSBERG (1938) fa risalire l'inizio dell'attività estrattiva del giacimento al secolo precedente. Descrizioni dettagliate del giacimento, valutazioni sulle sue potenzialità produttive e interpretazioni genetiche si trovano in STELLA (1921), AGOSTONI (1923), SRBIK (1929), PFERSCHY (1929), KLEBELSBERG (1938), ANDREATTA (1940), PENTA (1952) e MESTRINER (1977). A quest'ultimo

autore dobbiamo tutte le informazioni storiche e i dati tecnico-scientifici relativi alla mineralizzazione della Val Zebrù che riportiamo qui di seguito. Lungo le pendici meridionali e orientali del Gran Zebrù, la Linea dello Zebrù, che rappresenta il contatto tettonico tra i Micascisti a clorite e sericite ("Filladi di Bormio") e i soprastanti sedimenti carbonatici della falda dell'Ortles, è intersecata e sigillata dall'intrusione tardo-alpina del plutone della Val Zebrù. La massa calcareo-dolomitica chiara della parete rocciosa è intersecata da uno stock di masserelle e filoni più scuri di dioriti quarzifere e di andesiti del plutone, che producono vistosi effetti di ricristallizzazione per contatto, nonché la formazione di minerali metasomatici. Quest'ultimi sono costituiti principalmente da silicati di calcio, magnesio e ferro: idrogrossularia, plagioclasio, vesuviana, diopside, scapolite, olivina (serpentinizzata), epidoto e, localmente, spinello, fassaite, brucite, clinohumite, periclasio e altri minerali. Le mineralizzazioni ferrifere, che s'inseriscono in questo contesto geologico, sono situate ai piedi della parete sud di Cima della Miniera (tra quota 2870 e 3137) e al Passo della Bottiglia. Nella prima località esse formano un corpo massiccio lentiforme e altre lenti minori tra la diorite quarzifera e la dolomia (Fig. H).



Fig. H -

Al Passo della Bottiglia, invece, le mineralizzazioni consistono in tasche, noduli e plaghe irregolari nella dolomia, in prossimità di una diorite in facies porfirica. I corpi metalliferi sono costituiti da magnetite e, molto subordinatamente, da pirite, pirrotina e calcopirite; saltuariamente s'incontrano mackinawite, grafite, ematite, marcasite, sfalerite, valleriite ecc. MESTRINER (1977) ritiene che il ferro non sia di apporto magmatico ma che fosse già presente nei sedimenti carbonatici prima dell'intrusione, sotto forma di tasche limonitiche, analoghe ai giacimenti di Pedenolo e Pedenoletto (v. sopra); l'intrusione del plutone della Val Zebrù sarebbe stata responsabile solamente della ricristallizzazione di questo minerale. Per questo motivo, l'autore citato parla di giacimento di tipo skarnoide e non di uno *skarn* vero e proprio.

BRIGO & OMENETTO (1976) segnalano altre manifestazioni di minerali metallici nel territorio della Provincia di Bolzano compreso nel foglio Bormio: nei basamenti cristallini, mineralizzazioni a Fe-Cu a Cengles/Tschengls, Valnera/Valnair, Gomagoi, Alpe del Toro/Stieralpe (Val di Solda), Beltovo, Cima Muta, Val Madriccio-Val Peder, Passo Madriccio, nonché mineralizzazioni a wolframio (scheelite) nelle valli di Solda e di Lasa; nelle rocce della copertura sedimentaria mesozoica, mineralizzazioni a Pb-Zn a Stelvio/Stilfs.

Non mancano segnalazioni di altre mineralizzazioni nel foglio Bormio, che riportiamo come curiosità storiche. Stando a quello che dice BARDEA (1808), una miniera di argento e un forno per l'estrazione del metallo erano attivi nel Bormiese nel 1460; miniere di argento e rame e indizi di una vena d'oro sono segnalati in val Zebrù da un padre barnabita nel 1763 e da Niccolò Compagnoni alla fine del '700; oro si troverebbe "sopra la chiesa di S. Colombano, nella sommità del monte di Oga"; ecc.

