



A P A T

Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

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 042

MALE'

A cura di

**Giorgio V. Dal Piaz¹, Alberto Castellarin², Silvana Martin³, Luigi Selli²,
Alberto Carton⁴, Giovanni B. Pellegrini¹, Enrico Casolari,
Franco Daminato⁵, Laura Montresor, Vincenzo Picotti²,
Giacomo Prosser⁶, Ernesto Santuliana⁵, Luigi Cantelli²**

¹ Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova

² Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

³ Dipartimento di Scienze Ambientali, Università dell'Insubria, Como

⁴ Dipartimento di Geografia, Università di Padova

⁵ Provincia Autonoma di Trento, Servizio geologico

⁶ Dipartimento di Geologia, Università della Basilicata, Potenza

Ente realizzatore:



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Trento:
M. Nardin (1992-1998), **S. Cocco** (dal 1998).

Coordinamento scientifico: **G.V. Dal Piaz**
con la collaborazione di: **A. Castellarin**

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

Revisione scientifica:

M. Pantaloni, R. Graciotti, M. L. Pampaloni

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu, M. C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

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

PER LA PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO - SERVIZIO GEOLOGICO

Coordinamento operativo:

S. Cocco

Gestione tecnico-amministrativa

F. Daminato, M. Balboni

Informatizzazione dei dati geologici

G. Tommasi, P. Trainotti

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
a cura di SYSTEMCART - ROMA

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 5
II	- CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI ..	« 9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI	« 13
1.	- AUSTRALPINO SUPERIORE	« 14
1.1.	- FALDA DEL TONALE	« 16
1.1.1.	- <i>Unità d'Ultimo</i>	« 16
1.1.2.	- <i>Unità del Tonale</i>	« 17
1.2.	- FALDA DELL'ORTLES	« 18
2.	- ALPI MERIDIONALI	« 19
2.1.	- BASAMENTO CRISTALLINO	« 20
2.2.	- SUCCESSIONI MESOZOICHE E LORO EVOLUZIONE PREALPINA	« 21
3.	- LINEAMENTO PERIADRIATICO	« 26
3.1.	- LINEA DEL TONALE	« 27
3.2.	- LINEA DELLE GIUDICARIE	« 27
4.	- MAGMATISMO PERIADRIATICO	« 29
4.1.	- BATOLITE DELL'ADAMELLO	« 29
4.2.	- LAMELLE, APOFISI E FILONI	« 31
5.	- TETTONICA NEOALPINA	« 32
6.	- SUCCESSIONI CONTINENTALI PLIO-QUATERNARIE ..	« 33
IV	- STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO ROCCIOSO	« 35
1.	- AUSTRALPINO SUPERIORE	« 35
1.1.	- FALDA DEL TONALE	« 35
1.1.1.	- <i>Unità d'Ultimo</i>	« 36
1.1.2.	- <i>Unità del Tonale</i>	« 40
1.2.	- FALDA DELL'ORTLES	« 43
1.3.	- FILONI NEL BASAMENTO AUSTRALPINO	« 45
2.	- ALPI MERIDIONALI	« 45
2.1.	- BASAMENTO METAMORFICO SUDALPINO	« 45
2.1.1.	- <i>Val di Sole</i>	« 46
2.1.2.	- <i>Val Rendena</i>	« 47
2.2.	- INTRUSIONI PERMIANE	« 47
2.3.	- LEMBI PERMO-TRIASSICI LUNGO LA LINEA DEL TONALE	« 48
2.4.	- SUCCESSIONE MESOZOICO-CENOZOICHE	« 48
3.	- MAGMATISMO TARDO-ALPINO	« 69

3.1.	- BATOLITE DELL'ADAMELLO.....	« 70
3.1.1.	- <i>Plutone della Presanella</i>	« 70
3.2.	- LAMELLE TONALITICHE LUNGO LA	
	- LINEA DELLE GIUDICARIE NORD.....	« 73
4.	- SUCCESSIONI PLIO-QUATERNARIE	« 75
V	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI PLIO-QUATERNARI «	75
1.	- CARATTERI GENERALI	« 75
2.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI	« 76
2.1.	- SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE	« 78
2.2.	- SINTEMA DEL GARDA	« 82
2.2.1	- <i>Subsintema di Malè (Unità di fondovalle)</i>	« 84
2.2.2.	- <i>Subsintema di Bondo (Unità delle alte valli)</i>	« 91
2.3.	- SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO	« 93
2.3.1.	- <i>Subsintema dell'Amola</i>	« 98
VI	- TETTONICA E METAMORFISMO	« 101
1.	- EVOLUZIONE GEODINAMICA PREALPINA	
	ED ALPINA.....	« 101
2.	- METAMORFISMO.....	« 103
3	- TETTONICA REGIONALE	« 104
3.1.	- AUSTROALPINO.....	« 104
3.1.1	- <i>linea di Peio</i>	« 105
3.2.	- LINEA DEL TONALE	« 106
3.3.	- BASAMENTO SUDALPINO	« 107
3.4.	- PLUTONE DELLA PRESANELLA	« 108
3.5.	- COPERTURE SUDALPINE	« 109
3.5.1.	- <i>Tettonica estensionale mesozoica</i>	« 109
3.5.2.	- <i>Tettonica compressiva oligocenico-neogenica</i>	« 113
3.5.3.	- <i>Tettonica distensiva plio-pleistocenica</i>	« 120
VI/	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA «	121
1.	- SISMICITÀ	« 121
2.	- IDROGEOLOGIA.....	« 122
3.	- FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE	« 126
4.	- CAVE E MINIERE.....	« 128
VII	- ABSTRACT	« 131
	BIBLIOGRAFIA	« 133

I - INTRODUZIONE

Il Foglio Malè copre un'area di media ed alta montagna del Trentino nord-occidentale, ampia circa 570 km², e trae il suo nome dal principale centro abitato della Val di Sole. Esso occupa una posizione rilevante per la geologia delle Alpi centro-orientali italiane, al limite tra il dominio austroalpino e quello sudalpino, ed è significativo anche dal punto di vista dell'ambiente naturale per la presenza del Gruppo delle Dolomiti di Brenta e del Gruppo della Presanella, compresi entrambi nel Parco Adamello-Brenta.

Il foglio è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89) della Provincia Autonoma di Trento (PAT), sotto la direzione di Mario NARDIN, Luigi VERONESE e Saverio COCCO, responsabili del progetto in tempi successivi, ed è il frutto della proficua collaborazione di studiosi, rilevatori ed allievi delle Università di Bologna e Padova e di altre sedi.

Il rilievo geologico e gli studi connessi sono stati effettuati, unitamente a quelli del contiguo Foglio Tione di Trento, nelle estati 1996-99, dai rilevatori G. BOLLETTINARI, L. CANTELLI, E. CASOLARI, D. GASPARI, L. MONTRESOR, V. PICOTTI, C. OETHEIMER, G. PROSSER, G. RIGATTI, L. SELLI e G. ZAMBOTTI, riportati nel quadro d'unione a margine della carta, coordinati da Giorgio V. DAL PIAZ (Università di Padova), con la collaborazione di Alberto CASTELLARIN per le coperture sedimentarie sudalpine (a ruoli invertiti nel Foglio Tione di Trento) e dei direttori di rilevamento S. MARTIN, G. PROSSER e L. SELLI (substrato roccioso), A. CARTON, M. PANIZZA e G. B. PELLEGRINI (coperture quaternarie). G. GODARD (metamorfismo) e G. BOLLETTINARI (Quaternario) hanno fornito un valido contributo come esperti per specifici problemi; M. MASSIRONI ha curato l'interpretazione delle immagini satellitari a fini geologico-strutturali e geomorfologici. I laureandi e i dottorandi

F. ANDREIS, F. BENINCASA, R. CAMPANA, N. CAPUZZO, F. DAMINATO, L. DANESE, F. FERRATI, P. FERRETTI, F. FERRETTI-TORRICELLI, D. GASPARI, A. LANARO, M. LESO, E. MARCATO, G. MONTANA, S. PICCIONI, A. RICCIO, E. SANGUINETTI, S. SUSINI e R. TOMASONI hanno collaborato a rilievi e ricerche e tratto profitto da questa esperienza.

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando, come base topografica, la Carta Tecnica Provinciale (CTP) alla scala 1:10.000. La carta degli affioramenti, aggiornata e resa omogenea anche in base allo studio di numerose sezioni sottili, è stata trasferita sulle basi topografiche I.G.M. alla scala 1:25.000 ed informatizzata ad opera della PAT (responsabile: G. TOMMASI).

Tenuto conto delle caratteristiche geologiche, stratigrafiche e strutturali del foglio, il rilievo e la sua rappresentazione sono stati impostati nel modo seguente:

i) Il substrato roccioso è stato suddiviso nei due principali domini paleostrutturali della catena: Austroalpino ed Alpi Meridionali (Sudalpino), separati dalla linea del Tonale e dalla linea delle Giudicarie Nord (lineamento periadriatico). I litotipi del basamento cristallino (metamorfiti, rocce intrusive, filoni) sono stati raggruppati in unità, organizzate nella legenda in successione da sud a nord e da tetto a letto, e mantenendo, per l'Austroalpino, i nomi classici delle falde di ricoprimento stabiliti nella prima metà del Novecento e tuttora usati nella letteratura internazionale e regionale. Tra le metamorfiti, le principali distinzioni sono fondate sulle associazioni litologiche, sui caratteri del metamorfismo dominante e, ove possibile, sulla natura dei protoliti. Esse sono rappresentate con il rango delle formazioni, sebbene non possano essere formalizzate come tali per la totale mancanza dei requisiti richiesti; le principali varietà presenti sono indicate come litofacies.

ii) Le successioni meso-cenozoiche delle Alpi Meridionali, rappresentative della complessa zona di transizione tra la Piattaforma Veneta ed il Bacino Lombardo, sono state suddivise in formazioni, membri e litofacies secondo le norme internazionali e le indicazioni riportate nei quaderni del SGN.

iii) Le successioni plio-quadernarie sono state cartografate con particolare accuratezza, tenuto conto della loro rilevanza per il controllo e la tutela del territorio, ed interpretate anche con l'ausilio di fotografie aeree. Per verificare l'applicabilità delle linee guida indicate dal SGN, è stata elaborata, discussa e pubblicata la carta Laghi di Cornisello alla scala 1:10.000 (Sezione n. 042130, compresa nel Foglio Malè), in versione litomorfogenetica ed allostratigrafica. Alla fine si è adottato il criterio dei sintemi, distinguendo nelle tavolette in scala 1:25.000 e nel foglio in scala 1:50.000 il sintema postglaciale alpino, il sintema del Garda ed il supersintema del Monte Spinale. Tali esperienze hanno consentito la risoluzione di problemi metodologici e di rappresentazione delle coperture quadernarie, con risultati che giustificano il ritardo nella conclusione dei lavori.

Preziose facilitazioni logistiche sono state fornite, durante il rilievo, dal Co-

mune di Caderzone, dal Corpo Forestale, dalla Protezione Civile e dal Parco naturale Adamello-Brenta.

La stesura delle Note è stata curata dagli Autori seguenti:

Coordinamento e revisione generale del testo: G. V. DAL PIAZ. Introduzione (Cap. I): G. V. DAL PIAZ. Caratteri geografici e geomorfologici (Cap. II): G. B. PELLEGRINI. Inquadramento geologico e studi precedenti (Cap. III): S. MARTIN e G. V. DAL PIAZ (basamento cristallino, metamorfismo e magmatismo periadriatico); A. CASTELLARIN (successioni sedimentarie sudalpine); G. PROSSER (lineamento periadriatico); G. B. PELLEGRINI (Quaternario continentale). Litostratigrafia (Cap. IV): S. MARTIN, L. MONTRESOR e G. RIGATTI (basamento cristallino e magmatismo tardo-alpino); V. PICOTTI, E. CASOLARI, A. CASTELLARIN, L. SELLI, L. CANTELLI (successioni sedimentarie sudalpine). Successioni plio-quadernarie (Cap. V): G. B. PELLEGRINI, con la collaborazione di G. BOLLETTINARI, A. CARTON, E. CASOLARI, L. MONTRESOR, C. OETHEIMER, V. PICOTTI, A. RICCIO, G. RIGATTI, L. SELLI. Tettonica e metamorfismo (Cap. VI): S. MARTIN, G. GODARD, L. MONTRESOR e G. V. DAL PIAZ (basamento cristallino); S. MARTIN, G. RIGATTI e M. LESO (plutone della Presanella); G. PROSSER (lineamento periadriatico); L. SELLI, V. PICOTTI, A. CASTELLARIN, G. PROSSER, E. CASOLARI, L. CANTELLI (tettonica delle successioni sedimentarie sudalpine). Cenni di geologia applicata (Cap. VII): L. VERONESE (sismicità); A. BORSATO, S. MARTIN ed E. SANTULIANA (idrogeologia); F. DAMINATO (frane e deformazioni gravitative); G. ZAMBOTTI (cave e miniere).

Ulteriori dettagli sulla complessa geologia del Trentino occidentale sono esposti nelle Note del Foglio Tione di Trento (CASTELLARIN *et alii*, 2005), con particolare riferimento a paleostruttura, stratigrafia e tettonica delle successioni sedimentarie sudalpine.

Si ringraziano R. Graciotti, M.L. Pampaloni e M. Pantaloni per l'accurata revisione scientifica ed editoriale della carta geologica e delle note.

Il testo definitivo delle Note del Foglio Malè è stato consegnato alla PAT il 21 maggio 2003: per la bibliografia successiva, in particolare quella relativa al batolite dell'Adamello, al basamento austroalpino e al lineamento periadriatico si vedano le note dei Fogli Monte Adamello e Rabbi (attualmente in allestimento per la stampa).

PROGETTO
CARG

II - CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI

Nel Foglio Malè si distinguono tre grandi gruppi montuosi: a nord il Gruppo di Cima Mezzana (2845 m), ad est il Gruppo delle Dolomiti di Brenta (Cima di Pietra Grande, 2937 m), a sud-ovest le propaggini settentrionali del Gruppo Adamello-Presanella (Cima d'Amola, 3260 m). Essi sono separati da una rete idrografica abbastanza articolata, caratterizzata da due valli principali, di origine tettonica: la Val di Sole ed il suo prolungamento verso il Passo del Tonale (Val Vermiglio), con direzione prevalente ENE-OSO (linea del Tonale); la Val Meledrio ed il suo prolungamento verso sud nella Val di Campiglio, con direzione prevalente NNE-SSO (linea delle Giudicarie Sud).

Si tratta di un classico esempio di adattamento dell'idrografia alla struttura (CASTIGLIONI, 1986).

Le linee tettoniche che hanno condizionato la genesi e l'evoluzione di queste valli delimitano tre settori con litologia e morfologia molto diverse: i) il settore a nord della Val di Sole, con i rilievi del Gruppo di Cima Mezzana, appartiene al basamento austroalpino, ii) il settore sud-occidentale al plutone tonalitico della Presanella, iii) il settore orientale, ad est della Val Meledrio-Val di Campiglio, alle successioni sedimentarie sudalpine delle Dolomiti di Brenta.

La maggior parte dei corsi d'acqua della regione afferisce al bacino idrografico del T. Noce, affluente di destra dell'Adige; solo i torrenti che scorrono verso sud, oltre lo spartiacque che va da Cima d'Amola a Cima Vagliana, passando per la sella di Campo Carlo Magno, confluiscono nel T. Sarca di Campiglio, portando le loro acque al bacino idrografico del Lago di Garda. Sono affluenti di destra del T. Noce, il Noce Bianco (Val di Peio) ed il T. Rabbies (Val di Rabbi), che raggiunge il Noce presso Malè. Vanno infine ricordate la Val di Tovel, che raccoglie

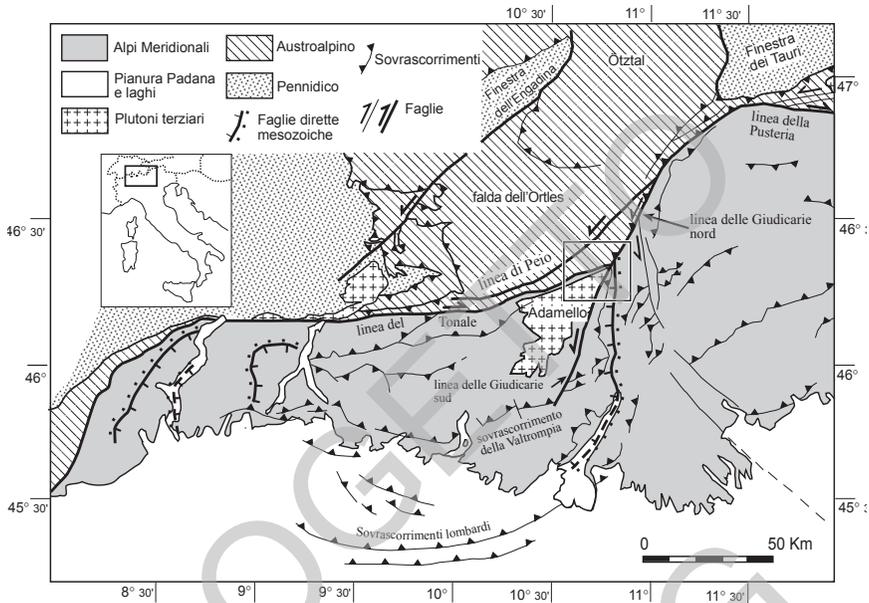


Fig. 1 - Schema tettonico delle Alpi Centrali e delle Alpi Meridionali. Le faglie mesozoiche sono tratte da BERTOTTI et alii (1993). La cornice indica la posizione del Foglio Malè.

le acque del Gruppo di Brenta dirette verso il Noce e tutti i corsi d'acqua che scorrono verso il T. Rabbies, a nord della linea di cresta che unisce Cima Vallon (2892 m) a Cima Mezzana, passando per Cima Vegaja (2890 m).

La Val di Sole e la Val Meledrio sono interamente comprese nel Foglio Malè; le altre valli vi appartengono solo per brevi tratti. La Val di Peio è incisa in prevalenza negli scisti austroalpini che comprendono alcune lenti di calcari cristallini mineralizzati, oggetto di intenso sfruttamento nel passato (ANDREATTA, 1954). La Val del Monte e la Val Cercena (impostate lungo la linea di Peio) e la vicina Val di Rabbi sono note per le antiche sorgenti di acqua minerale. Il tronco inferiore della Val del Monte presenta, sulla destra, versanti ripidi, ricoperti da fitti boschi, solcati da canali rettilinei dovuti al ripetersi di valanghe. Il versante sinistro, meno ripido, esposto a sud e con ampi dossi, si raccorda al terrazzo di *kame* di Peio Paese. Nel tratto medio della Val del Monte, il fondovalle è stretto ed occupato da accumuli di grandi frane staccatesi da ambedue i versanti. L'altra importante valle dell'Alto Noce è quella de La Mare, che risale verso nord con versanti ripidi e ricoperti da boschi nelle fasce prossime al fondovalle e, nelle parti sommitali, con versanti nudi e rocciosi, modellati da ampi circhi. Alla testata si trovano estesi ghiacciai, facenti capo al M. Cevedale (3764 m), non compreso nel foglio.

L'erosione dei ghiacciai pleistocenici ha certamente contribuito a modellare i

fianchi ed il fondo di queste valli che, in più punti, presentano le tipiche forme a truogolo. Nella conca di Cogolo, durante l'ultima glaciazione, si congiungevano i due ghiacciai che percorrevano la Val del Monte e la Valle della Mare. La Val del Monte vi confluisce con un gradino in roccia ricoperto da depositi di contatto glaciale, chiaramente distinguibile ad ovest di Cogolo. La Val di Peio confluisce nella Val di Sole presso la conca di Fucine, dove si raccorda alla Val Vermiglio.

La Val di Sole è, fra le valli qui ricordate, la più importante per ampiezza di bacino, abbondanza di acqua e densità demografica. Si tratta di una grande valle glaciale impostata lungo la linea del Tonale. Ha versanti ripidi e fondovalle ampio, occupato al ritiro delle lingue glaciali da ingenti accumuli di depositi alluvionali e di trasporto in massa. L'andamento est-ovest, longitudinale rispetto alla catena alpina, mette in evidenza il contrasto morfologico e vegetazionale dei due versanti, con netto predominio del bosco sul versante meridionale, ampiamente ricoperto da depositi glaciali, rispetto al versante opposto, dove sono diffuse le colture e sono relativamente scarsi i depositi glaciali.

Il versante meridionale della Val di Sole, appartenente al Gruppo della Preanella, presenta una serie di brevi valli glaciali sospese sulla valle principale, caratterizzate da piccoli apparati glaciali stadiali localizzati presso i gradini di confluenza; il più sviluppato è quello della Val Piana, a sud di Ossana. In questo gruppo sono presenti gli unici ghiacciai del foglio, alcuni ancora di discrete dimensioni (Vedretta d'Amola), malgrado il forte arretramento avvenuto dopo la fine della Piccola Età Glaciale (XVI-XIX secolo). Di questo gruppo montuoso vanno ricordate la Val Cornisello e la Val d'Amola (BARONI *et alii*, 1998), due valli pensili interamente poste sopra i 2000 m e collegate con l'asse vallivo principale (Sarca di Nambrone) mediante due gradini di sbocco. Sulla fronte dei principali ghiacciai attuali si sviluppano complessi e caratteristici apparati morenici, dai quali si dipartono brevi pianie alluvionali.

Molto più complessa ed articolata è la morfologia del Gruppo delle Dolomiti di Brenta, caratterizzato da una lunga dorsale diretta NE-SW, parallela alle valli Meledrio e bassa Val di Sole, ad occidente, ed alla Val di Tovel ad oriente, con cime per la maggior parte superiori ai 2000 m. Da questa dorsale si separa, nella parte meridionale, la superficie dello Spinale, con quote intorno ai 2000 m, caratterizzata da una cospicua copertura di breccie (TREVISAN, 1936). Le forme più frequenti lungo la dorsale sono i circhi e le valli glaciali, dovute alla presenza nel Tardoglaciale di un numero molto grande di piccoli ghiacciai. La valle glaciale maggiore è quella di Tovel, caratterizzata dalla presenza sul fondo di abbondanti accumuli detritici a grandi massi, interpretati come "marocche" da TRENER (1924). La valle è nota soprattutto per la particolare colorazione rossastra che, nel passato, assumevano d'estate le acque del suo lago, per la presenza di un microrganismo, il *Glenodinium pulvisculus*, scomparso dal 1964 a causa dell'inquinamento del lago (BALDI, 1941; FUGANTI & MORTEANI, 1999). Nel Gruppo

di Brenta vi sono numerosi altipiani carsici, in cui prevale la circolazione idrica profonda (si veda il capitolo sull'idrogeologia).

In questo ambiente alpino, ove i dislivelli e le pendenze dei versanti obbligano l'uomo ad utilizzare solo aree ben precise, anche le caratteristiche climatiche assumono importanza determinante nella scelta delle aree abitabili. Il centro di Peio (1579 m) è il più alto del Trentino e gode, come i paesi di Termenago, Castello, Ortisè, Menas e Mezzana in Val di Sole, dei benefici di un'ottima esposizione. A Peio la temperatura media annua è di 6,9°C. Le precipitazioni in Val di Sole hanno valori medi annui intorno ai 1000 mm per il fondovalle (Fucine), con massimi nella stagione primaverile ed autunnale; l'innevamento è di norma continuo da dicembre a marzo. Per ulteriori notizie sul clima della regione si vedano MORTEANI & FUGANTI (1998, con rif. bibl.).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

La regione compresa nel Foglio Malè ha un assetto stratigrafico e strutturale molto articolato, caratterizzato dalla presenza del limite tettonico tra il dominio austroalpino e quello sudalpino (confine alpino-dinarico *Auct.*; SALOMON, 1910; DAL PIAZ G., 1926; DAL PIAZ GB., 1934; EXNER, 1976), definito da due segmenti del lineamento periadriatico (Fig. 1): la linea del Tonale e la linea delle Giudicarie Nord (CASTELLARIN *et alii*, 1987, 1992, 1998; DOGLIONI, 1987; SCHMID *et alii*, 1989; BIGI *et alii*, 1990; MARTIN *et alii*, 1991, 1996, 1998a; PROSSER, 1992, 1998, 2000). Nel settore nord-occidentale del foglio affiora il tratto meridionale (interno) della catena collisionale a vergenza europea, rappresentato da unità tettono-metamorfiche dell'Austroalpino Superiore; in quello sud-orientale affiora il settore settentrionale delle Alpi Meridionali (Figg. 1 e 2). Si tratta, in entrambi i casi, di crosta continentale riferibile al margine passivo della microplacca adriatica ("promontorio africano"; BERTOTTI *et alii*, 1993, con rif. bibl.), colliso con il margine europeo (Finestra dei Tauri) durante l'orogenesi alpina. In particolare, l'Austroalpino Superiore (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a-b) è costituito da unità di crosta inferiore (falda del Tonale) e medio-superiore (falda dell'Ortles); le Alpi Meridionali da un basamento con metamorfismo prepermiano di medio-basso grado (DAL PIAZ & MARTIN, 1998; FREY *et alii*, 1999), da rocce eruttive permiane, dalle classiche successioni meso-cenozoiche delle Dolomiti di Brenta e dal plutone tonalitico della Presanella, di età oligocenica, appartenente al batolite terziario dell'Adamello. La linea delle Giudicarie Sud, interna alle Alpi Meridionali, separa il batolite dell'Adamello (CALLEGARI, 1985; CALLEGARI & BRACK, 2002) dalle coperture meso-cenozoiche del Gruppo di Brenta (TREVISAN, 1939; CASTELLARIN, 1972; CASTELLARIN & SARTORI, 1982; CASTELLARIN & VAL, 1982; BIGI *et alii*, 1990; CASTELLARIN *et alii*, 1993).

Prima della Grande Guerra, il settore nord-occidentale del Trentino-Alto Adige era stato studiato e rilevato dal Servizio Geologico austro-ungarico, con importanti contributi di LEPSIUS, STACHE, HAMMER, VACEK, SALOMON, HERITSCH e del trentino TRENER, genero di Cesare BATTISTI (vedi CASTELLARIN, 1972 e DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984). Dopo la guerra iniziarono i lavori per la realizzazione della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000, diretta da Giorgio DAL PIAZ e terminata nel secondo dopoguerra. Ricordiamo i fogli M. Cevedale (ANDREATTA, 1951, che utilizzò rilievi inediti dei geologi austriaci) e M. Adamello (DAL PIAZ *et alii*, 1953), in cui sono comprese le unità di basamento e copertura presenti nel Foglio Malè. Nel frattempo, la scuola di Padova diretta da Angelo BIANCHI e Giambattista DAL PIAZ terminava il rilievo ex novo dell'intero Gruppo Adamello-Presanella e iniziava l'allestimento di una carta geologica alla scala 1:50.000, poi aggiornata in base a studi di dettaglio eseguiti negli anni '80 da diplomandi e laureandi del Politecnico di Zurigo, diretti da V. TROMMSDORFF. Dopo varie peripezie, ricordate da CALLEGARI & BRACK (2002), la carta geologica fu stampata (AA.VV., 1998) e poi inserita nella monografia di CALLEGARI & BRACK (2002). Essa comprende l'intero batolite terziario, una limitata fascia delle unità austroalpine e sudalpine incassanti ed oltre metà dell'area dei Fogli Malè e Tione di Trento.

1. - AUSTROALPINO SUPERIORE

Il sistema austroalpino delle Alpi Orientali occupa la parte interna e sommitale della catena collisionale a vergenza europea (BIGI *et alii*, 1990) ed è formato da unità di copertura e/o basamento ubicate, in origine, nella parte del margine continentale adriatico (africano) più vicina all'oceano mesozoico. La sua alloctonia fu postulata da TERMIER (1903, 1905) e confermata da STAUB (1924), CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1930), DAL PIAZ (1934, 1936).

In Trentino, l'Austroalpino superiore è rappresentato dal tratto orientale della falda del Tonale e dalla sottostante falda dell'Ortles, in contatto lungo la linea di Peio, una zona di taglio duttile di età cretacea (eoalpina) in parte ripresa da deformazioni terziarie (Fig. 2). Di particolare rilievo è la presenza di un complesso di marmi, quarziti, metabasiti ad affinità tholeiitica ed ultramafiti di mantello riconducibili a frammenti di antica litosfera oceanica accreta alla crosta continentale durante eventi orogenici prealpini (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a-b) e forse correlabile alle ofioliti di retro-arco segnalate in altri settori delle Alpi Orientali (FRISCH & RAAB, 1987; NEUBAUER, 1988). L'impronta metamorfica è policiclica, eoalpina (cretacea) e paleozoica. Nel secondo caso, le età radiometriche (THÖNI, 1981, 1999) coprono un intervallo temporale molto ampio e sono riferibili ad una evoluzione tettono-metamorfica probabilmente continua

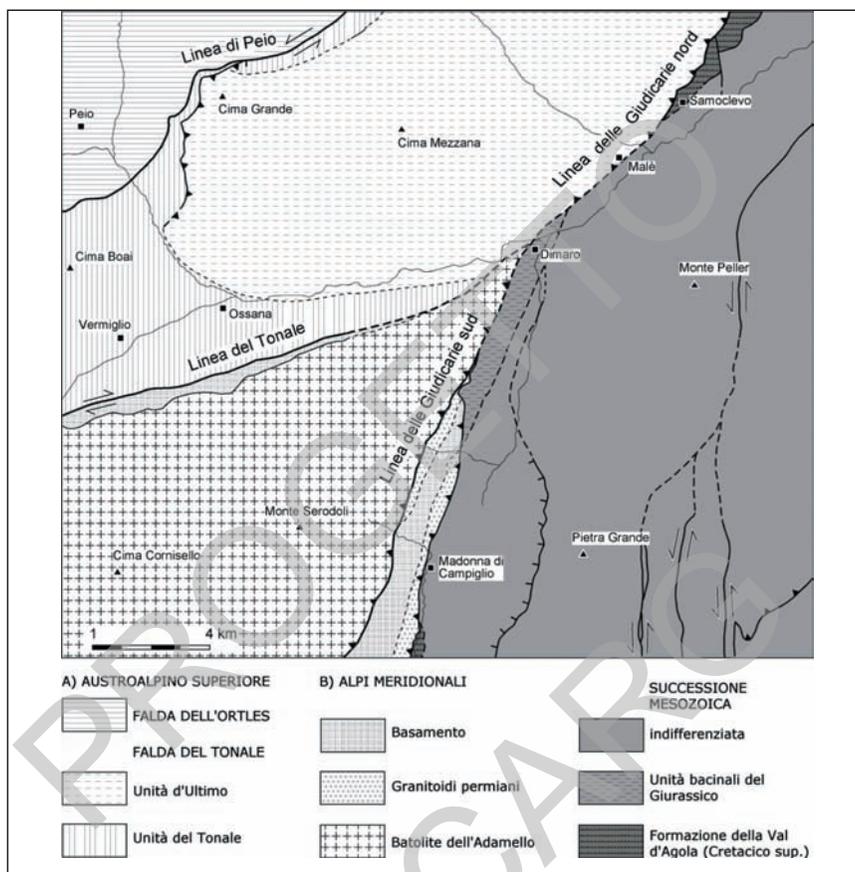


Fig. 2 – Schema tettonico del Foglio Malè. A) Austroalpino: falda del Tonale, comprendente le unità d'Ultimo e del Tonale, e falda dell'Ortles. B) Alpi Meridionali: Basamento sudalpino: scisti della Val di Sole e scisti di Rendena, situati a nord e ad est del plutone oligocenico della Presanella (Batolite dell'Adamello); Granitoidi permiani: la carta indica le aree, prevalentemente coperte da depositi quaternari, dove affiorano i piccoli corpi intrusivi di Madonna di Campiglio e dintorni; la lamella della tonalite oligocenica di Rumo-Samoclevo, troppo piccola, non è rappresentata; successioni mesozoiche: sono distinte l'unità bacinale giurassica e la fm. della Val d'Agola (flysch Insubrico Auct., Cretacico). Vedi Fig. 26 per maggiori dettagli sulla tettonica nelle successioni mesozoiche del Gruppo di Brenta.

dall'Ordoviciano al Carbonifero, senza evidenza dei due distinti cicli orogenetici (caledoniano e varisco) documentati nell'Europa settentrionale. E' quindi opportuno usare i termini "prealpino" e "paleozoico" per indicare questi processi e la loro età.

1.1. - FALDA DEL TONALE

La falda del Tonale (*Tonale Zone Auct.*) è stata interpretata come zona radicale di alcune grandi falde austroalpine esposte a settentrione (Oetztal, Silvretta). Si estende dal Trentino al Lago di Como, in contatto tettonico con le Alpi Meridionali lungo le linee del Tonale e delle Giudicarie Nord (BIGI *et alii*, 1990). Il suo tratto orientale è stato studiato in dettaglio sin dagli inizi del secolo scorso nell'ambito di progetti cartografici ufficiali, austriaci ed italiani (HAMMER, 1905, 1908; HAMMER & TRENER, 1908; DAL PIAZ, 1934, 1942; ANDREATTA, 1935, 1948a-b, 1951, 1954; SCHMIDEGG, 1936). La falda del Tonale è un frammento di crosta continentale profonda, esumata in distensione (DAL PIAZ & MARTIN, 1998) e poi retroscorsa sul flysch insubrico ad est di Dimaro (SANTINI & MARTIN, 1988). E' suddivisa in due unità tettoniche (Ultimo/Ulten e Tonale), dominate da un'impronta metamorfica prealpina di medio-alto grado, con locali relitti di alta pressione (Ultimo) o di alta temperatura (Tonale) (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a-b; DEL MORO *et alii*, 1999). Le due unità sono separate dal sovrascorrimento di Cima Grande (Fig. 2).

1.1.1. - *Unità d'Ultimo*

Comprende due unità di secondo ordine: i) la prima (Ultimo-NE), delimitata dalle linee di Rumo e della Val Clapa, non affiora nel foglio; ii) la seconda (Ultimo-SO), compresa nel foglio, si estende dal versante sinistro della Val di Peio (Cima Grande) alla Val di Non (Monte Pin), tra le linee di Rumo, Tonale e Giudicarie Nord.

La subunità NE è caratterizzata dalla presenza di gneiss eclogitici con riequilibrio prealpina di alta temperatura (MARTIN *et alii*, 1998a-b; *Granatgranulit* e *Granatgneiss* di HAMMER, 1902; *gneiss kinzigitici e kinzigiti* di ANDREATTA, 1935), migmatiti a cianite (GODARD *et alii*, 1996; DEL MORO *et alii*, 1999) e scaglie di peridotiti a granato-spinello (OBATA & MORTEN, 1987; GODARD & MARTIN, 2000).

La subunità SO è costituita da paragneiss a cianite-granato-staurolite (in origine eclogitici), con intercalazioni di gneiss feldspatici, quarziti impure, metagabbri noritici, anfiboliti a rari relitti eclogitici, peridotiti serpentinizzate e grandi corpi di graniti-leucograniti gneissici. I principali affioramenti di ortogneiss sono riportati nel Foglio M. Cevedale (ANDREATTA, 1951). I metagabbri di Cima Mezzana-Lago dei Saleci, rilevati e studiati in dettaglio da CAMPANA (1994, 1995), formano corpi lenticolari con nucleo di metagabbri massicci a cummingtonite, relitti magmatici e struttura cumulitica talora preservata e periferia di miloniti gabbriche, in facies anfibolitica, a cianite, granato e rutilo, con struttura *flaser* o

a bande (CAMPANA, 1994, 1995; MARTIN *et alii*, 1998b, 2001). Altre anfiboliti, presenti entro gli gneiss delle cime Tremenesca, Mezzana e Valletta, alla testata del Vallone di Valorz e lungo la cresta Camocina, sono composte da orneblenda verde, plagioclasio intermedio, epidoto, biotite, quarzo \pm granato, rutilo, titanite, clinopirosseno e raro microclino e hanno affinità tholeiitica (CAMPANA, 1995). Infine, alcune anfiboliti con struttura a bande, associate a gneiss quarzosi, potrebbero derivare da materiale vulcanico e/o vulcanoclastico. Le metabasiti sono spesso associate a scaglie di harzburgiti e duniti serpentinite (le “olivinita” di ANDREATTA, 1935, 1951), talora a carbonato (CAMPANA, 1995; RONCHI, 1987b).

Datazioni $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ sull’orneblenda delle anfiboliti (metagabbri milonitici) e Rb-Sr biotite-roccia totale degli gneiss incassanti hanno fornito età di raffreddamento rispettivamente di 357 ± 3.3 Ma e 242 ± 2 Ma; nei vicini gneiss a cianite del Lago Cellentino, presso il contatto tettonico con i sottostanti gneiss del Tonale, sono state ottenute età Rb-Sr (mica bianca) varisiche ed eoalpine (355 ± 8 Ma e 94 ± 1 Ma; DEL MORO, dati inediti): il primo valore è confrontabile con l’età $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ devoniana superiore - carbonifera ottenuta nei metagabbri; il secondo segnala la riapertura del sistema isotopico della mica ad opera dell’impronta eoalpina lungo il contatto tettonico tra le due unità (sovrascorrimento di Cima Grande). La biotite di un filoncello granitico trasposto negli gneiss a cianite di Cellentino ha fornito invece un’età di raffreddamento di 161 ± 0.8 Ma, del tutto simile a quella Rb-Sr ottenuta sulla biotite degli gneiss e delle migmatiti dell’Unità d’Ultimo NE (DEL MORO *et alii*, 1999).

1.1.2. - Unità del Tonale

Abbiamo ritenuto opportuno mantenere questo termine perchè classico nella letteratura alpina, nonostante l’omonimia con la falda, tettonicamente composta, in cui l’unità (subfalda) è compresa. Essa è costituita da un complesso di paragneiss (*Tonaleschiefer* di SALOMON, 1901) a due miche, granato e sillimanite, con *fabric* in facies anfibolitica di età prealpina, passanti a tipi migmatitici (MARTIN *et alii*, 1998b). Il complesso contiene caratteristiche intercalazioni di gneiss anfibolici, anfiboliti a plagioclasio \pm granato, anfiboliti ultramafiche, serpentiniti, marmi, rocce metasomatiche a carbonato-pirosseno, quarziti, ortogneiss granitici e pegmatiti (HAMMER, 1905; ANDREATTA, 1951, 1954; MENDUN, 1976; RONCHI, 1987b; MARTIN *et alii*, 1991, 1993, 2001; MARCATO, 1995). Non vi è traccia di tipi eclogitici. Le rocce ultramafiche sono rappresentate da serpentiniti, talora a talco \pm clorite, tremolite, magnetite e rari relitti di ortopirosseno e olivina (RONCHI, 1987b). Vi si associano oficalci e tremolititi. Al contatto con gli gneiss di alto grado, le serpentiniti mostrano una zona di reazione metasomatica formata da serpentiniti a flogopite, tremolititi e/o cloritoscisti a magnetite. Le serpentiniti

della Val di Sole contengono alcuni filoni rodingitici (MARCATO, 1995) ad anfibolo pargasitico, granato ricco in grossularia, epidoto, clinopirosseno, ilmenite ed hercinita. Alcuni marmi sono mineralizzati a pirite e magnetite; i giacimenti principali si trovano a Celledizzo, Santa Lucia e lungo il torrente Drignana (ANDREATTA, 1948a; 1954). In molti casi i marmi sono associati a quarziti ad anfibolo, clorite e granato più o meno ricco in manganese.

Il complesso è intruso da pegmatiti e granitoidi di età ignota, in parte antecedenti al picco metamorfico varisico, in parte successivi e forse riferibili al Permiano inferiore per analogia con le plutoniti della Valtellina datate da DEL MORO & NOTARPIETRO (1987). I granitoidi sono abbondanti in prossimità della linea del Tonale, generalmente trasformati in miloniti nastriformi di età alpina, a clorite, sericite, albite e quarzo, note localmente come Gneiss di Stavel (TRENER, 1906; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; MARCATO, 1995).

Nel settore meridionale si osservano numerose bande di deformazione con marcata retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, talora a cloritoide (a nord di Vermiglio), larghe da pochi metri a qualche decina di metri (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1991, 1998b) e con frequenti segni di riattivazione fragile (cataclasi, pseudotachiliti). Queste zone di taglio sono alpine e, a partire dall'Oligocene Superiore, hanno accomodato parte del movimento transpressivo destro della linea del Tonale (LAUBSCHER, 1988, 1991; MARTIN *et alii*, 1991). Vi sono tuttavia indizi di un'attività più antica, suggerita da un'età di 53 ± 0.6 Ma (Rb-Sr biotite-roccia totale; BENINCASA, 1996a), ottenuta in uno gneiss ricco in pseudotachiliti della zona di taglio di Vermiglio.

1.2. - FALDA DELL'ORTLES

La sottostante falda dell'Ortles, nota anche come falda di Campo (STAUB, 1924) o Ortler-Campo, comprende numerose unità di crosta superiore, formate da basamento polimetamorfico e coperture permo-mesozoiche monometamorfiche (HAMMER, 1905, 1938; DAL PIAZ, 1936, 1942; ARGENTON *et alii*, 1980; DANESE, 1997; HOINKES & THÖNI, 1993; GAZZOLA *et alii*, 2000; MARTIN *et alii*, 2001). Definita nel Gruppo Ortles-Cevedale, la falda si estende dal Trentino-Alto Adige alla Svizzera ed è delimitata dalle linee dell'Engadina, Slingia e Peio (BIGI *et alii*, 1990). Il basamento è caratterizzato da un *fabric* regionale prealpino di grado medio (paragneiss e micascisti) o basso (filladi, filloniti) e da una blanda sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, riscontrabile anche nelle coperture permo-mesozoiche.

Nel Foglio Malè è presente la sola Unità di Peio, corrispondente al complesso di parascisti ed ortogneiss descritto da HAMMER (1905, 1938). Mancano le filladi ed i calcari norico-retici che sono diffusi nelle unità occidentali. Dal punto di

vista litologico l'unità si distingue dalla falda del Tonale soprattutto per l'assenza di marmi antichi e l'abbondanza di ortogneiss. E' costituita da micascisti e paragneiss a due miche, granato, staurolite \pm sillimanite fibrolitica che marcano la scistosità regionale (S_2). Gli ortogneiss hanno composizione granitico-granodioritica, aplitica e pegmatitica e sono diffusi in bassa Valle della Mare, tra Passo Cercena e Cima Vallon, e alla Busa del Diavolo (DANESE, 1997). I protoliti sono verosimilmente correlabili al complesso intrusivo della Verdignana, di età ordoviciana (datazione di DEL MORO in FERRETTI - TORRICELLI, 1984).

I fasci di deformazione fragile presenti in Valle della Mare, diretti circa ENE, hanno favorito l'intrusione di piccole apofisi tonalitiche (Pala della Donzella, Tof di Malè) e di filoni andesitici (Malga Comasine) di età oligocenica (DAL PIAZ *et alii*, 1988).

2. - ALPI MERIDIONALI

Le Alpi Meridionali sono una catena antitetica a vergenza padana, di età oligocenica e neogenica (neoalpina), successiva alla sutura dell'oceano mesozoico ed allo sviluppo del prisma collisionale austroalpino-pennidico. La catena sudalpina si è formata nel settore distale del margine continentale passivo della microplacca adriatica, derivato a sua volta dal *rift* norico-liassico in seguito all'apertura dell'oceano mesozoico (WINTERER & BOSELLINI, 1981; DOGLIONI, 1987; BERTOTTI *et alii*, 1993). Le Alpi Meridionali consentono di esaminare una sezione completa della placca adriatica, dalla crosta inferiore della Zona Ivrea-Verbanò alle coperture permo-cenozoiche dominanti nelle Tre Venezie. L'assetto strutturale e l'assenza di un metamorfismo regionale alpino (limitato a locali e discrete zone di taglio duttile) facilitano lo studio dell'orogenesi paleozoica e delle successioni permo-cenozoiche di copertura, caratterizzate dal *rifting* norico-giurassico e da pulsazioni magmatiche avvenute nel Permiano Inferiore, nel Triassico medio e nel Cenozoico. L'orogenesi neoalpina ha generato una catena a pieghe e sovrascorrimenti in progressiva propagazione verso l'avampese padano-adriatico (CASTELLARIN *et alii*, 1992; SELLI, 1998; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000). La deformazione ha coinvolto le successioni sedimentarie di copertura e scaglie di basamento, invertendo in molti casi le faglie del *rift* continentale.

Nel Trentino occidentale, le Alpi Meridionali sono costituite da blocchi distinti, divisi dalle linee delle Giudicarie Sud e del Dos del Sabion (in seguito linea del Sabion), entrambe dirette NNE: 1) il blocco orientale (ribassato), in cui sono esposte le successioni mesozoiche delle Dolomiti di Brenta e la fm. di Val d'Agola (flysch Insubrico *Auct.*); 2) la stretta fascia centrale, costituita da basamento metamorfico (scisti di Rendena) e da piccole intrusioni permiane; 3) il blocco occidentale (sollevato), in cui affiorano il batolite terziario dell'Adamello ed una parte delle rocce incassanti, diffuse a sud del foglio.

2.1. - BASAMENTO CRISTALLINO

E' caratterizzato da un metamorfismo regionale prepermiano (varisco) che, a grandi linee, decresce dal settore piemontese-lombardo (facies granulitica-anfibolitica) a quello veneto-friulano (scisti verdi-anchizona), con limite in corrispondenza del massiccio dell'Adamello (BIGI *et alii*, 1990; FREY *et alii*, 1999). Nel Foglio Malè, il basamento metamorfico è rappresentato dagli scisti di Rendena e dagli scisti della Val di Sole, affioranti nelle valli omonime (Fig. 2).

Gli scisti di Rendena si estendono dalla linea del Dos del Sabion al margine orientale del plutone oligocenico della Presanella, deformato dalla linea delle Giudicarie Sud (MARTIN *et alii*, 1991; PROSSER, 1990; MARTIN *et alii*, 1996). Si tratta di isolati affioramenti di micascisti a staurolite e granato, con rare intercalazioni di tipi basici ad attinoto e clorite, e di rocce quarzoso-feldspatiche milonitizzate e cataclase (porfiroidi?). Gli scisti sono intrusi da apofisi e filoni di graniti alluminosi, leucograniti, apliti e pegmatiti, riportati con il nome di graniti di Madonna di Campiglio, della Val Meledrio o del Monte Spolverino (Foglio Adamello al 1:100.000, DAL PIAZ *et alii*, 1953; CASTELLARIN *et alii*, 1993); hanno età permiana (279 ± 3 Ma, MARTIN *et alii*, 1996) e sono correlabili ai corpi intrusivi maggiori del Dos del Sabion (OGNIBEN, 1952; MONTANA, 1995) e Caderzone



Fig. 3 – Conglomerati a ciottoli appiattiti di quarzo nelle quarziti affioranti lungo la linea del Tonale ed attribuiti al Permo-Triassico sudalpino.

(Foglio Tione di Trento). Gli scisti di Rendena mostrano una sovrainpronta metamorfica di contatto prodotta dalle intrusioni permiane.

Gli scisti della Val di Sole formano una ristretta fascia di filladi \pm grafitiche e quarziti milonitiche in facies da anfibolitica a scisti verdi che affiorano in modo discontinuo tra la linea del Tonale ed il margine settentrionale del plutone della Presanella. Negli affioramenti migliori si riconosce la zonatura del metamorfismo termico impresso dal plutone tonalitico, con associazioni a sillimanite-granato, in prossimità del contatto, granato-andalusite, biotite-granato, biotite ed infine clorite nelle zone più lontane (WERLING, 1992; LANARO, 1995; MARCATO, 1995; STIPP *et alii*, 2002). Lungo la linea del Tonale si rinvencono alcune piccole scaglie di conglomerati e quarziti (Fig. 3), attribuibili al Permo-Scitico sudalpino per confronto con altri lembi rinvenuti in alta Val di Sole (MALARODA, 1952) e con le successioni sedimentarie affioranti sul lato lombardo del Massiccio dell'Adamello (CALLEGARI & BRACK, 2002).

2.2. – SUCCESSIONI MESOZOICHE E LORO EVOLUZIONE PREALPINA

Le successioni sedimentarie del Foglio Malè affiorano nella parte settentrionale del Gruppo di Brenta e si estendono dal Ladinico all'Eocene medio. Nel Foglio Tione di Trento e in altri settori del Gruppo dell'Adamello esse iniziano con le sequenze del Permiano Inferiore, discordanti sul basamento metamorfico. La loro presenza attesta l'età prepermiana dell'impronta metamorfica regionale del basamento sudalpino.

Tra la seconda metà dell'Ottocento ed i primi del Novecento, le coperture sudalpine sono state descritte da eminenti studiosi (BITTNER, LEPSIUS, MOJSISOVICS, SALOMON, TRENER; vedi CASTELLARIN, 1972, DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984, e CALLEGARI & BRACK, 2002, per dettagli storici e rif. bibl.).

In tempi più recenti, è stata ricostruita la complessa storia mesozoica del dominio austro-sudalpino, contrassegnato dal *rifting* continentale norico-giurassico, dalla formazione del margine passivo adriatico e dalla sua evoluzione durante la fase di *drifting*. Queste tappe cruciali dello sviluppo delle coperture sudalpine sono ben registrate nelle successioni sedimentarie dei Fogli Malè, Tione di Trento e Riva del Garda, situati nella zona di transizione tra il dominio in “facies veneta” (piattaforma) e quello in “facies lombarda” (bacino). L'accostamento laterale di successioni in facies contrastante fu attribuito dapprima ad una vistosa tettonica trascorrente (SCHWINNER, 1918; TREVISAN, 1939), poi agli effetti del *rifting* continentale, riconosciuto in Ticino (BERNOULLI, 1964) ed esteso quindi a tutte le Alpi Meridionali (CASTELLARIN, 1972; WINTERER & BOSELLINI, 1981; BERTOTTI *et alii*, 1993, con rif. bibl.). In particolare, studi sedimentologici e paleotettonici di dettaglio hanno consentito di ricostruire il rapido passaggio da una zona di alto

strutturale ad una zona bacinale, sotto lo stretto controllo di faglie estensionali sinsedimentarie di età mesozoica (CASTELLARIN, 1972, 1982; GAETANI, 1985). Alcune di queste faglie sono ancora ben visibili nel Gruppo di Brenta (Fig. 4), nonostante la loro inversione prodotta dalla tettonica compressiva nealpina.

La storia evolutiva del *rifting* norico-liassico si è articolata in due fasi principali: i) durante il Norico, mentre si attenuava l'anomalia termica associata al magmatismo medio-triassico, si sviluppano faglie distensive in un regime generale di subsidenza termica (BERTOTTI *et alii*, 1993, con rif. bibl.), con formazione di locali bacini all'interno della piattaforma (calcare di Zorzino); ii) tra il Retico ed il Toarciano, la subsidenza differenziale è guidata da impulsi tettonici e la deformazione si concentra lungo le faglie principali, con prevalente direzione trasversale (circa nord-sud) alla futura catena alpina.

La parte occidentale della Piattaforma Veneta è suddivisa in tre domini sedimentari maggiori, separati da faglie normali e caratterizzati da successioni

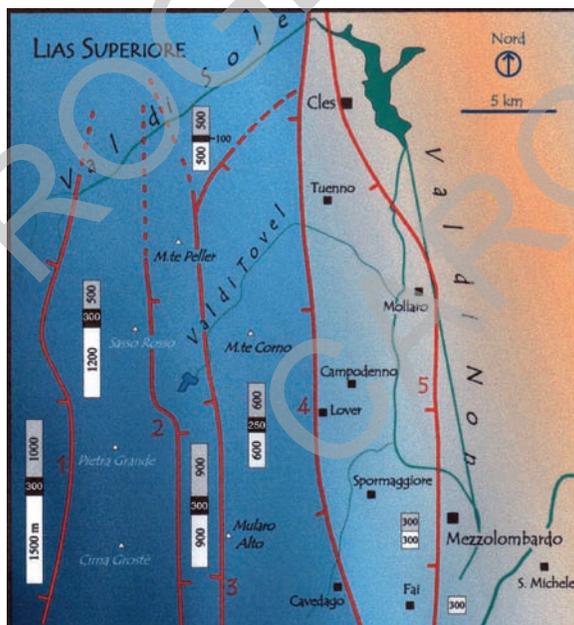


Fig. 4 – Ricostruzione paleostrutturale del settore settentrionale delle Dolomiti di Brenta ed aree limitrofe durante il rifting norico-liassico: le tonalità più scure (ovest) indicano le zone più subsidenti del margine della Piattaforma Veneta, quelle più chiare (est) le zone di alto strutturale nel Norico-Giurassico inferiore. Le colonnine sintetiche rappresentano gli spessori in metri delle principali unità stratigrafiche all'interno dei settori a subsidenza differenziale: Dolomia Principale (bianco), Calcare di Zu (nero), Gruppo dei Calcari Grigi (grigio). Faglie sinsedimentarie: 1) linea Vedretta dei Camosci, 2) linea Palete-S.Maria di Flavona, 3) linea Val Strangola, 4) linea Trento-Cles, 5) linea Mezzolombardo - Taio.

sempre più condensate e lacunose verso oriente: i) il settore ad est della linea Mezzolombardo-Taio, in cui mancano i Calcari Grigi ed il Calcare di Zu ed è presente una successione ridotta (300 m circa) di Dolomia Principale, comprensiva dell'intervallo retico (PROSSER & SELLI, 1991); ii) il settore della Valle di Non, compreso tra la linea Mezzolombardo-Taio e la linea Trento-Cles, caratterizzato da depositi *sinrift* molto ridotti (Pozzo Coredo 1, presso Mollaro); iii) il Gruppo di Brenta, settore marginale e più subsidente della Piattaforma Veneta, compreso tra la linea Trento-Cles e la linea Ballino-Garda (CASTELLARIN, 1972): è caratterizzato da ambienti di piattaforma carbonatica con potenti successioni del Calcare di Zu e del Gruppo dei Calcari Grigi. Ad occidente si apriva il Bacino Lombardo, un dominio *sinrift* a sedimentazione pelagica (fm. del Tofino).

Nell'area del Foglio Malè (Gruppo di Brenta settentrionale) la successione norico-liassica *sinrift* costituiva la parte occidentale e marginale della Piattaforma Veneta, affacciata sul Bacino Lombardo. Nel Giurassico inferiore, il limite tra piattaforma e bacino corrispondeva in prevalenza alla linea Ballino-Garda, ma col procedere del *rifting* il limite cambia posizione: le facies pelagiche si estendono verso oriente, documentate dai membri della fm. del Tofino in progressivo *onlap* sulle successioni di piattaforma. La massima espansione delle facies pelagiche avviene nel Toarciano, con la deposizione della fm. di Tofino-membro di Bocchetta Slavazi, sopra l'oolite di Massone, estesa sino all'odierna zona del Passo della Nana. Nel Sinemuriano il limite era arretrato (Val Meledrio), marcato dalla linea della Pala dei Mughì, principalmente cretacea, ma probabilmente già attiva nel Giurassico inferiore: lo si desume dal fatto che, al M. Spolverino, essa separa la successione completa di piattaforma del Mondifrà dal membro di Malga Tenera della fm. del Tofino, seguito dal membro di Bocchetta Slavazi caratterizzato da intercalazioni di *debris-flows* alimentati dalla piattaforma prospiciente.

Nel Gruppo di Brenta settentrionale la subsidenza aumentava verso OSO, seguendo un basculamento tipico delle zone marginali dei bacini *sinrift*. In tale contesto si sviluppano importanti bacini intrapiattaforma (Bacino di Tovel), delimitati da faglie distensive sinsedimentarie (linea delle Palette e della Val Strangola) ed associati ad alti strutturali (Dosso Strinzi, Malga Grumo). La transizione tra i diversi settori è graduale, in particolare tra quelli del Brenta e della Valle di Non, con notevole incremento verso ENE degli orizzonti inter-sopratidali e dei paleosuoli.

Nel dominio di piattaforma le faglie non hanno risalto morfologico, ma la loro attività è desumibile dalle differenze di spessore delle successioni prodotte dalla subsidenza differenziale.

Con il Dogger superiore inizia l'apertura dell'oceano mesozoico della Tetide ed il dominio delle Alpi Meridionali diventa una parte significativa del margine passivo della microplacca adriatica, in migrazione laterale passiva (*drifting*) ed in progressiva subsidenza entro la zona afotica (WINTERER & BOSELLINI, 1981;

BERTOTTI *et alii*, 1993, con rif. bibl). La parte settentrionale del margine è rappresentata dal dominio austroalpino.

Nel Gruppo di Brenta, dopo il Bajociano inferiore (170 Ma), la piattaforma anega definitivamente ed è ricoperta dalle facies condensate di mare aperto del Rosso Ammonitico e poi dalla Maiolica. La lunga fase di *drifting* (50 Ma) è registrata dalle successioni condensate di *plateau*. Tra l'Aptiano ed il Turoniano, l'evoluzione della zona giudicariense è caratterizzata dalla riorganizzazione dei bacini sedimentari norico-giurassici, guidata da incipienti deformazioni a carattere transpressivo (BOSELLINI *et alii*, 1978; PICOTTI *et alii*, 1998): le faglie NNO e N-S sono riattivate con movimenti trascorrenti ed inversi, generando tra le strutture maggiori un fascio di blande pieghe con asse circa nord-sud. In tale contesto, i bacini del Gruppo di Brenta vengono sollevati (facies ossigenate e condensate), mentre gli alti strutturali diventano le zone più depresse (Valle di Non). La parziale inversione della linea Trento-Cles è visibile nel Brenta settentrionale (Bacino di Tovel) e, in modo meno palese, anche in Val di Non. La geometria dell'inversione del Bacino di Tovel è osservabile tra il M. Peller e il Sasso Rosso (Figg. 5 e 6).

La faglia delle Palete (est-vergente) non emergeva in superficie e la riattivazione destra si propagava come dolce anticlinale. Alla scala del bacino, il sollevamento del Brenta Settentrionale e l'affossamento della Valle di Non producono importanti effetti sulla sedimentazione, con differenze batimetriche non trascurabili: nel bacino delle Giudicarie ed in quello neofornato della Valle di Non si accumulano potenti successioni terrigeno-carbonatiche (fm. di Val d'Agola e scaglia variegata alpina), mentre nelle zone più ossigenate e decentrate si deposita la scaglia variegata alpina, carbonatica e nodulare, equivalente alla Maiolica in facies condensata; nei *plateau* emipelagici, ossigenati e percorsi da correnti, si depositano calcari e marne rosse (Scaglia Rossa, parte inferiore). L'eteropia tra scaglia variegata alpina, Maiolica e Scaglia Rossa (BOSELLINI *et alii*, 1978) è molto evidente lungo la linea Trento-Cles: la Maiolica affiora ad ovest della linea (Gruppo di Brenta), ricoperta in discordanza dalla Scaglia Rossa, ed è assente o molto condensata ad est della linea, dove si osserva una potente successione di scaglia variegata alpina, con torbiditi silicoclastiche di probabile età cenomaniana.

E' questo il periodo in cui, a nord, si verifica l'orogenesi coalpina nel dominio austroalpino orientale, con subduzione oceanica, collisione continentale e sviluppo di una pila di falde a vergenza occidentale, sigillate dai depositi di Gosau di età cretacico superiore-eocenica (THÖNI & JAGOUTZ, 1993).

Nel Cretacico Superiore si registra una generale ripresa della subsidenza tettonica, controllata dalla riattivazione di faglie liassiche e documentata da nuove strutture distensive e da filoni sedimentari (CASTELLARIN, 1972; CASTELLARIN *et alii*, 1987, 1993; SANTINI & MARTIN, 1988; PROSSER, 1998). L'espressione più spettacolare della tettonica sinsedimentaria è la contrapposizione tra facies terrigene e facies carbonatiche lungo il margine occidentale del Gruppo di Brenta

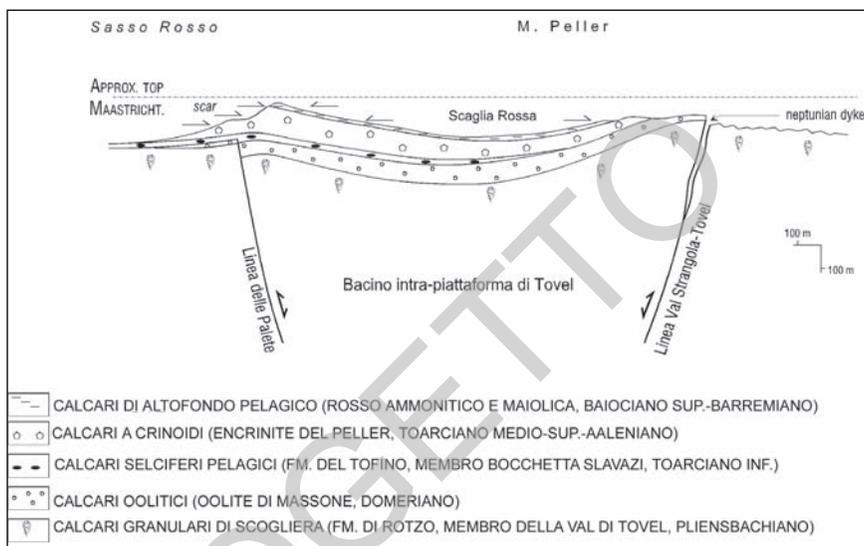


Fig. 5 – La struttura d'inversione del Bacino di Tovel ad ovest del Sasso Rosso (da PICOTTI et alii, 1998).

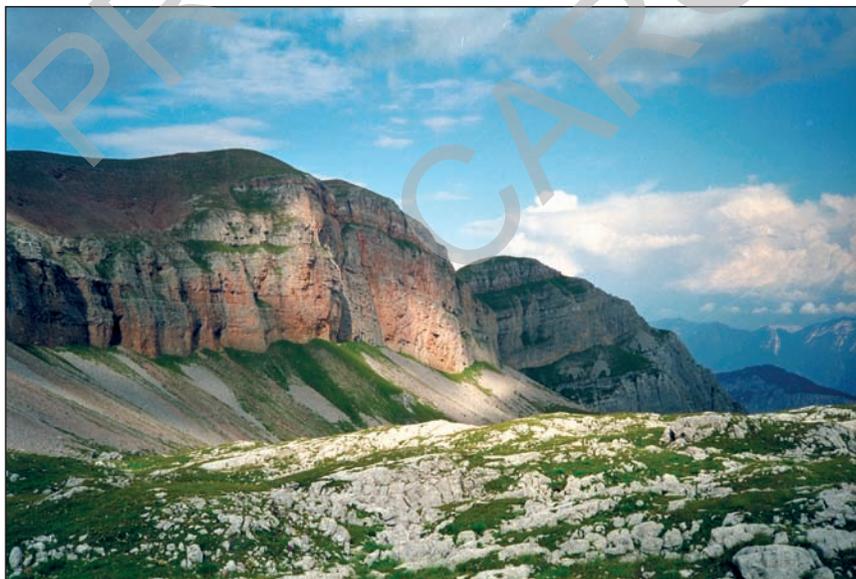


Fig. 6 - Particolare dell'inversione del Bacino di Tovel: sulla sinistra, la scarpata erosiva del Sasso Rosso e l'onlap della Scaglia Rossa maastrichtiana (vedi Tav.1).

(zona del Doss del Sabion) e, più a nord, a letto della linea delle Giudicarie (Val di Sole e Val di Rumo). In queste condizioni si sviluppa il graduale *onlap* della Scaglia Rossa sui paleorilievi del Brenta settentrionale. Ad ovest della linea della Vedretta dei Camosci si apre un profondo bacino in cui si accumula la fm. di Val d'Agola (flysch Insubrico *Auct.*). Nella zona di Samoclevo (Fig. 2) le successioni in facies di flysch hanno spessore complessivo intorno al chilometro e contengono grandi corpi di conglomerati di varia età (dal Turoniano al Maastrichtiano), con ciottoli di basamento cristallino (filladi, ortogneiss, porfiroidi, rocce intrusive e vulcaniche basiche ed acide) e di rocce sedimentarie (selce, dolomie triassiche, calcari del Giurassico e del Cretacico inf.). Assieme alle areniti ed alle siltiti silicoclastiche, i ciottoli metamorfici derivano dallo smantellamento subaereo della catena austroalpina di età cretacea. A est di Samoclevo (Foglio Mezzolombardo) vi sono successioni ridotte (80-100 m) di Scaglia Rossa, sovrapposte in genere alle dolomie triassiche della piattaforma (CASTELLARIN *et alii*, 1977).

3. – LINEAMENTO PERIADRIATICO

Il lineamento periadriatico (Insubrico) è un sistema di faglie che si estende, per circa 700 km, dal settore interno delle Alpi occidentali al Bacino Pannonico e separa la catena collisionale a vergenza europea dalle Alpi Meridionali (BIGI *et alii*, 1990). L'attività principale del lineamento periadriatico è compresa tra l'Oligocene Superiore ed il Miocene Inferiore (fase insubrica) ed è dominata da una cinematica di tipo trascorrente destro (SCHMID *et alii*, 1989).

Il Foglio Malè è ubicato nel settore centrale del lineamento, alla giunzione tra la linea del Tonale, ad andamento longitudinale (circa est-ovest) e la linea trasversale delle Giudicarie, formata da un tratto settentrionale (Giudicarie Nord) e da un tratto meridionale (Giudicarie Sud), diretti entrambi NNE (Figg. 1 e 2). Ad oriente delle Giudicarie, il lineamento riprende il suo andamento est-ovest ed è rappresentato dalla linea della Pusteria (Fig. 1). Anche la linea di Peio, attiva dal Cretacico Superiore come zona di taglio milonitica tra la falda del Tonale e quella dell'Ortles, è riferita da alcuni Autori al lineamento periadriatico. Questo grandioso sistema di faglie è il risultato di una lunga evoluzione strutturale che ha contribuito a formare, in fasi successive, l'assetto tettonico di questo settore delle Alpi (CASTELLARIN *et alii*, 1987, 1992, 1993; ZARSKE, 1988; MARTIN *et alii* 1991; WERLING, 1992; MÜLLER, 1998; PROSSER, 1998, 2000; VIOLA, 2000; MÜLLER *et alii*, 2001; VIOLA *et alii*, 2001, 2003).

3.1. – LINEA DEL TONALE

La linea del Tonale è la principale faglia longitudinale del lineamento periadriatico. Si estende dal Lago Maggiore alle Giudicarie, al limite tra la falda del Tonale e le Alpi Meridionali (Figg. 1 e 2). Il segmento occidentale della linea mostra movimenti transpressivi destri, mentre quello orientale, compreso nel Foglio Malè, presenta una cinematica destra quasi pura (SCHMID *et alii*, 1989). Secondo FUMASOLI (1974) e WIEDENBECK (1986), l'entità della trascorrenza destra è di circa 50-80 km, desunta dalla posizione attuale del plutone di Bregaglia e dalla presenza, nel Gruppo della Gonfolite lombarda, di clasti tonalitici provenienti da tale corpo intrusivo. Un rigetto destro assai maggiore (circa 150 km) è proposto da LAUBSCHER (1988) nel quadro di ricostruzioni cinematiche alla scala della catena.

In Valtellina, HEITZMANN (1987) ha distinto una “linea del Tonale” duttile, marcata da una potente fascia milonitica, ed una “faglia del Tonale”, di natura cataclastica, che costituisce il contatto fragile tra l'Austroalpino e le Alpi Meridionali. La situazione si ripete in Val di Sole, ove sono presenti strutture duttili e fragili. La fascia duttile, potente oltre 1 km, è caratterizzata da bande milonitiche in facies scisti verdi, derivate da litotipi del basamento sudalpino ed austroalpino (gneiss di Stavel, ecc.; TRENER, 1906); esse sono tagliate da un filone andesitico di probabile età oligocenica (MALARODA, 1950). La fascia fragile, di spessore ettometrico, è costituita da cataclasti e contiene alcune scaglie di sedimenti permo-mesozoici ad affinità sudalpina, fortemente tettonizzati (MALARODA, 1950, 1952; AA.VV., 1998). Gli indicatori cinematici segnalano un senso di taglio destro (MARTIN *et alii*, 1991).

La deformazione milonitica si è sviluppata durante l'intrusione del plutone della Presanella (30-29 Ma; DEL MORO *et alii*, 1985) e quindi ha età oligocenica: lo documentano nel basamento sudalpino i rapporti tra cristallizzazione dinamica e metamorfismo di contatto magmatico (WERLING, 1992; STIPP *et alii*, 2002). L'interpretazione è sostenuta anche dall'età oligocenica di una pseudotachilite presente nel basamento austroalpino e da età radiometriche più recenti che testimoniano il persistere della deformazione, a temperatura più bassa, nel corso del Miocene Inferiore (MÜLLER, 1998).

3.2. - LINEA DELLE GIUDICARIE

La linea è uno dei principali elementi strutturali del Fascio delle Giudicarie, costituito da faglie e sovrascorrimenti che coinvolgono il basamento e le successioni sedimentarie sudalpine tra il margine orientale del Batolite dell'Adamello e la Val d'Adige (CASTELLARIN *et alii*, 1993; MARTIN *et alii*, 1996).

La linea delle Giudicarie è da tempo interpretata come faglia transpressiva sinistra (LAUBSCHER, 1971, 1988, 1996; RATSCHBACHER *et alii*, 1991). Con il suo andamento trasversale (NNE), essa interrompe la continuità laterale dei segmenti longitudinali (Tonale e Pusteria) del lineamento periadriatico (Fig. 1), con caratteristiche e modalità dibattute. Alcuni Autori ritengono che, nel Miocene medio-superiore, il lineamento periadriatico, originariamente rettilineo, sia stato dislocato dalla linea delle Giudicarie con rigetto sinistro attorno ai 70 km e come effetto dell'indentazione operata dal promontorio adriatico contro il prisma austroalpino-pennidico a vergenza europea (LAUBSCHER, 1988, 1996; SCHMID *et alii*, 1989; FRISCH *et alii*, 1998). Secondo questa interpretazione, il movimento trascorrente si sarebbe propagato lungo la linea delle Giudicarie Sud, esaurendosi in corrispondenza della linea della Valtrompia e dei sovrascorrimenti lombardi (Fig. 1).

Altri Autori (CASTELLARIN & VAI, 1982; PROSSER, 1990, 1998, 2000; MÜLLER *et alii*, 2001) sostengono il carattere almeno in parte ancestrale della linea delle Giudicarie, impostata lungo faglie dirette, ereditate dalla tettonica distensiva mesozoica (CASTELLARIN, 1972, 1982; BERTOTTI *et alii*, 1993) e permiana (CASSINIS *et alii*, 1982; CASSINIS & PEROTTI, 1994; DAL PIAZ & MARTIN, 1998). In altre parole, la linea delle Giudicarie Nord costituirebbe una "irregolarità" strutturale pre-oligocenica del lineamento periadriatico, forse in parte eoalpina (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). La tettonica neoalpina avrebbe invertito le faglie dirette, con modesti rigetti trascorrenti (5-10 km), e poi generato strutture compressive vergenti a ESE (CASTELLARIN *et alii*, 1987, 1992, 1993).

Studi successivi hanno tentato di quantificare la trascorrenza sinistra delle Giudicarie Nord, desumendola dal raccorciamento del sistema della Valtrompia e dei sovrascorrimenti lombardi. Le limitate informazioni sul sottosuolo delle Prealpi Lombarde hanno consentito solo una stima approssimata della trascorrenza, variabile tra 30 e 87 km (SCHÖNBORN, 1992; PICOTTI *et alii*, 1995). Attualmente sembra più realistico il valore minore, che è stato confermato integrando l'analisi cinematica con il grado metamorfico e l'età delle tettoniti esposte lungo la linea delle Giudicarie Nord (PROSSER, 1998, 2000; MÜLLER *et alii*, 2001).

Per concludere, il Fascio delle Giudicarie è un complesso sistema tettonico che riunisce numerose faglie ad andamento trasversale alla catena, caratterizzate da cinematica e stile deformativo diversi e da una attività in parte diacrona o polifasica (MARTIN *et alii*, 1996; MANCKTELOW *et alii*, 2001; MÜLLER *et alii*, 2001): i) la linea delle Giudicarie Nord *s.s.*, estesa sino a Merano e la sua prosecuzione settentrionale (linea Merano-Mules, diretta NE ed affiancata da una lamella di tonaliti foliate) che segnano il limite Austroalpino-Alpi Meridionali (MARTIN *et alii*, 1993); ii) alcune linee interne al sistema austroalpino (Passiria, Giovo); iii) le linee Giudicarie Sud, Trento-Cles e del Sabion, interne al dominio sudalpino (CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1993).

4. - MAGMATISMO PERIADRIATICO

Il “Sistema magmatico periadriatico” (SALOMON, 1887) è rappresentato da plutoni, filoni e locali vulcaniti affioranti lungo una fascia che si estende per oltre 700 km su entrambi i lati dell’omonimo lineamento tettonico, dalla bassa Valle d’Aosta al Bacino Pannonico (EXNER, 1976; DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; BIGI *et alii*, 1990).

L’attività magmatica si sviluppa nell’Oligocene, attorno a 32-30 Ma, con la sola eccezione dei corpi centro-meridionali dell’Adamello, di età eocenica sup. (42-38 Ma: DEL MORO *et alii*, 1985a-b). Si tratta di un tipico evento postcollisionale. I magmi hanno affinità calcalkalina e sono riferibili a processi di fusione parziale di sorgenti del mantello litosferico, preventivamente anomalizzate da fluidi rilasciati da una zona di subduzione più antica, prealpina e/o alpina. L’evento magmatico è stato probabilmente reso attivo dalla perturbazione termica e dalla tettonica distensiva prodotte dal distacco della litosfera oceanica in fronte alla placca inferiore e dalla risalita di astenosfera calda (DAL PIAZ & GOSSO, 1994; BLANKENBURG & DAVIES, 1995). I fusi sono risaliti in camere magmatiche insediate nella crosta superiore delle Alpi Meridionali e nel settore interno della catena collisionale a vergenza europea, ove hanno subito processi di cristallizzazione frazionata e contaminazione crostale di varia entità (MACERA *et alii*, 1985; CALLEGARI & BRACK, 2002, con rif. bibl.).

4.1. - BATOLITE DELL’ADAMELLO

Il batolite dell’Adamello è il maggiore e più spettacolare corpo intrusivo del magmatismo periadriatico, reso famoso dagli studi di SALOMON (1886-1910) e TRENER (1906-1912) e poi oggetto, nel primo e secondo dopoguerra, di sistematiche ricerche dell’Università di Padova e del Politecnico di Zurigo, coronate dalla stampa della già citata carta geologica alla scala 1:50.000 dell’intero massiccio (AA.VV., 1998, in CALLEGARI & BRACK, 2002, con rif. bibl.). Il batolite è situato nel cuneo di crosta superiore sudalpina delimitato dalla linea del Tonale e dalla linea delle Giudicarie Sud ed è costituito da vari plutoni di prevalente composizione tonalitico-granodioritica e da corpi gabbrici minori (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973; BRACK, 1985; CALLEGARI, 1985; DEL MORO *et alii*, 1985a; MACERA *et alii*, 1985; ULMER *et alii*, 1985; VILLA, 1985). I gruppi magmatici fondamentali, definiti da BIANCHI *et alii* (1970), sono stati in parte ricondotti a plutoni indipendenti in base alle relazioni di intrusione e agli inclusi femici. E’ stata così ricostruita una sequenza di intrusioni di età eocenico-oligocenica, definita da numerose datazioni radiometriche (DEL MORO *et alii*, 1985b). Si tratta di plutoni epicrostaali in migrazione da sud (Re di Castello: 42-40 Ma)

verso nord (Presanella: 33-29 Ma), ciascuno con una propria storia di evoluzione magmatica e contaminazione crostale (DEL MORO *et alii*, 1985a; MACERA *et alii*, 1985). Per maggiori dettagli sul batolite si vedano i lavori citati e le note del Foglio Monte Adamello.

Il plutone della Presanella è il corpo intrusivo più giovane e settentrionale del batolite (Figg. 2 e 7). La Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella (AA.VV., 1998, in CALLEGARI & BRACK, 2002) suddivide il plutone in tre unità tonalitiche (Presanella Centrale, Presanella NE, Val Nambrone), in buona parte comprese nel Foglio Malè: le prime due sono formate da tonaliti orneblendico-biotitiche a grana medio-grossa e struttura da isotropa (zone interne) a foliata o cataclastica (zone marginali); la terza da tonaliti o leucotonaliti ad orneblenda, con struttura da moderatamente a fortemente orientata e locale deformazione cataclastica (MONTRESOR & RIGATTI, 1995). I passaggi tra i vari litotipi sono gradualità. Le tonaliti della Presanella Centrale e della Presanella NE non sono delimitabili all'esame macroscopico e per tale motivo nel Foglio Malè si è ritenuto opportuno unificarle. Divergono solo per piccole differenze alla scala microscopica: intenso pleocroismo e zonatura dell'anfibolo, colore marrone della biotite nella tonalite della Presanella Centrale (BIANCHI *et alii*, 1970; CALLEGARI & BRACK, 2002). In



Fig. 7 – Il versante orientale della Presanella e, sulla destra, della Cima d'Amola, viste dal Dos del Sabion. La vetta della Presanella è situata appena oltre il margine occidentale del foglio. L'intera zona è costituita da tonaliti oligoceniche del plutone della Presanella, fortemente modellate dall'azione glaciale.



Fig. 8 – Il Lago Gelato ed il Lago Serodoli, insediati nella tonaliti della Presanella, vicino alla zona di transizione con le leucotonaliti.

multi casi, le tonaliti sono ricche di inclusi microdioritici: hanno forma subsferica nelle rocce a struttura isotropa, appiattita in quelle deformate. La zona di transizione tra tonalite della Presanella Centrale e leucotonalite della Val Nambrone è ben visibile nella zona del Passo Nambrone, a sud del Lago Gelato (Fig. 8), facilmente raggiungibile da Madonna di Campiglio.

Le tonaliti dei margini settentrionale (Val di Sole), orientale (Val Meledrio) e meridionale (Val di Genova, Foglio Tione di Trento) del plutone sono foliate. L'anisotropia è presente anche in altri settori del batolite ed è stata generalmente riferita a processi di flusso magmatico (CALLEGARI & BRACK, 2002, con rif. bibl.). Nel caso della Presanella, la ricristallizzazione dinamica del quarzo e talora di altri minerali suggerisce la natura tettonica ed il carattere postintrusivo della foliazione dominante (WERLING, 1992; MONTRESOR & RIGATTI, 1995), anche se non mancano tracce di una precedente anisotropia di flusso. Lo sviluppo della foliazione tettonica è legato all'attività precoce (oligocenica) del lineamento periadriatico.

4.2. – LAMELLE, APOFISI E FILONI

Il termine “lamella”, classico nella letteratura austriaca, è usato per indicare alcuni corpi di tonaliti foliate, sottili e molto allungati, presenti lungo tratti

del lineamento periadriatico dalla linea delle Giudicarie Nord alle Karawanken (EXNER, 1976; DAL PIAZ & VENTURELLI, 1983; BIGI *et alii*, 1990). La lamella tonalitica di Samoclevo (Val di Sole) è situata lungo la linea delle Giudicarie Nord, all'interno del Foglio Malè. È stata scoperta da G. DAL PIAZ (1926) e poi descritta da MORTEN (1974), SANTINI & MARTIN (1988), MARTIN *et alii* (1993), PROSSER (1998, 2000).

Numerosi filoni andesitici *s.l.* ed alcuni piccoli corpi intrusivi (postmetamorfici) sono presenti nelle falde austroalpine tra la linea delle Giudicarie Nord ed il Gruppo Ortles-Cevedale. Essi mostrano affinità seriale da calcalcalina a shoshonitica (GATTO *et alii*, 1976; DAL PIAZ *et alii*, 1988; MAIR & PURTSCHELLER, 1995) e sono generalmente attribuiti al magmatismo periadriatico. Lo confermano le età oligoceniche (32-30 Ma; DAL PIAZ *et alii*, 1988) dei filoni e delle apofisi intrusive che tagliano il basamento e le coperture mesozoiche della falda dell'Ortles, a nord del foglio. I rari filoni andesitici *s.l.* presenti nel basamento austroalpino all'interno del foglio (SUSINI, 1994a-b; DANESE, 1997) non sono datati, ma sono molto simili a quelli di accertata età oligocenica. Alcuni contengono piccoli inclusi di peridotiti (SUSINI, 1994a).

5. – TETTONICA NEOALPINA

La fase orogenica neoalpina inizia nell'Oligocene superiore lungo il lineamento periadriatico e si sviluppa durante l'intero Neogene. Nel Trentino occidentale è caratterizzata dalla riattivazione, parziale o completa, delle strutture ancestrali sopra descritte e dallo sviluppo di alcuni sovrascorrimenti nel Gruppo di Brenta. Mancano, o non sono documentate, le deformazioni antecedenti all'intrusione del batolite dell'Adamello, riscontrate in Val Camonica, nelle Alpi Orobiche e nelle Prealpi Lombarde (BRACK, 1981; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987).

Nel Fascio delle Giudicarie sono state riconosciute due fasi principali. La prima è rappresentata dal retroscorrimento delle falde austroalpine sopra le successioni sedimentarie delle Alpi Meridionali (SANTINI & MARTIN, 1988; PROSSER, 1998); la sua età oligocenica è documentata dalla lamella di tonalite foliata esposta presso Samoclevo (MARTIN *et alii*, 1993) e dalla datazione di miloniti e pseudotachiliti presenti nei fogli Rabbi ed Appiano (MÜLLER *et alii*, 2001). La seconda fase, dominata da transpressioni sinistre, si sviluppa lungo l'intero Fascio delle Giudicarie, è ripartita su varie faglie e produce un rigetto sinistro complessivo di circa 15-20 km. Ha età miocenica medio-superiore, desumibile dalla sua connessione con la genesi della Finestra dei Tauri, iniziata attorno a 20-18 Ma (MÜLLER *et alii*, 2001), dalla datazione di apatiti (tracce di fissione) a tetto della linea delle Giudicarie (MARTIN *et alii*, 1998) e dall'età dei sedimenti sintettonici associati ai sovrascorrimenti lombardi (PIERI & GROPPA, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1992).

La compressione miocenica si trasmette dalla linea delle Giudicarie verso le successioni mesozoiche, riattivando le faglie ereditate e coinvolgendo porzioni crostali sempre più ampie, procedendo verso ESE (PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998). Essa evolve, in generale, secondo tre principali sistemi strutturali (DOGLIONI, 1987; CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1998; PICOTTI *et alii*, 1995; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000): i) il sistema ad orientamento dinarico (NO-SE), di età cattiano-burdigaliana, documentato nel Foglio Riva del Garda e, localmente, nel Foglio Malè; ii) il sistema valsuganese (ENE-OSO), serravalliano-tortoniano, responsabile della strutturazione principale della regione, con deformazioni che si propagano verso l'avampaese padano mediante lunghe rampe laterali/oblique, dirette nord-sud, e strette rampe frontali, dirette est-ovest (TREVISAN, 1939); iii) il sistema Schio-Vicenza (NO-SE), messiniano-pliocenico, non sempre identificabile nel Trentino occidentale.

6. - SUCESSIONI CONTINENTALI PLIO-QUATERNARIE

Gli Autori che hanno studiato in dettaglio la geologia della Val di Sole, del Gruppo della Presanella e delle Dolomiti di Brenta hanno approfondito solo raramente lo studio dei depositi quaternari nell'area del Foglio Malè e nei suoi dintorni. Il contributo più recente è la carta geologica alla scala 1:10.000 della Sezione Laghi di Cornisello (BARONI *et alii*, 1998), promossa dal Comitato tecnico-scientifico del Servizio Geologico di Trento per sperimentare l'applicazione delle linee guida formulate dal SGN per il rilevamento del Quaternario (PANIZZA *et alii*, 1996).

L'unica monografia completa sul Quaternario della regione è quella di CASTIGLIONI (1961), che prende in considerazione i depositi appartenenti alle diverse fasi del Tardoglaciale e dell'Olocene nel Gruppo Adamello-Presanella, utilizzando il metodo del limite delle nevi per la ricostruzione degli apparati glaciali dei vari stadi tradizionali alpini. Anche TREVISAN (1939) e MALARODA (1948b) hanno dedicato notevole attenzione ai depositi quaternari della regione: il primo nella monografia geologica sul Gruppo di Brenta, il secondo nello studio e nelle note di rilevamento sulla zona ad oriente del Passo del Tonale. In particolare, va segnalata la scoperta nel fondovalle della Val di Tovel dei depositi di grandi frane cadute sul ghiacciaio pleistocenico in rapido ritiro (TREVISAN, 1939); vanno inoltre ricordati PENCK & BRÜKNER (1909), SCHWINNER (1912) e VON KLEBELSBERG (1936) per l'importanza delle loro classiche ricerche di carattere regionale, paleogeografico e metodologico. Notizie sulla distribuzione delle coperture detritiche e glaciali sono riportate in alcuni lavori e carte di natura strettamente geologica, con descrizioni più o meno particolareggiate a seconda dell'interesse dell'Autore per questi problemi (ANDREATTA *et alii*, 1953; DAL PIAZ, 1935; FENOGLIO, 1939;

SALOMON, 1910; SEGRE, 1948; TRENER, 1924; WIEBOLS, 1938). Esiste infine una vasta bibliografia dedicata ai corpi glaciali del Gruppo della Presanella, che ne registra le variazioni frontali, ma ignora quasi completamente i loro depositi (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO-CNR, 1962).

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO ROCCIOSO

In questo capitolo sono descritte le unità di basamento, le formazioni, i membri e le litofacies rappresentate nella carta geologica, seguendo le varie caselle della legenda in ordine inverso, come previsto dalle linee guida del SGN. La descrizione inizia con la pila di falde austroalpine, in successione dall'alto al basso, prosegue con il basamento sudalpino, le sue coperture sedimentarie ed il plutone della Presanella e termina con le successioni continentali plio - quaternarie.

1. - AUSTROALPINO SUPERIORE

L'Austroalpino superiore comprende la falda del Tonale (crosta inferiore prealpina con scaglie di peridotiti di mantello) e la sottostante falda dell'Ortles (crosta intermedia-superiore). Le due falde sono separate dalla linea di Peio, una zona di taglio milonitica con cinematica transtensiva sinistra, di età cretacea (eoalpina), in parte ripresa da deformazioni terziarie.