VII. ABSTRACT

Da scrivere

VIII. ENGLISH LEGEND

BIBLIOGRAFIA

AEM (1996). Storia e sviluppo degli impianti idroelettrici AEM in Valtellina. 56p.

ANDREATTA C. (1951). Carta geologica 1:100.000 delle Tre Venezie, Foglio 9-Monte Cevedale. Magistrato delle Acque, Venezia.

ANDREATTA C. (1952). Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe. N. Jb. Mineral. Mh. Stuttgart, 1, 13-28.

ANDREATTA C. (1954). La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale: studio geopetrologico di una parte del massiccio dell'Ortles. Acta Geol. Alp., 5, 1-337.

ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980). Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori (Austroalpino superiore, Alpi Orientali). Rend. Soc. It. Min. Petr., 36, 65-89.

AZZONI A., CHIESA S., FRASSONI A. & GOVI M. (1992). The Valpola landslide. Engineering Geology, 33, 59-70, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

BECCALUVA L., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GATTO G.O., GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E.M. & TUNESI A. (1985). Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alps. Mem. Soc. Geol. It. 26, 341-359.

BELTRAMI G., BIANCHI A., BONSIGNORE G., CALLEGARI E., CASATI P., CRESPI R., DIENI I., GNACCOLINI M., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. & ZANETTIN B. (1971). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 19 - Tirano. Serv. Geol. d'It., 124 p.

BERBENNI P. & POZZI R. (1966). Le sorgenti termominerali dei Bagni di Bormio: osservazioni idrogeologiche, chimiche e chimico-fisiche. In: "Giornate della chimica e chimica analitica delle acque minerali, Bormio 10-11 luglio 1965. Atti", 57-78, Parma, Maccari ed.

BERRA F. (1994). Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle falde Ortles e Quattervals (Austroalpino superiore) in Lombardia. Tesi di Dottorato, Università di Milano.

BERRA F. (1995) - Stratigraphic evolution of a Norian intraplateau basin recorded in the Quattervals Nappe (Austroalpine, Northern Italy) and paleogeographic implications. Eclogae geol. Helv., 88/3, pp. 501-528.

BERRA F. (1999). Geometry of the Alpisella Thrust surface (Ortles and Quattervals nappes, Austroalpine, Italy): evidence of base thrust to lateral ramp transition. Mem. Sc. Geol., 51/2, 231-239.

BERRA F. & CIRILLI S. (1996) - Palaeoenvironmental interpretation of the Late Triassic Fraele Formation (Ortles Nappe, Austroalpine Domain, Lombardy). Riv. It. Paleont. Strat., 103, 53-70.

BERRA F. & CIRILLI S. (1997) - Preservation and thermal alteration of organic matter in the Ortles and Quattervals nappes (Upper Austroalpine, North-Eastern Lombardy, Italy): Preliminary results and implication for regional geology. Eclogae geol. Helv., 90, 325-336.

BERRA F. & JADOUL F. (1999). Stratigraphy, paleogeography and setting of the Norian succession of the Ortles Nappe (Central Austroalpine, Lombardy, Northern Italy). In: Gosso G., Jadoul F., Sella M., Spalla M.I. (1999), 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa, September 29th-October 1st., 79-89.

BIELLA *et al.* (subm.)

BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2001). Introduzione alla tettonica fragile nealpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti. 9-33, in "Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali, a cura di G. Pasquaré, 206 pp. Ed.: Fondazione CARIPLO e CNR-IDPA".

BONSIGNORE G., BORGO A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R., POZZI R., RAGNI U. & SCHIAVINATO G. (1969). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 8 - Bormio. Serv. Geol. d'It., 123 p.

BONSIGNORE G., BORGO A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R. & RAGNI U. (1970). Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 8 - Bormio. Serv. Geol. It.

BORIANI A., COLOMBO A. & MACERA P. (1985). Radiometric geochronology of Central Alps. Rend. Soc. It. Min. Petr., 40, 139-196.

BRAGA R., CALLEGARI A., MESSIGA B., OTTOLINI L., RENNA M.R. & TRIBUZIO R. (2...). Petrography and Mineral-Chemistry of a Prismatine-

Bearing Granulite from the Sondalo Gabbroic Complex (Italian Alps). *Ign. Metam. Geol.*, ..., 571.

BRAGA R., CALLEGARI A., MESSIGA B., OTTOLINI L., RENNA M.R. & TRIBUZIO R. (2003). Origin of prismatic from the Sondalo garnulites (Central Alps, northern Italy). *Eur.J. Mineral.* 15, 393-400.

BRAGA R., GIACOMINI F., MESSIGA B. & TRIBUZIO R. (2001). The Sondalo Gabbroic Complex (Central Alps, Northern Italy): Evidence for Emplacement of Mantle-Derived Melts into Amphibolite-Facies Metapelites. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26, 333- 342.

BRAGA R. & TRIBUZIO (2002). Anatexis in the Palaeozoic basement of the Central Alps, Northern Italy: evidence from the Sondalo mafic complex. 18th Gen. Meet. Internat.Min. Ass. 1-6 sept. 2002 Edinburgh, Scotland "Mineralogy for the New Millennium".

BRAGA R., TRIBUZIO R. & MORTEN L. (2003). Metamorphism in the contact aureole of the Sondalo gabbroic complex, Central Alps, Northern Italy. *Geitalia*, 4° Forum FIRST, 195-196.

BRIGO L. (1976). Quadro metallogenico dell'Alto Adige. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 1137-1159.

BURCKHARDT C.E. (1966). Il giacimento di magnesite dello Zumpanell (Ortles-Alto Adige). *Atti Symp. Internaz. Giac. Min. Alpi*, 11-18 sett. 1966 Trento-Amendola, 2, 529-544.

BURGA, C.A. (1987). Gletscher und vegetationsgeschichte der Südrätischen Alpen seit der Späteiszeit (Puschlav, Livigno, Bormiese) *Denkschr. Schweiz Naturforsch. Ges.* 101, 1-162.

CALDERONI G., GUGLIELMIN M. & TELLINI, C. (1998). Radiocarbon dating and postglacial evolution, Upper Valtellina and Livignese area (Sondrio, Central Italian Alps). *Permafrost Periglacial Processes*, 9: 275-284.

CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1964). Facies dioritiche collegate con il gabbro di Sondalo (Alta Valtellina). *Studio geologico-petrografico. Atti Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. St. Nat. Mi.*, 103, IV, 325-343.

CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1966). Le facies oliviniche del Gabbro di Sondalo (Alta Valtellina, Lombardia). *Atti Soc. It. Sc. Nat e Mus. Civ. St. Nat. Mi.*, 105, I, 102-122.

CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1967). Facies a pirosseno rombico del Gabbro di Sondalo (Alta Valtellina, Lombardia). *Atti Soc. It. Sc. Nat e Mus. Civ. St. Nat. Mi.*, 106, 193-208.

CANALE N. (1987). Evoluzione metamorfica nella regione M. Ortles-Cevedale-C. Peder-C. Giovanetto, con particolare riguardo alle anfiboliti (Trentino- Alto Adige). Tesi di dottorato inedita. Univ. Padova.

CANNONE N., GUGLIELMIN M., HAUCK C. & VONDER MUHLL D. (2003): The impact of recent glacier fluctuation and human activities on the permafrost distribution: a case study from Stelvio Pass (Italian Central-Eastern Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21 – 25 July 2003, Balkema Publishers, Lisse: 137 - 143.

CARON M., DÖSSEGGER R., STEIGER R. & TRÜMPY R. (1982). Das Alter des jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark Graubünden). *Eclogae geol. Helv.*, 75, 159-169.

CHIESA S., MICHELI P., CARIBONI M., TOGNINI P., MOTTA L., LONGHIN M., ZAMBROTTI P., MARCATO E. & FERRARIO A. (in prep.). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 41 Ponte di Legno. *Realizz. Regione Lombardia*.

C.N.R. (1961). Catasto dei ghiacciai italiani. I ghiacciai della Lombardia e dell'Ortles-Cevedale. Vol. III, *Com. Glac. It.*, Torino, 389 pp.