1.1. – FALDA DEL TONALE

Forma una fascia orientata circa NE-SW, larga alcuni km e delimitata al margine interno dalla linea delle Giudicarie Nord. Ad est di Dimaro, essa è sovrascorsa sulle successioni terrigene di età cretacea della fm. di Val d'Agola (flysch insubrico *Auct.*; CASTELLARIN *et alii*, 1977; SANTINI & MARTIN, 1988). La falda è suddivisa in due unità (Ultimo e Tonale) caratterizzate da un'impronta prealpina

di medio-alto grado, con relitti di alta pressione (Ultimo) o di alta temperatura (Tonale) (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998b-c). Si tratta di frammenti di crosta continentale profonda, privi di coperture permo-mesozoiche. L'unità superiore (Ultimo) è situata ad est della Val di Peio e consiste di due subunità (NE e SO); l'unità inferiore (Tonale) è sovrascorsa sulla falda dell'Ortles, predomina ad ovest della Val di Peio e si riduce ad una fascia sottile e molto deformata nel settore orientale del foglio e lungo la linea del Tonale. Entrambe sono formate da paragneiss con intercalazioni di ortogneiss e rocce basiche, con scaglie di peridotiti-serpentiniti di mantello.

1.1.1. - *Unità d'Ultimo*

Nel foglio affiora solo la subunità Ultimo-SO, costituita da un complesso di paragneiss a granato e cianite, in origine eclogitici. I paragneiss contengono ripetute intercalazioni di ortogneiss granitici e leucocratici ed un complesso di anfiboliti, metagabbri e peridotiti serpentinite, a cui si associano limitate quarziti. Le intercalazioni sono concordanti con la scistosità regionale prealpina. Gli ortogneiss sono molto abbondanti nel settore centro-orientale dell'unità (complessi di C. Mezzana, C. Tremenesca, M. Polinar, C. Mandrie, C. Candei, C. Lac). Le rocce mafico - ultramafiche affiorano con discontinuità dalla zona Lago dei Saleci-Cima Mezzana al versante sinistro della Val di Sole, spesso in contatto con gli ortogneiss. Come ricordato nell'inquadramento, l'associazione di quarziti, rocce mafiche e peridotiti potrebbe rappresentare il residuo di una sutura ofiolitica pre-varisica.

Paragneiss a granato e cianite (TUG)

Paragneiss con metamorfismo varisico polifasico di medio-alto grado, in genere a grana media e piuttosto monotoni, con biotite, muscovite, cianite e granato riconoscibili macroscopicamente, talora a staurolite e locale sillimanite fibrolitica. Tipica patina d'alterazione superficiale bruno-rossastra. Nella zona del Lago Rotondo e di Malga Bronzollo hanno grana relativamente più grossa. A nord di Malga Bronzollo e Malga del Monte alta i blasti di cianite raggiungono dimensioni pluricentriche; frequenti gli orli di margarite (MARTIN & SANTINI, 1989). In molti casi i paragneiss mostrano un *layering* compositivo con alternanza di letti centimetrici, prevalentemente micacei, a staurolite-cianite \pm rara sillimanite, e letti quarzoso-feldspatici (gneiss a bande). Sono inoltre presenti locali e sottili livelli di quarziti. Tali alternanze, ascrivibili a variazioni composizionali primarie ed allo sviluppo di un *layering* differenziato d'origine metamorfica, sono parallele alla scistosità regionale: si tratta di una S_2 , con relitti di S_1 , visibile al mi-

croscopio e marcata generalmente da mica bianca in *microlithons* granoblastici. Gli gneiss a bande sono piuttosto deformati e mostrano frequenti strutture S-C (SUSINI, 1994a). A volte si nota una spiccata lineazione sottolineata da biotite. I paragneiss a cianite del Lago Rotondo (2460 m; Fig. 9) includono corpi di gneiss anfibolici e vistose rocce metasomatiche a granato, epidoto, clinopirosseno, anfibolo e carbonato, simili ai *fels* dell'Unità del Tonale (SUSINI, 1994b).

Nel complesso dei paragneiss sono state distinte litofacies micacee (TUGa), con anfibolo verde millimetrico \pm granato manganesefero (Campo Secco, CAMPANA, 1995; ANDREIS, 1997), e litofacies quarzose a due miche (TUGb), d'aspetto massiccio, con tenore in quarzo decisamente superiore a quello dei tipi normali e, in rari casi, a cianite, staurolite e granato; molto frequenti le intercalazioni di spessore decimetrico, non distinte in carta.



Fig. 9 – Paragneiss a cianite dell'Unità d'Ultimo, Lago Rotondo.

Ortogneiss (TUO)

Derivano da protoliti granitici, aplitici e trondhjemitici di età prevarisica. Sono molto abbondanti e formano corpi piuttosto estesi e talora di notevole spessore all'interno del complesso dei paragneiss. Oltre ai corpi cartografabili, si osservano frequenti alternanze metrico-decimetriche di parascisti ed ortogneiss (ad es. a sud del Lago Rotondo). Hanno grana da media a grossa, foliazione in genere bene

espressa o pervasiva, meno evidente nei tipi leucocratici, e struttura talora occhiadina (ad es. i corpi a est di Passo Valletta, Campo Secco e Valorz). Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, biotite \pm mica chiara, cui talora si associano talco, clorite e carbonati di genesi tardiva ed in percentuali anche elevate. Nel Vallone di Valorz vi sono gneiss occhiadini a granato \pm sillimanite (tra 1580 e 2300 m) e tipi milonitici a quote più basse (CAMPANA, 1995).

I corpi gneissici sono di norma concordanti con la scistosità regionale dei parascisti incassanti per effetto di deformazioni duttili fortemente traspositive. In Valle dei Saleci gli ortogneiss sono costituiti da bande quarzoso-feldspatiche a granato alternate a sottili letti biotitico-muscovitici; la massa chilometrica si estende fino al Monte Polinar, dove sono ancora visibili i suoi rapporti intrusivi con ortogneiss più antichi. Non mancano, infine, locali evidenze dell'originaria struttura magmatica, riconoscibile ad esempio nello gneiss pegmatoide esposto su entrambi i versanti della Val di Rabbi, all'altezza di Le Grane. La roccia è caratterizzata da porfiroclasti di feldspato potassico, talora centimetrici, clorite, scarsa biotite e raro stilpnomelano. La struttura è massiccia e solo localmente si osserva una foliazione di tipo milonitico. Vi sono infine rari ortogneiss tonalitici (*l.s.*), in corpi metrici affioranti poco a sud di Malga Piazza dei Cogni e presso Costa Camocina; i minerali fondamentali sono plagioclasio, raro quarzo, biotite ed anfibolo verde.

Anfiboliti (TUA)

Costituiscono alcune lenti di forma molto allungata e dimensioni variabili all'interno dei paragneiss, spesso associate a gneiss granitici e concordanti con la scistosità regionale. I corpi maggiori affiorano a NW di Dimaro (ai piedi del Piz di Montés) e a nord di Cima Mezzana. Derivano da basalti e/o gabbri ad affinità tholeiitica di età prevarisica. In particolare, le anfiboliti di Cima Mezzana hanno struttura *flaser* o a bande e contengono cianite, granato, rutilo e qualche relitto di minerali magmatici e sono interpretabili come miloniti gabbriiche in facies anfibolitica prealpina (CAMPANA, 1995; MARTIN *et alii*, 1998b-c). Non mancano relitti di eclogiti retrocesse, con strutture kelifittiche e corone simplectitiche attorno ai pirosseni sodici. Le anfiboliti a bande sono definite dall'alternanza di letti millimetrici a prevalente plagioclasio e letti a prevalente anfibolo \pm granato.

Le varietà massive, di colore verde scuro, sono più povere in plagioclasio. Altre anfiboliti sono presenti negli gneiss delle cime Tremenesca e Valletta, alla testata del Vallone di Valorz e lungo la cresta Camocina. Sono composte da orneblenda verde, plagioclasio (An_{25-46}), epidoto, biotite, quarzo \pm granato, rutilo, titanite, clinopirosseno e raro microclino. Vi sono infine alcune associazioni di anfiboliti a bande e gneiss quarzosi che potrebbero derivare da antico materiale vulcanico e/o vulcanoclastico metamorfico.



Fig. 10 – Unità d'Ultimo, Lago dei Saleci-C. Mezzana: metagabbro pegmatoide (10a), con locali relitti del layering magmatico (10b).

Metagabbri (TUM)

Due corpi lenticolari di metagabbri noritici sono associati alla fascia di anfiboliti affioranti a nord di Cima Mezzana. Hanno nucleo indeformato e bordo molto deformato, talora milonitico; i loro rapporti documentano l'origine gabbrica di almeno una parte delle anfiboliti dell'Unità d'Ultimo. Il primo corpo affiora nel circo del Lago Saleci ed è costituito da un metagabbro leucocratico medio-fine a granato. Il secondo, più piccolo, è ubicato ad est di Cima Mezzana ed è formato da una metanorite con *layering* magmatico ancora ben preservato e grana da media a grossa, talora pegmatoide (Fig. 10a-b). La roccia è costituita da una associazione metamorfica a cummingtonite (prevalente), attinolite, clorite, epidoto e da relitti di plagioclasio, ortopirosseno e clinopirosseno di origine magmatica. Nelle cumuliti indeformate si osservano tipiche strutture coronitiche attorno ai minerali primari: cummingtonite \pm attinolite a contatto col pirosseno; plagioclasio anortitico \pm orneblenda tschermakitica a contatto col plagioclasio (CAMPANA, 1995).

Peridotiti e serpentiniti (TUD)

Sono piccoli frammenti di mantello accreti alla crosta continentale adriatica durante il Paleozoico. Formano affioramenti limitati, in genere associati a lenti di anfiboliti. Il corpo maggiore (cresta Camocina) è situato sul versante sinistro della Val di Sole ed è costituito da serpentiniti ricche in carbonato; il contatto tra serpentiniti ed anfiboliti incassanti è sottolineato da un livello di attinolite a flogopite metasomatica (RONCHI, 1987b). Altri corpi affiorano nella zona di Lago Rotondo (CAMPANA, 1995). Si tratta di duniti e harzburgiti con serpentizzazione da tenue a pronunciata, grana minuta, colore verde chiaro, patina di alterazione bruno-ocrea e tenue foliazione milonitica. La paragenesi primaria è costituita da olivina \pm pirosseno \pm spinello, a cui fa seguito la crescita di anfibolo incolore (spesso di notevoli dimensioni), serpentino, clorite e talco.

Si noti che piccoli inclusi di peridotiti sono talora presenti nei filoni andesitici terziari affioranti alla testata del Vallone di Valorz (ZAMBOTTI, 1995b).

1.1.2. - *Unità del Tonale*

E' molto estesa nelle valli di Sole e di Peio, si riduce ad una fascia larga circa 1 km a nord di Cima Grande e in Val Cercena, tra le malghe Villar bassa e Fratte, per poi scomparire sotto l'Unità d'Ultimo.

Verso sud, riappare lungo le Linee del Tonale (Val di Sole) e delle Giudicarie Nord (Val di Non) sotto forma di una fascia larga qualche centinaio di metri (MARTIN *et alii*, 1998b; PROSSER, 2000). L'Unità del Tonale è costituita da un

complesso di paragneiss in facies anfibolitica prealpina di alta temperatura (MARTIN *et alii*, 1998b), con molteplici intercalazioni di ortogneiss granitico-aplitici, marmi, fels a silicati, anfiboliti di vario tipo, peridotiti e serpentiniti. La biotite delle anfiboliti di Cima Boai ha fornito un'età di raffreddamento di 136 ± 1 Ma (Rb-Sr), simile a quelle ottenute nella zona del Passo Tonale (MARTIN *et alii*, 1998c).

Paragneiss a sillimanite (TTP)

Il tipo dominante è un paragneiss in facies anfibolitica, grana media o grossa, struttura anastomosata, talora migmatitica, costituito da plagioclasio (An₂₀₋₄₇), quarzo, granato, biotite, muscovite, sillimanite, ilmenite e saltuario feldspato potassico, raramente conservato (frequenti mirmekiti) (MARTIN *et alii*, 1998b-c). Sono diffusi in Val di Peio ed in Val di Sole, lungo la fascia di basamento prospiciente l'abitato di Vermiglio, e tra la Val Fazzon e la Val Piana. Contengono lenti decimetriche di gneiss pegmatoidi e livelli tabulari decimetrico-decametrici ricchi in quarzo, d'aspetto più massivo. Mostrano una blanda retrocessione in facies scisti verdi, verosimilmente alpina, localizzata in fasce ristrette in cui si concentra la deformazione: si tratta di paragneiss e miscascisti ricchi in mica chiara e clorite e minori cloritoscisti ad epidoto e saltuaria albite porfiroblastica (ad es. poco ad est di Cima Boai e a NE di Rio Cortina). In sezione sottile si notano inoltre una riduzione della grana ed una parziale obliterazione della paragenesi di facies anfibolitica. Tra i minerali di retrocessione si osserva anche raro cloritoide sviluppato a spese della sillimanite (Cima Boai).

Le principali intercalazioni di paragneiss quarzosi chiari e di quarziti impure sono state distinte in carta (TTPa). I loro caratteri generali sono analoghi a quelli dei paragneiss incassanti. L'associazione mineralogica fondamentale comprende quarzo, biotite, mica bianca, clorite e raro granato; sillimanite e staurolite sono praticamente assenti.

Ortogneiss (TTO)

Piccoli corpi di ortogneiss granitici ed aplitici sono presenti un pò dovunque all'interno del complesso dei paragneiss a sillimanite. Frequenti le varietà pegmatoidi, più rare quelle occhiadine. Gli ortogneiss sono trasposti parallelamente alla scistosità regionale e hanno spessore in genere molto modesto, metrico-decimetrico. Sono costituiti da plagioclasio, quarzo, feldspato potassico, mica bianca \pm biotite \pm granato. Gli gneiss di Stavel (TTOa) costituiscono un corpo unitario che si estende per alcuni chilometri sulla destra idrografica della Val di Sole, a ridosso della linea del Tonale. Si tratta di una litofacies occhiadina a grana vistosa (pegmatoidi nelle zone meno deformate, lontane dalla linea tettonica), con



Fig. 11. – *Gneiss leucocratici milonitici, caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti di feldspato, che formano tipiche strutture sigmoidali, lungo la zona milonitica della linea del Tonale.*

feldspato potassico pluricentimetrico, quarzo, mica chiara, plagioclasio, clorite ed epidoto, foliazione milonitica e marcata lineazione di *stretching* (Fig. 11).

Marmi (TTM)

I marmi, spesso associati a fels metasomatici a carbonato, anortite e clinopirosseno (TTMa), formano orizzonti discontinui e lenti (*boudinage*) entro i paragneiss migmatitici del Lago dei Caprioli (MARCATO, 1995), Campo Secco e bassa Val Cercena (DANESE, 1997). L'impronta metamorfica dominante è varisica. I fels a silicati di Ca-Mg sono il prodotto di reazione metasomatica tra i marmi e le migmatiti incassanti e hanno grana spesso pluricentimetrica. Sono presenti calcite, flogopite, granato ($Gross_{90-85}$, Alm_{5-10} , $Andr_4$), pirosseno (Di_{46-70} , Hd_{52-30}), tremolite, plagioclasio calcico, clinozoisite, titanite, pirite e quarzo, in rapporti modal variabili: nei marmi sono dominanti calcite, flogopite e granato, nelle rocce metasomatiche clinopirosseno, plagioclasio, anfibolo e titanite.

I marmi sono spesso associati a quarziti ad anfibolo, clorite e granato più o meno ricco in manganese. Nei marmi sono insediate alcune mineralizzazioni a pirite e magnetite, coltivate in passato; le principali sono a Celledizzo, Santa Lucia e lungo il torrente Drignana (ANDREATTA, 1948a; 1954).

Anfiboliti (TTA)

Sono diffuse nel basamento cristallino della Val di Peio e lungo il versante destro della Val di Sole, in corpi lenticolari di varie dimensioni, concordanti con

la scistosità regionale dei parascisti incassanti. Sono costituite da plagioclasio, orneblenda verde, ilmenite e rari relitti di clinopirosseno verde chiaro \pm biotite, modeste quantità di granato (ricco in grossularia) e quarzo, con clinozoisite, clorite e titanite secondarie. Hanno prevalente struttura a bande, definita dall'alternanza di livelli millimetrico-centimetrici ad anfibolo verde, epidoto e scarso plagioclasio e di livelli a prevalente plagioclasio. Vi sono inoltre piccole lenti di anfiboliti massicce, talora con relitti dell'originaria tessitura gabbroide (cumulitica), a grana medio-grossa e struttura *flaser*; altre lenti hanno composizione quarzodioritica (l.s.) ed aspetto compatto. Non vi è traccia di relitti eclogitici.

Peridotiti e serpentiniti (TTD)

Formano un corpo lenticolare potente una trentina di metri, associato ad una grossa lente di anfiboliti in destra idrografica della Val di Sole, a sud di Pellizzano. La roccia ha colore verde scuro, patina d'alterazione superficiale marrone-ocrea e struttura spesso cataclastica. Il protolite ha composizione dunitica, con aggregati di olivina dominati da strutture a punti tripli, una seconda generazione di olivina di dimensioni minori e subordinato clinopirosseno; in una fase successiva, probabilmente prealpina, si sviluppano abbondante anfibolo incolore, anche centimetrico, clorite, talco e serpentino. Il corpo ultramafico è tagliato da un reticolo di vene di serpentino e più recente carbonato.

Una sottile scaglia di serpentiniti (TTD_a) affiora sulla destra idrografica della Val di Sole, lungo la strada forestale che sale al Lago di Barco. La roccia ha colore verde-nerastro, è piuttosto tettonizzata e facilmente sfaldabile. E' costituita da serpentino antigoritico (oltre il 90%), con magnetite, clorite e carbonati in percentuale variabile.

1.2 – FALDA DELL'ORTLES

Nel foglio è presente la sola unità di Peio, costituita da un complesso polimetamorfico di micascisti e paragneiss a granato e staurolite, contenente abbondanti corpi di gneiss granitico-granodioritici ed aplitico-pegmatitici derivati da protoliti prevarisici, trasposti parallelamente alla scistosità regionale S₂. Mancano le filladi e le coperture mesozoiche diffuse in altre unità esposte ad ovest del foglio (Gruppo Ortles-Cevedale).

Dal punto di vista litologico, il basamento della falda dell'Ortles si distingue da quello della falda del Tonale soprattutto per la mancanza di marmi antichi e di peridotiti e per l'abbondanza degli ortogneiss granitici e leucocratici.

Il tratto sommitale del basamento dell'Ortles è caratterizzato, lungo la linea di Peio, da un potente fascio di miloniti-ultramiloniti nerastre, compatte e con

struttura a bande, spesso crenulate dalla fase di deformazione D₃ (GASPARI, 1993; DAMINATO, 1993). Il fascio si estende dalla Forcella di Comasine alla Val degli Spini ed al Passo Cercen, spesso lungo profondi canali. I protoliti delle miloniti sono rappresentati da micascisti e gneiss anfibolico-epidotici. La matrice dei tipi più basici può contenere porfiroclasti di epidoto.

Micascisti a granato e staurolite (OMI)

Micascisti e minori paragneiss a due miche, granato, staurolite ± plagioclasio intermedio e rara sillimanite fibrolitica di età varisica, con parziale retrocessione eoalpina e caratteristica patina d'alterazione superficiale color ruggine. Abbondante il quarzo, concentrato in piccole lenti o disperso uniformemente nella roccia. Frequente la struttura a bande, con alternanza di livelli fillosilicatici e livelli quarzoso-gneissici. Grana in genere minuta, soprattutto a nord di Passo Cercen; non mancano tuttavia le zone con granato e staurolite ben riconoscibili macroscopicamente (versante meridionale di Monte Villar). La retrocessione metamorfica alpina, localmente abbastanza spinta, sviluppa abbondante clorite (a spese di biotite e granato), fini aggregati di cloritoide e/o sericite a spese di staurolite e sillimanite (visibili al microscopio) e di prodotti saussuritici (plagioclasio). Vi sono inoltre rari micascisti anfibolici e scisti milonitici ricchi in epidoto; entrambi sono presenti lungo la linea di Peio, i secondi anche in Val Cercena e in Val di Peio. Analoghi parascisti sono esposti in isolati affioramenti lungo il versante destro della Val di Sole: si tratta di micascisti a due miche, grigio argentei, talora a granato, sillimanite e staurolite, passanti a paragneiss nei casi in cui aumenta il contenuto in plagioclasio (andesina) e subordinato feldspato.

Sono stati distinti i principali affioramenti di micascisti quarzosi a granato e di quarziti micacee (OMIa); sono litofacies molto ricche in quarzo, in genere con ritmiche alternanze di letti quarzoso-micacei e letti quarzitici, e con locali bande di quarziti compatte.

Ortogneiss (OOG)

Sono diffusi in Valle della Mare, tra Passo Cercena e Cima Vallon, e alla Busa del Diavolo. Hanno in genere grana medio-grossa e derivano da protoliti granitici (ortogneiss biotitici) e, in minor misura, di tipo granodioritico-tonalitico (ortogneiss anfibolici), aplitico e pegmatitico (M. Cavaion), appartenenti al complesso intrusivo ordoviciano. Di norma hanno una marcata foliazione regionale, messa in evidenza da orneblenda verde e/o biotite, associate a granato, epidoto ed albite. Solo localmente mostrano un *fabric* lineare penetrativo, prevalente su quello planare (a sud di Cima Vallon).

Come varietà principali sono stati distinti i corpi maggiori di gneiss occhiadini a porfiroclasti di feldspato potassico (OOGa) e quelli di ortogneiss ad anfibolo,

plagioclasio, quarzo, biotite ed epidoto (OOGb), con scistosità tabulare e grana medio-fine, derivati da protoliti granodioritico-tonalitici (Busa del Diavolo).

Anfiboliti (OAF)

Prevalgono anfiboliti a granato con metamorfismo di età paleozoica, in corpi lenticolari più o meno appiattiti nella scistosità regionale. In bassa Valle della Mare (versante destro) e ad est di Monte Villar il granato rosso-bruno può assumere dimensioni centimetriche (DANESE, 1997). A Gaggi Scuri, a sud di Pellizzano, le anfiboliti mostrano una struttura a bande, per l'alternanza di letti anfibolici e di letti chiari a prevalente plagioclasio (FERRATI, 1995); è presente anche granato, non sempre visibile ad occhio nudo. In quantità minore vi sono metabasiti ricche in attinoto ed epidoto, spesso zonate, contenenti porfiroblasti di orneblenda verde e scarso clinopirosseno saalítico.

1.3. - FILONI NEL BASAMENTO AUSTROALPINO (fa)

Le varie unità austroalpine sono tagliate da filoni di composizione intermedia (andesiti) o basica, matrice fine, non risolvibile ad occhio nudo, colore grigio e frequente anfibolo aciculare. La loro messa in posto è successiva alla foliazione regionale varisica e, ove presente, anche a quella eoalpina; si ritiene molto probabile un'età oligocenica per confronto con le manifestazioni simili presenti nel Gruppo Ortles-Cevedale (32-31 Ma: DAL PIAZ *et alii*, 1988). I filoni contengono piccoli xenoliti di anfiboliti e di più rare peridotiti. Un corpo maggiore (circa 200 x 100 m) è esposto nella parete a nord di Malga Bronzollo (2550- 2600 m).

2 - ALPI MERIDIONALI

2.1 - BASAMENTO METAMORFICO SUDALPINO

Il basamento sudalpino del Foglio Malè è rappresentato da due principali complessi metamorfici: gli scisti della Val di Sole e gli scisti di Rendena, affioranti in modo molto discontinuo nelle valli omonime. Si tratta di unità pelitico-arenitiche con metamorfismo regionale varisico di grado variabile dalla facies anfibolitica a quella scisti verdi (la zona di transizione non è esposta).

2.1.1 – Val di Sole

Affioramenti discontinui lungo il versante destro orografico della Val di Sole, in una fascia larga poco meno di 1 km compresa tra la linea del Tonale ed il plutone oligocenico della Presanella (ZARSKÉ, 1988; LANARO, 1995; MARCATO, 1995; STIPP *et alii*, 2002).

Scisti della Val di Sole (SVS)

Nei rari affioramenti relativamente più lontani dal contatto intrusivo, meno influenzati dalla perturbazione termica, vi sono scisti filladici, quarzoso-sericitico-cloritici \pm ad albite, talora carbonioso-grafitici, con intercalazioni di quarziti feldspatiche, gneiss quarzosi e micascisti a muscovite, biotite \pm granato con intense deformazioni milonitiche e cataclastiche. Sono state distinte le principali intercalazioni di quarziti milonitiche a sericite (SVSa), rocce di colore biancastro, costituite da quarzo dominante ($>90\%$) e mica chiara con evidente lineazione.

Il metamorfismo generato dal plutone tonalitico della Presanella ha prodotto la neoblastesi di clorite, abbondante biotite, cordierite, andalusite e sillimanite e la progressiva trasformazione delle metapeliti varisiche in tipi cornubianitici massicci. Con l'aiuto del microscopio si osserva la seguente zoneografia: i) zona esterna a clorite, larga circa 300 m; ii) zona a biotite, larga circa 300 m; iii) zona ad andalusite-cordierite, larga circa 100 m; iv) zona a sillimanite, feldspato potassico \pm granato e spinello, a ridosso dei contatti. La presenza di abbondanti blasti di andalusite conferisce alla roccia un aspetto chiazzato. L'intera fascia di basamento (scisti cornubianitici e quarziti) è caratterizzata dallo sviluppo di una tessitura milonitica, con marcata lineazione di quarzo e clorite (diretta grosso modo est-ovest), legata al movimento trascorrente destro avvenuto nell'Oligocene superiore lungo il margine settentrionale del plutone della Presanella (linea del Tonale). L'analisi microstrutturale indica che la crescita dei minerali di contatto magmatico precede ed accompagna lo sviluppo della foliazione milonitica.

Litotipi presenti in banca dati, ma non rappresentabili alla scala della carta:

i) Rari e sottili corpi lenticolari di anfiboliti a grana medio-fine, talora a bande, intercalate nei parascisti con metamorfismo termico lungo il versante destro della Val di Sole, non lontano dal contatto con il plutone della Presanella (LANARO, 1995). Sono costituite da orneblenda verde, epidoto, biotite \pm plagioclasio, clorite, quarzo, calcite e minerali opachi. Frequenti i fenomeni di *boudinage*.

ii) Limitate intercalazioni tabulari di ortogneiss (Val Palù e Lago di Barco), in prossimità del contatto con il plutone della Presanella. Hanno grana medio-grossa e struttura magmatica ancora riconoscibile nonostante la scistosità varisica, marcata da biotite e clorite, e l'intensa deformazione milonitico-cataclastica legata all'attività della linea del Tonale (LANARO, 1995). Sono formati da plagioclasio

in parte saussuritizzato, quarzo e biotite rosso-bruna, con percentuali subordinate e variabili di feldspato potassico, granato ricco in almandino, minerali opachi e clorite (secondaria).

2.1.2 - Val Rendena

Limitati affioramenti nei dintorni di Madonna di Campiglio, tra la linea delle Giudicarie Sud e la linea del Sabion, in prevalenza mascherati da depositi quaternari.

Scisti di Rendena (SRE)

Micascisti a due miche, staurolite e granato, di prevalente colore grigio argenteo, a luoghi ricchi in quarzo e clorite, talora gneissici (feldspati), con marcata scistosità piana o crenulata e sottili intercalazioni di scisti quarzitici. Sono stati distinti i principali livelli di quarziti (SREb) e gli scisti (SREc) che, nei pressi della linea delle Giudicarie Sud, mostrano un'impronta metamorfica di contatto (biotite e minore andalusite) probabilmente riferibile all'intrusione di apofisi granitiche permiane.

Filoni andesitici (fp)

Nel basamento sono stati rinvenuti rari filoni andesitici (porfiriti *Auct.*) di età e significato problematici: possono essere riferiti al magmatismo oligocenico del plutone della Presanella o, più probabilmente, all'evento eocenico documentato, a letto (est) della linea del Sabion, dalle vulcaniti andesitiche intercalate tra marne e calcareniti nummulitiche (fm. di Val d'Agola), affioranti lungo l'alveo del T. Sarca di Campiglio, a monte della confluenza del T. Sarca di Vallesinella (CAPUZZO, 1995, e dati inediti). Tagliano la scistosità varisica e sono costituiti da fenocristalli di anfibolo e plagioclasio, in genere alterati, e da una matrice a grana media

2.2 - INTRUSIONI PERMIANE

Piccoli corpi granitico-leucogranitici sono insediati nella fascia di scisti di Rendena compresa tra la linea del Sabion e quella delle Giudicarie Sud (DAL PIAZ *et alii*, 1953; CASTELLARIN *et alii*, 1993). Le intrusioni sono successive al metamorfismo regionale varisico e riferibili all'evento magmatico permiano che ha generato i plutoni del Dos del Sabion (271 ± 3 Ma) e di Caderzone (267 ± 3 Ma), esposti nel Foglio Tione di Trento.

Graniti e leucograniti di Madonna di Campiglio (GLM)

Graniti alluminosi e leucograniti presenti in Val Meledrio, nella zona dell'Alpe Zeledria (granito a muscovite), presso Madonna di Campiglio (graniti e leucograniti) e ad est del Monte Spolverino (graniti a granato). Il granito dell'Alpe Zeledria ha fornito età Rb-Sr (muscovite-roccia totale) di 279 ± 3 Ma (MARTIN *et alii*, 1996). Roccia in genere a grana media e tessitura isotropa, caratterizzata da abbondante quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, biotite \pm mica bianca e/o granato; estesa cloritizzazione dei minerali femici. L'affioramento piú settentrionale (Rio Rotiano, a est di Monte Spolverino) è costituito da graniti piuttosto alterati ed intensamente deformati dall'attività fragile della linea delle Giudicarie Sud; i leucograniti di Madonna di Campiglio mostrano una deformazione di taglio accompagnata da minuta ricristallizzazione dei feldspati e sviluppo di nastri di quarzo. Età: Permiano Inf.

2.3 – LEMBI PERMO-TRIASICI LUNGO LA LINEA DEL TONALE

Piccole e discontinue scaglie di conglomerati e quarziti situate lungo il versante destro della Val di Sole, entro la fascia cataclastica della linea del Tonale e riferibili al dominio sudalpino (MALARODA, 1952; LANARO, 1995; MARCATO, 1995).

Conglomerati e quarziti (LPT)

Scaglie di pochi metri di spessore affioranti lungo la dorsale tra la Val Palù e la Val di Barco e tra la Valpiana e la Val Fazon, 900 m circa a nord del margine del plutone della Presanella. Si tratta di conglomerati rosso-verdastri o variegati, a clasti appiattiti di metamorfite scistose e/o di quarzo immersi in matrice arenacea, e di minori quarziti con lenticelle di carbonato micritico bianco. Diffusa deformazione cataclastica. Età: Permiano – Triassico Inf.

2.4. – SUCCESSIONE MESOZOICO-CENOZOICHE

Il settore del foglio ad est della linea del Sabion (Gruppo di Brenta settentrionale) presenta una stratigrafia di transizione tra il dominio della Piattaforma Veneta e quello del Bacino Lombardo, che testimonia l'attività tettonica sin-sedimentaria mesozoica nel settore centrale delle Alpi Meridionali. E' stato quindi necessario impostare una legenda (vedi anche i Fogli Riva del Garda e Tione di Trento) capace di rappresentare situazioni stratigrafiche contigue molto differenti

tra loro. Inoltre, la zona di transizione tra la Piattaforma Veneta ed il Bacino Lombardo non è stata marcata sempre dai medesimi lineamenti tettonici, ma si è spostata nel tempo con alcune trasgressioni verso est delle facies bacinali, ricoperte a loro volta da facies più tipiche di piattaforma. I criteri utilizzati nella suddivisione delle unità sono strettamente litostratigrafici. Nei casi in cui le differenze tra unità non sono particolarmente marcate si è preferito mantenere la loro separazione soprattutto per mettere in evidenza l'esistenza di cicli sedimentari con una espressione in piattaforma e bacino, ovvero per poter utilizzare termini già in uso nella letteratura geologica. Al termine di ogni descrizione si fornisce comunque una interpretazione paleoambientale che deriva dall'analisi delle associazioni di facies.

Dolomia dello Sciliar (SCI)

Unità in uso nella letteratura da circa 150 anni e definita nella località tipo dello Sciliar in Dolomiti occidentali (VON HAUER, 1857, LEPSIUS, 1874). Nel Foglio Malè affiora in parte solo nell'angolo nord-orientale, in sinistra della Val di Sole. Nelle presenti note è utilizzata al posto di "Dolomia di Val d'Adige" della letteratura italiana degli ultimi 30 anni. Rispetto alla distribuzione stratigrafica di quest'ultima, la Dolomia dello Sciliar ne rappresenta solo la parte media.

È costituita da una monotona successione di dolomie bianco-rosate in strati spessi 30-100 cm, ricchi di alghe dasycladacee. A tetto si riconoscono cavità decimetriche con riempimenti interni di dolosiltiti di colore ocra-violaceo, interpretabili come *paleokarst*. Lo spessore affiorante è di circa 100 m. Il limite inferiore non è presente nel foglio, mentre il limite superiore con la formazione di Breno è posto in corrispondenza della superficie di esposizione sommitale. L'età di questo limite potrebbe essere correlabile con l'importante abbassamento del livello marino al limite tra Ladinico inferiore e superiore (cfr. BRACK & RIEBER, 1993; PICOTTI, 1992). I fossili sono rappresentati quasi esclusivamente da abbondanti alghe del tipo *Diplopora annulata* (SCHAFH.), tipico indicatore del Ladinico, e da rari frammenti di molluschi. Ambiente di formazione: piana tidale di un'ampia piattaforma isolata, marginata verso le Dolomiti Occidentali e verso il Bacino Lombardo. La formazione presenta analogie con gli equivalenti occidentali noti come formazione di Esino. Età: Ladinico.

Formazione di Breno (BRE)

Formazione definita da ASSERETO & CASATI (1965) e recentemente ridefinita per il settore delle Giudicarie da PICOTTI (2003). Nelle presenti note comprende l'intervallo di piattaforma tidale aperta, definito come membro dell'Annunciata (ASSERETO & CASATI, 1965). L'unità è presente in limitati affioramenti al margine nord-orientale del foglio, con spessori di circa 100 m.

La formazione è costituita da dolomie e calcari dolomitici biancastri in strati medi (10-30 cm) e sottili (3-10 cm), ricchi di *fenestrae* e stromatoliti e a tessitura pelmicritica. Sono visibili locali livelli di microbrecece tempestiche (*floatstone*), piccoli inarcamenti (*tepees*) e fratture (*sheet-crack*) che interessano le lamine per alcuni centimetri. Lo spessore, ricostruito per mezzo di sezioni geologiche, è intorno ai 150 m. Il limite inferiore è inconforme sulla dolomia dello Sciliar, marcato dalla superficie di emersione già descritta; il limite superiore con la Dolomia Principale, non osservabile direttamente, è posto in corrispondenza di una marcata variazione di facies (comparsa di strati medi e spessi di dolomicriti grigie prive di *fenestrae*). Il contenuto fossilifero è molto limitato a causa della dolomitizzazione pervasiva; si riconoscono pochi fantasmi di alghe verdi. Nel contiguo Foglio Tione di Trento la successione è meno dolomitizzata e consente di documentare il passaggio tra la biozona a *Diplopora annulata* e quella a *Chlypeina besici* che approssima il limite Ladinico-Carnico (RINALDO & JADOU, 1992). Ambiente di formazione: piana tidale, ristabilitasi con una trasgressione del Ladinico superiore dopo gli eventi vulcanici che hanno interessato anche il settore ad est del foglio (Fogli Appiano e Mezzolombardo). L'unità presenta analogie con la dolomia della Rosetta del Foglio 1:100.000 Feltre ed è correlabile con la Dolomia Cassiana delle Dolomiti. Età: Ladinico sup. - Carnico inf.

Dolomia Principale (DPR)

Istituita da VON GÜMBEL (1857) e da tempo nota nella cartografia geologica, la formazione è ben rappresentata in bassa Val di Sole, sul versante destro della Val Meledrio, e soprattutto nei rilievi del Grostè e nella parte settentrionale dell'altipiano della Campa.

E' costituita da una potente successione di dolomie grigie, raramente biancastre, in strati spessi o molto spessi, localmente ricchi di impronte di molluschi e stromatoliti. L'intervallo iniziale, il più potente, è dominato da una successione ciclica di strati dolomicritici all'interno dei quali compaiono, alla base, i bioclasti e a tetto le stromatoliti (organizzazione loferitica). L'intervallo sommitale, di norma gli ultimi 80-100 m, è caratterizzato da strati medi, ricchi di stromatoliti che producono una fitta laminazione. Localmente, presso Grostè, in questo intervallo di tetto, alle stromatoliti si alternano regolarmente dolomicriti scure e bituminose in strati spessi. Nel versante destro della bassa Val di Sole quest'ultima successione è limitata da una faglia nord-sud che la mette a contatto con la successione stromatolitica già descritta. Gli spessori variano dai 500 m circa della Val di Sole ai 1200 m della zona meridionale del foglio, ove affiora in prevalenza la parte medio-alta dell'unità. Il limite superiore è definito dalla comparsa delle peliti scure e dei calcari micritici del Calcare di Zu. Localmente, presso il Grostè (Rif. Graffer) e in alta Val di Tovel, a tetto della Dolomia Principale è presente una unità qui descritta come membro di Malga Flavona.

I fossili sono rari e presenti solo come impronte (Megalodontidi e Gasteropodi) e fantasmi di alghe e foraminiferi. Nella parte bassa della formazione, poco a Sud del foglio (Bocca di Brenta), TREVISAN (1939) segnala abbondanti impronte di *Worthenia escheri* (STOPP.) e *Megalodon gümbeli* (STOPP.), confermando quindi l'età norica.

Ambiente di formazione: piana tidale molto ampia, come documentano le abbondanti strutture di contrazione presenti nelle stromatoliti (*tepee*, *sheet crack*), battuta da tempeste che producevano spesso il rimaneggiamento delle lamine sottostanti, fino a creare vere breccie a clasti piatti. Gli intervalli bituminosi a tetto si sono formati all'interno di deboli depressioni controllate strutturalmente in un periodo di minore produttività carbonatica. Età: Carnico sup.-Norico.

Membro di Malga Flavona (DPR₄)

Membro di nuova istituzione, sviluppato localmente a tetto della Dolomia Principale (Grostè, alta Val di Tovel), che documenta una prolungata emersione locale della piattaforma carbonatica della Dolomia Principale nel Norico superiore. Si tratta pertanto di una situazione particolare, ma come è tipico nelle piattaforme carbonatiche, a piccole variazioni di paleoambiente di norma corrisponde una variazione litologica importante.

L'unità è costituita da tre litofacies. La litofacies basale ("breccie bianche", Fig. 12a) consiste di breccie a clasti e megaclasti spigolosi provenienti dalla sottostante Dolomia Principale, in matrice dolomicritica chiara, raramente alternate a dolomicriti stromatolitiche; localmente sono presenti clasti di dolomie rosse, provenienti da un substrato pedogenizzato. Le breccie sono ospitate all'interno di canali di ampiezza decametrica, con asse orientato est-ovest. Questa litofacies è seguita da un corpo di dolosiltiti rosse laminate, alternate a dolomicriti grigie, rosa e giallastre ("orizzonti rossi", Fig. 12b). L'ultima litofacies, spesso posta a tetto, è costituita da breccie a clasti rossi in matrice dolosiltitica-doloarenitica ("breccie rosse"). Le tre litofacies non sono sempre presenti insieme e, localmente, si ripetono più volte nella successione. La prima è ben esposta sul piano del Grostè, lungo il sentiero delle Palete, a est della Pietra Grande e 200 m ad est di Malga Flavona; la seconda al Rifugio Graffer, al Prà Castron di Tuenno, al Turrion Basso, sul piano di Malga Flavona; la terza a Malga Flavona, al Turrion Basso e al Prà Castron di Tuenno.

Gli spessori sono limitati e variabili lateralmente da 2 a 30 m circa, data la caratteristica forma lenticolare dei corpi di breccie. Il limite inferiore, inconforme, è spesso associato ad erosione anche profonda del substrato (Dolomia Principale). Il limite superiore è inconforme e trasgressivo, definito dalla comparsa di peliti scure e calcari del Calcare di Zu. Non sono stati rinvenuti fossili nell'unità che può essere inquadrata nella parte alta del Norico. Ambiente di formazione: alto



Fig. 12 – Unità delle “breccie bianche” (12a) ed unità ad “orizzonti rossi” (12b) del membro di Malga Flavona.

strutturale prevalentemente emerso, limitato da faglie ad andamento nord-sud (linea della Vedretta dei Camosci, ad ovest, e linea Cima Pra de l'Asen ad est), ove si sviluppavano canali tidali che incidevano il substrato che veniva progressivamente interessato dalla pedogenesi. Livelli di emersione di spessore minore sono localmente presenti anche sul versante destro della Val di Sole (vedi paragrafo precedente). Età: Norico.

Calcare di Zorzino (ZOR)

Formazione proposta da CASATI (1964) per descrivere i calcari della sponda occidentale del Lago d'Iseo. Nell'area del Foglio Malè non era stata descritta dalle carte precedenti. Affiora in Vallesinella, a sud-est di Madonna di Campiglio, nella zona ove vi sono alcune spettacolari cascate (vedi Idrogeologia).

La formazione è costituita da calcari dolomitici e dolomie nere in strati sottili e medi, con rare peliti di interstrato, solo localmente potenti fino a 10 cm. Rare laminazioni parallele sono presenti in calcari dolomitici a tessitura più grossolana. Lo spessore varia da 250 a 100 m in senso ovest-est. Il limite inferiore, forse dato dalla Dolomia Principale, non è visibile; quello superiore è definito dalla comparsa delle peliti scure alla base del Calcare di Zu.

Non sono stati riconosciuti fossili all'interno di questa formazione che viene attribuita alla parte alta del Norico.

Ambiente di formazione: bacino intrapiattaforma eteropico alla parte alta della Dolomia Principale e rifornito dai depositi prodotti da quest'ultima. Una simile situazione, con minori volumi di dolomicriti scure è stata descritta per il tetto della Dolomia Principale. Il bacino di Vallesinella era limitato ad est dalla linea della Vedretta dei Camosci, per cui è possibile ipotizzare una eteropia con il membro della Malga Flavona che si sviluppava immediatamente ad est. Età: Norico.

Calcare di Zu (ZUU)

Unità formalizzata da GNACCOLINI (1968) per descrivere la "facies carpatica del Retico" dei precedenti Autori, sviluppata soprattutto nel Bacino Lombardo, presenta forti analogie con i *Kössen Schichten* dell'Austroalpino. Nel Foglio Malè sono riconoscibili due membri, come già suggerito da MASETTI *et alii* (1985) e BORSATO *et alii* (1994). Notizie sulle successioni retiche del M. Spinale e della Pietra Grande sono fornite da PASQUINI & VERCESI (1993-94). Età: Norico sup.? – Retico.

Membro del Grostè (ZUU₁)

Affiora estesamente nell'area del foglio con ottime esposizioni tra il Grostè e

la Pietra Grande e presso la Malga Flavona. E' costituito da alternanze di calcari micritici grigi, marne ed argilliti nere in strati da sottili a spessi, organizzati in pacchetti con tendenza verso l'alto all'ispessimento degli strati calcarei ed alla diminuzione di frequenza e spessore di marne ed argilliti. I calcari sono ricchi di bivalvi, e spesso vi sono coralli coloniali. Le argilliti scure sono presenti solo nei primi metri basali dell'unità. Gli spessori, da 15 ad 80 m, mostrano frequenti e brusche variazioni che suggeriscono un notevole controllo strutturale. Il limite inferiore, trasgressivo sulla Dolomia Principale e sul suo membro di Malga Flavona, diventa conforme quando ricopre il Calcare di Zorzino. Il limite superiore con il membro di Tremalzo, diacrono, è posto alla comparsa dei primi carbonati di piana tidale.