CONTI P. (1992). Tettonica delle falde Austroalpine nelle Dolomiti dell'Engadina: un'ipotesi di lavoro. *Atti Ticin. Sc. Terra*, 35, 61-66.

CONTI P. (1997). La falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia) (con 17 tavole). *Mem. Descr. Carta Geol d'It.*, 53, 104 pp.

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, 63-90.

CONTI P., SCHMID S.M. & FROITZHEIM N. (1994). Orogenesi cretacea e orogenesi terziaria lungo il margine occidentale del Dominio Austroalpino (Grigioni, Svizzera - Alta Valtellina, Italia). *Convegno "Rapporti tra Alpi e Appennino"*, Peveragno 31 maggio-1° giugno 1994, p. 43-44.

- CORRADINI M., NOTARPIETRO A. & POTENZA R. (1973). L'assetto geologico degli Gneiss di Valle Grosina nell'alta Valtellina (Sondrio-Italia). *Atti Soc. It. Sc. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano*, 114, 135-151.
- DAL PIAZ Gb. (1936a). La struttura geologica delle Alpi, Nota III. *Atti Reale Acc. Sc. Torino*, 71, 29 pp.
- DAL PIAZ Gb. (1936b). La struttura geologica delle Alpi, Nota IV. *Studi Trent. Sc. Nat.*, 17, 16 pp.
- DAL PIAZ Gb. (1937).
- 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.*, 131, 533-551.
- 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.
- DEL MORO A., NOTARPIETRO A. & POTENZA R. (1981). Revisione del significato strutturale delle masse intrusive minori dell'alta Valtellina: risultati preliminari. *Rend. Soc. It. Mineral. Petr.*, 38/1, 89-96.
- DEL MORO A. & NOTARPIETRO A. (1987). Rb-Sr Geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by eo-Alpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 67, 295-306.
- DÖSSEGGER R. (1986). *Geologische Karte des Schweizerische Nationalparks*, 1:50.000. *Schweiz. geol. Komm., Geologische Spezialkarte* 122, Bern.
- DÖSSEGGER R., FURRER H. & MÜLLER W.H. (1982). Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). *Eclogae geol. Helv.*, 75, 303-330.
- DÖSSEGGER R. & TRÜMPY R. (1976). Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Nationalpark und ins Münstertal vom 5. bis 8. Oktober 1975 und Führer zu drei Exkursionen. *Eclogae geol. Helv.*, 69/1, 221-228.
- FERREIRO MAHLMANN R., PETSCHIK R. & KRUMM H. (1991). Diagenesis to low grade metamorphism in Tyrol. Austria and Switzerland: new maps. *Terra abstr.*, 3, 105 pp.

- FERRETTI-TORRICELLI F. (1987). Evoluzione metamorfica delle Austridi nella regione M. Cevedale-C.ma Peder-C.ma Giovanetto, con particolare riguardo alle metapeliti (Trentino-Alto Adige). Ph.D. Thesis. Univ. Padova.
- FINGER *et al.*, (1982). Excursion (Alta Engadina). *Eclogae geol. Helv.* 75, 199-222.
- 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. Estr. da "Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. n. 513, Progetto Finalizzato Geodinamica.
- FORCELLA F. & OROMBELLI G. (1984). Holocene slope deformations in Valfurva, Central Alps. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 7, 41-48.
- FRANCHI S. (1911). Notizie preliminari sulla geologia dell'Alta Valtellina. *Boll. Serv. Geol. It.*, 30, 487-517.
- FRISCH W., MÉNOT R.-P., NEUBAUER F. & VON RAUMER J.F. (1990). Correlation and evolution of the Alpine basement. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, 265-285.
- FROITZHEIM N. (1995). The Schlinig fault at the western border of the Ötztal nappe: A post-nappe, low angle normal fault. 12ème Rencontre du Groupe Tectonique Suisse, 22.4.1995, Fribourg, p.10.
- FROITZHEIM N. & MANATSCHAL G. (1996). Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 1120-1133.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994). Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of the Graubünden. *Eclogae geol. Helv.*, 87/2, 559-612.
- FURRER H. (1985). Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland, 25th.-29th. August 1985. Guide-Book, 81 pp.
- GALLI P., MAGRI L., MUCCIARELLI M., ALBINI P., MORELLI G., STUCCHI M. & BONFIGLI G. (1994). Studi sismici in alta Valtellina. "I Quaderni dell'ISMES", n. 336, a cura di ISMES, CNR e AEM.
- GALLUCCIO A. & CATASTA G. (1992). Ghiacciai in Lombardia - Nuovo catasto dei ghiacciai lombardi. Club Alpino Italiano, 368 pp.