Questo intervallo è assai ricco di fossili. Nelle argille basali sono presenti bivalvi di ambiente salmastro quali *Modiola minuta* e *M. rhaetica* LEPS., *Cyrena rhaetica* LEPS. e *Cerithium hemes* d'ORB., (TREVISAN, 1939). Negli intervalli carbonatici sono invece frequenti organismi marini con *Rhaetina gregaria* (SUESS) e Chaetetidi, nonché coralli del genere *Thecosmilia*, e crinoidi. Nei pressi del Rifugio Graffer la base dell'unità è marcata da un banco metrico a grossi bivalvi. Qui TREVISAN (1939) ha riconosciuto *Megalodon* e *Dicerocardium*. Per la presenza di queste forme l'età è retica, anche se non è da escludere che la base possa essere ancora del Norico superiore.

Ambiente di deposizione: rampa degradante verso ovest, battuta da frequenti tempeste, come documentano le abbondanti lumachelle e le strutture tipo *hummocky* (MASETTI *et alii*, 1985).

Membro di Tremalzo (ZUU₃)

Ben rappresentato nel Foglio Malè, affiora in bassa Val di Sole e in ampi tratti del Gruppo di Brenta. E' formato da calcari e calcari dolomitici grigi in strati medi e spessi, con rari interstrati argillitico-marnosi, sempre meno frequenti verso l'alto. Nell'organizzazione degli strati si riconosce ancora una tendenza all'aumento di spessore verso l'alto. Frequenti le *fenestrae* e le stromatoliti, spesso deformate da strutture di contrazione, e le breccie a clasti piatti. I bivalvi sono poco abbondanti, rappresentati per lo più da megalodonti.

Gli spessori sono ancora molto variabili tra i 35 m in alcuni settori del versante destro della bassa Val di Sole ed i 200 m circa in Val di Tovel e nella media Val di Sole (Rio Ritento). Il limite superiore con la fm. di M. Zugna è graduale in pochi metri, alla comparsa di calcari grigio chiari in strati spessi e molto spessi ed alla scomparsa della tipica tendenza all'ispessimento degli strati verso l'alto. Il membro contiene rari megalodonti e alcuni foraminiferi, tra cui *Triasina hantkeni* (HAZON), tipico fossile del Retico. Ambiente deposizionale: piana tidale che tendeva a progredire sulla precedente rampa del membro del Grostè (MASETTI *et*

alii, 1985; STEFANI & GOLFERI, 1989), interessata da eventi di alta energia (tempestiti), come suggerito dalle brecce a clasti piatti e dalle lenti di sabbie oolitiche (lobi di *spillover*). Presenta analogie con il calcare di Dachstein delle Dolomiti occidentali e con la successione di Tremona del Bacino Lombardo occidentale. Età: Retico.

Gruppo dei Calcari Grigi (CG)

Costituisce la successione più rappresentativa del Gruppo di Brenta settentrionale, oggetto di numerosi lavori che hanno permesso di ricostruire l'evoluzione liassica del margine occidentale della Piattaforma Veneta, affacciato sul dominio pelagico del Bacino Lombardo. Il più antico lavoro è probabilmente quello di BOEHM (1884), mentre i più significativi tra quelli recenti sono di BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, (1971), CASTELLARIN (1972), MASETTI *et alii* (1996), COBIANCHI & PICOTTI (2001).

Il gruppo è costituito da quattro formazioni e da alcuni membri riconosciuti nel corso dei rilievi. Età: Retico sup.-Pliensbachiano sup.

Formazione di M. Zugna (FMZ)

Termine formazionale di nuova istituzione per descrivere la successione basale, indicata come membro inferiore da BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971). Affiora estesamente nel Gruppo di Brenta settentrionale, dove costituisce pareti molto acclivi che spiccano rispetto al sottostante Calcare di Zu.

È costituita da calcari grigio chiari, per lo più micritici e più o meno dolomiti in strati spessi o molto spessi, con giunti di strato localmente poco evidenti, o marcati da peliti rosso scure. Una caratteristica di queste micriti è la presenza di *fenestrae* dovute a bioturbazione. Alle micriti, spesso stromatolitiche, si alternano strati più grossolani, con bioclasti ed oncoidi a supporto di matrice o vere e proprie calcareniti per lo più oolitiche (Val di Mezolo, Val Madris). Queste intercalazioni grossolane sono più frequenti laddove l'unità è più potente; al contrario, nelle successioni meno potenti prevalgono le micriti con i paleosuoli rossi, localmente ospitati come sedimento interno in cavità metriche di dissoluzione (Montagna di Cles). In Val Scura è presente una potente successione costituita da micriti scure in strati sottili e medi a giunti ondulati, talora ricchi di spicole di spugna silicee. Gli spessori variano, controllati dai lineamenti tettonici già attivi in precedenza, da un minimo di 100-150 m (Malga Grumo, Dosso Strinzi) fino a oltre 500 m (Spinale, Mondifrà, Monte Corno).

Il limite superiore è di norma netto con la comparsa delle tessiture oolitiche del calcare Oolitico di Loppio, ma diventa meno deciso dove anche il tetto della fm. di M. Zugna è oolitico. In questo caso il limite è stato posto alla comparsa

di abbondanti resti di spugne calcaree o, come in Val Madris, alla presenza di alcuni strati spongolitici scuri che ivi caratterizzano la base del Calcare Oolitico di Loppio. Nella bassa Valle di Sole quest'ultima unità non è presente ed il limite superiore con la formazione di Rotzo è molto problematico e dato dalla variazione di facies delle micriti che diventano grigio-verdi e presentano meno *fenestrae*. Localmente nel versante occidentale del Mondifrà, questa unità passa superiormente al membro di Stenico, che si caratterizza per la presenza di selce e depositi gravitativi a tessitura grossolana.

Il contenuto fossile è costituito da molluschi, per lo più frammentati, foraminiferi Valvulinidi e Lituolidi primitivi e alghe, tra cui: *Thaumatoporella parvo-vesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* cf. *piae* (FROLLO), *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA). In Val Gelada di Tuenno, a circa 100 m dalla base dell'unità (poco sopra "Il Salt"), si sono rinvenute due impronte di ammoniti non estraibili, attribuite a Psiloceratidi dell'Hettangiano basale (determinazione di G. CANTALUPPI). Per l'insieme di questi caratteri si può assegnare alla formazione un'età liassica inferiore, da più Autori ritenuta compresa tra il Retico sommitale ed il Sinemuriano basale (per una revisione si veda COBIANCHI & PICOTTI, 2001).

Ambiente di formazione: piana tidale di ampie dimensioni, in cui si aprivano aree più subsidenti a batimetria solo leggermente maggiore, ove si potevano accumulare fanghi ricchi in sostanza organica su fondali lagunari poco ossigenati o sabbie oolitiche provenienti dal margine occidentale.

Età: Retico sup.-Sinemuriano inf.

Membro di Stenico (FMZ₁)

Unità di nuova definizione con stratotipo presso Stenico (Foglio Tione di Trento) e presente in limitati affioramenti nel versante occidentale del Mondifrà basso. E' costituito da strati spessi e irregolari, a giunti mal definiti, di calcari micritici, oolitico-oncolitici e bioclastici, breccie a supporto di matrice micritica, di colore grigio chiaro e ricchi di selce bruna in liste e noduli. Lo spessore nell'area di affioramento è di circa 200 m. Il limite superiore di difficile osservazione con il calcare Oolitico di Loppio è netto con la scomparsa delle facies micritiche e della selce. Le associazioni fossili sono banali, con spicole silicee abbondanti, rari crinoidi e alghe.

Ambiente: pendio deposizionale in un piccolo graben limitato verso sud da una faglia sin-sedimentaria e verso nord dalla linea della Vedretta dei Camosci. Il membro di Stenico costituisce la parte alta del pendio che connetteva la piattaforma della fm. di M. Zugna con il bacino della formazione del Tofino. Differisce dalla coeva formazione di Val d'Oro (Fogli Riva del Garda e Tione di Trento) per l'assenza di strati medi e sottili di spongoliti. Età: Hettangiano-Sinemuriano inf.

Calcare Oolitico di Loppio (LOP)

Nuova unità istituita per descrivere il membro oolitico intermedio di BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971). Affiora con notevole continuità nell'area dei Calcari Grigi, con la sola eccezione del versante settentrionale della Montagna di Cles. E' costituita da calcari oolitici, localmente a cemento spatitico e ricco di crinoidi e frammenti di coralli e spugne, in strati spessi a laminazioni oblique ad alto angolo nei settori ove l'unità è meno potente. Nelle sezioni più potenti vi sono intercalazioni, anche frequenti, di calcari micritici scuri spongolitici, con rari radiolari, nonché un orizzonte caratteristico di calcareniti grossolane ricche in frammenti di *Aulacoceras* sp., brachiopodi e ammoniti. In Val Gelada di Campiglio e a Malga Vagliana la base è caratterizzata da un livello di circa 10 m di breccie a clasti decimetrici subspigolosi della stessa unità.

Gli spessori sono molto variabili ed ancora controllati dall'attività delle faglie. Assente nella bassa Val di Sole, l'unità passa da pochi metri, come in bassa Val di Tovel (Lec), ove sono presenti due metri fortemente rubefatti, fino a circa 250 m nel settore subsidente delimitato dalla linea delle Palette (Bacino di Tovel). Il limite superiore con la formazione di Rotzo è posto alla scomparsa delle ooliti ed alla comparsa di calcari micritici grigio-verdi in strati medi e spessi. Dove l'unità è ricoperta dal membro di Tovel della formazione di Rotzo, il limite è posto alla prima biocostruzione di spugne e/o coralli.

Il contenuto fossile è abbondante, dato da articoli di crinoidi, aculei e frammenti di echinidi, spugne calcaree (frammenti e spicole), gasteropodi, lamelli-branchi, ostracodi, radiolari, *Involutina liassica* (JONES), *Agesina martana* (FARNACCI), Valvulinidi, lenticuline, nodosarie. L'attribuzione al Sinemuriano è possibile solo per confronto.

Ambiente di formazione: sistema di barre oolitiche mobili che si formavano durante un momento trasgressivo di importanza regionale (COBIANCHI & PICOTTI, 2001) e venivano trasportate verso le depressioni, ove si intercalavano ai sedimenti lagunari. Età: Sinemuriano.

Formazione di Rotzo (RTZ)

Corrisponde al membro di Rotzo dei precedenti Autori (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971) ed è ben rappresentata nell'area del Gruppo del Brenta, con ottimi affioramenti nel versante sinistro della Val di Tovel. Nella metà inferiore, la successione è costituita da calcari micritici peloidali verdastrati, spesso bioturbati, in strati medi e sottili con giunti netti, ricchi di frammenti di bivalvi e gasteropodi e di foraminiferi bentonici e con livelli discontinui con concentrazioni di oncoliti e granuli micritici. Sono presenti inoltre stromatoliti e piccoli *tepee*, strati ricchi di cavità di dissoluzione e filoncelli riempiti di silt rossi o verdastrati di origine pedo-

genica che talora evolvono in veri e propri *paleokarst*. La parte superiore dell'unità è formata da calcari micritici nerastri, spesso nodulari, raramente stromatolitici, con forte contenuto di carbonio organico, in strati sottili e medi con rari ostracodi, piccoli gasteropodi e bivalvi. Gli strati sono separati da orizzonti pelitici carboniosi, con locali accumuli di resti vegetali carbonizzati. Questi interstrati decregono di frequenza verso l'alto, mentre compaiono sempre più calcari a piccole ooliti e locali lumachelle a bivalvi in strati con giunti marcati da silt rossastro.

Gli spessori variano da 0 (ove l'unità è sostituita completamente dal membro di Tovel) a 120 m, con massimi di 200 m ad ovest della linea della Vedretta dei Camosci. Il limite superiore è graduale in pochi metri e caratterizzato dalla comparsa di strati spessi e molto spessi di calcareniti a frammenti di spugne calcaree. Il contenuto fossilifero è abbondante: tra i bivalvi più comuni si ricorda *Cochlearites* sp., *Lithiotis* sp. e *Aptyxiella* sp.; sono presenti Lituolidi significativi da un punto biostratigrafico (*Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL), *Lituosepta recoarensis* (CATI), *Mayncina termieri* (HOTTINGER), *Haurania* sp.) per il Giurassico Inferiore, cui si associano alghe incrostanti e Dasycladacee (*Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA)).

Ambiente: piattaforma interna in cui si sviluppavano piane tidali e lagune ricche di vegetazione spondale. Le "facies a *Lithiotis*" sono molto diffuse nel Giurassico Inferiore della Tetide meridionale. Età: Sinemuriano sup.-Pliensbachiano.

Membro di Tovel (RTZ₁)

Questa unità viene definita per la prima volta nell'ambito dei rilievi per il Foglio Malè. Si tratta di una successione composita, con associazioni di facies che variano in funzione della fisiografia del bacino sedimentario. Nelle aree a minor subsidenza (Grumo, Montagna di Cles) vi sono calcari grigio chiari oolitico-bioclastici e piccole biocostruzioni (*patch reef*) a spugne calcaree, coralli (sia coloniali che isolati) e stromatoporidi, i cui frammenti sono mescolati nelle calcareniti insieme a crinoidi e bivalvi. Nei settori più subsidenti ("Bacino di Tovel", media Val di Tovel e media Val di Sole) sono prevalenti i calcari micritici selciferi grigio perla, ricchi di spicole di spugne, in cui sono spesso riconoscibili relitti di spugne silicee e cavità tipo *stromatactis*. Questi litotipi formano strutture domiformi di circa 50 m di larghezza e 35 m di potenza, detti *mud mounds* (CASOLARI, 1998; v. fig. 13 - 14). Sui fianchi della struttura le biomicriti spongolitiche si interdigitano con calcari oolitici e brecciole formate da clasti micritici a spicole di spugne, derivanti dall'erosione della biocostruzione.

Gli spessori variano da 80 a 250 m. Il limite superiore è netto e inconforme con l'encrinite del Peller nel settore della Montagna di Cles; netto e di difficile individuazione con il calcare Oolitico di Massone, posto alla scomparsa di spugne e coralli ed all'aumento di dimensione e sfericità delle ooliti. Nel settore di Cima Benon e Sasso Rosso l'unità è coperta con limite inconforme dal membro di Boc-

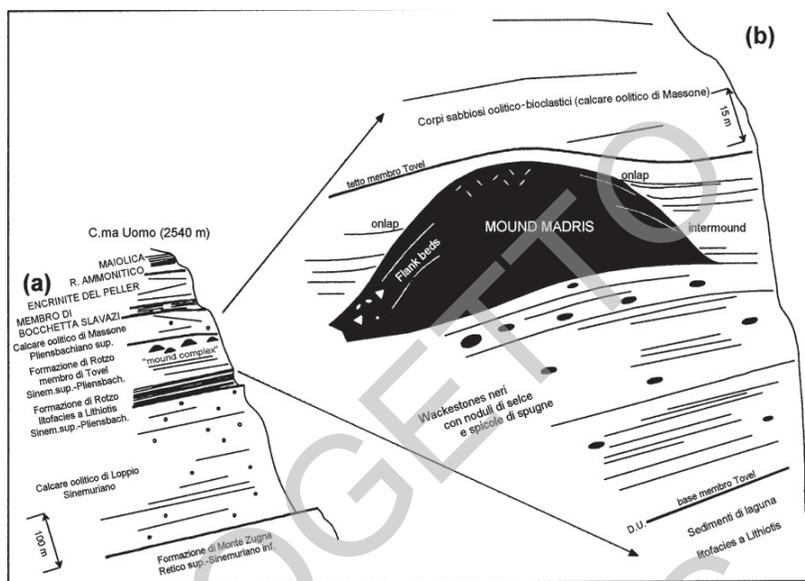


Fig. 13 - La successione di Cima Uomo (a) ed un dettaglio del mud-mound carbonatico "Madris" esposto in parete (b) (da CASOLARI, 1998).



Fig. 14 - Panorama del mud mound "Madris" nel membro di Tovel.

chetta Slavazi della formazione del Tofino (Cima Benon), dall'encrinite del Peller, o dal membro di Bregna da l'Ors della formazione di Val d'Agola. Le associazioni fossili comprendono spugne calcaree (tipo *Stylothalamia*), coralli coloniali, echinodermi, spicole di spugne, *Agesina martana* (FARINACCI), Nodosaridi.

Ambiente: margine biocostruito, dominato da barre sabbiose e biocostruzioni isolate, e una laguna ove si sviluppavano i *mud mound*. La presenza di tali biocostruzioni nel Giurassico inferiore è una novità, non essendo mai stati descritti in letteratura (vedi BOSENCE & BRIDGES, 1995). Il complesso di scogliera e retroscogliera è analogo al "patch reef/grainstone complex" descritto da ZEMPOLICH (1993) nell'area del M. Grappa al margine orientale della Piattaforma Veneta. Età: Sinemuriano sup.-Pliensbachiano.

Calcare Oolitico di Massone (OOM)

Istituita da KRAUTER (1987) per descrivere il corpo sommitale dei Calcarei Grigi, la formazione è formata da calcari oolitici ad ooliti micritiche concentriche, ben cernite, con crinoidi ed echinidi, in strati spessi e molto spessi, a giunti poco definiti. Al monte Castellazzo (Val Formiga) sono presenti clinostatificazioni che indicano una progradazione verso ovest (LEHNER, 1992); subito ad occidente della Val Formiga gli strati si ispessiscono rapidamente, in risposta all'attività rotazionale di una faglia (CASTELLARIN, 1972).

L'unità affiora solo nel settore del Bacino di Tovel e scompare sia verso est (Montagna di Cles) che verso ovest (Pra Castron, Sasso Rosso), mentre al centro della depressione raggiunge i 180 m. Il limite superiore è sempre netto e inconforme per annegamento con il membro di Bocchetta Slavazi della formazione del Tofino. Chiare evidenze di emersione marcano il contatto con l'encrinite del Peller, ad ovest della Val Formiga, e con il Rosso Ammonitico Veronese ad est della Val Formiga. Tra i fossili, oltre agli echinodermi, si segnalano lenticuline, Nubecularidi e alghe, tra cui *Cayeuxia sp.*, e *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI).

L'unità si è deposta su ampie porzioni del margine della piattaforma come insieme di barre coalescenti. Età: Pliensbachiano sup.

Formazione del Tofino (TOF)

Unità proposta da CASTELLARIN (1972) nell'area del foglio Riva del Garda per descrivere i calcari ben stratificati in facies "Medolo" e recentemente suddivisa in quattro membri (CASOLARI & PICOTTI, 1997; PICOTTI, 2003), di età hettangiana-sinemuriana inf., presenti nel Foglio Tione di Trento. Nel foglio Malè sono rappresentati solo i due membri più recenti: il membro di Malga Tenera e il membro di Bocchetta Slavazi.

Membro di Malga Tenera (TOF₃)

Affiora limitatamente solo nella zona ad est del M. Spolverino, a letto della linea del Sabion, in una complessa situazione strutturale. E' costituito da calcari micritici grigi e nocciola a spicole di spugna in strati medi con noduli di selce scura, intercalati a rare calcareniti grossolane a crinoidi e granuli carbonatici. Lo spessore, di qualche decina di metri, è difficilmente determinabile per l'elevato grado di tettonizzazione e l'assenza della base stratigrafica. Il limite superiore con il membro di Bocchetta Slavazi, graduale, viene posto alla diminuzione della componente micritica calcarea ed aumento di frequenza delle calcareniti.

Il contenuto fossilifero è dato da frammenti di crinoidi e bivalvi nelle calcareniti. In aree adiacenti l'unità è attribuita al Sinemuriano e Pliensbachiano (COBIANCHI & PICOTTI, 2001). Ambiente di formazione: bacino in parziale approfondimento, alimentato dalla coeva piattaforma (formazione di Rotzo). Unità corrispondente al Calcarea di Domaro delle Prealpi Bresciane. Età: Sinemuriano inf.-Pliensbachiano sup.

Membro di Bocchetta Slavazi (TOF₄)

Diffusa nel versante sinistro della Val Meledrio, all'altezza di Folgarida, questa unità si assottiglia notevolmente nel Brenta settentrionale, ove costituisce un caratteristico orizzonte tra il Sasso Rosso e la Val Formiga.

Il membro di Bocchetta Slavazi è formato da calcari micritici scuri a spicole di spugna, in strati medi con abbondanti noduli e liste di selce nerastra e frequenti interstrati marnosi. Sono presenti strati medi e spessi, localmente lenticolari, di calcareniti a crinoidi e brachiopodi e breccie a supporto di matrice (TOF_{4a}). Gli spessori variano da 0 a 30 m nel Gruppo di Brenta settentrionale; si aggirano intorno ai 250 m ad ovest della linea della Vedretta dei Camosci (Val Meledrio), ove l'unità è molto tettonizzata e manca il suo tetto. Nel Gruppo del Brenta l'unità ricopre in discordanza il tetto dei Calcari Grigi (inconformità per annegamento e locali *onlap* verso est, Fig. 15), per lo più il calcarea oolitico di Massone, ma localmente (tra Cima Benon ed il Sasso Rosso) anche il membro di Tovel della formazione di Rotzo. In questo settore, il limite superiore è graduale, in pochi decimetri, con i calcari dell'encrinite del Peller. Al passo di Pra Castron il limite superiore è inconforme per erosione con la Scaglia Rossa.

I fossili presenti nelle calcareniti sono per lo più crinoidi e brachiopodi. Raro nannoplancton negli interstrati marnosi; nell'area a sud del Foglio Malè, ha permesso l'attribuzione della formazione all'intervallo Toarciano inferiore-Bajociano inferiore. Nel settore di piattaforma l'unità abbraccia il Toarciano inferiore e dubitativamente il Toarciano medio (PICOTTI & COBIANCHI, 1996). I fossili presenti in quest'ultima successione sono foraminiferi (*Haurania amiji* (HENSON),

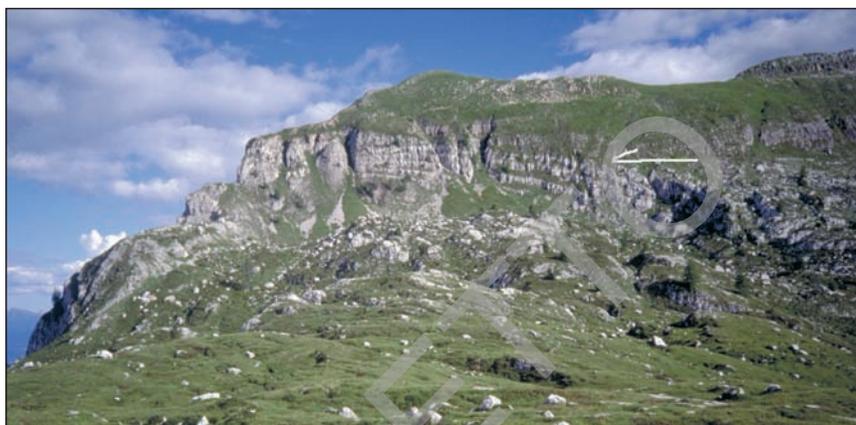


Fig. 15 - Il versante meridionale delle Pale della Vallina visto dal Pian della Nana. La freccia indica l'onlap della fm. del Tofino (membro di Bocchetta Slavazi) sui corpi sabbiosi progradanti del calcare Oolitico di Massone. Segue, al di sopra, tutta la successione fino alla Maiolica.

H. deserta (HENSON), *Lituosepta recoarensis* (CATI), *Pseudocyclammina* sp.) e alghe (*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Palaeodasycladus elongatus* (PIA)) tipici del Pliensbachiano (CASTELLARIN, 1972, FERRARI & MANARA, 1972). La loro presenza in sedimenti più recenti documenta un'attiva bioerosione della piattaforma dei Calcari Grigi, più precisamente dall'area della formazione di Rotzo (COBIANCHI & PICOTTI, 2001).

Ambiente di formazione: mare aperto, profondo almeno alcune centinaia di metri ad ovest della linea della Vedretta dei Camosci; molto basso (al di sotto dell'influenza delle onde) ad est della suddetta linea. L'unità, inizialmente separata dalla fm. del Tofino, era stata indicata come fm. di Tenno (CASTELLARIN, 1972).

L'unità è correlabile con le formazioni di Concesio e di Valmaggiora delle Prealpi Lombarde. Età: Toarciano-Bajociano inf.

Encrinite del Peller (EPE)

Unità istituita per indicare la successione di calcareniti a crinoidi del Brenta settentrionale. Termine suggerito da CASTELLARIN (1972), che poi aveva optato per "Calcare Oolitico di S. Vigilio". L'uso di questa nuova unità si rende necessario sia per le caratteristiche litologiche differenti che per la diversa distribuzione temporale.

E' costituita da calcareniti e calciruditi, rosa o grigio verdastre, formate da clasti arrotondati di crinoidi, echinidi e brachiopodi (rhynchonellidi). Gli strati sono medi, con giunti netti alla base e tendono a divenire spessi ed irregolari a tetto, ove sono frequenti laminazioni oblique ad angolo variabile.

Gli spessori variano da ca. 100 m nel Bacino di Tovel, a 20-30 m nella Montagna di Cles. L'unità è assente ad ovest della linea della Vedretta dei Camosci e, localmente, nella zona di Malga Tassulla-Malga Grumo. Il limite inferiore è graduale sul membro di Bocchetta Slavazi della formazione del Tofino nel Bacino di Tovel; verso est diventa inconforme sul calcare oolitico di Massone e sul membro di Tovel della formazione di Rotzo. Il limite superiore con il Rosso Ammonitico Veronese è netto e inconforme, talora marcato da croste polimetalliche e da cavità e filoni riempiti dalle micriti della parte basale del Rosso Ammonitico Veronese. Presso Cima Nana, il limite è inconforme per erosione con la Scaglia Rossa.

I fossili sono molto abbondanti e studiati da oltre un secolo. In Val Formiga, in una piccola depressione paleocarsica a tetto del calcare oolitico di Massone è presente una lumachella con bivalvi, cefalopodi e brachiopodi del Toarciano sup.-Aaleniano inf. (VIALLI, 1938; VINASSA DE REGNY, 1937). TREVISAN (1939) e VIALLI (1938) forniscono una prima descrizione della ricca fauna di brachiopodi (tra cui *Stolmorhynchia clesiana* (LEPS.) e *Loboidothyris lossii* (LEPS.)) di piccole dimensioni ("fauna nana"), successivamente approfondita da FERRARI & MANARA (1972). Si tratta di alcuni livelli di lumachella a brachiopodi a circa 25 m dal tetto, in cui STURANI (1971) descrive alcune piccole ammoniti della zona a *Tmetoceras scissum* dell'Aaleniano medio. L'età di questa unità è dunque compresa tra il Toarciano e la base del Bajociano.

Ambiente di formazione: piattaforma aperta dotata di una notevole energia idrodinamica. Età: Toarciano medio-Bajociano inf.

Rosso Ammonitico Veronese (ARV)

Unità di largo uso in letteratura, di limitato spessore, ma molto caratteristica ed estesa nel settore settentrionale del Gruppo del Brenta, con buoni affioramenti tra il Sasso Rosso ed il M. Peller (Malga Tassullo).

Consiste di tre intervalli caratteristici. Quello basale è dato da calcari micritici rossi, in strati spessi a giunti ondulati ricchi di bivalvi a guscio sottile, protoglobigerine e impronte di ammonoidi. Segue, solo localmente, un intervallo di calcari selciferi e radiolariti rosse, brune e giallastre, in strati medi e sottili con interstrati marnosi. Quello di tetto è formato da calcari micritici nodulari in strati poco definiti, ricchi di impronte di ammonoidi e frammenti di crinoidi. L'unità ha spessore da pochi metri a 20-25 m ed è assente tra Malga Grumo e Malga Mezolo e tra Cima Nana ed il Sasso Rosso. Queste variazioni sono imputabili alla diversa entità dell'erosione a tetto. Il limite inferiore è inconforme per paraconcordanza di norma sull'encrinite del Peller, ma anche sul membro di Tovel della formazione di Rotzo (Malga Culmel) o sul calcare Oolitico di Massone (Malga Tassulla); il limite superiore è netto con la Maiolica, o netto ed erosivo con la Scaglia Rossa (Monte Peller, Sasso Rosso).

Il contenuto paleontologico è ricco: nell'intervallo basale si riconoscono *Bositra buchi*, radiolari e crinoidi, nonché *Conoglobigerina* sp.; nell'intervallo superiore sono frequenti resti di Aptici, denti di squalo, *Saccocoma* sp. e varie microforme (tra cui *Ammodiscus* sp., *Globochaete alpina* (LOMB.), *Stomiosphaera moluccana* (WANN.)).

L'ambiente di sedimentazione era di altofondo pelagico a sedimentazione condensata. Età: Bajociano sup. –Titoniano inf.

Maiolica (MAI)

Termine in uso da quasi due secoli nella letteratura geologica, per descrivere le successioni di calcari bianchi a grana fine. Questa formazione è presente solo localmente nel Gruppo del Brenta settentrionale, costituita da calcari micritici bianchi in strati sottili e medi a giunti stilolitici o con rari interstrati marnosi grigi, ricchi di selce rosso-giallastra e nera.

Gli spessori variano da 0 a 50 m, controllati dall'erosione cretacea ma anche da lacune e ripetizioni legati a franamento sottomarino (CASTELLARIN, 1972). Il limite superiore con la Scaglia Rossa è netto ed inconforme per erosione, talora marcato da croste polimetalliche. Solo localmente (zona deformata della linea delle Fontane a sud delle Fraine) è presente un piccolo affioramento di scaglia variegata alpina; il limite, non visibile, dovrebbe essere netto ma conforme.

Il contenuto di microfossili (Tintinnidi) consente una buona risoluzione biostratigrafica negli intervalli basali e ha permesso a FERRARI & MANARA (1972) di documentare una lacuna (età Berriasiano medio-sup. del campione basale in Campedel) e la posizione anomala di fossili del Titoniano sup. qualche metro sopra. L'intervallo sommitale, ricco di radiolari, vede a tetto la presenza delle prime forme di hedbergelle.

Ambiente di sedimentazione: altofondo pelagico scarsamente rifornito da sedimenti e reso instabile da probabili vicende tettoniche. Il termine Maiolica è sinonimo di Biancone, usato in passato nella cartografia delle Tre Venezie per descrivere l'intera successione titoniana sup.-cenomaniana. Questo termine è stato abbandonato definitivamente in favore di Maiolica, di più antico e largo uso: in questo modo si può inoltre distinguere l'importante unità aptiana sup.- cenomaniana. Età: Titoniano sup.–Aptiano inf.

Scaglia Variegata Alpina (VAA)

Unità a volte inserita nella "Scaglia Lombarda" o più recentemente (cartografia regionale) nel "Biancone".

E' distinta come formazione per le sue peculiarità litologiche. Affiora in un'unica località (zona deformata della linea delle Fontane, a sud delle Fraine), essendo stata probabilmente erosa in tutto l'areale del Peller.

Consiste di calcari micritici selciosi grigi, verdini e bianco-rosati a radiolari e foraminiferi, in strati sottili e medi con interstrati di marne argillitiche nere, localmente policrome. I calcari presentano bioturbazioni (*Chondrites*).

Nello spezzone di serie affiorante (spessore 3 m) sono stati rinvenuti solo radiolari. L'ambiente di deposizione non differisce dal precedente se non per le condizioni di ossigenazione del fondale. Età: Aptiano sup.-Albiano?

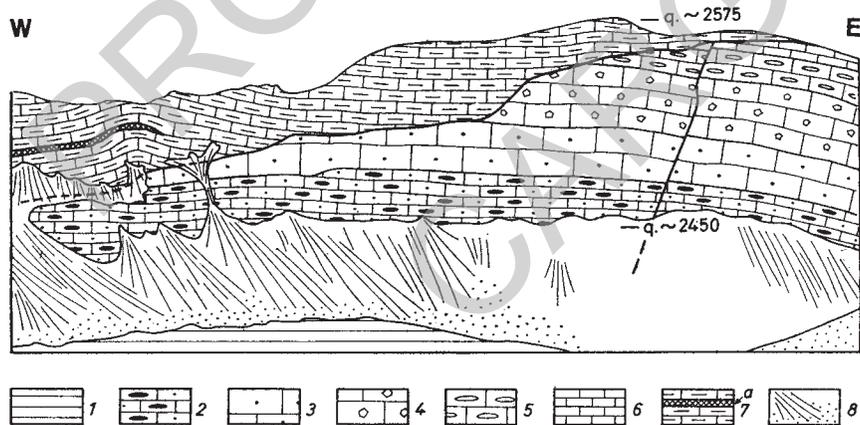
Scaglia Rossa (SAA)

Unità di largo uso nella letteratura geologica alpina ed appenninica, affiora estesamente nella parte nord-orientale del foglio, dove costituisce la dorsale Sasso Rosso-Cima Cesta-Monte Peller.

E' formata da calcari micritici, calcari marnosi e marne rosate o rosse, a foraminiferi planctonici, in strati medi e spessi a giunti irregolari (stilolitici), e da calcisiltiti e areniti litiche grigio-verdastre in strati medi e spessi a giunti netti, con strutture torbiditiche. Alla base locali breccie carbonatiche anche in filoni sedimentari (SAAa). Presenti *slump* a scala metrico-decаметrica e, presso il contatto erosivo basale, sciami di blocchi e calcareniti derivate dal substrato giurassico. Lo spessore affiorante è di circa 250 m, mancante però del limite superiore. Il limite inferiore varia in funzione dell'entità di erosione del substrato: a ovest del Passo della Nana, la Scaglia Rossa poggia sulla Maiolica con interposizione di un orizzonte di *hard ground*; nella zona a sudovest di Cima Cesta e Cima Nana (zona di denudamento sottomarino del Sasso Rosso, nicchia di distacco gravitativo del Cretacico superiore in CASTELLARIN, 1972) il limite passa dalla Maiolica al Rosso Ammonitico, all'encrinite del Peller, fino a raggiungere il membro di Bocchetta Slavazi della formazione del Tofino (Passo di Pra Castron) (Tav.1).

La successione è ricca di foraminiferi che ne permettono una buona scansione biostratigrafica. Tuttavia, la presenza di *slump* e troncature rendono l'unità molto variabile lateralmente. L'età della base della Scaglia Rossa varia dal ?Coniaciano-Santoniano (*Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Dicarinella* sp., *Margino-truncana* sp., *Dicarinella asymmetrica* (SIGAL)) al Campaniano (*G. stuartiformis* (DALBIEZ), *G. elevata* (BROTZEN)). L'intervallo più potente è quello Campaniano-Maastrichtiano, ove compaiono le torbiditi arenitiche. TREVISAN (1939) segnala nelle morene di circo del M. Peller clasti ricchi di nummuliti, tramite i quali ipotizza che l'Eocene fosse ancora presente sulla cima nelle ultime fasi glaciali.

Ambiente di deposizione: altofondo pelagico che è sprofondato sino ad accogliere le torbiditi che "traboccano" dall'adiacente bacino (formazione di Val d'Agola, ad ovest della linea della Vedretta dei Camosci). La presenza di residue plaghe di areniti e conglomerati appartenenti a quest'ultima formazione sopra la superficie di erosione alla base della Scaglia Rossa del Sasso Rosso suggerisce che questo settore era già più depresso prima del Campaniano. Questa complessa



Tav. 1 - Panorama della cresta del versante N del Sasso Rosso ripresa dai dintorni di Cima Nana. Si noti la vasta e profonda zona di denudamento, incisa per più di 100 m entro la successione giurassico-cretacica, sigillata dalla Scaglia Rossa in assetto quasi tabulare. La struttura è stata riferita a un sistema di nicchie di distacco legate a scivolamenti gravitativi sottomarini (CASTELLARIN, 1972), tipici del bordo occidentale della Piattaforma Veneta (prolungamento settentrionale della scarpata tettonica Ballino-Garda). Legenda: 1) Calcarei Grigi; 2-3) formazione del Tofino, membro di Bocchetta Slavazi; 4) encrinite del Peller; 5) Rosso Ammonitico Veronese; 6) Maiolica; 7) Scaglia Rossa con breccie a grandi blocchi (a) di franamento sottomarino; 8) conoidi e falde detritiche. Da CASTELLARIN (1972, Tav V).

evoluzione è stata attribuita all'inversione parziale del Bacino di Tovel, avvenuta tra Albiano e Turoniano (PICOTTI *et alii*, 1998). Età: Coniaciano-Maastrichtiano.

Formazione di Val d'Agola (VAG)

Unità proposta da CASTELLARIN (1972) per descrivere la successione più recente formata da depositi per lo più terrigeni. Affiora in uno stretto corridoio limitato da faglie nel versante sinistro della Val di Sole (CASTELLARIN *et alii*, 1977) e lungo il Sarca di Campiglio e di Vallesinella (CASTELLARIN *et alii*, 1993).

È suddivisa in tre membri: i primi due sono descritti da CASTELLARIN (1972); il terzo, già riconosciuto da TREVISAN (1939) e PICCIONI (1989) e descritto da CAPUZZO (1995), è proposto nelle presenti note. Età: Cretacico sup.–Eocene medio.

Membro del Bregna da L'Ors (VAG₁)

Definito come membro inferiore da CASTELLARIN (1972), affiora con buona continuità sul versante sinistro della Val di Sole ed è presente con esili lembi sulle pendici occidentali del Sasso Rosso (Pracastron).

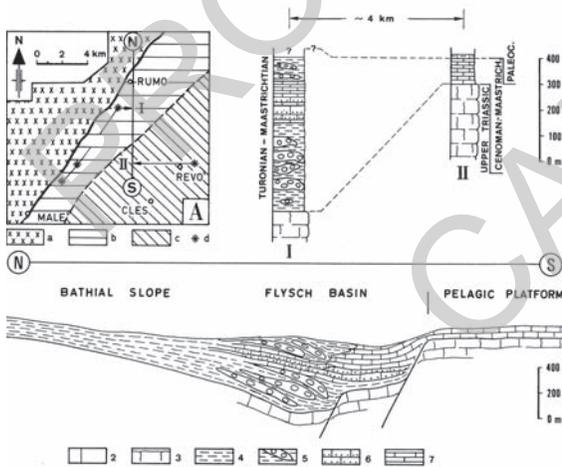
È costituito da marne, marne argillitiche e siltitiche, grigio scure, localmente (alla base) rosso scure o verdastre, in strati mal definiti, con intercalazioni anche metriche di areniti ibride laminate; frequenti lenti metrico-decimetriche di conglomerati in matrice arenitica, con clasti arrotondati decimetrici di selce, carbonati, quarziti, scisti, plutoniti e vulcaniti (CASTELLARIN *et alii*, 1977; Tav. 2). Lo spessore varia tra 250 e 350 m. Il limite inferiore è inconforme per erosione sul membro di Tovel al Pracastron, mentre è troncato da una importante faglia in Val di Sole. Il limite superiore, netto, è posto alla comparsa di una intercalazione plurimetrica di calcari marnosi rossi.

Il contenuto in foraminiferi è molto scarso, tranne che nelle rare intercalazioni di calcari marnosi dove si riconoscono associazioni della zona a *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) del Turoniano, a *Marginotruncana sigali* (REICHEL) del Coniaciano e a *Dicarinella asymmetrica* (SIGAL) del Santoniano (CASTELLARIN *et alii*, 1977).

Ambiente di formazione: settore di transizione tra scarpata e piana di bacino, ove tendevano ad accumularsi depositi torbidity alimentati dalla catena alpina posta a nord. L'unità è correlabile con le formazioni turoniano-santoniane delle Prealpi Lombarde (flysch di Colle Cedrina, flysch di Pontida, arenaria di Sarnico e conglomerato di Sirone). Età: Turoniano- Santoniano.

Membro de le Coste di Gual (VAG₂)

Corrisponde al membro superiore di CASTELLARIN (1972) della formazione



Tav. 2 - Conglomerati a ciottoli arrotondati (radiolariti, dolomie, calcari dolomitici, calcari pelagici, metamorfiti, vulcaniti), intercalati nella fm. di Val d'Agola, presso Samoclevo. La struttura embricata (verso S) dei clasti documenta l'esistenza di canalizzazioni N-S dei conglomerati, alimentati da zone settentrionali in erosione subaerea. Nello schema A: a) Austroalpino; b) Flysch; c) Piattaforma Veneta. Nella sezione sono illustrati i rapporti tra le successioni torbiditiche del Flysch (sez. I) e quelle pelagiche della Scaglia Rossa (Cles e Revò, sez. II), regolati dall'attività di faglie sinsedimentarie. Legenda: 2) Calcarei Grigi; 3) Dolomia Principale; 4) arenarie fini e siltiti argillose; 5) conglomerati e para-conglomerati; 6) calcitorbiditi in strati e banchi; 7) Scaglia Rossa. Da CASTELLARIN et alii (1977, fig. 7).

della Val d'Agola. Affiora nel versante sinistro della Val di Sole, presso Monticello, e lungo il Sarca di Vallesinella e di Campiglio.

La parte inferiore è costituita da calcari marnosi rossi e grigi in strati medi a foraminiferi tipo scaglia, con intercalazioni di calcitorbiditi metriche, canalizzate, ad *Orbitoides sp.* e *Lepidorbitoides sp.* Nella parte superiore ai calcari rossastri s'intercalano calcisiltiti e arenarie grigio scure con livelli metrici di conglomerati poligenici a quarziti, scisti, dolomie e calcari mesozoici (VAG_{2a}) (Tav. 2).

Lo spessore è variabile tra 150 ed 250 m. Il limite superiore, graduale e presente solo lungo il Sarca, è posto alla scomparsa delle marne rossastre ed alla comparsa di calcilutiti bianche. Il membro è ricco di foraminiferi: *Dicarinella asymmetrica* (SIGAL), *Globotruncana stuartiformis* (DALBIEZ), *G. contusa* (CUSHMAN), *G. conica* (WHITE) (CASTELLARIN, 1972; CASTELLARIN *et alii*, 1977). L'ambiente di deposizione era simile a quello del precedente membro. La formazione è correlabile con le successioni Campaniano-Maastrichtiano delle Prealpi Lombarde (pietra di Credaro, flysch di Bergamo, fm. di Piano di Brenno). Età: Campaniano-Maastrichtiano.

Membro del Sarca di Campiglio (VAG₃)

Affiora lungo il Sarca in modo discontinuo ed è fortemente tettonizzato ad opera della vicina linea del Sabion. Consta di marne calcaree grigie e nere, in strati mal definiti, con intercalazioni di calcari micritici biancastri a globigerine e biocalcareni nummulitiche. Nella parte alta della successione è presente un livelletto di vulcaniti e vulcanoclastiti andesitiche, intercalate tra marne brune e calcareniti nummulitiche (CAPUZZO, 1995, e dati inediti dell'Autore). Lo spessore è intorno ai 100-150 m. Il limite superiore non è presente nel foglio. Le associazioni planctoniche a *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Acarinina bullbrookii* (BOLLI) e radiolari, e le associazioni a *Nummulites sp.*, *Asterigerina sp.*, *Discocyclina sp.* documentano l'Eocene inferiore e medio (PICCIONI, 1989; CAPUZZO, 1995). Il Paleocene, se pure rappresentato, non è documentato. Età: Paleocene?-Eocene medio.

3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

E' rappresentato dal plutone oligocenico della Presanella, appartenente al Batolite terziario dell'Adamello, e da sottili corpi (lamelle) di tonaliti foliate lungo la linea delle Giudicarie Nord.

3.1 - BATOLITE DELL'ADAMELLO

Batolite a struttura composita, situato nel cuneo crostale compreso tra la linea del Tonale e la linea delle Giudicarie Sud e costituito da corpi intrusivi di età decrescente da sud (42 Ma) a nord (30 Ma), insediati nelle coperture e nel basamento delle Alpi Meridionali (BIANCHI *et alii*, 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973; BRACK, 1985; DEL MORO *et alii*, 1985b; MARTIN *et alii*, 1996; CALLEGARI & BRACK, 2002).

3.1.1. - *Plutone della Presanella*

E' delimitato dalla Val di Sole (a nord), dalla Val di Genova (a sud, Foglio Tione di Trento) e dalle Valli Meledrio e Campiglio (a est). Il limite occidentale segue grosso modo la linea spartiacque Monte Mandrone-Punte Pisgana-Lago Scuro. Nel Foglio Malè il plutone è rappresentato dalla tonalite della Presanella Centrale e dalla leucotonalite della Val Nambrone, distinguibili sul terreno per le diverse dimensioni dell'anfibolo magmatico, sensibilmente ridotte nel secondo caso, e per l'indice di colore. Entrambi i litotipi hanno età oligocenica e sono caratterizzati da marcata foliazione.

Tonalite della Presanella Centrale (PPC)

Roccia a grana media o medio-grossa, costituita da plagioclasio, quarzo, orneblenda e biotite, con raro feldspato potassico identificabile solo al microscopio. Il plagioclasio è abbondante, in cristalli idiomorfi, zonati e di dimensioni anche notevoli (fino a 1,5 cm), generalmente freschi o poco saussuritizzati. Anche l'anfibolo è piuttosto abbondante, idiomorfo e lungo sino a qualche centimetro, con rapporto base-altezza da 1/3 a 1/5. La biotite è abbastanza abbondante e spesso riunita in pacchetti. La composizione mineralogica è molto monotona in tutto il foglio, con l'unica eccezione delle dimensioni dell'anfibolo, leggermente più piccolo nella fascia settentrionale (larga un paio di chilometri) rispetto al resto del plutone. La roccia è in genere molto fresca, tranne nelle zone ad intensa deformazione cataclastica, caratterizzate da un notevole incremento della clorite a spese della biotite e dalla crescita di clinozoisite da plagioclasio alterato. Una foliazione generalmente pronunciata caratterizza buona parte del plutone, tranne la zona centrale (Laghi di Cornisello). A volte è così penetrativa da conferire alla roccia un aspetto gneissico.

I nuclei di concentrazione femica sono frequenti e talora abbondanti; nelle zone foliate essi si appiattiscono sui piani della foliazione ed assumono una tipica forma a pizza (MONTRESOR & RIGATTI, 1995).



Fig. 16 a-b - Esempi di tonalite ad inclusi microdioritici nei pressi (ad ovest) del Passo Nambrone.

Sono state distinte le zone in cui la tonalite è particolarmente ricca in nuclei di concentrazione femica (PPCa), di tipo microdioritico, costituiti da plagioclasio, orneblenda e biotite (Fig. 16 a-b). Hanno dimensione metrico-decimetriche, grana da medio-fine a fine e struttura talora porfirica per la presenza di fenocristalli nerastri di anfibolo; in alcune zone (Lago Ritorto, Val Fazzon, Val Gelada) si notano concentrazioni di anfibolo pluricentimetrico. Età: Oligocene.

È stato attribuito al plutone della Presanella (Unità PPC) anche il piccolo e isolato affioramento di Costa Rotiana, presso Dimaro, già segnalato nel Foglio Monte Adamello al 1:100.000. Permane tuttavia qualche perplessità sull'interpretazione a causa della posizione decentrata dell'affioramento, dei suoi rapporti con il lineamento periadriatico, completamente sepolto sotto le coperture quaternarie, e per la presenza di granato. In alternativa potrebbe essere riferito al sistema di lamelle oligoceniche (TLG) o ai graniti permiani (GLM)

Leucotonalite della Val Nambrone (PPN)

Affiora nell'area compresa tra i laghi Gelato, Ritorto, Nambino e delle Malghette, sul versante orientale della Presanella. E' costituita da plagioclasio, quarzo, talora molto abbondante, scarso feldspato potassico, biotite ed anfibolo. La grana è media. L'anfibolo ha dimensioni generalmente ridotte (0,5 cm in media, rari individui di 1,5 cm), la biotite è bruna con riflessi rossastri, brillante, spesso associata in pacchetti. Rispetto alle tonaliti (PPC), hanno una maggiore tendenza leucocratica. Entrambe sono caratterizzate dalla stessa foliazione tettonica che taglia i limiti tra i vari corpi ignei, filoni compresi.

Il limite tra tonaliti (PPC) e leucotonaliti (PPN) non è generalmente netto, ma caratterizzato da una litofacies di transizione (PPNa). Avvicinandosi al limite con le tonaliti, si nota una fascia potente da pochi metri (Lago Ritorto) a qualche centinaio di metri (caso prevalente) di una leucotonalite in cui la biotite tende a prevalere nettamente sull'anfibolo di piccole dimensioni (Val Nambrone, Lago Gelato e Tre Laghi), diminuisce il contenuto in quarzo e compaiono grandi e isolati individui di anfibolo che diventa via via più frequente. Età: Oligocene.

Filoni

Nel plutone tonalitico sono stati distinti due principali tipi di filoni.

Filoni leucocratici (fl)

Filoni in genere di piccole dimensioni e con spessore variabile da alcuni cm (vene) a 1 m, solo raramente di alcuni metri. Si tratta di trondhjemiti a grana generalmente medio-fine, costituite da quarzo, plagioclasio, scarso feldspato potassico

(in plaghe allotriomorfe visibili al microscopio) e biotite, in percentuale inferiore al 5%, talora assente. Più rari i filoni di apliti e pegmatiti a due miche, di spessore limitato e grana da minuta a grossa. Se la tonalite incassante è foliata, lo sono anche i filoni leucocratici.

Filoni intermedio-basici (fi)

Filoni e piccoli corpi anfibolico-plagioclasici, decisamente più rari dei precedenti e di modesto spessore; sono caratterizzati in genere da una matrice di plagioclasio, anfibolo \pm biotite a grana fine e talora da fenocristalli centimetrici di anfibolo e/o plagioclasio che a volte marcano deboli strutture di flusso.

3.2 - LAMELLE TONALITICHE LUNGO LA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD

Sottili corpi di tonaliti foliate, di età oligocenica, che affiorano in modo molto discontinuo e con spessore variabile da pochi metri ad una ventina di metri a nord-ovest di Samoclevo e in Val Rocca, ma probabilmente sono presenti nel sottosuolo di buona parte della linea delle Giudicarie Nord (SANTINI & MARTIN, 1988).

Tonalite di Samoclevo (TLG)

La composizione mineralogica è quella tipica delle tonaliti dell'Adamello: plagioclasio, orneblenda e quantità minori di biotite e quarzo. In Val Rocca sono associate a quarzodioriti ed a rocce più basiche, caratterizzate dalla presenza di ortopirosseno, clinopirosseno e cummingtonite. Sono nettamente foliate, come le tonaliti marginali della Presanella, e fortemente cataclosate. La deformazione duttile è evidenziata soprattutto dalla ricristallizzazione dinamica del quarzo. La successiva cataclasi è particolarmente intensa in corrispondenza dei contatti tettonici con le rocce del basamento austroalpino. Tracce di un'impronta metamorfica di contatto sono localmente preservate nel basamento austroalpino di tetto (EXNER, 1976; MARTIN *et alii*, 1993), documentando il carattere intrusivo della lamella tonalitica rispetto alle rocce incassanti, poi mascherato dalle intense deformazioni fragili. Età: Oligocene.

PROGETTO
CARG

V - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI PLIO-QUATERNARI

1. - CARATTERI GENERALI

La presenza per lunghi periodi del Pleistocene di estese aree glaciali ha fortemente condizionato le caratteristiche dei sedimenti quaternari; infatti, i versanti delle valli sono in buona parte ricoperti da depositi glaciali e più raramente da cordoni morenici. I depositi glaciali e proglaciali del Tardoglaciale e dell'Olocene si rinvengono solo alla testata delle valli, in prossimità delle attuali fronti glaciali. I primi formano le morene frontali o laterali, mentre i secondi costituiscono piccole piane alluvionali o coni fluvioglaciali di modesta estensione.

La parte inferiore dei versanti vallivi è ricoperta da ampie falde e coni detritici che si appoggiano sulla piana alluvionale, costituita da brevi pianure e, più frequentemente, da estesi conoidi di deiezione che spesso occupano l'intero fondovalle. La maggior parte dei conoidi alluvionali si è formata in seguito al trasporto in massa dei ripidi torrenti che collegano la parte alta dei versanti al fondovalle, mediante profonde incisioni. Relativamente poco frequenti sono i fenomeni dovuti a frane di crollo nelle rocce del basamento cristallino e nelle plutoniti della Presanella. Questo tipo di frana ha invece caratterizzato l'evoluzione dei versanti dolomitici della Val di Tovel, specialmente durante la fase finale dell'ultima glaciazione. Numerosi sono i piccoli scoscendimenti che interessano la parte superficiale della coltre detritica e soprattutto i depositi glaciali. Le acque dilavanti hanno prodotto estese fasce colluviali, che si ritrovano sia lungo i versanti a debole pendenza, sia sul fondovalle, dove costituiscono un elemento di transizione tra i versanti ricoperti da depositi glaciali e i cono o le piane alluvionali. I depositi crioclastici danno origine ad una copertura quasi continua ai piedi delle pareti

rocciose al di sopra del limite del bosco, tanto più frequenti se in corrispondenza delle numerose fasce cataclastiche presenti nell'area. I *rock glacier* sono forme molto diffuse soprattutto nei circhi situati sui versanti esposti a nord del Gruppo della Presanella.

Le valli glaciali, tipicamente a gradinata e spesso sospese sulla valle principale, a monte delle soglie di confluenza, presentano brevi piane fluvioglaciali, come nella Val Piana e nella Val Baselga sulla destra idrografica della Val di Sole. Anche la morfologia articolata della parte alta delle valli del Sarca d'Amola e di Nambrone è caratterizzata dalla presenza di ampie conche di sovraescavazione glaciale, attualmente occupate da piccoli bacini lacustri, alcuni dei quali già colmati da depositi alluvionali.

Per quanto riguarda l'età, le forme e i depositi quaternari appartengono essenzialmente al Pleistocene superiore e all'Olocene, con la presenza di alcuni importanti affioramenti di depositi precedenti l'ultima espansione glaciale. Le tracce più elevate di depositi lasciati dal ghiacciaio pleistocenico, nella sua massima fase di espansione, si trovano sul versante settentrionale della Val Vermiglio a quota 1990 m (sopra M.ga Boai), per scendere a quota 1650 m a Malghetto, sulla dorsale che separa la Val di Sole dalla Val di Rabbi. I depositi glaciali al di sotto di tale limite sono interpretati come *till* di ablazione e/o di alloggiamento della massima espansione glaciale oppure attribuiti ad una delle ultime fasi del U.M.G. o del Tardoglaciale. Le quote più basse in cui si rinvennero questi depositi si riferiscono all'area circostante la gola di Mostizzolo (540 m). D'altra parte entrambi i versanti della Val di Sole, della Val Meledrio, dell'alta Val del Sarca e della Val di Tovel sono abbondantemente ricoperti fino al fondovalle dai depositi dei ghiacciai dell'ultima espansione o di quelli immediatamente successivi.

Una situazione particolare si riscontra in Val di Tovel, il cui fondovalle è quasi interamente occupato da depositi di grandi frane cadute sul ghiacciaio pleistocenico in rapido ritiro (TREVISAN, 1939). Fra i vari depositi esaminati sul fondovalle quello più significativo è un dosso glaciale (riesumato in uno scavo artificiale a 720 m nei pressi di Malè) che si protende dalla Val di Rabbi verso il T. Noce, restringendo la valle nel punto di confluenza.

2 - UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI

I depositi continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi. In ogni unità sono state indicate le sole caratteristiche litologiche ed in particolare le variazioni di tessitura dei depositi sciolti (depositi alluvionali, lacustri, di contatto glaciale, fluvioglaciali, etc.). Questo criterio mantiene, mediante il simbolo delle tessiture, l'interpretazione genetica del deposito, anche per quelli fortemente eterometrici, come i depositi glaciali e di frana, per i quali l'indicazione di tipo

genetico verrà a sovrapporsi al colore corrispondente all'unità stratigrafica.

I sedimenti cementati, di solito molto antichi e spesso di età non precisabile, sono stati cartografati come litozone, per permettere una loro descrizione e la loro individuazione in carta, altrimenti non sempre agevole, dato il loro carattere discontinuo. Per correlare i diversi affioramenti dei depositi e stabilire la loro appartenenza alle diverse unità, sono stati seguiti i criteri per il rilevamento del Quaternario continentale indicati nel Quaderno 1, serie III, del SGN (1992), tenendo presente le scelte già operate, nell'ambito del Progetto CARG, nelle aree vicine del bacino dell'Adige ed operando leggere modifiche nella definizione delle U.B.S.U, tali da permettere il loro utilizzo in quest'area alpina. Le unità a limiti inconformi riconosciute nel Foglio Malè sono sintetizzate nel seguente quadro delle formazioni continentali plio-quadernarie (Tab. 1). Oltre l'età delle

Età	Unità climatiche	Nome	Attributi generali	Sigla	Autori precedenti
Attuale-Olocene p.p.	P.E.G. - Attuale	Subsintema dell'Amola	Depositi della P.E.G. ed altri ad essi correlati	PTG ₁	Depositi olocenici
Olocene-Pleistocene sup.p.p.	Postglaciale - Tardoglaciale	Sintema Postglaciale Alpino	Depositi glaciali, alluvionali e di versante	PTG	Depositi olocenici
Pleistocene sup. p.p.	Tardoglaciale	Subsintema di Bondo (Unità delle Alte Valli)	Depositi glaciali e altri ad essi correlati	SGD ₂	Fasi stadiali tardiglaciali (Egesen, Daun, Gschnitz)
Pleistocene sup. p.p.	Tardoglaciale inferiore	Subsintema di Malè (Unità dei Fondovalle)	Depositi glaciali vallivi e lacustri singlaciali	SGD ₁	Ultime fasi dell' U.M.G.L. (Bühl, Steinach)
Pleistocene sup.	Tardoglaciale -Pleniglaciale	Sintema del Garda	Depositi glaciali ed altri ad essi correlati	SGD	Würm III
Pleistocene medio-Pliocene?	Pre ultimo massimo glaciale	Supersintema del M. Spinale	Tutte le unità più antiche dell'ultima massima espansione glaciale (U.M.G.)	MS	Depositi pre-würmiani

Tab. 1 - *Quadro delle unità continentali quadernarie del Foglio Malè.*

single unità stratigrafiche, vengono indicate anche le caratteristiche principali dei depositi che le costituiscono e la denominazione utilizzata in letteratura dagli Autori precedenti. Nell'area del Foglio sono stati individuati un supersintema, due sintemi e tre subsintemi.

Nel supersintema del M. Spinale (sigla MS) sono inseriti tutti i depositi for-

matisi in differenti cicli sedimentari precedenti l'ultima massima espansione glaciale, definiti nel passato come depositi pre-würmiani. Il sintema del Garda (SGD), comprende i depositi glaciali e fluvioglaciali dell'ultima massima espansione glaciale locale. In essa sono inseribili tutti i depositi dell'U.M.G. del bacino dell'Adige-Garda, e quindi anche quelli del Foglio Malè. Nei precedenti Fogli geologici questi depositi erano descritti come depositi morenici würmiani. All'interno di questo sintema si sono distinti due subsintemi, che definiscono, in modo più preciso rispetto al passato, le fasi tardiglaciali di chiusura dell'ultima massima espansione glaciale. L'Unità dei Fondovalle (SGD₁) nasce dall'esigenza di giustificare in quest'area, nel Foglio Tione di Trento e in altre valli dell'Alto Adige, la presenza di depositi glaciali, fluvioglaciali, di frana e lacustri, non attribuibili all'ultima massima espansione glaciale locale. Questa unità ha anche lo scopo di tenere separati i depositi in oggetto da quelli glaciali dell'Unità delle Alte Valli (SGD₂), caratterizzata da una netta ripresa del glacialismo tardoglaciale, diffuso nei principali gruppi montuosi delle Alpi.

Si è introdotto il sintema postglaciale alpino, definito con la sigla PTG, che include tutti i depositi di età compresa dalla fine dell'ultima massima espansione glaciale ai nostri giorni. Questo sintema può essere correlato all'analogo sintema postglaciale dell'attiguo Foglio geologico Tione di Trento e assimilato ai depositi olocenici delle precedenti Carte Geologiche delle Tre Venezie: Foglio n. 20 "M. Adamello" e Foglio n. 9 "M. Cevedale".

Anche nel sintema postglaciale del Foglio 042 Malè è stato possibile riconoscere un'unità di rango inferiore nel subsintema dell'Amola (PTG₁) che comprende tutti i depositi privi di copertura pedogenica, fra cui quelli della Piccola Età Glaciale (P.E.G.) (1500-1895 d.C.). Questa unità stratigrafica coincide con l'omonimo subsintema descritto nel Foglio Tione di Trento.

2.1. – SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE (MS)

Le unità incluse in questo supersintema sono costituite da depositi formati in differenti cicli sedimentari di età più antica dell'ultima espansione glaciale (Pliocene?-Pleistocene).

Brecce dello Spinale - Si tratta di un corpo di brecce fortemente cementate e spesso stratificate, che ricopre irregolarmente il piano dello Spinale ed i bassi versanti a occidente del Grostè e della Pietra Grande tra 1950 e 2200 m (Fig. 17 e 18). Gli affioramenti maggiori si trovano nei dintorni del M. Spinale, nella zona del Lago di Spinale ed in una fascia disposta in senso N-S che comprende Fontana Fredda, Pozza di Boch e Grasse fino al versante sud del Dosson di Vagliana. Lo spessore varia da pochi metri ad oltre 50 m. Le brecce sono formate da clasti car-

bonatici angolosi e sub-angolosi, con dimensioni da millimetriche a decimetriche che in qualche caso possono raggiungere il metro (a sud de I Dossi, nei pressi del Monte Spinale). I clasti sono costituiti dalle rocce affioranti nella serie locale (oolite di Loppio, fm. di M. Zugna, Calcare di Zu, Dolomia Principale) e, spesso, anche da Scaglia Rossa, non affiorante nei rilievi circostanti nè nel substrato dello Spinale su cui poggiano le breccie. La matrice, sempre presente, è carbonatica e di colore nocciola chiaro o rosa. I depositi sono stati interessati dall'esarazione glaciale e da fenomeni di dissoluzione carsica. Le breccie poggiano su di una superficie di erosione che interessa il substrato roccioso costituito da formazioni diverse per la presenza di numerosi contatti tettonici. A loro volta sono ricoperte localmente da depositi dell'ultimo pleniglaciale-tardoglaciale.

Queste breccie sono state studiate da vari Autori ed interpretate in modo differente: grandi frane a blocchi staccate dalla Pietra Grande (SCHWINNER, 1912); in prevalenza substrato affiorante (WIEBOLS, 1938); marocche trasportate da un ghiacciaio pre-würmiano proveniente da nord, dalla zona del Sasso Rosso, per spiegare la presenza dei clasti e lembi di Scaglia Rossa (TREVISAN, 1939).

Le breccie dello Spinale sono state rappresentate in carta come un corpo unico anche se in realtà si devono ricondurre ad eventi differenti, con depositi che si sovrappongono e si accostano in vario modo, probabilmente di età diversa, e che



Fig. 17 - Breccie dello Spinale ben stratificate al contatto tettonico con la Dolomia Principale, visibile nell'angolo a destra in basso. I depositi sono inclinati da 10° (sulla sinistra) a 40° (verso destra), per effetto del trascinamento lungo la linea della Vedretta dei Camosci.



Fig. 18 – Le Breccie dello Spinale nella parete sotto la sommità del Monte Spinale (lato sud), chiaramente stratificate e tagliate da numerosi piani di faglia.

contengono clasti delle varie litologie in proporzioni differenti. Nella parte alta dello Spinale, tra 2000 e 2200 m, le breccie presentano la massima variabilità litologica. I clasti e le zolle di Scaglia Rossa presenti provengono in prevalenza da filoni sedimentari, oggi non più affioranti.

Questi corpi sono riconducibili in prevalenza a depositi di *debris flow* e in parte di versante in quanto sono quasi sempre stratificati e organizzati in livelli di diversa granulometria ed è sempre presente abbondante matrice. L'area d'alimentazione è riferibile ad un paleorilievo che doveva corrispondere alla odierna zona della Pietra Grande, Passo Grostè. La loro età potrebbe risalire al Pleistocene Inferiore, ma più probabilmente al Pliocene se non al Miocene terminale.

Breccie dell'Albergo Panorama - Breccie fortemente cementate a clasti carbonatici (prevalenti Calcari Grigi) e rari ciottoli di tonaliti. Affiorano lungo la S.S. di Campiglio sotto l'Albergo Panorama. Alle breccie sono associati grossi blocchi di Calcari Grigi. Rappresentano depositi di frana e/o di versante trasportati da una lingua glaciale che scendeva dalla Val Brenta. La superficie di appoggio non è chiaramente visibile, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica. Date le modeste dimensioni dell'affioramento, queste breccie non sono state cartografate a questa scala.

Brecce di Campiglio - Brecce cementate costituite esclusivamente da clasti angolosi eterometrici di Calcarea di Zu, per lo più di piccole dimensioni. Affiorano alla base della stazione di valle della funivia del Grostè, a quota 1635 m, e di fianco alla stazione di partenza della seggiovia Fortini. Giacciono sopra la fm. di M. Zugna e a tetto sono ricoperte da depositi glaciali del sistema del Garda. Le brecce sono clinostatificate, con un'immersione a ENE di circa 30°. Affiorano anche lungo l'alveo del Sarca di Campiglio sopra al Calcarea di Zu, tra le quote 1450 m e 1300 m, a volte grossolanamente clinostatificate con immersione verso ovest. Sono interpretabili come antichi depositi di versante e, in parte, come copertura eluviale formatasi per crioclastismo e rinsaldata da cemento carbonatico in presenza di rocce particolarmente fratturate e tettonizzate. Queste brecce sono tagliate da una faglia inclinata di 70° verso NNO. La loro età è probabilmente analoga a quella delle brecce dello Spinale, anche se la loro presenza sul fondovalle attuale potrebbe far pensare che nel Pleistocene Inf. o nel Pliocene (?) la Valle del Sarca fosse più incisa e profonda di oggi.

Nella carta sono rappresentate con lo stesso simbolo delle brecce dello Spinale e sono riferite al supersistema del M. Spinale. In questo supersistema sono state riconosciute le facies dei depositi glaciali, le facies dei depositi di versante e le facies dei depositi di contatto glaciale.

Depositi glaciali della Bocchetta Tre Sassi - Tra la Bocchetta Tre Sassi (2613 m) e il Passo di Val Gelada (2687 m) si segnalano depositi cementati formati da blocchi eterometrici (da pochi cm a 2-3 m) di tonalite, rocce cristalline del basamento metamorfico ed areniti in scarsa matrice limoso-sabbiosa, già descritti da SCHWINNER (1912) e genericamente attribuibili ad una fase glaciale pre-würmiana. A quota 2060 m, sulla sella del Dosson di Vagliana, affiora una piccola plaga con ciottoli arrotondati di piccole dimensioni di quarzo, rocce cristalline, tonalite e Calcari Grigi (più spigolosi) immersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa sciolta (oltre il 50%), ricca in cristalli di mica. Sono interpretabili come depositi di fondo (*till* di alloggiamento) di una fase glaciale precedente l'ultimo pleniglaciale. Altri corpi locali di brecce (versante ovest della Pietra Grande) sono appoggiati al substrato roccioso (Calcarea di Zu, membro di Tremalzo) e hanno spessori fino a 20 m. La loro altitudine (quota massima attuale 2550 m) non consente di correlarli con la lingua glaciale che scendeva dal Grostè durante l'ultimo pleniglaciale. Si tratta di depositi di un argine laterale di uno stadio glaciale più antico. Depositi analoghi, ma non stratificati, affiorano anche sul versante orientale della Pietra Grande (2700 m), circa 500 m più a sud.

Depositi di versante del Terzo Salino del Corno - Alla base della parete del Terzo Salino del Corno, tra 950 e 1100 m, affiorano piccoli lembi di depositi cementati che poggiano direttamente sul substrato. Sono costituiti da clasti lie-

vemente smussati, per lo più grossolani, e talora da blocchi piccoli e medi, per lo più spigolosi, con caratteri di un *diamicton*. Localmente si nota una stratificazione definita dall'alternanza di letti a granulometria diversa. Questa facies è interpretata come depositi di versante e di frana, generati in una fase interglaciale pre-U.M.G.

Depositi di contatto glaciale di Campo di Tuenna - A SO di M.ga Tuenna in direzione della Livezza Piccola (zona Campo di Tuenna) affiorano, tra 1550 e 1800 m, alternanze di conglomerati con matrice limoso-sabbiosa e limi carbonatici sottilmente stratificati e laminati. I conglomerati sono spesso gradati e contengono ciottoli carbonatici. Gli strati immergono di circa 20° verso ONO e poggiano sul substrato pre-pleistocenico. Si tratta di successioni di contatto glaciale, caratterizzate dalla deposizione di limi in acque tranquille e di corpi grossolani di *fan delta*. Sono attribuibili genericamente ad una fase di deglaciazione pre-U.M.G.. Depositi analoghi posti alle medesime quote affiorano anche ad est del Lago di Tovel, appoggiati al crinale del Monte Alto.

2.2. - SINTEMA DEL GARDA (SGD)

Riunisce i depositi associati all'ultima massima espansione glaciale locale (U.M.G., con picco intorno ai 18.000 anni B.P.), molto abbondanti nel settore settentrionale del foglio, in particolare sul versante meridionale della Val di Sole e in Val Meledrio (età: Pleistocene superiore). Nell'area del foglio sono state riconosciute quattro facies: *till* di alloggiamento, *till* di ablazione, depositi di contatto glaciale, depositi fluvioglaciali.

Till di alloggiamento - Si tratta di *diamicton* costituito da prevalenti sabbie, limi e subordinate argille e da clasti poligenici di varie dimensioni (fino a blocchi metrici) fangosostenuti, spesso striati, tra cui prevalgono elementi tonalitici e sono subordinate le rocce carbonatiche del Gruppo di Brenta. La matrice è moderatamente consolidata.

L'affioramento più significativo è situato a sud di Madonna di Campiglio, lungo la strada forestale che dalla S.S. porta in Vallesinella. Il deposito è visibile 1 km circa a sud dell'albergo Panorama, grazie ad un fenomeno di erosione di tipo calanchivo. Il limite superiore è di erosione (attuale superficie topografica) o di accumulo (depositi di versante); il limite inferiore (base di appoggio) è costituito dal substrato pre-pleistocenico. Lo spessore è di circa 20 m. I depositi sono attribuibili all'ultima massima espansione in base a correlazioni geometriche e alla limitata pedogenesi.

Till di ablazione - Tutta l'area del foglio è caratterizzata da abbondanti depositi glaciali legati all'U.M.G. Essi sono localizzati prevalentemente lungo i versanti della Val di Sole e Val Meledrio e, in minore misura, in Val di Peio. Si tratta in genere di *diamicton* a sabbie, ghiaie, subordinati limi e blocchi poligenici immersi nella matrice sopra descritta. Gli spessori sono variabili e possono raggiungere qualche decina di metri. I sedimenti sono poco consolidati e spesso soggetti a intensi fenomeni di erosione calanchiva, evidenti lungo i numerosi torrenti tributari del Noce in destra orografica della Val di Sole (l'esempio più evidente è quello della Valle del Rio Rotian). Questi depositi poggiano generalmente sul substrato roccioso pre-pleistocenico ed il limite superiore è costituito, nella maggior parte dei casi, dalla superficie topografica. In Val di Sole, si rinvengono prevalentemente in destra orografica, mentre sono scarsi sulla sinistra, caratterizzata da terrazzi di abrasione glaciale, privi di depositi glaciali (Ortisè, Menàs); sempre in sinistra orografica, nei pressi di Montés (1120 m) affiorano depositi glaciali e, presso Bolentina (1650 m), alcuni argini morenici, testimoni delle fasi di ritiro del ghiacciaio della Val di Sole. I blocchi tonalitici sono dominanti su quelli provenienti dal basamento Austroalpino. A valle della confluenza con la Val Meledrio prevalgono ancora le rocce tonalitiche, ma incominciano a comparire elementi carbonatici del Gruppo di Brenta. Solo in vicinanza della confluenza con la Val di Rabbi si osservano anche elementi di paragneiss e micascisti, rimanendo comunque prevalenti le rocce tonalitiche.

Durante l'ultima massima espansione glaciale, il Passo Campo Carlo Magno è stato area di diffluenza di masse glaciali rivolte verso sud e verso nord, provenienti dal Gruppo di Brenta (Monte Spinale e Monte Pietra Grande) e dal Gruppo della Presanella orientale (Circo dei Tre Laghi e Val Nambino). Questa sella diventa un importante spartiacque glaciale tra le lingue dirette verso la Val di Sole (nord) e quelle dirette verso la Val Rendena (sud) solo durante la successiva fase di ritiro tardoglaciale.

In destra orografica della Val di Sole vi sono pochi edifici morenici, nonostante l'abbondanza dei depositi glaciali; il più significativo si può osservare a monte dell'abitato di Vermiglio, vicino a Mandra di Barco (1780 m circa). I depositi glaciali più antichi della Val Vermiglio si trovano a quote intorno ai 1700 m di Nuova Malga del Dosso, mentre quelli dell'U.M.G. a quote più elevate di tutta l'area (1990 m, Malga Boai).

In Val Rendena e in Val Meledrio sono invece numerosi gli argini ben preservati (Casinei di Pancugolo, a ovest di Madonna di Campiglio), indicando l'esistenza di successive pulsazioni avvenute durante il ritiro del ghiacciaio. L'argine più alto si trova a circa 1880 m e testimonia la quota raggiunta dal ghiacciaio durante la sua massima espansione. Lo spessore normalmente modesto del suolo presente su questi depositi e la generale freschezza delle forme sono i criteri che hanno permesso di attribuire questi depositi all'ultima espansione glaciale e non a fasi più antiche.

Depositi di contatto glaciale - Sono costituiti da sabbie e ghiaie, spesso stratificate (Marilleva), con subordinati ed isolati blocchi, in prevalente tonaliti. In Val di Sole (destra orografica) si osservano terrazzi di *kame* presso il Malghetto di Mestriago e, più a valle, presso Malga Mezolo (1458 m); essi testimoniano varie fasi di ritiro del ghiacciaio relativo all'U.M.G.. I terrazzi più alti sono situati nei pressi del villaggio turistico di Marilleva (1450 m circa); altri terrazzi sono osservabili a quote più basse, ben raccordabili tra loro, testimoni di successive pulsazioni del ghiacciaio della Val di Sole durante l'ultima fase di ritiro. Ricoprono il substrato roccioso pre-pleistocenico e, localmente, i depositi glaciali della facies descritta. A tetto sono delimitati dalla superficie topografica.

Depositi fluvioglaciali - La tessitura è caratterizzata dalla presenza di ghiaie immerse in una matrice sabbioso-limosa. Non sono state osservate clinostratificazioni. Questi depositi sono scarsi, limitati e molto spesso rielaborati da eventi successivi. E' stato individuato un conoide sospeso sul fondovalle in prossimità di Malga Alta di Val Gelada (destra orografica della Val di Sole), chiuso a quota 1450 m. La sua genesi è da attribuirsi al torrente associato al ghiacciaio che occupava la Val Gelada. La posizione del conoide suggerisce la sua appartenenza al sistema del Garda o, più verosimilmente, ad una fase di transizione tra il pleni- e il tardoglaciale. E' ipotizzabile infatti che il ghiacciaio della Val di Sole raggiungesse, in questa fase, i 1400-1500 m circa, quando i ghiacciai minori delle valli laterali non erano più raccordati alla valle principale.

2.2.1. - *Subsistema di Malè (Unità di fondovalle) (SGD₁)*

Nella fase finale dell'ultima espansione glaciale, in Valle di Peio, in Val di Sole presso Malè e nella parte superiore della Val di Tovel, si verificarono numerosi eventi sedimentari i cui depositi sono stati individuati e cartografati con nuovi particolari in questo foglio geologico. Tali eventi sono attribuibili alla fase che precede la ripresa del glacialismo tardoglaciale e, probabilmente, allo stadio di Bühl e di Steinach Auct. (età: Pleistocene sup. p.p.).

1) *Depositi del fondovalle della Val di Peio*

La Val di Peio, la Val de La Mare e la Val del Monte costituiscono la parte superiore del bacino del T. Noce, impostato nelle rocce metamorfiche del basamento austroalpino. Presso Cogolo si ha la loro confluenza in un unico solco vallivo che le raccorda alla Val di Sole. I depositi glaciali che ricoprono i versanti di questa valle sono stati attribuiti alla facies del *till* di ablazione del sistema del Garda. Appartengono al subsistema di Malè i depositi che ricoprono i fianchi del fondovalle presso la conca di Cogolo ed il terrazzo di *kame* su cui sorge il centro

abitato di Peio, alle pendici meridionali del M. Vioz (3644 m). Anche i due argini morenici che si osservano sui 1120 m allo sbocco della Val Vermiglio nella Val di Sole, a SO di Ossana, appartengono a questo subsistema. Si riconoscono due facies: quella dei depositi glaciali e quella dei depositi alluvionali e di contatto glaciale.

Depositi glaciali - Si tratta di *diamicton* costituito in prevalenza da clasti eterogenei di parascisti filladici ed ortogneiss dell'alta Val di Peio. Non mancano massi di grosse dimensioni. La matrice limoso-argillosa, di colore grigiastro, forma il 40% dell'intero deposito. L'appoggio basale avviene sul substrato roccioso prepleistocenico o su depositi glaciali di ablazione del sistema del Garda, mentre il limite superiore è dato dalla superficie topografica apparentemente priva di suolo. Lo spessore varia da luogo a luogo in ragione delle diverse condizioni morfologiche del terreno ed è comunque stimabile in alcune decine di metri.

Depositi alluvionali e di contatto glaciale - Sono caratterizzati da sabbie, ghiaie, ciottoli decimetrici e rari massi metrici e si rinvennero nei depositi di contatto glaciale del terrazzo di Peio paese e in quelli del sottostante terrazzo del campeggio di Peio. Questi ultimi sono stati investigati mediante un sondaggio meccanico (Sondaggio n. 8, di quota 1275 m) che ha messo in evidenza la superficie di appoggio basale (roccia metamorfica) posta a quota 1150 m. Il limite superiore è costituito dalla attuale superficie topografica, intensamente modificata da recenti riporti antropici. Sono attribuiti a questa facies anche i depositi di trasporto in massa (*debris flow*) osservabili a NO di Peio paese e ricollegabili ad eventi deposizionali di uno scaricatore glaciale del soprastante ghiacciaio del M. Vioz, nonché i depositi alluvionali di alcuni conoidi sospesi sul fondovalle attuale del T. Noce nella parte inferiore della Val di Peio.

2) Depositi del fondovalle della Valle di Sole

La parte centrale della Val di Sole, nei dintorni di Malè, è caratterizzata da una serie di conoidi alluvionali sospesi sull'attuale fondovalle. L'analisi di dettaglio dei depositi quaternari, lo studio di una serie di stratigrafie ottenute mediante sondaggi meccanici, la realizzazione di profili trasversali e longitudinali al fondovalle ed alcune datazioni radiometriche ottenute col metodo del C^{14} hanno permesso di ricostruire l'evoluzione del fondovalle nel momento in cui il ghiacciaio della valle principale, in rapida fusione, andava separandosi da quelli delle valli tributarie, lasciando durante il suo arretramento masse isolate di ghiaccio morto, destinate a fusione *in situ*.

In particolare, i conoidi alluvionali sospesi più elevati (Val Sorda, Rio Ritento, Val Cassai, S. Giacomo, Menaia, Pizzana) sono la testimonianza di un collegamento ancora presente tra il ghiacciaio della Val di Sole con quello della Val di

Rabbi, mentre i conoidi a quote più basse (S. Biagio, Malè, Magras, Terzolas, Samoclevo, Cavizzana), di seconda generazione, mettono in evidenza una fase sedimentaria successiva, in cui i ghiacciai delle due valli si erano staccati e masse di ghiaccio residuo continuavano ad occupare parzialmente la valle principale.

La separazione tra le due lingue glaciali è segnalata dal dosso morenico di Malè, trasversale alla Val di Sole, con conseguente temporaneo sbarramento della valle. Nei depositi di fondovalle, in condizioni sedimentarie molto simili a quelle del Bleggio, nell'attiguo Foglio Tione di Trento, sono state riconosciute quattro facies principali.

Depositi glaciali - Si tratta di *diamicton* costituito in prevalenza da elementi di dimensioni da centrimetriche a decimetriche e senza evidenti strie, immersi in una matrice limoso-argillosa di colore grigiastro (50% dell'intero deposito), in cui emergono ciottoli decimetrici, alcuni con tipica forma a ferro da stiro, e blocchi maggiori (fino a 4-5 dm), con tessitura non omogenea. La natura dei clasti è poligenica per la presenza, presso Malè, di micascisti provenienti dalla Val di Rabbi e di tonaliti di pertinenza della Val di Sole. Per tali caratteristiche questa facies è stata interpretata come un *till* di alloggiamento. Presso San Giacomo, a quota 670 m, sono riconoscibili strutture di deformazione in prossimità del contatto basale con il *till* di alloggiamento della facies descritta nel sintema del Garda. Si tratta di un *till* di colata (*flowtill*), legato alla presenza di ghiaccio inattivo durante la sua deposizione e per questo attribuito all'ultima fase del U.M.G. Dall'analisi delle stratigrafie dei sondaggi e dalle osservazioni di campagna i depositi glaciali di Malè risultano parzialmente coperti dai depositi alluvionali della Val di Rabbi e della Val di Sole; a letto sono delimitati dai depositi del sintema del Garda o dal substrato pre-pleistocenico. Questi depositi, osservabili lungo il sentiero che porta da Malè a S.Biagio, testimoniano il momento della avvenuta separazione delle due lingue glaciali della Val di Sole e della Val di Rabbi. Essi affiorano presso gli edifici dello scalo della stazione ferroviaria di Malè (734 m) e si estendono fino al ponte sul Noce che collega Malè alla località S.Biagio (709 m). La loro distribuzione areale è confermata dalle stratigrafie di alcuni sondaggi meccanici e degli scavi eseguiti per la costruzione della nuova ferrovia Malè-Mezzana.

Depositi alluvionali e di contatto glaciale - Sono costituiti da sabbie e ghiaie, con ciottoli centimetrici e massi metrici. A livelli debolmente stratificati (60%) si alternano livelli di materiale caotico, a grossi blocchi, che testimoniano condizioni di alta energia al momento della deposizione. La struttura è clasto-sostenuta (conoide del torrente Rabbies) o a supporto di matrice di tipo sabbioso (conoide del Rio Ritento). Nel conoide sospeso del Rio Ritento sono presenti sedimenti ancora più fini e talora di colore nerastro, ma privi di sostanza organica. Alla base si trovano in appoggio stratigrafico i depositi glaciali della facies precedentemente

descritta, come appare chiaramente in uno scavo per la costruzione di un edificio presso la circonvallazione di Malè. Lo spessore, qui intorno ai 20 m, è comunque variabile e cresce da monte (Malè) verso valle (Ponte di Mostizzolo). Al margine orientale della Val di Sole, i depositi glaciali segnano un limite abbastanza netto con il deposito alluvionale sovrastante, situazione che permette di individuare uno spessore di circa 60 m. Al tetto questi depositi sono limitati dalla superficie topografica, per lo più terrazzata e sospesa verso valle. A Croviana il limite superiore è caratterizzato da un suolo rossastro (7.5 YR, 5/3), troncato a tetto da materiale colluviale limoso-sabbioso privo di ciottoli, spesso 50 cm.

Dalla distribuzione altimetrica delle superfici dei conigli alluvionali sospesi si osserva che il dislivello, tra il livello di base indicato dai conoidi di prima generazione e l'attuale fondovalle, è di circa 90 m presso la confluenza del T. Rabbies nel T. Noce, mentre raggiunge i 170 m nella Forra di Mostizzolo, al margine orientale del foglio (Fig. 19).

Durante l'ultima fase di ritiro del ghiacciaio pleistocenico, il fondo della Val di Sole sarebbe stato occupato temporaneamente da masse residue di ghiaccio. Nell'ambito di un contesto ambientale di questo tipo, con apporto di notevoli

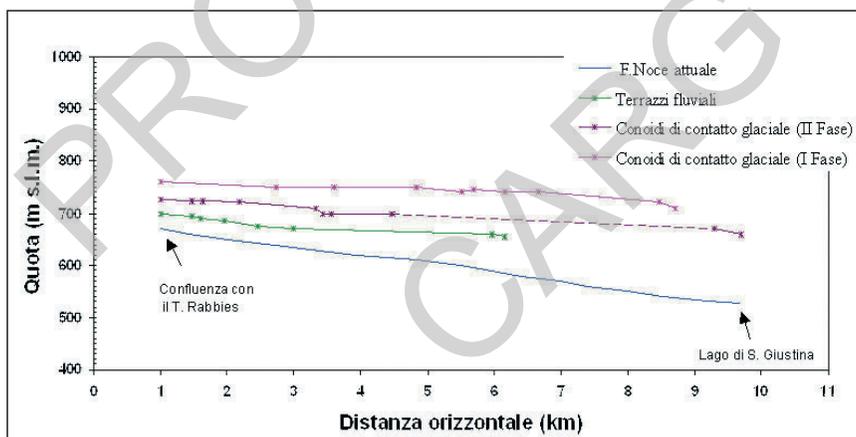


Fig. 19 - Profili longitudinali delle superfici dei conoidi sospesi sul fondovalle attuale della Val di Sole, fra Malè ed il Ponte di Mostizzolo.

quantità di detriti dai versanti ormai liberi dal ghiaccio, si sarebbero originati, in due successive fasi di ritiro, i conoidi alluvionali, alcuni da *debris flow*, che sono stati interpretati come forme di contatto glaciale.

Depositi lacustri - Sono costituiti da limo e sabbie fini grigie, sabbie limose, argilliti grigie ben stratificate. Si presentano in sovrapposizione inconforme sul

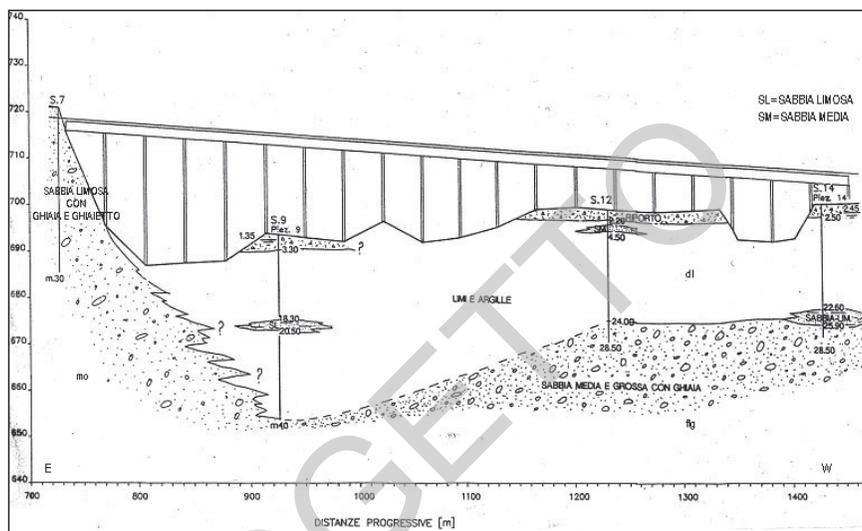


Fig. 20 - Rapporti stratigrafici fra la facies glaciale, alluvionale e lacustre del subsistema di Malè, desunti dalle stratigrafie di sondaggi meccanici eseguiti per la costruzione del viadotto di Croviana in Val di Sole. I depositi glaciali del dosso di Malè (mo) sono rappresentati sulla sinistra della sezione, i depositi alluvionali (fg) sulla destra, e in bianco i depositi lacustri (di).

substrato pre-pleistocenico o su depositi fluvio-glaciali della facies precedente, con spessori variabili da pochi metri (scavo antropico ad est di Croviana) a 40 m (sondaggi meccanici) sul fondovalle del T. Noce (Fig. 20). A sud di Malè questi depositi sono in contatto inconforme sui depositi glaciali del dosso di Malè. A tetto sono limitati da ghiaie grossolane con matrice sabbiosa, clastosostenute, con elementi poligenici da centimetrici a decimetrici dello spessore di circa 1.5 m (scavo di Croviana).