GATTO G.O. & SCOLARI A. (1974a). Lo "Scorrimento di Slingia" nel quadro tettonico dell'alta Val Venosta. *Atti Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti*, 86, 167-201, Padova.

GATTO G.O. & SCOLARI A. (1974b). La tettonica tardiva del ciclo orogenetico Alpino nell'Alto Adige occidentale e regioni limitrofe. *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 1211-1231.

GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA M.I. (1997). Alpine deformation pattern and related mineral assemblages in Languard-Campo root-zone of Upper Valtellina. "3rd Workshop on Alpine Geological Studies", Oropa-Biella Sept. 29-Oct. 1 1997. In: *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 4, 185-186.

GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA M.I. (2000). Eo-Alpine metamorphism in the Permian intrusives from the steep belt of the Central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series. *Geodinamica Acta*, 13, 149-167.

GNFG (1986) Ricerche geomorfologiche nell'alta val di Peio (gruppo del Cevedale). *Geogr. Fis. Din. Quat.* 9, 137-191.

GOSSO G., MESSIGA B. & SPALLA M.I. (1995). Dumortierite-kyanite relics within the HT-LP country rocks of the Sondalo Gabbro: a record of extension related uplift of HP rocks. *International Ophiolite Symp. Abstract vol.*

GREGNANIN A. (1980). Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 38, 49-64.

GREGNANIN A., BARATTIERI M., CORONA P. & VALLE M. (1995). Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): the basement. *Boll. Soc. Geol. It.*, 114, 373-392.

GREGNANIN A., MONTRASIO A. & GATTO G.O. (ined.). The Austroalpine Units west of Tauern - Structural and metamorphic aspects.

GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972). Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austriaci di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige). *Mem. Ist. Geol. Min. Padova*, 28, 1-55.

GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974). Hercynian metamorphism in the Austriac crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, 241-255.

GREGNANIN A. & VALLE M. (1995). Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part II): early-Alpine evolution in basement and cover. *Boll. Soc. Geol. It.*, 114, 393-409.

GUGLIELMIN M., con contributi di A. Notarpietro (1997) Il Permafrost Alpino. Concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificative in Alta Valtellina). *Quaderni di Geodinamica alpina e Quaternaria*, CNR, 5, 117.

GUGLIELMIN M. (2003). Observation on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change. *Global and Planetary Change* 40: 159-167.

GUGLIELMIN M., CAMUSSO M., POLESELLO S. & VALSECCHI S. (2004). An old relict glacier body preserved in permafrost environment: The Foscagno rock glacier ice core (Upper Valtellina, Italian Central Alps). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 1, 107-115.

GUGLIELMIN M., CANNONE N. & DRAMIS F. (2001). Permafrost-glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 111-124.

GUGLIELMIN M. & DEI CAS L. (2000). Deformazioni gravitative profonde ed evoluzione climatica in Alta Valtellina. L'esempio della Torbiera del "Paluaccio di Oga (Valdisotto,SO), *Geologia Insubrica* 5, 2, 105-114.

GUGLIELMIN M. & SMIRAGLIA C. Eds. (1997) Rock glacier inventory of the Italian Alps, *Archivio del Com. Glac. It. GNGFG.*, 3, Torino, 103 pp.

GUGLIELMIN M. & TELLINI C. (1992): Contributo alla conoscenza dei rock glaciers delle Alpi Italiane. I rock glaciers del Livignasco. (Alta Valtellina, Sondrio). *Riv. Geogr. It.*, 99, 395-414.