Nei pressi di Malè, sono stati arealmente ben definiti grazie ad una serie di perforazioni eseguite per la costruzione del viadotto di Croviana. L'analisi comparativa delle stratigrafie dei sondaggi conferma che si tratta di una sequenza deposizionale lacustre. In particolare, a Croviana il letto è costituito da depositi sabbioso-ghiaiosi della facies precedente, legati al ritiro del ghiacciaio dalla Val di Sole. La presenza di limi ed argille a monte del dosso morenico di Malè è riferita ad un lago di sbarramento del ghiacciaio della Val di Rabbi, quando la fronte del ghiacciaio della Val di Sole era situata poco più a monte nei pressi di Dimaro.

3) Depositi del fondovalle della Val di Tovel

Si tratta dei depositi a grandi massi, che iniziano a quota 988 m e coprono tutto il fondovalle (La Porta, Lora, Lorèi, Costa Lucanica) fino a 1600 m (Selvata) e proseguono fino a 1850 m (Bergia e Sassere). Al corpo centrale va aggiunta una

propaggine che copre il versante orientale in località Cronelle fino a 1640 m. La superficie complessiva dell'unità è di 5,6 km², lo spessore medio di 45-60 m ed il volume stimato di 250-340 milioni di m³. Con tali dimensioni fa parte delle tre maggiori aree a grandi massi del Trentino ed è circa al ventesimo posto di quelle dell'arco alpino (ABELE, 1974). In superficie i depositi sono prevalentemente costituiti da due litotipi: Dolomia Principale e fm. di M. Zugna. Essi presentano una morfologia caotica con dorsali smussate, colline convesse e depressioni, tra cui la conca lacustre di Tovel. L'appoggio basale sul substrato pre-pleistocenico o sui depositi glaciali del U.M.G. è inconforme. Al tetto, le unità riconosciute sono limitate dalla superficie topografica o localmente da depositi di versante del sintema postglaciale.

Questi depositi, studiati in dettaglio da OETHEIMER (1989, 1990), sono cartografati come depositi glaciali, quando si tratta di frane trasportate dal ghiacciaio ("marocche"), o come semplici accumuli di frana. Essi sono interpretati come unica entità al livello stratigrafico (Età: Pleistocene sup. p.p.), e distinti in tre facies principali.

Depositi glaciali - Sono costituiti da massi di grandi o medie dimensioni (Dolomia Principale e/o Calcarì Grigi) immersi in una matrice di ghiaie e sabbie spigolose di provenienza analoga. Localmente la tessitura è di tipo *openwork*, con cavità fra i vari massi di Dolomia Principale anche di 5 m (parte centrale dell'accumulo a nord del Lago di Tovel). La struttura interna è osservabile in alcune depressioni ed è costituita da *diamicton* massivo a supporto di matrice, con ghiaie a ciottoli arrotondati, sabbie e limi, interpretabile come *till* di ablazione (Costa Lucanica). Poggiano sul substrato pre-pleistocenico o su depositi glaciali di ablazione del sintema del Garda e, a tetto, sono limitati dalla superficie topografica. Questa unità costituisce il corpo centrale dei depositi che circondano il Lago di Tovel. A nord si espande fino ad incontrare i depositi della facies di frana (vedi oltre), mentre a sud è a contatto con l'accumulo della grande frana di Costa Lucanica. Nella parte superiore della valle, presso Selvata, Bergia e Sassere, la facies è costituita da grandi ammassi detritici a grossi blocchi in prevalenza di Dolomia Principale e Calcarì Grigi, che appaiono elaborati dal ghiacciaio in modo da formare alcuni argini a tratti molto rilevati. Dal punto di vista genetico questi depositi sono stati interpretati come "marocche" post-würmiane (TRENER, 1924; TREVISAN, 1936). Si tratta di grandi quantità di materiale detritico riversatosi sul fondovalle ancora occupato dal ghiacciaio che, durante il suo lento movimento verso valle, ne ha perturbato la tessitura originaria; d'altra parte non esistono nelle pareti sovrastanti nicchie di distacco tali da giustificare l'accumulo di così grandi volumi di detrito. Per questi motivi sono interpretati e rappresentati come depositi glaciali.

Depositi di frana - Si tratta di *diamicton* massivo a supporto clastico di ghiaie e sabbie, generato da una serie di grandi frane di cui si riconoscono la nicchia e la zona di accumulo in alta Valle di Tovel e a Costa Lucanica. La granulometria dei clasti varia da luogo a luogo, raggiungendo dimensioni notevoli, da 100-150 m³ (Cronelle, Zona Alta) a 10-20.000 m³ (Costa Lucanica, settore centrale dell'accumulo). La tessitura è generalmente *openwork*. Lo spessore degli accumuli varia da alcuni metri (Cronelle) ad alcune decine di metri (Costa Lucanica), con clasti originati da varie formazioni, prevalentemente di Dolomia Principale e Calcari Grigi.

Il limite superiore è sempre definito dalla superficie topografica, localmente caratterizzata dalla presenza di massi calcarei profondamente corrosi per dissoluzione carsica; la base di appoggio, quasi mai osservabile direttamente, è inconforme sul substrato pre-pleistocenico o su *till* di fondo caratterizzato da un *diamicton* massivo con clasti smussati a supporto di matrice e limi abbondanti (facies dei depositi glaciali del sistema del Garda).

Nel dettaglio si riconoscono alcune ondulazioni ed allineamenti di massi, particolarmente pronunciati nel macereto di Costa Lucanica, dove si osservano due

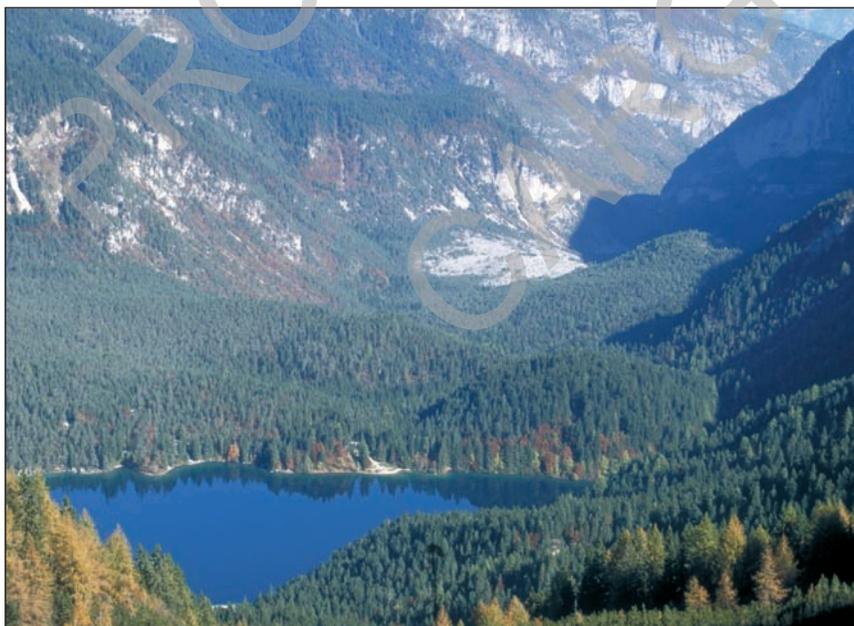


Fig. 21 - Complesso del Lago di Tovel e morfologia ondulata dello sbarramento lacustre. In secondo piano è visibile il macereto della frana di Piano dei Bedoi.

potenti dorsali circondate da ampie conche chiuse (Pozzon e Pozzol di Tuenno). Il macereto di frana presenta caratteri ben definiti nell'area prossima alle pareti di distacco, mentre nella zona distale (Cronelle, zona bassa; Costa Lucanica; La Porta) ha probabilmente subito un rimaneggiamento glaciale che aumenta man mano che si procede verso valle. Non è possibile definire i confini precisi di ogni deposito di frana, specie nell'area di transizione fra il detrito di frana ed il *till* sopraglaciale. L'insieme di tali depositi è dovuto a grandi frane verificatesi durante la fase finale della deglaciazione, in ambiente crionivale che ha favorito la produzione di grandi quantità di detrito ed il suo trasporto lungo i versanti verso il fondovalle, ancora occupato da un ghiacciaio in rapido ritiro (Fig. 21).

Depositi alluvionali - Massi e ghiaie grossolane, poco elaborate dal trasporto torrentizio, e locali sabbie biancastre fini in corpi lentiformi. Questi depositi formano quattro conoidi alluvionali a valle del Lago di Tovel che occupano altrettante depressioni sede di piccoli laghi scomparsi per colmamento. Alla base sono in appoggio stratigrafico sui detriti delle facies precedentemente descritte, al tetto sono limitati dalla superficie topografica.

2.2.2. - *Subsistema di Bondo (Unità delle alte valli) (SGD₂)*

Dopo il ritiro del ghiacciaio della Val di Sole e della Val di Rabbi, responsabili nella fase finale della formazione del subsistema di Malè, si verifica in tutta l'area una nuova ripresa dell'attività glaciale. La nuova fase si manifesta inizialmente con una chiara avanzata delle fronti glaciali in tutte le valli principali ed è riconducibile allo stadio di Gschnitz *Auct.*, descritto da TREVISAN (1939) per il Gruppo di Brenta e da MALARODA (1948b) e CASTIGLIONI (1961) per il Gruppo Adamello-Presanella. Durante questo periodo i ghiacciai delle valli laterali non erano più raccordati con i ghiacciai delle valli principali e le loro lingue glaciali arrivavano spesso a tagliare in modo molto evidente le morene laterali, depositate dai ghiacciai principali durante l'U.M.G. Ne sono un esempio gli apparati frontali della Val Piana e della Val Fazzon, sul versante meridionale della Val di Sole, e quelli prodotti dal ghiacciaio del Lago Ritorto in Val Meledrio. Sulla base della completezza delle forme e del buono stato di conservazione dei depositi attribuiti allo stadio di Gschnitz (CASTIGLIONI, 1961), si è deciso di attribuire l'insieme dei depositi tardiglaciali della Val Piana al sistema di Bondo, unità di riferimento di questa fase stratigrafica (Età: Pleistocene sup. p.p.).

Sono state distinte quattro facies principali:

Depositi glaciali - Sono costituiti da clasti eterogenei, essenzialmente tonalici, a grossi blocchi e con supporto di matrice prevalentemente sabbioso-limoso.

Poggiano sul substrato roccioso pre-pleistocenico o sui depositi delle fasi precedenti; il limite superiore è costituito dalla superficie topografica. In Val Piana e in Val Fazzon è possibile individuare almeno cinque fasi (pulsazioni), ben rappresentate da una serie di argini morenici e morene frontali, visibili a valle di Malga Valpiana, intorno ai 1200-1300 m. Questi argini sono piuttosto ravvicinati e sospesi sul fondovalle attuale di oltre 100 m. In Val Fazzon i depositi glaciali sono caratterizzati dalla presenza di alcuni blocchi tonalitici che raggiungono la dimensione di 100 m³. Situazioni analoghe per morfologia e tipo di depositi si ritrovano anche in Val di Barco. I depositi e le forme presenti nei pressi dei Laghi del Malghetto di Mezzana e della Val Gelada sono ascrivibili allo stesso subsintema, pur affiorando a quote più alte (intorno ai 1600 m).

Questa facies è ben rappresentata anche in alcune valli tributarie della Val Rendena. Presso il Lago delle Malghette (alta Val Meledrio) sono ben conservati depositi di *diamicton* a supporto di matrice che formano una morena frontale che ha generato l'omonimo lago. Analoga situazione è riscontrabile al Lago Vedretta, ad est della Vedretta di Cornisello, ed al Piano di Sasso, in Alta Val Nambrone. Nell'area della Vallesinella e del Sarca di Brenta sono frequenti gli argini morenici, soprattutto su aree pianeggianti situate ai lati di solchi vallivi (particolarmente ben conservati quelli sopra il vivaio della forestale). A monte di questi, in Vallesinella sono preservate altre quattro fasi, ben separate, a quote diverse (1350, 1500, 1675 e 2100 m) e che verso l'alto seguono gli argini della P.E.G. a 2350 m (Vedretta di Vallesinella inf.).

Il profilo d'alterazione è sviluppato per alcune decine di cm (A/E/B2/B3/C) e la copertura lichenica è diffusa. I massi sono spesso alterati con evidente morfoselezione dei minerali femici. A SO di Madonna di Campiglio affiorano depositi glaciali in tipica facies di *diamicton* a supporto di matrice e con frequenti blocchi di dimensioni metriche. Costituiscono una serie di morene frontali, parzialmente conservate, deposte durante successive pulsazioni attribuite da CASTIGLIONI (1961) allo stadio di Gschnitz. La loro disposizione trasversale rispetto alle lingue glaciali del U.M.G. evidenzia come durante questa fase i depositi raggiungessero quote più basse rispetto a quelli dell'ultima massima espansione glaciale. Sulla base delle caratteristiche tessiturali, i depositi descritti vengono interpretati come *till* di ablazione.

Rock glacier - Sono attribuiti a questa facies alcuni accumuli detritici a grossi blocchi (*rock glacier*) con modesta matrice limoso-sabbiosa, presente solo nella loro porzione più profonda, caratterizzati dalla loro forma a lobi affiancati, depressi nella parte centrale dell'accumulo. Si osservano sui versanti settentrionali di Val Artuich e in Val Cercena, dove le loro fronti raggiungono quote relativamente basse, rispettivamente di 1900 e 1914 m. Essi presentano una estesa copertura lichenica e localmente anche boschiva.

Sul versante esposto a sud della Val di Sole, a Malga Pozza, le fronti arrivano a 2150 m, sono ricoperte da abbondanti licheni, ma non hanno copertura boschiva. Gli spessori non sono valutabili con precisione poichè non affiora la superficie d'appoggio, ma possono essere stimati in 20-25 m. Questi depositi sono classificabili come *rock glacier* e probabilmente si sono formati durante le ultime fasi fredde (Tardoglaciale).

Per questi motivi potrebbero essere accomunati all'unità dell'Om de l'Amola, descritta da BARONI & CARTON (1996).

Depositi alluvionali - Si tratta di massi e ghiaie grossolane, poco elaborate dal trasporto torrentizio, e localmente di sabbie nerastre fini, in corpi lentiformi. Formano brevi piane alluvionali di solito situate a monte di soglie glaciali in roccia o degli apparati morenici frontali della facies dei depositi glaciali. Poggiano direttamente sul substrato pre-pleistocenico o sui depositi glaciali sopra descritti, mentre al tetto sono limitati dalla superficie topografica. Il loro spessore è variabile da luogo a luogo, ma di solito non supera la decina di metri. Gli Autori precedenti hanno attribuito questa facies allo stadio di Gschnitz.

Depositi lacustri - A quota 1495 m lungo la strada che conduce in Vallesinella da Madonna di Campiglio, affiora un piccolo lembo di depositi lacustri varvati, costituiti da alternanze ritmiche di peliti grigio scure e limi carbonatici verdastri chiari di pochi mm di spessore. I limi carbonatici hanno uno spessore circa doppio rispetto a quello delle peliti, ma sempre al di sotto del cm. Gli strati sono inclinati di circa 15° verso NNO. Sono i depositi di un lago effimero, forse sbarrato dalle lingue che nel Tardoglaciale scendevano dalla Vallesinella e dalla Val Brenta. Il piano di appoggio è costituito dai depositi glaciali precedentemente descritti, mentre il tetto corrisponde alla superficie topografica.

2.3. - SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG)

Questa unità comprende i depositi formati nelle valli ormai deglaciate, in condizioni morfologiche spesso simili a quelle attuali. Il limite inferiore è definito dalla sovrapposizione al substrato roccioso o, più spesso, alle unità quaternarie precedenti; il limite superiore, nella maggioranza dei casi, corrisponde alla superficie topografica, caratterizzata dalla costante presenza di un orizzonte pedogenizzato, anche di esiguo spessore.

Data la variabilità della storia evolutiva delle valli presenti nel foglio, i corpi sedimentari di questo sintema, che comprende la parte finale del Tardoglaciale e l'Olocene, sono sicuramente diacroni e hanno un'età sempre più giovane al crescere delle loro quote, dove i processi di disfacimento e di sedimentazione sono particolarmente attivi.

In questo sintema si riconoscono le seguenti facies principali:

Depositi glaciali - Diamicton massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico; ghiaie e sabbie (localmente blocchi). I clasti sono costituiti da "tonaliti tipo Presanella Centrale". L'unità affiora prevalentemente nel Gruppo della Presanella e, in particolare, è molto estesa a SE della Vedretta d'Amola. Lo spessore è in genere di difficile valutazione. Quello massimo è raggiunto nel settore centro meridionale dell'accumulo antistante la Vedretta d'Amola, ove si stima possa raggiungere anche i 100 m. Nei casi più frequenti lo spessore medio varia da alcuni metri ad alcune decine di metri ed aumenta considerevolmente verso la culminazione della cresta morenica. Il deposito è sottoposto alle varie litofacies del subsintema dell'Amola, a coni e falde detritiche. Quasi sempre il suo limite basale è una superficie d'erosione glaciale in roccia, ben definita. Assume in genere la forma di argine morenico e segna in modo inequivocabile, se ben conservato, i limiti dell'espansione glaciale. Il profilo di alterazione è di pochi cm (A/C) ed i massi appaiono coperti da licheni di piccolissime dimensioni. La colonizzazione vegetale è diffusa e mostra nella parte più a valle cespugli ed abeti. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione. Questi depositi sono attribuibili al Pleistocene Superiore p.p.

Rock glacier (accumuli a grandi blocchi) - Diamicton massivo, a grandi massi spigolosi, ghiaie e sabbie di provenienza esclusivamente locale. Esso ricopre con limite inconforme i depositi glaciali delle precedenti fasi tardiglaciali e, localmente, il substrato roccioso pre-pleistocenico. Il limite di tetto è la superficie topografica.

Questi accumuli a blocchi si presentano come lobi a fronte ripida, con rughe di scorrimento non pronunciate e fronti che si attestano tra i 2300 e i 2450 m, secondo la loro esposizione. Sono classificabili come *rock glacier* di almeno due fasi di formazione: i) quelli in continuo e lento movimento e pertanto privi di copertura lichenica e di alterazione pedologica (subsintema dell'Amola); vedi anche unità di Cima Segantini, attribuita al periodo compreso tra il XX secolo e la Piccola Età Glaciale da BARONI & CARTON (1996); ii) quelli con superficie detritica parzialmente inerbita, di età più antica (Pleistocene sup. p.p.-Olocene), come il *rock glacier* a sud di Passo Valletta (Fig. 22), a quota 2300 m, dislocato da fenomeni gravitativi profondi, con scarpate orientate parallelamente alle principali linee tettoniche regionali (Tonale-Peio).

Depositi alluvionali e di origine mista - Sono costituiti da ghiaie, ciottoli e sabbie generalmente grossolane e con buona stratificazione. Le ghiaie, di granulometria eterogenea, sono interstratificate con depositi sabbiosi e limosi, in lenti di spessore variabile, al massimo decimetrico. Lateralmente, in corrispondenza



Fig. 22 - I rock glacier a sud del Rifugio Segantini.

degli sbocchi delle valli laterali minori, i depositi alluvionali si interdigitano con *diamicton* a ciottoli arrotondati, supporto di matrice limoso-argillosa e massi anche di notevoli dimensioni (1-2 m) nella parte superiore del deposito (*debris flow*). In alcuni punti della Val di Sole poggiano sui depositi glaciali del subsistema di Malè (Malè e S. Biagio), mentre nella parte più bassa della valle, fino alla forra di Mostizzolo, ricoprono il substrato pre-pleistocenico.

Il limite superiore è dato dalle superfici dei terrazzi comprese fra i 705 ed i 560 m di quota, che rappresentano la fase finale di un riempimento alluvionale del fondovalle tra Croviana e la forra di Mostizzolo.

La prevalenza, a valle di Malè, di micascisti della Val di Rabbi testimonia probabilmente un episodio di piena attribuibile essenzialmente al T. Rabbies. Nei pressi di Croviana, una sezione artificiale ha messo in evidenza una sequenza alluvionale costituita da ghiaie, sabbie e limi, di alcuni metri di spessore, poggiante su depositi glaciali e fluvio-glaciali del subsistema di Malè (Fig. 23).

Alla profondità di 0.45 m dal piano campagna si è trovato (711 m) un livello torboso, con materiale organico che ha fornito un'età C^{14} di 3.013 ± 34 anni B.P. Questo deposito è interpretato come sedimento di una temporanea ostruzione della valle, che avrebbe dato origine ad un ambiente deposizionale stagnante nella zona immediatamente a monte del conoide di Malè. I depositi da *debris flow*



Fig. 23 - Depositi alluvionali del sistema postglaciale alpino a tetto di una sequenza deposizionale lacustre correlabile allo sbarramento del dosso morenico del subsistema di Malè.

caratterizzano gran parte dei conoidi che si formano ai piedi delle ripide vallecole confluenti sul fondovalle e sono interdigitati con le alluvioni nella Val di Sole e con i depositi glaciali nella Val Meledrio. Anche i depositi allo sbocco della Val Centonia sono attribuibili ad episodi di trasporto in massa. Non vi sono elementi per inquadrare temporalmente i fenomeni di *debris flow* che si formano nelle attuali condizioni climatiche e che hanno avuto grande diffusione anche nel passato recente (Pleistocene sup. *p.p.*-Olocene).

Depositi di versante - Sono costituiti da frammenti rocciosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale, e da depositi ghiaiosi, con matrice limosa, a spigoli vivi fango-sostenuti, dovuti ad eventi di trasporto per *debris flow*. Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e, localmente, anche i depositi appartenenti ai cicli precedenti. Sono limitati al tetto dalla superficie topografica, con presenza di un orizzonte pedogenizzato di spessore variabile. I maggiori accumuli sono presenti ai piedi delle pareti della Presanella e del Cornisello, della dorsale M. Le Pozze-C.ma Mezzana e nelle propaggini settentrionali

delle Dolomiti di Brenta. Queste falde di detrito si sono formate durante e dopo il ritiro dei ghiacciai dalle valli e la loro diacronia basale è dovuta alle diverse condizioni ambientali verificatesi nei vari settori del foglio durante il Tardoglaciale-Olocene.

Depositi di frana - Diamicton massivo, a supporto elastico, di frammenti rocciosi a spigoli vivi, tessitura aperta e con blocchi fino a dimensioni plurimetriche (Val di Tovel); vi sono inoltre depositi eterometrici a sostegno di matrice limoso-sabbiosa (frane di colata, presso M.ga Pozze). Ricoprono il substrato pre-pleistocenico (M. Le Pozze) o i depositi glaciali (Campiglio, Val di Tovel); a tetto sono limitati dalla superficie topografica, con suolo modestamente sviluppato nei litotipi che producono una matrice limoso-sabbiosa (versante sinistro della Val di Sole). Si tratta per lo più di frane di crollo, nella Val di Tovel, e di colate in località Le Pozze ed a sud di Campiglio.

La vasta lingua di detriti che si estende dalla bassa Val Madris (1850 m) fino al Pian delle Fontanelle (1220 m), sul versante sinistro della Val di Tovel, è una frana di crollo monogenica di età olocenica. Il corpo franoso, costituito da massi piccoli e medi (versante settentrionale della Cima de l'Asen, Val di Tovel) e la cosiddetta "marocca" delle Glare (Fig. 24) hanno un'età di soli 400 anni e sono interpretati come frana di crollo, con caratteristiche di valanga rocciosa (*rock avalanche*).

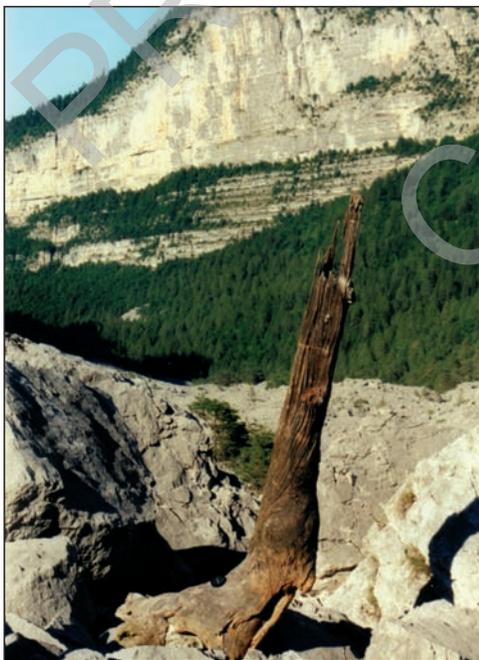


Fig. 24 - Tronco di larice estratto da una cavità della marocca delle Glare, q. 950 m.

Depositi palustri - Depositi limoso-sabbiosi ed argillosi, con frequenti livelli di torba, sono presenti in diverse località del foglio, in corrispondenza di piccole depressioni sui versanti e sul fondovalle, in genere completamente colmate e drenate.

2.3.1. - *Subsistema dell'Amola (PTG₁)*

Unità di rango inferiore rispetto alla precedente, è costituita da sedimenti di recente deposizione, caratterizzati nel loro insieme dalla assenza di suolo a tetto. Vi appartengono i depositi dell'ultima significativa espansione glaciale olocenica che ha caratterizzato l'intero arco alpino. Sono state distinte quattro facies principali:

Depositi glaciali - Sono caratterizzati da *diamicton* massivo a supporto di matrice o a supporto clastico e da ghiaie, sabbie e limi. Sono ubicati nei circhi glaciali dei rilievi più elevati del foglio. I depositi tipici si rinvencono nel Gruppo della Presanella dove sono tuttora presenti numerosi ghiacciai, alcuni di discrete dimensioni (BARONI *et alii*, 1998). In molti casi, ai depositi glaciali si associano i corrispondenti depositi fluvioglaciali e alluvionali. Lo spessore è variabile da luogo a luogo, quello massimo visibile è di una decina di metri al margine destro della Vedretta d'Amola, dove costituisce un argine ben pronunciato. Questi depositi, tuttora in formazione, poggiano qui sui depositi del sistema postglaciale alpino e spesso anche sul substrato roccioso. Il limite superiore è la superficie topografica, priva di vegetazione e di copertura lichenica e con suolo sottile (10 cm). Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione e di colata, che si raccorda verso il ghiacciaio con detrito sopraglaciale (BARONI *et alii*, 1998). CASTIGLIONI (1961) data gli argini morenici di questa unità al XIX secolo. Sulla base di elementi indiretti di datazione (documentazione storica e cartografica) questi depositi sono attribuibili alla Piccola Età Glaciale.

Età: Olocene-Attuale

Depositi alluvionali - Depositi ghiaioso-sabbiosi, con rare intercalazioni di orizzonti più fini a matrice limosa. Ricoprono i sedimenti alluvionali dell'unità precedente e sono limitati a tetto dalla superficie topografica. Occupano gran parte dei fondovalle alle quote più basse, nei pressi dei corsi d'acqua attuali. Sono presenti anche nelle aree proglaciali degli apparati di circo nel settore sud-occidentale del foglio, con aspetto di *diamicton* a supporto di matrice, tracce di stratificazione, tessitura da silt alla ghiaia e locali blocchi. I depositi sono costituiti da elementi di tonalite della Presanella centrale e dai prodotti della loro disgregazione; rari gli elementi di origine filoniana. Questi depositi sono edificati a spese dei

depositi glaciali sovrastanti (tracce di ciottoli striati). Appoggio basale di natura ignota (non affiora). Ricoprono il subsistema di Bondo e i depositi fluvio-glaciali di piana alluvionale del subsistema postglaciale. Interferiscono con rapporti di sovra e sottoposizione con i depositi di versante. Assumono la forma di cono, generata prevalentemente dalle acque di ruscellamento superficiale ed incanalate. Sono ben rappresentati a N e NO del Lago Superiore di Cornisello, ove s'inseriscono gli assi drenanti della conca del Lago di Scarpacò e del settore meridionale di Cornisello, nella conca del Piano di Sasso e nel fondovalle del Sarca d'Amola a NO di Malga Vallina d'Amola.

Il profilo di alterazione pedogenetica è assente nei punti in cui è attiva l'azione delle acque. Anche questa facies è cronologicamente attribuibile alla Piccola Età Glaciale.

Depositi di versante - Ghiaie eterometriche a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale. Sono presenti anche alcuni lembi con ricca matrice limosa e clasti fangosupportati, dovuti a eventi di trasporto per *debris flow*. Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e, localmente, depositi appartenenti

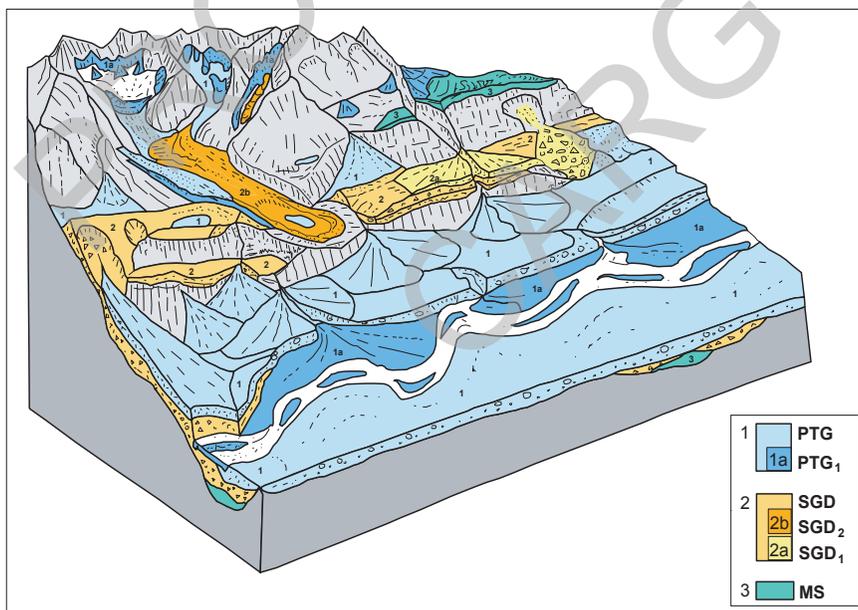


Fig. 25 – Schema dei rapporti stratigrafici delle unità quaternarie comprese nel Foglio Malè: 1) sistema postglaciale alpino (PTG); 1a) subsistema dell'Amola (PTG₁); 2) sistema del Garda (SGD); 2b) subsistema di Malè (SGD₁); 2a) subsistema di Bondo, Unità delle Alte Valli (SGD₂); 3) supersistema del Monte Spinale (MS); substrato roccioso in grigio.

a cicli precedenti. Sono limitati a tetto dalla superficie topografica, con costante assenza di orizzonte pedogenizzato.

Depositi palustri - Depositi limoso-sabbiosi di spessore generalmente modesto, in appoggio su depositi lacustri o glaciali di cicli precedenti. A tetto sono limitati dalla superficie topografica. Depositi palustri di alta quota sono presenti in vari settori del Gruppo della Presanella.

PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA E METAMORFISMO

Il basamento e le coperture delle unità austroalpine e sudalpine consentono di ricostruire una lunga e complessa storia geologica, scandita dall'orogenesi paleozoica, dall'estensione litosferica permo-mesozoica e dall'orogenesi alpina, iniziata quest'ultima nel Cretacico e tuttora in atto (neotettonica, sismicità).

1. - EVOLUZIONE GEODINAMICA PREALPINA ED ALPINA

Il basamento austroalpino è costituito da unità di crosta continentale derivate dal margine adriatico. Vi sono tuttavia locali complessi mafico-ultramafici che potrebbero rappresentare i resti di una *suite* ofiolitica molto antica. L'esistenza di un oceano pre-ordoviciano e la sua successiva consunzione sono sostenuti dall'esigenza di spiegare il metamorfismo di subduzione paleozoico, documentato da eclogiti felsiche e mafiche nella falda del Tonale e in altre unità della catena. La subduzione è attestata anche dal diffuso magmatismo calcocalino di prevalente età ordoviciana. La collisione continentale ha prodotto ispessimento crostale e un metamorfismo barroviano con associazioni variabili a seconda del livello strutturale assunto, in quel tempo, dalle varie unità attualmente affioranti: di grado medio-alto nella falda del Tonale, medio-basso in quella dell'Ortles, basso nel basamento sudalpino orientale. L'orogenesi paleozoica termina con il collasso della catena alla fine del Carbonifero.

Con il Permiano inizia un nuovo ciclo geodinamico, caratterizzato da una progressiva attenuazione della litosfera, da condizioni termiche perturbate e da un diffuso magmatismo estensionale di origine astenosferica, presente nell'Austroalpino e nelle Alpi Meridionali (DAL PIAZ & MARTIN, 1998, con rif. bibl.). Il

magmatismo riprende nel Triassico medio, con carattere andesitico-shoshonitico, controllato da una tettonica distensiva che prelude allo sviluppo del *rifting* continentale norico-giurassico. Con l'apertura dell'oceano piemontese (Giurassico medio) si forma il margine passivo adriatico, comprendente il dominio austroalpino, vicino all'oceano, e quello sudalpino, in posizione distale.

L'orogenesi alpina inizia nel Cretacico, coinvolge l'intero dominio austroalpino e lo trasforma in una pila di falde di copertura e basamento sigillate dagli "Strati di Gosau" (Cretacico Sup.-Eocene). Produce inoltre un metamorfismo di subduzione (eclogitico) ed una sovraimpronta di tipo collisionale (barroviana) di età cretacea media (THÖNI, 1999). L'orogenesi eoalpina (pre-cenomaniana) dell'Austroalpino orientale è attribuita alla sutura di un canale oceanico triassico (Meliata) che, dall'area carpatica, sarebbe penetrato nel settore alpino orientale (THÖNI & JAGOUTZ, 1993). Essa precede l'inizio dell'orogenesi nelle Alpi occidentali, riferibile al Cretacico Superiore.

Non è datato con precisione l'inizio della subduzione dell'oceano giurassico sud-pennidico (estensione orientale di quello ligure-piemontese) al di sotto del margine continentale adriatico, ispessito dalla catena eoalpina. In ogni caso, il processo si protrae sino all'Eocene, quando l'oceano si chiude ed inizia la collisione Adria/Europa.

Il risultato è l'accrezione di unità oceaniche ed europee con metamorfismo eclogitico o in facies scisti blu alla fronte del prisma austroalpino, unità poi esumate nella Finestra dei Tauri. Nell'Eocene superiore, il regime di bassa temperatura generato dalla subduzione vira verso condizioni normali e di alta temperatura per effetto della collisione continentale e della risalita di astenosfera calda, facilitata dal distacco di uno *slab* di litosfera oceanica subdotta.

Le nuove condizioni termiche producono la ricristallizzazione e la deformazione duttile delle unità continentali ed oceaniche della Zona Pennidica (impronta barroviana dell'Eocene sup.-Oligocene Inf.); il processo ha scarsi effetti sulle sovrastanti unità austroalpine e non coinvolge le Alpi Meridionali, tranne limitate e locali eccezioni (zone di taglio duttile). Alle stesse cause tettono-termiche è attribuibile anche la genesi del magmatismo periadriatico, che si sviluppa nell'Oligocene (attorno a 30-32 Ma), dopo i prodromi eocenici dell'Adamello. Il perdurare della compressione Adria-Europa ed il riscaldamento delle parti profonde della catena collisionale consentono, tra la fine dell'Oligocene ed il Neogene, l'estruzione verticale e laterale dei nuclei di basamento pennidico e la loro esumazione nel cuore della Finestra dei Tauri a letto della zona di taglio estensionale del Brennero. La spinta verso nord è esercitata dalla rigida litosfera sudalpina che indenta e retroflette la parte interna (zona delle radici *Auct.*) della catena a falde, in rapido sollevamento. Nello stesso tempo e per le stesse cause, la crosta superiore dell'*indenter* sudalpino si deforma, generando la catena antitetica delle Alpi Meridionali, vergente verso la Pianura Padana.

2. - METAMORFISMO

Le unità austroalpine del Foglio Malè hanno un metamorfismo prealpino di medio-alto grado, a luoghi perfettamente preservato. I caratteri principali dell'unità d'Ultimo sono definiti in base a stime petrologiche sui metagabbri del Lago dei Saleci e sulle anfiboliti associate agli gneiss di Cima Mezzana. Nei metagabbri, i relitti di orto e clinopirosseno hanno fornito valori di picco intorno a 790-830 °C (CAMPANA, 1995; MARTIN *et alii*, 1998b-c). I valori di pressione nei metagabbri milonitici indicano un picco di 0.9-1.09 GPa, riferibile all'evento eclogitico, responsabile della cristallizzazione di cummingtonite, granato e cianite. Queste stime sono confermate dai valori ottenuti nelle anfiboliti a cianite ($T = 750 \pm 110^\circ\text{C}$; $P = 1.26 \pm 0.3$ GPa; $T = 590 \pm 80^\circ\text{C}$; $P = 0.76 \pm 0.21$ GPa), utilizzando i dati termodinamici di HOLLAND & POWELL (1990). Dopo il picco eclogitico, il complesso di Cima Mezzana ha seguito una traiettoria decompressionale (esumazione) in facies anfibolitica, conclusa in condizioni P-T dell'ordine di 0.5 GPa e 500°C, desunte da stime termobarometriche sugli gneiss a cianite-stauro-lite-granato associati alle anfiboliti ($P = 0.6 \pm 0.15$ GPa; $T = 590 \pm 25^\circ\text{C}$; SUSINI, 1994b; MARTIN *et alii*, 1998b-c).

Nei paragneiss dell'Unità del Tonale, l'associazione mineralogica fondamentale è definita da plagioclasio (An_{20-47}), quarzo, granato, biotite, sillimanite, ilmenite e raro feldspato potassico (mirmekiti). Le anfiboliti hanno composizione basaltica e sono costituite da orneblenda, plagioclasio, biotite, ilmenite e raro granato (ricco in Ca); non vi è traccia di relitti eclogitici. L'ubiquità della sillimanite, la presenza di plagioclasio andesinico, l'assenza di eclogiti e le stime termobarometriche nelle anfiboliti a granato di Cima Boai ($T = 600 \pm 130^\circ\text{C}$; $P = 0.57 \pm 0.25$ GPa) indicano un metamorfismo di alta temperatura. Nelle zone con pervasiva deformazione duttile prealpina, i paragneiss sono trasformati in micascisti ricchi in mica bianca, con relitti di stauro-lite, indicanti l'esistenza di una retrocessione metamorfica a carattere sincinemato. I marmi e i fels metasomatici a carbonato, anortite, clinopirosseno \pm spinello, intercalati negli gneiss migmatitici (MARCATO, 1995; DANESE, 1997), contengono flogopite, granato (Gross_{90-85} , Alm_{5-10} , Andr_4), pirosseno salitico (Di_{46-70} , Hd_{52-30}), tremolite, plagioclasio, clinozoisite, titanite, pirite e quarzo, spesso di dimensioni centimetriche ed in rapporti modal variabili. Le rocce metasomatiche sono il prodotto di reazione tra i marmi e i fusi anatettici degli gneiss migmatitici incassanti.

La sovrainpronta metamorfica alpina ha prodotto effetti generalmente modesti nel basamento cristallino della falda del Tonale, concentrati soprattutto nelle zone di taglio duttile presenti al suo interno e lungo i contatti tettonici che delimitano questa unità. Si tratta di una retrocessione di basso grado, con sviluppo di clorite (da biotite e granato), sericite (sillimanite), sericite e cloritoide (stauro-lite) e prodotti saussuritici (plagioclasio).

Nella falda dell'Ortles, il complesso dei paragneiss mostra una storia poli-metamorfica prealpina, costituita da una fase a staurolite, granato e sillimanite e da una retrocessione in facies scisti verdi, con sviluppo di clorite, cloritoide ed abbondante mica bianca. L'associazione mineralogica delle metabasiti documentata, per la prima fase, temperature dell'ordine di 550-600°C, mentre la presenza di sillimanite nei paragneiss incassanti indica una pressione tra 0.3 e 0.6 GPa (WERLING, 1992).

La sovraimpronta alpina ha avuto effetti discontinui: nei domini poco deformati, biotite, staurolite e sillimanite sono in parte alterate e si notano associazioni pseudostatiche in facies scisti verdi di basso grado, a mica bianca, cloritoide, clorite e stilpnomelano; nel canale di deformazione della linea di Peio, i paragneiss sono trasformati in miloniti a grana finissima, contenenti albite, quarzo, clorite, sericite ed epidoto.

Il basamento delle Alpi Meridionali mostra un'impronta metamorfica pre-permiana variabile dalla facies anfibolitica (biotite-staurolite-granato) negli scisti di Rendena alla facies scisti verdi negli scisti della Val di Sole.

Essa è in parte mascherata dal metamorfismo termico prodotto dall'intrusione oligocenica della Presanella, a cui sono imputabili la neoblastesi di sillimanite, andalusite, cordierite e biotite negli scisti vicini al contatto e la diffusa alterazione dei minerali preesistenti.

3. - TETTONICA REGIONALE

3.1. - AUSTRALPINO

Le due unità tettono-metamorfiche della falda del Tonale sono in contatto lungo il sovrascorrimento di Cima Grande. La scistosità regionale è di età varisca. Essa è una foliazione penetrativa associata a pieghe isoclinali o comunque molto serrate. Si tratta di una S_2 poichè alla microscala si osserva una S_1 marcata generalmente da *microlithons* relitti di mica bianca all'interno dei letti granoblastici. L'andamento della scistosità regionale è estremamente variabile a causa del successivo sviluppo di due fasi plicative (F_3 e F_4), di età verosimilmente alpina. La fase F_3 è caratterizzata da pieghe in genere piuttosto aperte, con geometria tipo *kinking* nelle litologie con abbondante frazione micacea. La fase F_4 , raramente espressa alla scala dell'affioramento, ha importanza fondamentale nell'assetto strutturale della regione alla scala chilometrica.

Nello schema tettonico a margine della carta sono indicate la foliazione regionale varisca (S_2), le sue pieghe a scala chilometrica (F_3) e la traccia dei piani assiali, la cui blanda rotazione è riferibile alla fase F_4 .

Queste strutture erano state definite “*Schlingen*” (pieghe a laccio) da SCHMIDEGG (1936) e “tettonica a vortici” da ANDREATTA (1948b) e descritte come pieghe monogeniche ad asse subverticale. Si tratta in realtà di strutture polifasiche, formate dall’interferenza di due generazioni di pieghe di età alpina (MARTIN *et alii*, 1991).

La scistosità alpina, associata in genere ad una retrocessione metamorfica in scisti verdi, è limitata ad alcune fasce milonitiche che, in certi casi, riattivano zone di taglio prealpine, come suggerito dalla frequente dispersione delle lineazioni (MARTIN *et alii*, 1998b).

Gli gneiss di Stavel sono metagranitoidi con intensa deformazione per taglio duttile, a cui è imputabile la loro tessitura marcatamente gneissica, protomilonitica o milonitica e la sensibile riduzione della grana originaria.

Il *fabric* dei nastri di quarzo con ricristallizzazione dinamica e frequenti *shear bands* di quarzo, clorite e sericite registrano il movimento destro avvenuto lungo la linea del Tonale. Il feldspato potassico, in porfiroclasti ovoidali molto allungati di dimensioni in genere inferiori a 0.5 cm, definisce una marcata lineazione subparallela a quella riscontrata lungo la linea del Tonale ed un senso di taglio destro (MENDUM, 1976; WERLING, 1992).

Al di fuori delle zone milonitiche, il basamento preserva il *fabric* prealpino, pur mostrando diffuse deformazioni fragili rappresentate da cataclasiti, in genere coesive, e da svariati sistemi di frattura.

A partire dal Miocene medio-superiore, la falda del Tonale è sollevata a tetto della linea delle Giudicarie Nord, per effetto della tettonica transpressiva, e fortemente erosa. Al suo interno, la falda è disarticolata da alcune faglie compressive e transpressive, dirette da NNE a NE: esse sono il risultato di deformazioni polifasiche, con acme nel Miocene e locali riattivazioni nel Quaternario, analizzate recentemente al margine nord-orientale del foglio (FELLIN *et alii*, 2002). Questi sistemi di faglie, talora attivi (SLEJKO *et alii*, 1987), facilitano e controllano lo sviluppo di deformazioni gravitazionali di versante (FELLIN *et alii*, 2002).

3.1.1 - Linea di Peio

Attiva dal Cretacico, è una zona di taglio duttile situata al limite tra la falda del Tonale e quella dell’Ortles (ANDREATTA, 1948a; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; MÜLLER, 1998; VIOLA *et alii*, 2003). La linea è marcata da una fascia milonitica spessa oltre cento metri, immersa a SSE di circa 35° ed associata ad un orizzonte ettometrico di cataclasiti con analoga direzione, ma inclinazione maggiore (60-65°). Le miloniti sono derivate da gneiss, micascisti e granitoidi della falda dell’Ortles. La loro microstruttura è caratterizzata da nastri di quarzo completamente ricristallizzato, da piccoli porfiroclasti di feldspato ed epidoto e da

una matrice molto fine di quarzo e sericite prevalenti, con lineazioni di *stretching* orientate N90-110°. A letto, la fascia milonitica principale passa gradualmente a gneiss anfibolico-epidotici, associati a micascisti in facies anfibolitica (granato-staurolite), in cui si riconosce una lineazione con direzione simile alla precedente (N80-120°). Le lineazioni sono parallele alle pieghe ed alle crenulazioni che si rinvencono nella falda dell'Ortles, anche ad una certa distanza dal *thrust* principale.

Gli indicatori cinematici nelle miloniti della linea di Peio e negli gneiss di letto segnalano una direzione di trasporto verso est, coerente con una cinematica transensiva sinistra (ZARSKE, 1988; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; VIOLA *et alii*, 2003). Questa fase deformativa è anteriore ai filoni di probabile età oligocenica che tagliano le miloniti presso il Lago di Alpaner (Foglio Rabbi). In base a recenti datazioni di miloniti e pseudotachiliti associate alla linea, l'evento transensivo sinistro è riferibile al Cretacico Superiore (MÜLLER *et alii*, 2002) ed è quindi molto più antico dell'attività principale del lineamento periadriatico. Una seconda fase deformativa, con trasporto tettonico verso nord, è documentata da indicatori cinematici e strutture d'interferenza nelle fasce milonitiche della falda del Tonale, a tetto della linea di Peio (MARTIN *et alii*, 1991). A questa fase, di età oligocenica inferiore (VIOLA *et alii*, 2003) o neogenica (MÜLLER *et alii*, 2002), può essere riferita anche la formazione del sovrascorrimento di Cima Grande e dell'anticlinale nord-vergente ad esso associata.

Nella falda dell'Ortles, un fascio di miloniti prealpine, diretto circa est-ovest, si estende dal Passo del Gavia ad oltre la Val di Rabbi, in probabile prosecuzione della zona di taglio duttile del Mortirolo, suturata dalle intrusioni permiane dei Monti Serottini e Tremoncelli (WERLING, 1992). Le miloniti prealpine dell'Unità di Peio sono in facies anfibolitica e hanno tessitura tabulare, sottolineata da filari di anfibolo ed epidoto (ZAMBOTTI, 1995a). Su questa zona di debolezza si è impostata la linea di Peio.

3.2. - LINEA DEL TONALE

La linea del Tonale ha giacitura subverticale ed è caratterizzata da un movimento transpressivo destro, iniziato nell'Oligocene superiore e proseguito nel Neogene. La linea affiora con discreta continuità nella parte occidentale del foglio, lungo il versante meridionale della Val di Sole, mentre nel tratto orientale è prevalentemente mascherata da estese coperture quaternarie. La sua giunzione con la linea delle Giudicarie, presso Dimaro, è nascosta dai depositi alluvionali del Noce. La linea del Tonale è marcata da una fascia milonitica e da una fascia cataclastica, accompagnata quest'ultima da sottili scaglie di sedimenti permo-triassici.

La fascia milonitica, potente complessivamente oltre un chilometro, ha interressato varie unità litologiche della falda del Tonale e del basamento sudalpino.

In prossimità della linea, la falda del Tonale contiene alcuni orizzonti milonitici in facies scisti verdi di basso grado (clorite, sericite, cloritoide), tagliati da un filone andesitico (MALARODA, 1948a, 1950, 1952). Le miloniti derivano da gneiss, anfiboliti e marmi ad impronta prealpina e, nei pressi di Vermiglio e Pellizzano, si associano a fasce di cataclasti e pseudotachiliti. La foliazione milonitica è subverticale o molto inclinata verso sud, con lineazioni di *stretching* suborizzontali ed indicatori cinematici (prevalenti *shear bands*) coerenti con un senso di taglio destro (MARTIN *et alii*, 1991). A ridosso della linea, la falda del Tonale è costituita da ortogneiss occhiadini milonitici (gneiss di Stavel), potenti circa 500 m: anche in questo caso, la foliazione è in facies scisti verdi (sericite e albite), ha giacitura da subverticale a molto inclinata verso sud, contiene una lineazione suborizzontale e porfiroclasti asimmetrici che forniscono un senso di taglio destro.

La fascia fragile (“Faglia del Tonale”) è costituita da cataclasiti coesive ed ultracataclasiti nerastre, con spessore sino a 250 m. Essa separa gli gneiss di Stavel (Austroalpino) dagli scisti della Val di Sole (Alpi Meridionali), formati da quarziti e micascisti milonitici, intrusi e metamorfosati dal plutone della Presanella.

La genesi della foliazione milonitica nel basamento sudalpino è avvenuta durante l'intrusione del plutone della Presanella, di età oligocenica (30-29 Ma; DEL MORO *et alii*, 1985). Lo documentano la cristallizzazione sincinemica di biotite di contatto lungo la foliazione milonitica, le *shear bands*, il parallelismo tra la foliazione del basamento e quella delle tonaliti orientate al margine del corpo intrusivo e la deformazione ad alta temperatura nelle miloniti prossime al contatto intrusivo (WERLING, 1992; MÜLLER, 1998; STIPP *et alii*, 2002). L'età oligocenica della linea del Tonale è confermata dalla datazione di una milonite presso Pellizzano (MÜLLER, 1998). Le deformazioni fragili sono riferibili al Miocene: lo indicano, a scala locale, i rapporti con le tonaliti e l'età di circa 21 Ma (MÜLLER, 1998) ottenuta in una pseudotachilite della fascia cataclastica principale.

3.3. - BASAMENTO SUDALPINO

In Val di Sole, la scistosità prealpina immerge a SSE con inclinazione di 70-80°. Si tratta di una foliazione penetrativa o di tipo milonitico, sottolineata da livelli a grana molto fine ricchi in mica bianca e sillimanite fibrolitica e da livelli quarzoso-feldspatici più grossolani, talora con neoblasti di andalusite e cordierite (metamorfismo di contatto). La deformazione milonitica, di età oligocenica, è caratterizzata da pieghe isoclinali con asse subparallelo alla lineazione di *stretching*. Una seconda fase deformativa ha prodotto pieghe aperte e *kinking* con piano assiale pendente a nord-ovest di 60-65°.

In Val Rendena ed in Val Meledrio la scistosità regionale prealpina è sottolineata da minerali in facies anfibolitica (staurolite, biotite, mica bianca) ed è

interpretabile come S_2 per la presenza di pieghe isoclinali F_2 e di una foliazione precoce (S_1) interna ai granati (ZATTIN, 1995). Le pieghe isoclinali, in genere di piccole dimensioni, sono evidenziate dai letti quarzosi, caratterizzati inoltre da fenomeni di *boudinage*. La scistosità regionale è deformata da una fase F_3 , non scistogena, documentata da pieghe aperte e *kinking*. La giacitura variabile della scistosità regionale è legata alla distribuzione della fase F_3 che ha prodotto rotazioni attorno ad assi diretti ENE, suborizzontali o poco inclinati. È possibile che questa fase deformativa sia riferibile all'evento serravalliano-tortoniano registrato nel fascio delle Giudicarie (CASTELLARIN *et alii*, 1993).

Nelle varietà con metamorfismo di contatto, il *fabric* prealpino è sigillato entro i porfiroblasti di andalusite e plagioclasio, disposti in modo casuale. Nella matrice, la scistosità prealpina è sottolineata dalla crescita mimetica di biotite rosso-bruna e sillimanite (vicino al contatto), formatesi a spese delle miche varisiche.

3.4. - PLUTONE DELLA PRESANELLA

La tonalite mostra una foliazione di natura tettonica, particolarmente vistosa ai margini settentrionale ed orientale del corpo intrusivo. In base ai nuovi rilievi, la larghezza massima della fascia di tonaliti foliate è di circa 4 km, assai più estesa di quella indicata nella cartografia precedente. La deformazione è assorbita in prevalenza dal quarzo che, al microscopio, mostra una pervasiva ricristallizzazione dinamica, con *deformation band*, *subgrain rotation* e *grain boundary migration*. La biotite mostra *kink bands* e fenomeni di parziale ricristallizzazione in termini verosimilmente più ferriferi (DE PIERI, 1983). A volte, anche il plagioclasio calcico (An_{60} in media; BIANCHI *et alii*, 1970) può presentare parziali fenomeni di ricristallizzazione, con genesi di *new grains* più sodici e segregazione di epidoto secondario, indicando che la deformazione allo stato solido è avvenuta quando la roccia era ancora relativamente calda. La mancanza, in genere, di anisotropie marcate dai principali minerali intrusivi sembra escludere l'esistenza di una foliazione di flusso magmatico a sviluppo regionale, documentata in altri settori del batolite, né vi sono evidenze a sostegno dei meccanismi di intrusione tipo *ballooning* ipotizzati da MENDUM (1976) al margine occidentale del foglio. I minerali magmatici più rigidi (plagioclasio, anfibolo) sono spesso fratturati e suturati da quarzo, epidoto e talora albite di neoformazione. Sui piani di foliazione non si osservano lineazioni di *stretching*, né altri indicatori di una componente di taglio. La foliazione sembra formarsi in un regime deformativo tipo *plain strain*, confermato dalla forma a "pizza" dei nuclei microdioritici, fortemente appiattiti nei piani della foliazione, ma di forma subsferica nelle parti non deformate del plutone. Nella bassa Val Nardis e in Val di Genova, al limite del foglio, le tonaliti sono caratterizzate da una foliazione che, in certi casi, è così marcata da conferire

alla roccia un aspetto gneissico. Sul terreno è messa in evidenza dalla disposizione planare di biotite ed anfibolo ed il suo andamento è abbastanza costante, con massimo di densità attorno a N300° ed inclinazione di 80°.

In definitiva, risultano foliate la tonalite tipo Presanella Centrale, la leucuarzodiorite della Val di Genova e, in zone limitrofe, la leucotonalite tipo Val Nambrone-Pradalago e la tonalite ad anfibolo minuto della Presanella nord-orientale. Più in generale, essa taglia i limiti tra i vari corpi intrusivi del batolite ed interessa anche i filoni trondhjemitici ed i nuclei microdioritici, a conferma della sua origine tettonica.

La foliazione è a sua volta intersecata da zone milonitiche e cataclastiche, dirette NNE e, localmente (C. Segantini), circa est-ovest. La roccia è costituita da una matrice bruna, irrisolvibile al microscopio, con sparsi granuli di quarzo e subordinato plagioclasio, in genere non ricristallizzati.

In una fase finale si formano numerosi sistemi di frattura, estesi a scala regionale. I sistemi più persistenti mostrano una disposizione dei poli che suggerisce la presenza di fratture coniugate prodotte da una compressione regionale ESE-ONO (FERRATI, 1995; BENINCASA, 1996a; LESO, 1995). Di contro, altri sistemi di frattura, paralleli all'andamento dei versanti o alle superfici di affioramento, sembrano attribuibili a processi di decompressione postglaciale e di crioclastesi.

Il plutone contiene filoni e vene di trondhjemitici e subordinate pegmatiti, interpretabili come differenziati acidi della tonalite. Essi hanno una direzione preferenziale intorno a N50, con inclinazione in genere molto elevata. Considerando che il plutone sia un corpo unitario e coerente dal punto di vista della sua messa in posto, i filoni possono essere interpretati come corpi radiali e concentrici: i primi hanno direzioni divergenti dal centro del plutone, i secondi hanno immersioni centripete e sono subparalleli ai limiti del plutone.

3.5. - COPERTURE SUDALPINE

In accordo con l'impostazione del Foglio Tione di Trento, le faglie transtensive e transpressive presenti nelle coperture sudalpine, riportate in banca dati e sintetizzate in Fig. 26, sono state rappresentate in carta rispettivamente come faglie dirette e inverse

3.5.1 - *Tettonica estensionale mesozoica*

L'evoluzione tettonica delle successioni sedimentarie del Trentino occidentale durante le fasi di *rifting* e *drifting* è sintetizzata nel Capitolo III, a cui si rimanda per un loro inquadramento regionale. Le principali faglie mesozoiche del Gruppo

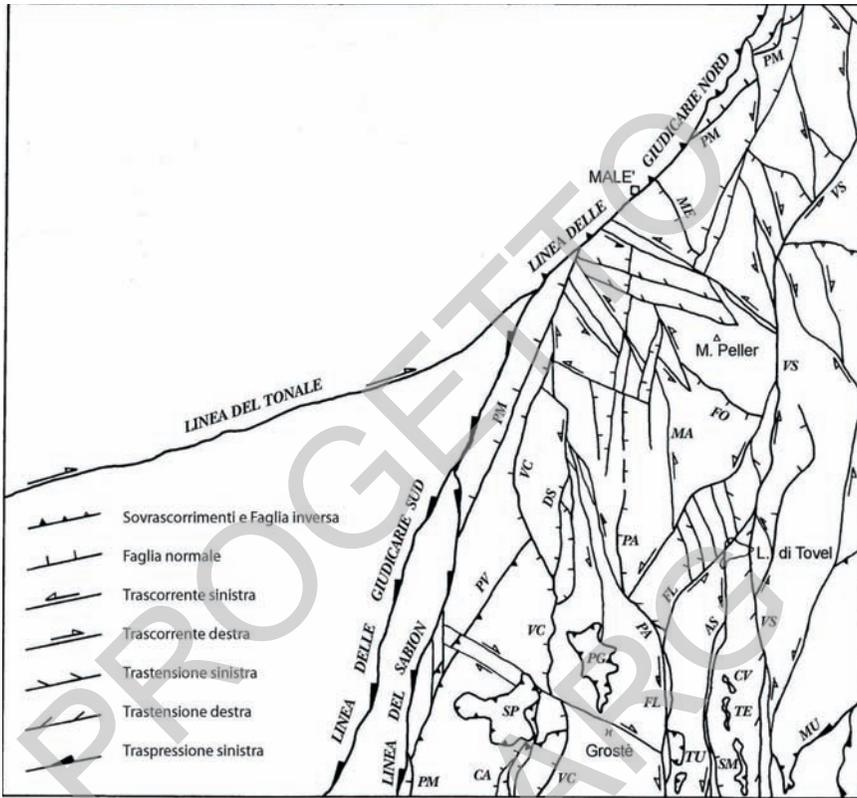


Fig. 26 – Quadro strutturale delle coperture sudalpine nel Gruppo di Brenta settentrionale. Linee tettoniche: Pra de l'Asen (AS), Fascio dei Casinei (CA), Dosso Strinzi (DS), S. Maria di Flavona (FL), Val Formica (FO), Madris (MA), Mezolo (ME), Palete (PA), Pala dei Mughì (PM), Vedretta dei Camosci (VC), Val Strangola (VS). Sovrascorrimenti: Cima Val Scura (CV), Mularo (MU), Pietra Grande (PG), Bosco Pozza Vecchia (PV), Cima S. Maria (SM), Spinale (SP), Termoncello (TE), Turrión (TU).

di Brenta (Fig. 4 e 26) sono state in buona parte invertite dalla tettonica neogenica, ma sono ancora ben riconoscibili e mantengono l'originario rigetto distensivo nelle zone con debole sovrainpronta nealpina. Tutte le strutture maggiori sono dirette circa nord-sud e sono in genere messe in evidenza da variazioni di spessore e/o di facies delle successioni sedimentarie.

Faglie norico-retiche - Sono responsabili delle variazioni di facies a tetto della Dolomia Principale nel settore settentrionale della Montagna di Cles, con livelli di emersione analoghi a quelli del membro di Malga Flavona. Si tratta di faglie normali, poi riattivate in trascorrenza sinistra. Una faglia distensiva, attualmente

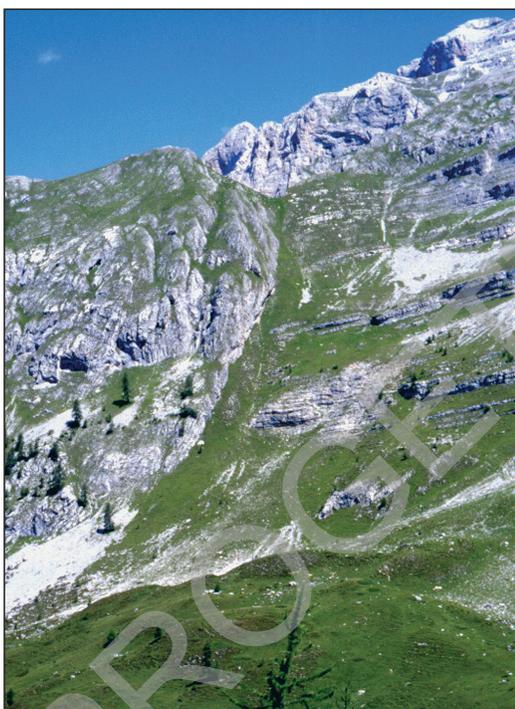


Fig. 27 - La linea della Vedretta dei Camosci a Cima Vaglianella mette a contatto il Calcare di Zu (destra) e la fm. di Rotzo (sinistra); depositi glaciali di circo in primo piano.

riattivata come trascorrente destra, è presente nel versante destro della Val di Sole, a sud di Cavizzana: durante il Retico, essa costituiva il margine nord-orientale di un settore caratterizzato da spessori ridotti del Calcare di Zu.

Faglie liassiche - La principale struttura liassica è la linea della Vedretta dei Camosci (Fig. 27). In Val Gelada di Campiglio essa pende di 55° verso N280. Nel tratto settentrionale è costituita da un'unica struttura, ma allo Spinale (Pozza di Boch) si ramifica in quattro faglie, sempre dirette circa nord-sud e con rigetto totale di 800 m (fascio dei Casinei).

La linea era probabilmente già attiva nel Norico, come limite orientale del bacino del calcare di Zorzino. L'attività liassica è documentata da ispessimenti sul lembo occidentale delle varie unità dei Calcari Grigi che, nel complesso, hanno spessore di circa 1000 m, circa il doppio del lembo orientale. La ricostruzione è corroborata da corpi di breccie sinsedimentarie situate alla base dell'oolite di Loppio, immediatamente ad ovest della linea (Val Gelada di Campiglio, Malga Vagliana), e costituite da clasti decimetrici di tale unità.

La linea delle Palette (Fig. 28) è una faglia transtensiva destra che affiora in Val Gelada di Tuenno (versante destro), con inclinazione di 70° verso N75 e rigetto



Fig. 28 - Panorama della dorsale a nord della Pietra Grande (da est): al centro la linea delle Palete, lungo cui si imposta il canalone detritico. A destra, il calcare di Zu è dislocato di 400 m verso il basso.

di circa 400 m; nel Giurassico Inferiore essa costituiva il limite occidentale del bacino di Tovel. Sul lato opposto, il bacino di Tovel era delimitato dalla linea della Val Strangola, affiorante presso la Cima Val Scura. La faglia immerge di circa 50° verso ovest e mette a contatto la Dolomia Principale, ad est, con la fm. di M. Zugna, ad ovest. Verso nord, essa prosegue in Val di Tovel, per poi deviare bruscamente verso nord-est nella zona della Montagna di Cles.

Anche la linea di S. Maria di Flavona, trascorrente sinistra di età miocenica, poteva essere in parte attiva nel Giurassico Inferiore poichè interferisce con la linea delle Palete e mostra analogo rigetto; l'erosione dei Calcari Grigi sui due lembi della faglia non consente tuttavia di confermare questa ipotesi.

La stessa linea del Sabion, di età neogenica, ha origine da una faglia sin-sedimentaria liassica che immergeva verso il Bacino Lombardo (paleolinea del Sabion) ed era forse attiva sin dal Permiano (vedi Foglio Tione di Trento).

Alcune faglie distensive liassiche non sono state riattivate dall'orogenesi alpina: si tratta della linea del Mezolo, a sud di Terzolas, e della linea di Val Formica, esposta nell'altopiano della Nana. Entrambe immergono a OSO e hanno contribuito alla genesi del bacino di Tovel.

Discontinuità minori, dirette nord-sud, attraversano i rilievi montuosi a nord della Pietra Grande, con rigetti apprezzabili soprattutto nella zona del Dosso Strinzi. Sono evidenziate da differenze di spessore delle unità di piattaforma liassiche.

Sul bordo meridionale della Pietra Grande si osserva una interessante struttura riconducibile al *rifting* liassico: si tratta di una piccola faglia est-ovest nella fm. di M. Zugna, tagliata dal sovrascorrimento della Pietra Grande ed interpretabile come anticlinale di *roll-over*; connessa ad una faglia listrica di trasferimento nei confronti delle linee principali nord-sud.

Faglie cretatiche - La linea della Pala dei Mughì è la principale struttura cretatica della regione. E' una faglia distensiva o transtensiva sinistra che immerge ad alto angolo verso ovest e costituisce il limite orientale del bacino in cui si è depositata la fm. di Val d'Agola (CASTELLARIN, 1972), spessa circa 1000 m.

La faglia è stata attiva dal Turoniano al Maastrichtiano e forse all'Eocene. La linea può essere seguita, a tratti, dal Sarca di Campiglio a Samoclevo, dove la fm. di Val d'Agola è in contatto tettonico con la fm. di M. Zugna. Essa è tagliata dalla linea del Sabion (ad ovest dello Spinale e in alta Val Meledrio) e dalla linea delle Giudicarie Nord (Val di Sole). Anche se coperta da depositi glaciali, la faglia è ricostruibile nel versante orientale del M. Spolverino, dove mette a contatto la fm. del Tofino-membro di Bocchetta Slavazi con il Calcare di Zu-membro di Tremalzo (rigetto distensivo di circa 1000 m). La situazione in Val Meledrio è molto simile a quella di Samoclevo e della Pala dei Mughì. Al margine meridionale del foglio, la faglia pone a contatto il membro de le Coste di Gual e il membro del Sarca di Campiglio della fm. di Val d'Agola con la Dolomia Principale; il rigetto distensivo è di circa 2000 m. Tra le due unità si interpone una scaglia di Maiolica. Durante la compressione neogenica, la struttura è riattivata come faglia sinistra e localmente inversa, conservando quasi totalmente il rigetto distensivo originario. Al Sasso Rosso le faglie liassiche mostrano una riattivazione transpressiva pre-turoniana, con deformazione della successione fino al Cretacico inf.; a causa di tale inversione, il settore del Bacino di Tovel diventa un alto strutturale, ricoperto in *onlap* dai depositi emipelagici e torbiditici della Scaglia Rossa maastrichtiana.

3.5.2. - Tettonica compressiva oligocenico-neogenica

Nel Foglio Malè e nelle zone circostanti, la compressione neoalpina è caratterizzata dalla linea delle Giudicarie e da altre linee tettoniche che riattivano, in parte o completamente, le strutture mesozoiche sopra citate.

Vi si associano, nel Gruppo di Brenta, alcuni *klippen* che derivano da sovrascorrimenti fortemente intaccati dall'erosione (Fig. 26).

Linea delle Giudicarie - La linea delle Giudicarie Nord è esposta in modo molto discontinuo lungo il lato sinistro della Val di Sole. Essa pone a contatto il basamento della falda del Tonale con la fm. di Val d'Agola (SANTINI & MARTIN,

1988), localmente separati dalla lamella di tonaliti di Samoclevo (MARTIN *et alii*, 1993). Il sovrascorrimento ha età oligocenica, è contemporaneo all'inizio dell'attività transpressiva destra lungo la linea del Tonale, con riattivazioni neogeniche. Il contatto tettonico è inclinato di circa 40° verso WNW ed è caratterizzato da un sottile orizzonte di cataclasiti e brecce di faglia e da discontinui orizzonti milonitici su rocce del basamento austroalpino e su calcari marnosi della fm. di Val d'Agola. Le miloniti di basamento sono costituite da una matrice sericitica con porfiroclasti di feldspato e quarzo; quelle sviluppate su sedimenti sudalpini mostrano una finissima matrice carbonatica con granuli appiattiti di quarzo, in parte ricristallizzato (PROSSER, 2000). Gli indicatori cinematici mostrano che l'Austroalpino è stato traslato verso N100-110° (PROSSER, 1998). Nella lamella tonalitica si osservano le strutture seguenti, la cui successione cronologica è documentata da rapporti di sovrapposizione: i) una foliazione di flusso magmatico; ii) una deformazione allo stato solido di alta temperatura (MARTIN *et alii*, 1993); iii) pseudotachiliti e zone cataclastiche a cui si associa la cloritizzazione di anfibolo e biotite. La sottostante fm. di Val d'Agola è caratterizzata, in prossimità del contatto, da pieghe e da un clivaggio spaziatto che generalmente immerge di 45° verso nord-ovest, a basso angolo rispetto alla stratificazione. A sua volta la formazione è sovrascorsa sui Calcari Grigi (SANTINI & MARTIN, 1988), lungo un contatto che probabilmente riutilizza una faglia distensiva del Cretacico Superiore.

Nel Miocene medio-superiore, la deformazione interessa l'intero fascio delle Giudicarie e le successioni mesozoiche circostanti, con cinematica transpressiva sinistra (PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998). La linea del Sabion è riferibile all'evento cattiano-burdigaliano (PICOTTI *et alii*, 1995), documentato più compiutamente nel Foglio Riva del Garda. Durante l'evento valsuganese (Serravalliano-Tortoniano), di importanza fondamentale nella regione, la deformazione si propaga dalla linea delle Giudicarie verso sud-est e coinvolge tutto il Gruppo di Brenta.

Nello stesso periodo si verifica l'esumazione finale delle unità a tetto della linea delle Giudicarie Sud, documentata dalle età dell'apatite (tracce di fissione) tra 15 e 10 Ma, lungo il tratto settentrionale, e tra 10 e 8 Ma in quello meridionale (MARTIN *et alii*, 1998a). L'evento messiniano-pliocenico produce una debole riattivazione compressiva delle faglie nord-sud e ad esso sono riferibili le strutture tardive fuori sequenza del *klippe* dello Spinale e la faglia inversa di Bosco Pozza Vecchia.

La linea delle Giudicarie Sud costituisce il brusco contatto cataclastico tra la tonalite foliata della Presanella ed il lembo di basamento sudalpino che comprende gli scisti di Rendena, le piccole apofisi intrusive permiane di Campiglio e, verso sud, il corpo granodioritico del Dos del Sabion. Sul lato orientale, questa fascia di basamento è delimitata dalla linea del Sabion.

Linea del Sabion - E' una faglia transpressiva sinistra diretta N15-30, inclinata di circa 65° verso ONO e con rigetto verticale di almeno 5 km. E' la linea più

interna e precoce del sistema tettonico nord-sud e si dirama dalla linea delle Giudicarie. Nel tratto settentrionale, le due linee sono parallele e distanti solo poche decine di metri, ma verso sud si allontanano progressivamente. In Val Meledrio (Rio Rotiano, a est di M. Spolverino), la linea del Sabion affiora con il suo piano principale che separa il corpo granodioritico, a tetto, dalla fm. del Tofino (membro di Malga Tenera e membro di Bocchetta Slavazi), a letto; la fm. del Tofino è deformata da fitte pieghe a cascata, vergenti ad est, e da faglie transpressive associate alla linea principale. La linea è marcata da una fascia cataclastica potente alcuni metri e costituita in gran parte da argille incoerenti, con pervasiva laminazione tettonica. Essa taglia la foliazione della tonalite della Presanella, inclinata di 70° verso nord-ovest.

A sud, lungo il Sarca di Campiglio, i graniti permiani sormontano i membri medio e superiore della fm. di Val d'Agola ed il Calcare di Zu (rispettivamente a tetto e a letto della linea della Pala dei Mughì), localmente con *splays* a basso angolo.

Linee tettoniche nel settore orientale - Procedendo verso est, i lineamenti transpressivi e trascorrenti sinistri coinvolgono i calcari mesozoici del Gruppo di Brenta, costituendo il carattere strutturale prevalente in questo settore dei Fogli Malè e Tione di Trento. A nord della Pietra Grande, la linea della Vedretta dei Camosci e quella delle Palette (faglie liassiche in parte riattivate con cinematica rispettivamente sinistra e destra nell'Oligocene-Miocene), delimitano un fascio di faglie trascorrenti sinistre impostate in prevalenza su discontinuità mesozoiche (linea del Dosso Strinzi e associate).

Verso est, le strutture principali, sempre dirette circa nord-sud e con movimento sinistro, sono: i) linea di S. Maria di Flavona (Fig. 29), che solleva di 600 m la zona del Grostè (Dolomia Principale) rispetto ai Prati della Flavona (Calcare di Zu), costituendo la rampa laterale del sovrascorrimento di Cima Tosa (Foglio Tione di Trento); vi si associano scaglie tettoniche minori, che isolano lembi della successione norica-retica; ii) linea Cima Pra de l'Asen-Passo della Gaiarda, che divide i Prati della Flavona dal Gruppo della Campa e genera una struttura a fiore positivo con nucleo di Dolomia Principale; iii) linea della Val Strangola (Fig. 30), suddivisa in tre segmenti che, con differente cinematica, riattivano la struttura mesozoica del Bacino liassico di Tovel: a sud del Lago di Tovel, la linea della Val Strangola immerge ad ovest e giustappone la Dolomia Principale (est) alla fm. di M. Zugna (ovest) con riattivazioni di tipo transtensivo-trascorrente sinistro che non obliterano buona parte del rigetto distensivo mesozoico. La struttura guida il sovrascorrimento dei Lasteri e del Passo Clamer (Foglio Tione di Trento) e, verso est, quello del Mularo. Nel tratto a nord della Val di Tovel, fino alla Montagna di Tassullo, la linea ha carattere transpressivo sinistro, solleva il lembo occidentale e genera scaglie tettoniche minori.

Alla Montagna di Tassullo immerge a ESE e mostra geometrie transtensive.



Fig. 29 - Panorama dei Prati della Flavona, in primo piano, con il Calcare di Zu. Sullo sfondo il Passo Grostè e la Pietra Grande. Lungo la scarpata di Dolomia Principale, alla fine dei prati della Flavona, è impostata la faglia subverticale di S. Maria di Flavona, che solleva la zona del Grostè di 600 m.

A sud del foglio, si raccorda con strutture a fiore alla linea Trento-Cles. Le linee di S. Maria di Flavona e di Cima Pra de l'Asen confluiscono, verso nord, nella linea della Val Strangola, costituendo il fascio della Val di Tovel, un complicato intreccio di faglie trascorrenti, transtensive e transpressive, con direzioni NE-NNE (sinistre) e NNO-N (destre). Strutture trascorrenti destre dirette ESE sono frequenti nella zona dello Spinale-Grostè, coniugate con le trascorrenti sinistre orientate nord-sud.

Sovrascorrimenti - Sono costituiti da strette rampe frontali orientate est-ovest e limitate lateralmente da estese rampe laterali, corrispondenti alle linee tettoniche nord-sud transpressive sinistre. Sono situati soprattutto nella parte meridionale del foglio, spesso in forma di *klippe* (sovrascorrimenti di vetta *Auct.*) isolati dall'erosione (Termoncello, Turrion, Pietra Grande e Spinale). Procedendo da est ad ovest, si osservano le seguenti strutture.

i) Sovrascorrimento del Mularo: disloca la Dolomia Principale sopra il calcare di Rotzo lungo un piano a basso angolo con *flat* frontale in corrispondenza del Mularo; ad ovest è limitato dalla linea della Val Strangola e faglie associate, mentre ad est scende in rampa obliqua verso la Val di Non, contro la linea Trento-Cles (fuori foglio).



Fig. 30 - La linea della Val Strangola in Val di Tovel; a sinistra (est) la Dolomia Principale rialzata, a destra (ovest) la formazione di Monte Zugna.

ii) Sovrascorrimenti di Cima Val Scura, Termoncello e Cima S. Maria: attualmente separati dall'erosione, sono riconducibili ad una struttura unitaria che, con contatto basale suborizzontale, duplica la fm. di M. Zugna, si tratta di scollamenti intercutanei, simili a quelli dei Turrion e della Pietra Grande, generati probabilmente da scivolamenti verso nord, a tetto del sovrascorrimento del Passo Clamer (Foglio Tione di Trento).

iii) Sovrascorrimento dei Turrion: coinvolge la successione retica nella zona di Campo Flavona e la duplicano in corrispondenza dei *klippe* del Turrion Basso e Turrion Alto, appartenenti alla stessa struttura.

Al Turrion Alto, il piano di taglio è messo in evidenza dalla netta discordanza delle giaciture a tetto e a letto dello scollamento; in vetta è presente un lembo di Dolomia Principale-membro di Malga Flavona, delimitato da una faglia inversa retrovergente, associata al *klippe*.

iv) Sovrascorrimento della Pietra Grande: descritto in CASTELLARIN *et alii* (1993), si sviluppa lungo il contatto stratigrafico tra Calcare di Zu-membro di Tremalzo ed la fm. di M. Zugna, senza duplicazioni visibili, tranne che all'estremità settentrionale, dove forma una rampa frontale ad alto angolo e raddoppia la fm. di M. Zugna. Il contatto è marcato da un orizzonte di cataclasiti coesive con matrice carbonatica rosa. Lungo il fianco occidentale, il Calcare di Zu è deformato da pieghe di trascinamento vergenti a nord. Il piano di taglio immerge a N308

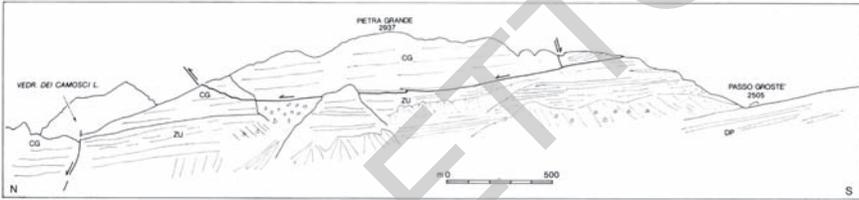


Fig. 31 - La parete occidentale della Pietra Grande, vista dallo Spinale. Il sovraccorrimento scolla la fm. di Monte Zugna, che costituisce la parete massiccia sopra la neve, dal sottostante Calcarea di Zuben stratificato. Verso N la rampa duplica la fm. di Monte Zugna.

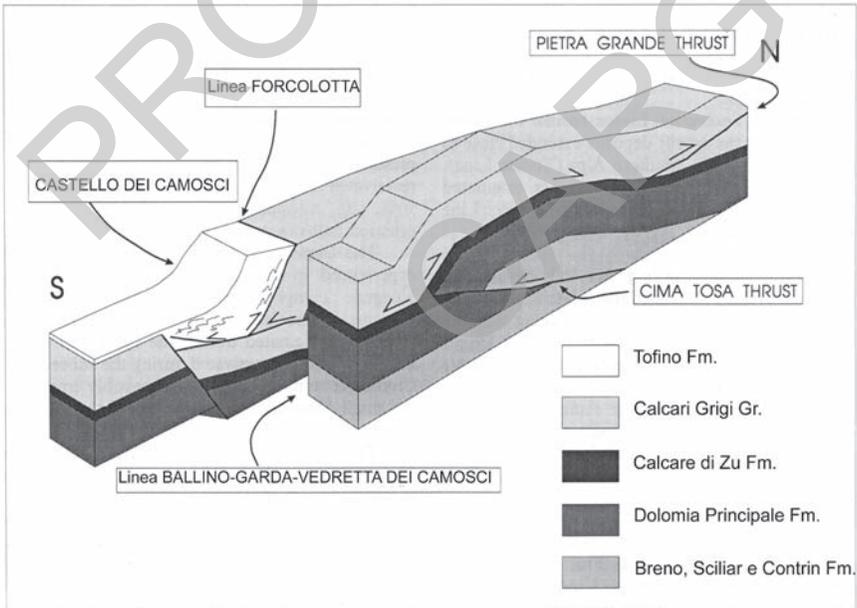


Fig. 32 - Lo schema illustra la genesi del sovraccorrimento della Pietra Grande come scollamento intercutaneo nord-vergente, legato al thrust di Cima Tosa, affiorante nel Foglio Tione di Trento (CASTELLARIN et alii, 1993). In seguito all'erosione la struttura ha attualmente la forma di un klippe.

di 15°. A letto vi sono strie di bloccaggio che indicano un movimento del tetto verso N350. A Cima Vagliana, l'orizzonte di movimento taglia e duplica la fm. di M. Zugna, costituendo una rampa frontale che affiora alla Bocchetta dei Tre Sassi e immerge N205 di 70°. Il *klippe* della Pietra Grande è generato da un taglio intercutaneo, retrovergente, formatosi a tetto dello scorrimento di Cima Tosa in corrispondenza del passaggio, meccanicamente più debole, tra gli strati sottili del Calcare di Zu ed i banconi massicci della fm. di M. Zugna (Fig. 31 e 32).

v) Sovrascorrimento dello Spinale: individuato durante i rilievi del foglio, la sua scoperta ha prodotto un notevole cambiamento nell'interpretazione geologica della regione. Si tratta di una zolla di Calcare di Zu-membro di Tremalzo e in parte della fm. di M. Zugna, sovrascorsa sulla stessa fm. di M. Zugna e sull'oolite di Loppio; il contatto è suborizzontale sul lato meridionale, dolcemente inclinato verso est sui lati settentrionale ed occidentale. La geometria delle duplicazioni nella zona del M. Spinale e Malga Maseron potrebbe suggerire una provenienza orientale della rampa, ipotesi non sostenuta dalla cinematica. Più plausibile è un'origine meridionale. Essa è corroborata anche dal fatto che a sud del Doss dei Vaccheri si osserva un orizzonte di taglio cataclastico, nord-vergente e ad alto angolo, lungo il quale il Calcare di Zu è traslato sopra la fm. di M. Zugna. La struttura può rappresentare un lembo della rampa dello Spinale, risparmiato dall'erosione e svincolato dalla zona di *flat* ad opera della linea della Vedretta dei Camosci, riattivata come svincolo trascorrente. L'erosione ha creato una situazione complessa: ad ovest della linea del Rifugio Casinei (Vallesinella) la rampa è erosa ed è preservato il *flat* sommitale dello Spinale; ad est affiora solo la rampa e manca (per erosione) o non è più distinguibile la duplicazione sommitale, situata in origine nella zona ora occupata dalle breccie dello Spinale (loc. i Dossi). In questa prospettiva, le vergenze orientali sono inquadrabili come deformazioni susseguenti alla duplicazione principale, generate da eventi tardivi che hanno deformato anche le breccie dello Spinale, con pieghe simili a quelle delle formazioni retico-liassiche sottostanti. La struttura principale rientra nella fase valsuganese e può essere collegata all'enucleazione del sovrascorrimento cieco del Vallon (Foglio Tione di Trento), costituendo un equivalente occidentale del sovrascorrimento della Pietra Grande. La deformazione tardiva, riferibile al Messiniano-Pliocene, si concentra in una fascia compresa tra la linea del Sabion e quella della Vedretta dei Camosci. E' possibile che il perdurare del sollevamento lungo la linea del Sabion abbia trovato un ostacolo (verso sud-est) nelle strutture antecedenti, soprattutto nel fascio della Vedretta dei Camosci. Secondo TREVISAN (1939) e SCHWINNER (1912), anche le rocce che riteniamo costituire la massa sovrascorsa avrebbero fatto parte delle breccie dello Spinale. In realtà, vi è solo un'esile copertura di breccie eluviali cementate, formatesi sopra le rocce ben stratificate della massa sovrascorsa e con giacitura variabile a causa dei piegamenti tardivi.

vi) Sovrascorrimento di Bosco Pozza Vecchia: è una struttura inclinata di 35° verso N125, che duplica la successione Calcarea di Zu, fm. di M. Zugna e oolite di Loppio, con rigetto lungo il piano di taglio di oltre 1000 m. Verso sud, la struttura termina contro la linea della Pala dei Mughi, mentre a nord-est è delimitata dalla linea della Vedretta dei Camosci. Essa è inquadrabile nelle deformazioni messiniano–plioceniche per il suo carattere fuori sequenza e per il fatto che è associata a riattivazioni del *klippe* che deformano anche le breccie dello Spinale.

3.5.3. - *Tettonica distensiva plio-pleistocenica*

Nella zona dello Spinale alcune strutture distensive coinvolgono le breccie dello Spinale e le breccie di Campiglio, con asse di estensione orientato ONO-ESE. Anche la linea della Vedretta dei Camosci è riattivata come faglia diretta nell'area del Rifugio Graffer, dove le breccie stratificate sono a contatto con la Dolomia Principale e piegate con geometrie di trascinamento per faglia normale (Fig.17). Queste deformazioni non sono databili con precisione perché non è nota l'età delle breccie dello Spinale, ma valutazioni regionali fanno propendere per la fase del Pliocene-Pleistocene inf. Non si esclude, infine, che le deformazioni distensive siano contemporanee alle strutture compressive riscontrate sul versante occidentale dello Spinale (linea di Bosco Pozza Vecchia).

VIII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - SISMICITÀ

Il quadro sismotettonico delle Alpi orientali italiane è descritto e discusso da SLEJKO *et alii* (1987).

I dati acquisiti dalla rete sismica del Servizio Geologico della PAT nel periodo 1983-2001 indicano che nell'area del Foglio Malè sono localizzati 42 eventi sismici, con magnitudo inferiore a 3 in 39 casi. La maggior parte dell'attività sismica è ubicata nel settore a nord della linea del Tonale, specie in Val di Rabbi (versante destro), e la sua distribuzione sembra congruente con direttrici tettoniche orientate NE e NNO (FELLIN *et alii*, 2002).