HAMMER W. (1908a). Die Ortlergruppe und der Ciavalschke. *Jb. K. K. Geol. Reichsanst.*, 58/1, 79-196.

HAMMER W. (1908b). Geologische Spezialkarte, Blatt Bormio und Passo del Tonale, con Note illustrative (Erläuterungen), *Geol. Reichsanstalt*, Wien 1908.

HAMMER W. (1912). Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, neu aufgenommen und herausgegeben durch die k.k. Geologische Reichsanstalt. Glurns und Ortler, Maßstab 1:75.000.

- HAMMER W. (1938). Bemerkungen zu R. Staubs "Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler". Verhndl. Geol. Bundesan., n. 11-12, 227-237. Wien.
- HESS W. (1953). Beiträge zur Geologie der Südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und Valle di Fraele (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.*, 46, 39-142.
- HENRICHS C. (1993). Sedimentographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete. *Bochumer geol. U. geotec. Arb.* 40.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1993). Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. In: von Raumer J.F., Neubauer F. (Eds.): "Pre-Mesozoic Geology in the Alps", Springer-Verlag, 485-494, Berlin.
- KAPPELER U. (1938). Zur Geologie der Ortlergruppe und Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und der Engadin. Inaug. Diss., Univ. Zürich.
- KELLERHALS (1965). Einige neue Beobachtungen zur Geologie der Ortlergruppe des Vinschgau und der südöstlichen Engadinerdolomiten. *Eclogae geol. Helv.*, 58, 39-49.
- KÖNIG M.A. (1964). Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberen Veltlin. Con "Geologische Karte des oberen Veltlins zwischen Grosotto und San Antonio Morignone (Italien) 1:50.000". Inaugural-Dissertation, Zürich.
- KÖNIG M.A. (1965). Synorogen-alpiner Magmatismus im oberen Veltlin. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 45, 6-12.
- KÜRSMANN H. (1993). Zur Hochdiagenese und Anchimetamorphose in Permo-trias-Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern. *Bochumer geol. U. geotech. Arb.* 41
- MAIR V. (1998a). Petrologie, Geologie und Tektonik des Königspitzplutons und seiner Rahmgesteine (Nationalpark Stilfserjoch, Italien). Dissertation. Inst. Mineral. Petr. Leop.-Franz. Univ. Innsbruck.
- MAIR V. (1998b). Deformation and magmatism at the eastern end of the Zebrù Line (Gran Zebrù-Cevedale area, Parco Nazionale dello Stelvio, northern Italy). *Mem. Sci. Geol.*, 50, 80.

- MAIR V. (1991). Basaltische und andesitische Gänge im Ortlergebiet mit Charakterisierung der Eischlusse. Diplomarbeit Univ. Innsbruck. 98 pp.
- MAIR V. ecc. (in prep.). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, Foglio 25 Rabbi. xxxxxxxx
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1996). Exkursion E: Geologie und Petrographie des Ortlerkristallins. *Mitt. Öster. Mineral. Ges.*, 141, 285-304.
- MAIR V. & SCHUSTER R. (2003). New geochronological data from the Austroalpine Crystalline in the Martell Valley (Southern Tyrol, Italy). *Mitt. Osterr. Min. Ges.*, 148, 215-217.
- MAIR *et al.*, (2003).
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., SCHIAVO A., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998). Evolution of the deep crust at the junction Austroalpine/Southalpine: the Tonale Nappe. *Mem. Sci. Geol.*, 50, 3-50.
- MARTIN S. & PROSSER G. (1993). Pre-Alpine evolution of Upper Austroalpine units from Northwestern Trentino, Italy. *Annales Tectonicae*, 5, 118-140.
- MASSIRONI M., SURIAN N., FELLIN M.G., MARTIN S., PELLEGRINI G.B. & PICCIN G. (2000). Approccio multiscalare per un'analisi dei rapporti fra tettonica e geomorfologia in area alpina (Gruppo Ortles-Cevedale). Proceedings of the Fourth Conference of ASITA, 3-6 October 2000, Genova, 1073-1080.
- MEIER A. (2003). The Periadriatic Fault System in Valtellina (N-Italy) and the evolution of the Southwestern Segment of the Eastern Alps. Diss. ETH n. 15008. 190 pp.
- MESTRINER M. (1977). Le mineralizzazioni ferrifere del Massiccio del Gran Zebrù (Cima della Miniera e Passo della Bottiglia, Provincia di Sondrio). Tesi di Laurea inedita, Milano
- MONTRASIO A., SFONDRINI G., GREGNANIN A. & BIGIOGGERO B. (2001). Le deformazioni gravitative di versante all'origine di molti processi attuali. 193-206. In: "Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali", a cura di G. Pasquaré, Fondazione CARIPLO e CNR-IDPA Ed., 206 pp.

- NOCKER C., TROPPER N. & MAIR V. (1998). Marbles as indicators of increasing eo-alpine metamorphic grade in the Ortler Crystalline. *Min. Ges.*, 148, 244-246.
- OROMBELLI, G. & PELFINI, M. (1985). Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali. *Rend. Soc. Geol. It.*, 8: 17-20.
- PELFINI, M. (1992). Le fluttuazioni glaciali oloceniche nel gruppo Ortles-Cevedale (settore lombardo). Tesi di Dottorato, IV ciclo, 1998-91, Università degli Studi di Milano.
- PELFINI, M. (1994 a). Fasi di alluvionamento nella Piana di Santa Caterina Valfurva, Alpi Centrali, nell'ultimo millennio *Geog.Fis.Din.Quat.*, 17,61-66.
- PELFINI, M. 1994 b) Equilibrium line altitude (ELA) variations recorded by ortles-cevedale glaciers (Lombardy, Italy) from little ice age. *Geog.Fis.Din.Quat.*, 17,197-206.
- POLI S. (1989). Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Alps: the origin of metabasites from the Austroalpine basement. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 69, 407-421.
- POZZI R. (1959). Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno-Passo dello Stelvio). *Riv. It. Paleont.*, 65, 2-54.
- POZZI R. (1965). Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles (con carta geologica e carta tettonica). *Eclogae geol. Helv.*, 58/1, 21-38.
- POZZI R. (1970). Lineamenti idrogeologici della Provincia di Sondrio. *Geologia Tecnica*, 4, 169-192.
- POZZI R. (senza data). La Geologia del Parco Nazionale dello Stelvio. In: "Il Parco Nazionale dello Stelvio".
- POZZI R. & BERBENNI P. (1967). Idrogeologia chimico-fisica della fonte di S. Caterina Valfurva (Sondrio). *Geologia Tecnica*, 6, 3-11.
- POZZI R., BOLLETTINARI G. & CLERICI A. (1990a). Studio geomorfologico e geologico applicato dell'Alta Valtellina (con carta 1:50.000). *Quaderni AEM*, p. 151.

- POZZI R., CROSA G., COTTA RAMUSINO M. & MARCHETTI R. (1990b). La circolazione idrica di tipo carsico in Alta Valtellina (Prov. di Sondrio). *Mem. Sc. Geol.*, 42, 19-33.
- POZZI R. & GIORCELLI A. (1960). Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpi Retiche) (con carta geol. 1:35.000). *Boll. Serv. Geol. It.*, 81, 1-72.
- RATSCHBACHER L. (1986). Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. *Tectonophysics*, 125, 335-356.
- SCHMID S. (1973). Geologie des Umbrailgebietes. *Eclogae geol. Helv.*, 66, 101-210
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989). The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. (eds.) "Alpine Tectonics", *Geol. Soc. London Special Pubbl.*, 45, 153-171.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989). Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinig Thrust, Eastern Alps. *Tectonics*, 8, 697-718.
- SCHMID S.M. & FROITZHEIM N. (1993). Oblique slip and block rotation along the Engadine line. *Eclogae geol. Helv.*, 86, 569-593.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., DOGLIONI C., CARRARO F., CASTALDINI D., ILCETO V., SEMENZA E. & ZANOLLA C. (1989) - Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: a review. *Boll. Geofis. Teor. e Appl.*, 31, 109-136.
- SOMM A. (1965). Zur Geologie der Westlichen Quattervals-Gruppe im Schweizerischen Nationalpark (Graubunden). *Ergeb. Wiss.Untersuch. im schweiz. Nationalpark.*, 52, 167 pp.
- SPALLA M.I., MESSIGA B. & GOSSO G. (1985). LT-Alpine overprint on the HT rifting-related metamorphism in the steep belt of the Languard-Campo nappe. The Cima Rovaia and Scisti del Tonale units represent two different extents of alpine re-equilibration. *Internat. Ophiolite Symp.*, Pavia, Abstract vol.
- SPICHER A. (1980). Tektonische Karte der Schweiz, 1:500.000. Schweiz. Geol. Komm.

- SPILLMANN P. (1993). Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge. Dissertation, Geologisches Institut, ETH Zürich.
- SPITZ A. & DYHRENFURTH G. (1914). Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und der Stilsferjoch. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 44.
- STAUB R. (1924). Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 52.
- STAUB R. (1937). Geologische Probleme zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., 72, 1-115.
- STAUB R. (1964). Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin. II. Teil: Zur Kenntnis der mittelostalpinen Deckenkerne im Oberengadin, Puschlav und Veltlin (mit einer Tektonischen Karte). Jahrb. d. Naturf. Ges. Graubündens, N.F. 40, 111-216 (Vol. unico 1961/62 e 1962/63).
- STUTZ E. & WALTER U. (1983). Zur Stratigraphie und Tektonik am Nordostrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass. Eclogae geol. Helv., 76, 523-550.
- TERMIER P. (1905). Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. Soc. géol. France, 5, 209-289.
- THEOBALD G. (1866) Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. Geol. Karte Schweiz. Wien. ... pp.
- TRIBUZIO R. & THIRLWALL M.F. (1997). Age and petrogenesis of the gabbroic rocks of the Sondalo pluton (Central Alps, Northern Italy). "3rd Workshop on Alpine Geology Studies", Oropa-Biella Sept. 29-Oct. 1 1997. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, 4, 134-135.
- TRIBUZIO R., THIRLWALL M.F. & MESSIGA B. (1999). Petrology, mineral and isotope geochemistry of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps, Northern Italy): implications for the origin of post-Variscan magmatism. Contrib. Mineral. Petrol., 136, 48-62.
- TROPPEL P. & MAIR V. (1998). The coexisting formation of muscovite+paragonite+margarite during Eo-alpine replacement of staurolite in Marteller micaschists from the Ortler Crystalline. Min. Ges., 148, 303-304.

- TRÜMPY R. & HACCARD D. (1969). Aperçu général sur la géologie des Grisons. C.R. somm. séances Soc. géol. Fr., 9, 330-396.
- TRÜMPY R. (1980). Geology of Switzerland. Part A: an outline of the Geology of Switzerland. Wepf and Co., 334 pp.
- WENK (1934). Der Gneisszug Pra Putér-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbrail-decke zur Silvretta/Oetztaldecke. Eclogae geol. Helv., 2/1, 135-146.
- ZAMBOTTI G. (1995). Sovrascorrimenti e miloniti nell'Austroalpino della Valle di Peio (Trentino NW). Tesi di Laurea, Univ. Padova, 133 pp.
- ZAPPONE A, DEICHMANN N., BRAUNMILLER N., DI GIOVANBATTISTA R. & HUSEN S. (2006, ms?). The Bormio earthquake of December 1999-June 2002.

IX. APPENDICE I – ABBREVIAZIONI DEI MINERALI

Ab	Albite
Aln	Allanite
Amp	Anfibolo
Ap	Apatite
Bt	Biotite
Chl	Clorite
Czo	Clinozoisite
Ep	Epidote
Grt	Granato
Ilm	Ilmenite
Kfs	K-feldspato
Mag	Magnetite
Mnz	Monazite
Ms	Muscovite
Pl	Plagioclasio
Qz	Quarzo
St	Staurolite
Tnt	Titanite
Zo	Zoisite
Zrn	Zircone