Alcuni eventi di piccola magnitudo sono avvenuti nel Gruppo del Brenta, specie tra la linea della Pala dei Mughì e la linea Giudicarie Nord ed a cavallo di quest'ultima, nel tratto ad est di Dimaro. Un'interessante concentrazione di sismi si è verificata nel periodo marzo 1992-luglio 1993 nella parte meridionale del foglio, tra la linea della Vedretta dei Camosci e la linea di S. Maria di Flavona.

Altri eventi sismici sono segnalati nell'area della falda dell'Ortles, ad esempio lungo la linea di Val Clapa (Foglio Rabbi). Gli elementi sismologici raccolti sono indicativi di una sismicità di medio-basso livello.

Il numero ridotto di eventi registrati non consente l'individuazione certa di strutture sismogenetiche, anche se risulta statisticamente evidente che l'attività principale si concentra nel basamento austroalpino.

2. - IDROGEOLOGIA

Il sistema idrogeologico nel sottosuolo del Foglio Malè è piuttosto complesso a causa delle specifiche caratteristiche geologico-strutturali e morfologiche della regione. La presenza di rilievi montuosi a composizione litologica sensibilmente diversa e di profonde incisioni vallive implica l'esistenza di vari tipi di acquiferi.

La circolazione idrica nelle rocce cristalline avviene lungo sistemi di fratture ed in profondità è spesso inibita dalla bassa conducibilità idraulica dovuta alla presenza di sedimenti fini che tendono a chiudere le fratture. Nelle rocce carbonatiche la conducibilità idraulica può raggiungere valori elevati, favorita dalla fratturazione e dal carsismo.

Nelle rocce cristalline poco permeabili sono presenti numerose sorgenti, per lo più con portate modeste e distribuite in maniera uniforme sul territorio. E' il caso del versante sinistro della Val di Sole, con le sue principali tributarie (Peio, Rabbi), e del settore settentrionale del Gruppo della Presanella. Non vi sono grosse emergenze e, mediamente, le portate non superano i 10-15 l/s. Si tratta in genere di sorgenti legate ad acquiferi superficiali, contenuti nella parte corticale del substrato roccioso fratturato, o nei depositi sciolti di copertura. Le acque sono piuttosto leggere ed in molti casi debbono essere mineralizzate per l'utilizzo potabile. E' questa una caratteristica degli acquedotti di molti Comuni dell'alta Val di Sole, fino a Dimaro, ove è possibile l'integrazione con acque provenienti dai massicci carbonatici. Il regime presenta un massimo primaverile, dovuto al disgelo, ed un massimo autunnale, causato dalle abbondanti piogge.

Alcune sorgenti sono utilizzate per l'imbottigliamento o per scopi termali. Ci riferiamo alle acque oligominerali di Peio e della Val Nambrone ed a quelle minerali di Peio e Rabbi che alimentano gli stabilimenti termali della zona. Le sorgenti sono legate alla linea di Peio e sono ubicate all'interno o in prossimità della zona d'intersezione tra la fascia cataclastica principale ed alcune zone di frattura recente, dirette NNO e NO.

Le acque minerali delle sorgenti di Peio sono caratterizzate da una composizione isotopica particolare: ^{13}C tra -2,5 e +2,5; trizio: 11-20; $\delta^{18}\text{O}$ = 12,95-13,78; δD 87,4-98,7 (MORTEANI & FUGANTI, 1998; ANDREIS, 1997).

I valori del trizio suggeriscono la mescolanza di acque relativamente antiche (>50 anni) con acque recenti. Gli isotopi $\delta^{18}\text{O}$ e δD confermano l'origine meteorica delle acque minerali, con contributi di acque derivate dallo scioglimento delle nevi in una zona di ricarica a quota superiore ai 2500 m. Il contenuto in CO_2 varia tra 1597 e 2467 mg/l (FUGANTI *et alii*, 1998), mentre quello in radon, misurato all'emergenza, arriva fino a 60 Bq/l (ANDREIS, 1997). Le sorgenti più note sono l'Antica Fonte di Peio (in destra idrografica del T. Noce), sfruttata dallo stabilimento Idropeio Spa, e la sorgente San Camillo. Entrambe sono situate tra 1380 e 1390 m. L'Antica Fonte sgorga al contatto tra paragneiss della falda

dell'Ortles e depositi fluvio-glaciali, 1 km a nord della fascia cataclastica della linea di Peio. L'acqua è fredda, mediominerale-carbonica-ferruginosa-bicarbonato alcalino-terrosa e arseniosa, con elevati contenuti in manganese (0,430 mg/l), ferro (15,50 mg/l), arsenico (7,4 ppb) e mercurio (9 mg/l) (ANDREIS, 1997, tab. 5.1). Numerose analisi delle acque dell'Antica Fonte e della sorgente San Camillo sono riportate e discusse in FUGANTI *et alii* (1998).

Altri acquiferi sono insediati nei materassi alluvionali di fondovalle, in genere grossolani. Le acque non presentano particolari specificità, ma possono costituire una risorsa di un certo interesse. La Val di Sole e le sue tributarie hanno depositi detritico-alluvionali di spessore modesto, che tende a crescere nel tratto centrale ed inferiore della valle principale. Gli acquiferi sono per lo più liberi, collegati alla circolazione di subalveo: sono alimentati dal T. Noce e dai bacini affluenti, specie quelli in destra idrografica. La conducibilità idraulica è in genere discreta.

Nelle conoidi laterali generate dai torrenti Vermigliana, Noce Bianco di Peio, Rabbies e Meledrio si possono incontrare limitate falde confinate o semiconfinate.

Il Gruppo di Brenta è caratterizzato da accentuata carsificazione, con scorrimento idrico superficiale limitato ad alcune aste torrentizie situate alla periferia del massiccio (Val d'Ambiez, Val delle Seghe, Val di Tovel, Val Brenta). La morfologia fluviale è espressa solo a quote inferiori ai 1800 m, mentre negli altipiani carbonatici prevale la circolazione profonda, favorita dall'intensa carsificazione. Il drenaggio superficiale e sotterraneo è organizzato secondo una geometria centrifuga, con una decina di sorgenti carsiche distribuite ad intervalli di 5-10 km lungo il perimetro del massiccio carbonatico ed ubicate in fondovalle o a quote di poco superiori. Le sorgenti principali hanno portate medie annue tra 0.15 e 1.5 m³/s e drenano bacini di 5-50 km², situati in massima parte al di sopra dei 2000 m.

Nel Foglio Malè vi sono numerosi altipiani carsici (Spinale, Grostedi, Campo Flavona, Alpe Campa, Prà Castron, Alpe Nana; NICOD, 1976; BORSATO, 1991a), con oltre 250 cavità, costituite in prevalenza da pozzi profondi fino a 200 m (Grostedi). Mancano invece, o non sono note, le grotte a sviluppo chilometrico che sono comuni nella parte centro-meridionale del Gruppo di Brenta (CONCI & GALVAGNI, 1952; ISCHIA, 1991; BORSATO, 1991b). L'organizzazione del drenaggio e la posizione delle sorgenti sono condizionati dall'assetto stratigrafico e strutturale del massiccio carbonatico. La generale pendenza degli strati verso il quadrante NO tra il Monte Peller ed il Grostè controlla la posizione delle maggiori sorgenti carsiche, ubicate lungo il margine nord-occidentale del Brenta, in Val Meledrio ed in Val di Sole. Inoltre, sebbene l'intera successione triassica sup.-giurassica sia carsificata, la minore solubilità della Dolomia Principale rispetto ai litotipi calcarei condiziona in certi casi l'emergenza delle acque sotterranee (sorgenti di Vallesinella, Centonia, Rio Caldo, Valle di Tovel).

La località Cascate Alte di Vallesinella è caratterizzata da una dozzina di sor-

genti che sgorgano da fratture della Dolomia Principale in corrispondenza della linea del Freddolin. Drenano la parte sud-orientale dell'altipiano dello Spinale e l'ampia fascia dolomitica che dal Passo del Grostè si estende fino al Rif. Tuckett. Le sorgenti si trovano tra 1550 e 1610 m di quota e solo le due più basse sono perenni, mentre le altre si attivano, in successione, al crescere della portata dopo il periodo invernale.

Le uniche sorgenti non carsiche di una certa importanza sono ubicate presso Madonna di Campiglio (Palù e Nube d'Argento). Esse scaturiscono da depositi glaciali, drenano la parte occidentale dell'altipiano dello Spinale e sono caratterizzate da modeste fluttuazioni stagionali di portata e da un chimismo stabile (BORSATO *et alii*, 1999).

La principale sorgente del foglio è la sorgente carsica di Centonia, situata sulla destra idrografica della Val Meledrio, 60 m sopra il fondovalle (BORSATO, 2001). Scaturisce da una fessura verticale nella Dolomia Principale e drena gran parte del crinale e degli altipiani carsici estesi dal Sasso Rosso alle spianate dei Grostedi.

Il chimismo delle acque, relativamente stabile, suggerisce l'esistenza di un circuito profondo lungo sistemi di fratture carsificate.

La sorgente carsica Plaucesa si trova poco sopra il fondo della Val di Sole, a sud-ovest di Monclassico (FUGANTI & DEFRANCESCO, 1997). Scaturisce da una frattura verticale, larga 1 m, che taglia i Calcari Grigi, in vicinanza di due linee tettoniche; la sua zona di ricarica è costituita dall'area Monte Peller–Malga Tassulla.

Infine, a Nord di Cavizzana, vi sono le sorgenti Rio Caldo e Val Piccola, impostate su fratture della Dolomia Principale ed alimentate da una parte delle propaggini nord-orientali del M. Peller, tra la Montagna di Tassullo e la Montagna di Cles.

Tutte le sorgenti mostrano il tipico regime stagionale degli acquiferi carsici di alta quota, con portate minime invernali (dicembre-marzo) ed un periodo di piena prolungata legato alla fusione nivale (maggio-luglio). Nel mese di maggio, l'apporto delle acque di fusione, più fredde e poco mineralizzate, produce un brusco abbassamento della temperatura ed una forte diminuzione della mineralizzazione; entrambi i parametri raggiungono i valori minimi alla fine di giugno, per poi risalire asintoticamente verso i valori invernali, raggiunti a fine autunno.

Le piene maggiori avvengono in corrispondenza delle precipitazioni tardostive ed autunnali, con veloci risposte agli apporti meteorici e picchi di piena che durano pochi giorni. Il chimismo delle sorgenti carsiche è bicarbonato-calcico (Tab. 2), con valori di conducibilità elettrica tra 100 e 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$, contraddistinti da marcate fluttuazioni stagionali. Il rapporto molare Mg/Ca, variabile tra 0.4 e 0.6, riflette la composizione dolomitico-calcareo dei rispettivi bacini; rapporti più alti (0.70-0.98) si registrano solo nelle sorgenti di Vallesinella, alimentate da un bacino formato da prevalenti dolomie.

Sorgente	Quota m	Portata media (min -max) l/s	Temp. °C	Conducibilità elettrica μS/cm a 20°C	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l
Vallesinella	1550	400 (15 – 6000)	3.6 ±0.1	146 ±22	19.5 ±3.6	9.1 ±0.9
Palù	1505	50 (35 – 65)	5.1 ±0.0	266 ±1	43.2 ±0.7	11.6 ±0.3
Centonia	1380	700 (60 – 5000)	4.8 ±0.4	168 ±17	27.5 ±2.6	7.2 ±0.8
Plaucesa	810	200 (40 – 1000)	7.7 ±0.5	250 ±25	46.6 ±6.0	7.0 ±2.8
Rio Caldo	665	100 (50 – 400)				

Tab. 2 - Parametri fisico-chimici salienti delle sorgenti con portata media annua superiore ai 50 l/s nel settore nord-occidentale del Gruppo di Brenta, ordinate da sud a nord.

Tutte le maggiori sorgenti carsiche, tranne quelle di Vallesinella, sono captate a scopo idropotabile, con frequenti problemi di inquinamento organico, specie nella stagione estiva, dovuti alla tipologia degli acquiferi. Le sorgenti di Vallesinella e Centonia si distinguono inoltre per il trasporto di sedimento dolomitico limoso-sabbioso, che è notevole durante gli eventi di piena e deriva dalla disgregazione della Dolomia Principale (FRISIA *et alii*, 2002).

In Val di Tovel si osserva una situazione idrogeologica del tutto particolare, legata all'assetto strutturale della regione e alla presenza di potenti depositi glaciali e di frana. La giacitura a reggipoggio in entrambi i versanti della valle e la presenza della Dolomia Principale affiorante lungo il fondovalle inibiscono lo sviluppo di una infiltrazione profonda. La circolazione idrica nella parte mediana della valle è di tipo paracarsico: il T. Tresenga, alimentato dai ripiani carsici di Malga Flavona, scompare nell'accumulo di frana sito nella depressione della Pozzol di Tuenno; dopo un percorso sotterraneo di 1 km, l'acqua riaffiora in una serie di sorgenti peri- e sub-lacuali lungo la sponda sud-occidentale del Lago di Tovel (OETHEIMER, 1989, 1990; FUGANTI & MORTEANI, 1999). L'emissario del lago è attivo da maggio a novembre e percorre un tratto di 1-2 km, diminuendo progressivamente di portata fino a perdersi completamente entro l'accumulo di frana. Da dicembre a fine aprile l'emissario è asciutto ed il livello del lago scende fino a 5-8 m sotto lo sfioro (CORRADINI *et alii*, 2001). Le acque del Lago di Tovel riaffiorano poco a monte della confluenza con la Val Formiga, a quote variabili tra 870 e 820 m a seconda della stagione, dopo un percorso sotterraneo entro le "marocche" delle Glare che varia da 1.5 (estate) a 3.5 km (inverno).

Il settore sud-orientale del foglio (Alpe Campa, Val dei Cavai), caratterizzato da un drenaggio profondo diretto verso est, costituisce l'ampia zona di alimentazione delle sorgenti carsiche Busoni e Acquasanta (FUGANTI, 1969). Esse sono ubicate lungo il margine orientale del Brenta, presso Sporminore, poco al di fuori del foglio. I loro caratteri idrologici sono simili a quelli delle sorgenti sopra descritte.

3. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE

Nel Foglio Malè è rappresentata una vasta gamma di dissesti ed alcuni di essi insistono su aree urbanizzate (centri abitati, viabilità, infrastrutture, ecc.).

I dissesti riconosciuti sono numerosi, di svariate tipologie e con diverso grado di attività. Si tratta in prevalenza di crolli, scorrimenti, colamenti e deformazioni gravitative profonde.

I fenomeni di crollo prevalgono nelle parti alte dei versanti, ai limiti delle grandi valli, e si sviluppano in pareti rocciose fratturate, costituite da rocce sedimentarie e, in misura minore, dal basamento cristallino. Sono in gran parte attivi e si manifestano soprattutto nei primi mesi dell'anno, durante l'innalzamento della temperatura dopo il minimo invernale, e in concomitanza di eventi tellurici.

I fenomeni di erosione e scorrimento in massa sono particolarmente frequenti nelle coperture quaternarie, soprattutto nei depositi di origine glaciale. Questi dissesti, il cui sviluppo è strettamente legato al grado di saturazione dei terreni, si manifestano in modo incisivo nei periodi di pioggia molto intensa. Durante gli eventi di precipitazione eccezionale che hanno colpito l'Italia settentrionale nell'autunno del 2000 e del 2002, la quasi totalità dei dissesti rilevati nel Foglio Malè si è sviluppata nei depositi glaciali.

In queste aree l'erosione è particolarmente attiva ed alimenta fenomeni di colata e trasporto in massa (*debris flow*) di dimensioni anche notevoli, con frequenti problemi per la viabilità ed i centri abitati. I conoidi generati dai *debris flow* sono ubicati nelle valli principali, allo sbocco di canali e vallecole. I più attivi sono quelli delle valli di Sole, Peio e Rabbi, descritti da RICCIO (1999). Importanti sono i *debris flow* di Cortina (Comune di Vermiglio), Celledizzo (Val di Peio), Ossana, Pellizzano, Mezzana e Dimaro (T. Rotiano).

In alcuni casi i fenomeni di scorrimento coinvolgono porzioni molto estese e potenti delle coperture glaciali e detritiche. La loro velocità è normalmente molto bassa, ma può subire improvvise e sensibili accelerazioni durante eventi meteorici importanti. Tra i fenomeni più significativi ricordiamo la grande frana di Peio, ubicata tra la Val del Monte e la Val de la Mare, ai piedi del Monte Vioz. Essa coinvolge una potente coltre di depositi glaciali che scorrono lentamente lungo la superficie di contatto con il substrato roccioso, formato da micascisti e paragneiss della falda dell'Ortles. La frana è in studio da qualche decennio ed è monitorata con un sistema molto sofisticato che permette di osservare i dati dei principali parametri (idrologia, spostamenti, ecc.) direttamente nella sede del Servizio Geologico provinciale.

I depositi glaciali e detritici situati al di sopra del limite della vegetazione sono talora soggetti a fenomeni di geliflusso e soliflusso. Sono eventi molto lenti che coinvolgono le porzioni superficiali dei depositi, su aree più o meno estese e con pendenza moderata (ad es., a sud di Cima Vegaia).

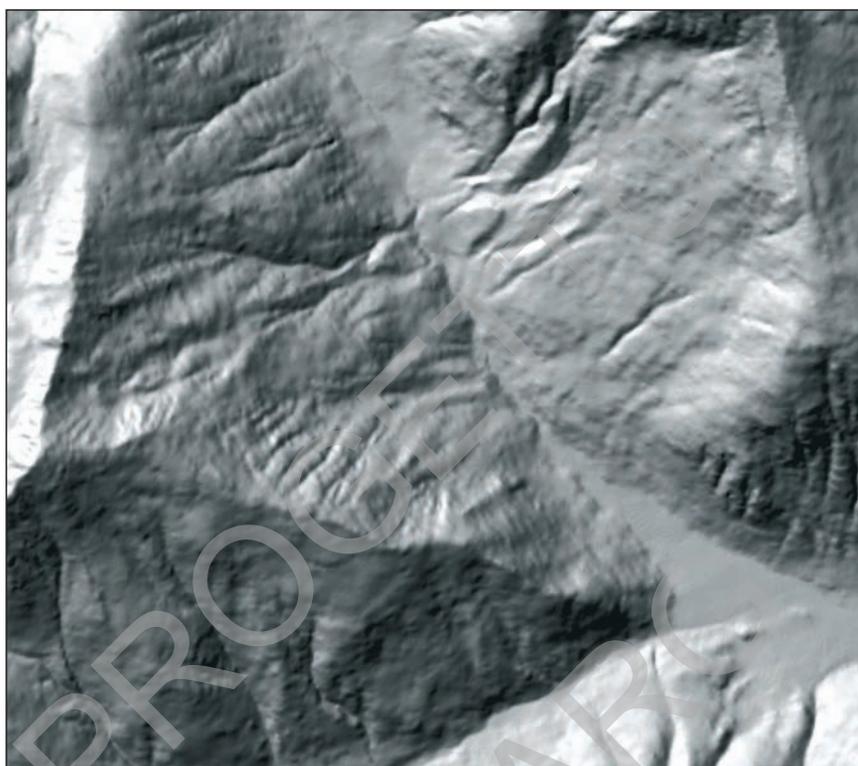


Fig. 33 – *La deformazione gravitativa di Celentino (DGPV). Immagine del rilievo ricavata dal DTM (SQUARZONI, 1998).*

Nel Foglio Malè e nelle zone adiacenti vi sono interessanti “deformazioni gravitative profonde di versante” (DGPV), diffuse soprattutto nel basamento austroalpino delle valli di Peio e Rabbi (SQUARZONI, 1998) (Fig. 33 e 34).

Si tratta di fenomeni complessi, in cui spesso non è possibile ricostruire una superficie di scorrimento continua e ben definita. I caratteri peculiari di queste deformazioni sono la grande estensione, il notevole spessore della massa coinvolta, l’assenza di una superficie di rottura netta, il meccanismo di deformazione che in profondità diventa di tipo viscoso-plastico e l’evoluzione molto lenta, controllata principalmente dall’assetto geologico-strutturale. I loro complessi caratteri morfologici sono il risultato di rilassamenti concentrati nella parte superiore della dorsale (piani di taglio ad alto angolo, gradini, contropendenze, doppie creste, trincee) e di compressione nella parte inferiore del versante (rigonfiamenti, piani di taglio a basso angolo, deformazioni di tipo duttile-fragile).

Lo sviluppo di DGPV nelle unità austroalpine a nord della lineamento peria-



Fig. 34 – Immagine della DGPV di Malga Saline nel versante destro della Val de la Mare. Si noti la scarpata principale (in alto a sinistra) collegata alle trincee di deformazione in località Filon degli Uomini (fuori Foglio).

driatico è controllato in genere dalla rete di faglie e fratture ed è una conferma dell'ulteriore e recente sollevamento di questa parte della catena alpina rispetto al settore meridionale (FELLIN *et alii*, 2002).

La Val di Peio è caratterizzata da un elevato numero di doppie creste e trincee, associate a balze e ripiani, evidenza che questo tipo di deformazione è molto diffuso nella regione. Le trincee più spettacolari si osservano a Passo Cercen e Cima Vallon, tra Rio Vallenai e Rio Zampil a quota 2200 m, tra C. Vegaia ed il Lago di Celentino, sul Monte Mason e sul crinale che da C. Boai scende verso oriente.

Le DPGV presenti nel Foglio Malè sono quelle di Celentino, C. Boai e Malga Saline, indicate in carta con apposito sovrassegno sulla litologia.

4. - CAVE E MINIERE

L'attività estrattiva, un tempo fiorente nella regione, è attualmente limitata all'escavazione di inerti e pietrisco in alcune cave aperte nei comuni di Monclastico, Dimaro e Caldes. Per maggiori dettagli, si veda il "Piano di utilizzazione delle sostanze minerali della Provincia Autonoma di Trento" del 1999.

I giacimenti di magnetite della Val di Peio (Comasine) sono stati coltivati in epoca forse pre-romana e certamente romana, come attestato dal nome della località Fucine (*villa fucinarum*), quindi nel Medio Evo e nel secolo scorso, sino alla fine degli anni '60, quando l'attività mineraria è stata definitivamente sospesa per motivi economici. La mineralizzazione è insediata nei marmi cristallini del basamento austroalpino, talora in prossimità di pegmatiti e di graniti gneissici (ANDREATTA, 1954).

La tonalite del batolite dell'Adamello è stata utilizzata come pietra da costruzione ed ornamentale, con coltivazioni in roccia e su massi isolati di accumuli di frana o di depositi glaciali. Nonostante l'abbondanza di queste rocce, la loro coltivazione è sempre stata molto contenuta e condizionata soprattutto dalla presenza di fratture pervasive che ne limitano notevolmente l'utilizzo. A Monclassico, per un certo periodo, sono stati estratti i calcari giurassici per la produzione di calce idrata.

PROGETTO
CARG

VIII - ABSTRACT

The geological map Malè was surveyed at 1:10.000 scale. It covers a crucial area of the Austroalpine and Southalpine domains in the Italian eastern Alps (north-western Trentino) which belonged to the Mesozoic passive continental margin of the Adria plate (African promontory) and later was reworked to different extent by the Cretaceous-Neogene Alpine orogeny. It is crossed by the Periadriatic (Insubric) fault system, and is located at the junction of the Tonale line (east-trending) with the transversal North-Giudicarie and South-Giudicarie lines, both NNE-trending. The former two constitute the tectonic boundary between the inner part (Austroalpine Tonale and Ortler-Campo nappes) of the Europe-vergent collisional wedge and the antithetic thrust-and-fold belt later developed in the upper crust of the Southern Alps. The Austroalpine nappes consist of cover-free basement rocks with high-grade (Tonale), locally eclogitic (Ulten unit), to mid-grade (Ortler-Campo) imprint of Paleozoic age, partly reworked by a greenschist facies retrogression of Cretaceous age. The South-Giudicarie line is wholly located inside the Southern Alps and constitutes the eastern boundary of a tectonic high where the composite Adamello batholith of Eocene-Oligocene age (42-29 Ma) was intruded and later extensively denuded. The batholith consists of four main tonalite plutons and minor gabbro bodies which display a calc-alkaline affinity, originated from a Mg-rich tholeiitic parent magma and developed through different degrees of crystal fractionation and crustal assimilation processes. A wide thermal aureole and discordant contacts with the surrounding basement and Permian-Triassic cover rocks provide convincing evidence for its magmatic emplacement in a shallow crustal environment between the Tonale and South Giudicarie fault systems. The northern end of the batholith occurs in the Malè map area and is represented by the Presanella tonalite pluton (30-29 Ma) which is characterized by igneous to

solid-state foliations along its northern and eastern margins. To the North (Sole valley), the pluton intrudes a strip of Southalpine Variscan basement (Val di Sole Schists). To the East (Rendena valley), beyond the Giudicarie line, the Presanella pluton is flanked by the Southalpine basement, represented by Variscan staurolite-bearing micaschists and impure quartzites (Rendena Schists) and some Permian intrusions (Madonna di Campiglio granites). The basement in turn is bounded by the Sabion fault and followed eastwards by the post-Variscan sedimentary cover of the Southern Alps, extensively exposed in the eastern side of the map (Brenta Dolomites). This succession begins with Permian volcanics and clastic deposits which occur in the nearby Adamello and Tione di Trento sheets. The Permian suite is followed by a nearly complete Mesozoic sedimentary succession which is dominated, in the Malè map area, by the Triassic Dolomia Principale Fm., the Jurassic Calcarei Grigi Group and the Cretaceous-Eocene Scaglia and Val d'Agola Fms. The Giudicarie and Sabion lines and other nearly north-south brittle features controlled the paleostructural transition between the Venetian platform and the Lombardian basin during the Norian-Liassic continental rifting and subsequent drifting. Most of these faults have been inverted during the postcollisional Alpine compression, but still preserve sedimentary marks of their Mesozoic activity. The Austroalpine nappe stacking and concurrent regional metamorphism developed during the Cretaceous. In particular, the Tonale nappe overrode the Ortler nappe along the Peio line, a major sinistral transtensional fault outlined by wide mylonites and later cataclasites: it marks the boundary between cover-free basement units characterized by contrasting metamorphic histories and isotope dating, i.e. low-grade Alpine mylonites in the footwall and high-grade Variscan fabric in the hanging wall. From the early Oligocene the Peio Line was reactivated with reverse shear zones and later kilometer scale folding of mylonites around an ENE-trending axis. The essential activity of the Periadriatic fault system and related transpressive contraction of this sector of the Southern Alps developed from the Oligocene to the Neogene, gradually migrating to the Padane foreland. The compressional evolution of the Southalpine sedimentary successions of the Brenta massif is documented by thrust and fold associations generally arranged as short E-trending frontal ramps and NNE-trending lateral ramps. The Plio-Quaternary successions are represented by continental deposits. They have been grouped into the Mt. Spinale supersyntheme, the Garda syntheme and the Postglacial Alpine syntheme, each including various glacial, lacustrine, alluvial and gravity driven units, developed during different pulses of glacial activity. The mapped area is also characterized by large and active mass-movements.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1998) - *Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella alla scala 1:50.000*. Coordinamento sci. di E. CALLEGARI, G.B. DAL PIAZ & G.O. GATTO, con la collab. di V. TROMMSDORFF, SELCA Firenze. In: E. CALLEGARI & P. BRACK - Geological map of the Tertiary Adamello batholith (Northern Italy): Explanatory notes and legend. Mem. Sci. Geol., **54**, 19-49, 2002.
- ABELE G. (1974) - *Bergstürze in den Alpen*. Wissenschaftl. 25-230, Apenvereinshefte, München.
- ANDREATTA C. (1935) - *La formazione gneissico-kinzigitica e le olivinitì di Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina, **5**, 87-245.
- ANDREATTA C. (1948a) - *La linea di Peio nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alpina, **1**: 1-63.
- ANDREATTA C. (1948b) - *La tettonica a vortici nei monti della Val di Sole*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. fis., **5**: 60-67.
- ANDREATTA C. (1951) - *Carta Geologica delle Tre Venezie 1:100.000, F. 9 Monte Cevedale*. Min. LL. PP., Uff. Idr. Magistrato alle Acque di Venezia.
- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale*. Acta Geol. Alpina, **5**: 1-333.
- ANDREATTA C., BIANCHI A., di COLBERTALDO D., DAL PIAZ GB, FENOGLIO M., MALARODA R., RIEDEL A., SCHIAVINATO G., TRENER G.B. & TREVISAN L. (1953) - *Carta Geologica delle Tre Venezie 1:100.000. Foglio 20 M. Adamello*. Min. LL. PP., Uff. Idr. Magistrato Acque di Venezia.
- ANDREIS F. (1997) - *Rilevamento geologico del settore centro-orientale della Val Cencena*. Tesina rilevamento Univ. Padova, 51 pp.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Pizzo dei Tre Signori (Austroalpino superiore, Alpi orientali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**: 65-89.
- ASSERETO R. & CASATI P., 1965 - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont., **71**: 999-1097.
- BALDI E. (1941) - *Ricerche idrobiologiche sul Lago di Tovel*. Mem. Museo Tridentino St. Nat., **4**: 300 pp.
- BARONI C. & CARTON A. (1991a) - *Vedretta di Pisgana (Gruppo dell'Adamello). Geomorfologia e variazioni oloceniche della fronte*. Natura Bresciana, Ann. Museo Civ. Sc. Nat. Brescia, **26** (1989): 5-34.
- BARONI C. & CARTON A. (1991b) - *Variazioni oloceniche della Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **13** (1990): 105-119.
- BARONI C. & CARTON A. (1992) - *Variazioni glaciali oloceniche nel Gruppo del Monte Adamello (Alpi Centrali)*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990): 877-882.
- BARONI C. & CARTON A. (1996) - *Geomorfologia dell'alta Val di Genova (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **19**: 3-17.
- BARONI C., CARTON A., LESO M., MARTIN S., MONTRESOR L. & RIGATTI G. (1998) - *Carta Geologica della Provincia di Trento al 1: 10.000 e Note illustrative, Sezione n. 042130 Laghi di Cornisello*. Prov. di Trento, Servizio Geologico, 40 pp.
- BENINCASA F. (1996a) - *Rilevamento geologico del versante destro della Val di Sole compreso tra Pellizzano e Mezzana*. Tesina rilevamento, Univ. Padova, 71 pp.
- BENINCASA F. (1996b) - *Studio geologico strutturale dell'area compresa tra la Val di Pejo, Cima Boai e la Val di Sole*. Tesi laurea, Univ. Padova, 118 pp.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. Sedimentary Geology, **86**: 53-76.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937) - *Il settore meridionale del Massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'alta Val Caffaro*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **62**: 1-87.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. & JOBSTRAIBIZER P.L. (1970) - *I tipi petrografici fondamentali del pluto-*

- ne dell'Adamello. Tonaliti-quarzodioriti-granodioriti e loro varietà leucocrate. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **27**: 146 pp.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy 1:500 000*. C.N.R. Geodynamic Project, Sheets 1 and 2, SELCA, Firenze.
- BLANKENBURG F. VON & DAVIES J.H. (1995) - *Slab breakoff. A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. Tectonics, **14**: 120-131.
- BOEHM G. von (1884) - *Beitrag zur Kenntniss der grauen Kalke in Venetien*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **36**: 737-782.
- BORSATO A. (1991a) - *I pozzi superficiali del Pian della Nana (Dolomiti di Brenta, Trentino)*. Natura Alpina, **42** (2-3): 91-102.
- BORSATO A. (1991b) - *La Grotta dello Specchio: nuova cavità del complesso carsico dei Lasteri (Gruppo di Brenta, Trentino occidentale)*. Atti IX Conv. Reg. Spel. Trent.-Alto Adige, Lavis, 1989. Natura Alpina, **42** (2-3): 7-25.
- BORSATO A. (2001) - *Characterisation of a high-altitude alpine karst aquifer by means of temperature, conductivity and discharge monitoring (Centonia spring, Brenta Dolomites, N-Italy)*. In: J. MUDRY & F. ZWAHLEN (Eds): Proceedings 7th Conference Limestone hydrology and fissured media, 20t-22 September 2001, Besançon, 51-54.
- BORSATO A., FRISIA S. & SARTORIO D. (1994) - *Late Triassic-Early Liassic stratigraphic and diagenetic evolution of the margin between the Trento Platform and the Lombardy basin in the Brenta Dolomites (Italy)*. Studi Trent. Sci. Nat., **69** (1992), 5-35.
- BORSATO A., LAURO C., CORRADINI F., ANGELI P. & LONGINELLI A., (1999) - *Acquiferi carsici in Trentino* - Atti II Convegno FIST Bellaria, 1999. Abstr. vol, 393-396.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C. (1971) - *I Calcari Grigi di Roizo (Giurassico inferiore, Altopiano di Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete*. Annali Univ. Ferrara, **9/5**: 1-61.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. & Busetto C. (1978) - *I bacini cretacei del Trentino*. Riv. It. Paleontol. Strat., **84**, 897-946.
- BOSENCE D.W.J. & BRIDGES P.H. (1995) - *A review of the origin and evolution of carbonate mud-mounds*. Ass. Sediment, spec. publ., **23**: 3-9.
- BRACK P. (1981) - *Structures in the southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi Bresciane, Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **61**: 37-50.
- BRACK P. (1985) - *Multiple intrusions-examples from Adamello batholith (Italy) and their significance on the mechanism of intrusion*. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 145-157.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., **86**: 415-527.
- CALLEGARI E. (1985) - *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (Northern Italy)*. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 83-103.
- CALLEGARI E. & BRACK P. (2002) - *Geological map of the Tertiary Adamello batholith (Northern Italy): Explanatory notes and legend*. Mem. Sci. Geol., **54**: 19-49, Padova.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ G.B. (1973) - *Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**: 1-39.
- CAMPANA R. (1994) - *Discovery of metagabbros within the Austroalpine basement of the Cima Mezzana area, Tonale-Ulten nappe, Italian Eastern Alps*. Proceeding Symp. CROP Alpi Centrali, Sondrio 1993, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, **2**: 59-64.
- CAMPANA R. (1995) - *Evoluzione del sistema Gabbri-Anfiboliti di Cima Mezzana (falda del Tonale - Alpi Orientali)*. Tesi Dott. Univ. Padova, 110 pp.
- CAPUZZO N. (1995) - *Il flysch cretaceo di Valle d'Agola e i suoi rapporti col corpo granitico del Dos del Sabion (Trentino Occidentale)*. Tesi Laurea Univ. Padova.

- CASATI P. (1964) - *Il Trias della Lombardia (Studi geologici e paleontologici). Osservazioni stratigrafiche sull' "Infraretico" delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Pal. Strat., **70**: 447-465.
- CASOLARI E. (1998) - *Mud-Mounds a grande scala del Giurassico Inferiore (Val di Tovel, Dolomiti di Brenta)*. Giornale Geol., **60/3**: 24-26.
- CASSINIS G., CASTELLARIN A., PELOSO G.F., SARTORI R. & VERCESI P.L. (1982) - *Il settore delle Giudicarie Sud: evoluzione paleotettonica permo-triassica ed assetto strutturale attuale*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (Eds) - Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I., 125-130.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (1994) - *Interazione strutturale permiana tra la linea delle Giudicarie ed i bacini di Collio, Tione di Trento e Tragiovo (Sudalpino centrale, N. Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 1021-1036.
- CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giornale Geol., **38**: 11-212.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretacico*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976): 501-511.
- CASTELLARIN A. (1982) - *Lineamenti ancestrali sudalpini*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Eds) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I., 41-56.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. J. Geodynamics, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S. *et alii* (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: foglio 59 Tione di Trento*. APAT, Provincia Autonoma di Trento, 159 pp.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. SARTORI R., SELLI L. & CANTELLI L. (1987) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, **30**: 287-310.
- CASTELLARIN A., MORTEN L. & BARGOSSO G.M. (1977) - *Conglomerati di conoide sottomarina nel Flysch insubrico di Malè e Rumo (Trento)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 313-325.
- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. & SELLI L. (1993). *Mesozoic continental rifting and Neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwest Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 125-144.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1982) - *Geologia della linea delle Giudicarie Sud (tra Pieve di Bono e Tione)*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Eds) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I., 103-113.
- CASTELLARIN A., SELLI L., PICOTTI V. & CANTELLI L. (1998) - *La Tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali Orientali*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 133-143.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1982) - *Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI G.B. (Eds.) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S. G. I., 103-113.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello - Presanella con particolare riguardo agli stadi postwürmiani*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **23**: 131 pp.
- CASTIGLIONI (1986) - *Geomorfologia*. UTET, (II ed.), 463 pp.
- COBIANCHI M. & PICOTTI V. (2001) - *Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower-Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy)*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., **169**: 219-244
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO-CNR (1962) - *Catasto dei ghiacciai Italiani. Ghiacciai delle Tre Venezie escluso Ortes Cevedale*. **4**, Torino.
- CONCI C. & GALVAGNI A., (1952) - *La Grotta del Torrione di Vallesinella nel Gruppo di Brenta*. St. Trent. Sc. Nat., **29** (1-2): 61-70.

- CORNELIUS H.P. & FURLANI-CORNELIUS M. (1930) - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denkschr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **102**: 207-301.
- CORRADINI F., FLAIM G. & PINAMONTI V. (2001) - *Five years of limnological observations on Lake Tovel (1995-1999): some considerations and comparisons with past data*. Atti XIV Congr. Naz. Ass. It. Ocean. Limnologia, Garda (VR), Italy, 25-28 September 2000.
- DAL PIAZ G. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Sci. Veneto-Trentino-Istria, **17**: 1-7.
- DAL PIAZ G., ANDREATTA C., BIANCHI A., BONI A., DAL PIAZ GB., DI COLBERTALDO D., FENOGLIO M., MALARODA R., RIEDEL A., TRENER G.B. & SCHIAVINATO G. (1953) - *Carta geologica delle Tre Venezie 1:100.000, F. 20 Monte Adamello*. Min. LL.PP., Uff. Idr. Magistrato alle Acque di Venezia.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 245 pp.
- DAL PIAZ GB. (1935) - *Antichi depositi morenici presso Madonna di Campiglio nel Trentino occidentale*. Boll. Comit. Glaciol. It., **15**: 57-60.
- DAL PIAZ GB. (1936) - *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. Atti Acc. Sci. Torino, **71**: 1-29
- DAL PIAZ GB. (1942) - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce*. Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina, **10**: 177-360.
- DAL PIAZ GB. & DAL PIAZ G.V. (1984) - *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. In A. CASTELLARIN (Ed.) - Cento anni di geologia italiana. Vol. giubilare 1° Centenario Soc. Geol. It., 41-70.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B-A Wien, **131**: 533-551.
- DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1994) - *Some remarks on evolution of the Alpine lithosphere*. Proceeding Symp. CROP Alpi Centrali, Sondrio 1993, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, **2**: 91-99.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1980) - *I porfiroidi delle filladi della Valle dei Forni, falda dell'Ortles, Austroalpino superiore*. Rend. Soc. Geol. It., **3**: 17-20.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1998) - *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisca al rifting mesozoico*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 43-62.
- DAL PIAZ G.V. & VENTURELLI G. (1985) - *Brevi riflessioni sul magmatismo postfoliatico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi*. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Soc. Geol. It., **26**, (1983): 5-19.
- DAMINATO F. (1993) - *Studio geologico-strutturale della bassa Val del Monte in relazione al movimento franoso di Peio Paese (Trentino Occidentale)*. Tesi Laurea Univ. Padova, 199 pp.
- DANESE L. (1997) - *Rilevamento geologico del settore centro-occidentale della Val Cercena*. Tesina rilevamento, Univ. Padova, 46 pp.
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S. & CALLEGARI E. (1985a) - *Rb-Sr systematics on rocks from the Adamello batholith (Southern Alps)*. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 261-284.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E. (1985b) - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 285-299.
- DEL MORO A., MARTIN S. & PROSSER G. (1999) - *Migmatites of the Ulten zone (NE Italy), a record of melt transfer in deep crust*. J. Petrology, **40**: 275-283.
- DEL MORO A. & NOTARPIETRO A. (1987) - *Rb/Sr geochemistry of the Hercynian granitoids overprinted by eo-alpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **6**: 295-306.
- DOGLIONI C. (1987) - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. J. Struct. Geol., **9**: 181-193.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., **76**: 735-754.

- EXNER CH. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Linaments*. Verh. Geol. B-A. Wien: 3-64.
- FELLIN M.G., MARTIN S. & MASSIRONI M. (2002) - *Polyphase Tertiary fault kinematics and Quaternary reactivation in the central-eastern Alps (western Trentino)*. J. Geodynamics, **34**: 31-46.
- FENOGLIO M. (1939) - *Studi geologico-petrografici sulla Val Nambrone (Massiccio dell'Adamello)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**: 93 pp.
- FERRARI A. & MANARA C. (1972) - *Brachiopodi del Dogger inferiore di Monte Peller - Trentino*. Giorn. Geol., **38**: 253-348.
- FERRATI F. (1995) - *Rilevamento geologico del versante destro della Val di Sole compreso tra Pellizzano e Mezzana*. Tesina di Rilevamento, Univ. Padova, 61 pp.
- FERRETTI-TORRICELLI F. (1982) - *Studio geologico del versante destro dell'alta Valle della Mare*. Tesi Laurea, Univ. Padova., 180 pp.
- FREY M., DESMONS J. & NEUBAUER F. (1999) - *The new metamorphic map of the Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 1-230.
- FRISCH W. & RAAB D. (1987) - *Early Paleozoic back-arc and island-arc settings in greenstone sequences of the central Tauern window (Eastern Alps)*. Jb. geol. B-A., **129**: 545- 566.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRUGEL A. (1998) - *Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion*. Tectonophysics, **297**: 1-15.
- FRISA S., BORSATO A., MCKENZIE F.T. & TOMASONI R., (2002) - *Dissolution experiments and natural weathering of carbonates*. Geoch. Cosmoch. Acta, **66**: A247.
- FUGANTI A. (1969) - *Le sorgenti dell'Acqua Santa (Val di Non, Trento)*. Studi Trentini Sci. Nat., Cl. A, **46**: 432-444.
- FUGANTI A. & DEFRANCESCO F., (1997) - *Confronti fra le rocce e le acque sotterranee di sette sistemi carsici nei dintorni di Trento*. Studi Trentini Sci. Nat., Acta Geol., **72** (1995): 97-115.
- FUGANTI A. & MORTEANI G. (1999) - *La storia del Lago di Tovel in base ai sedimenti della Baia Rossa (Trentino)*. Geol. Tecnica & Ambientale, **3**: 21-32.
- FUGANTI A., MORTEANI G., DEFRANCESCO F. & PREINFALK C. (1998) - *Tettonica attiva ed acque minerali ricche di anidride carbonica a Peio (Trento) ed aree limitrofe*. Studi Trentini Sci. Nat., Acta Geol., **73** (1996): 135-166.
- FUMASOLI M.W. (1974) - *Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Iorio- Tonale-Linie im Westen von Gravedona (Como, Italia)*. Diss. Univ. Zürich.
- GAETANI M. (1985) - *Il Triassico dell'Adamello meridionale*. In G.V. Dal Piaz (Ed): Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 105-118.
- GASPARI D. (1993) - *Studio geologico-strutturale e geologico tecnico della bassa Val del Monte e della Val Comasine*. Tesi Laurea Univ. Padova, 168 pp.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976). *The "Andesite" magmatism in the south-western Tyrol and its geodynamic significance*. Geol. Rundsch., **65**: 691-700.
- GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA I.M. (2000) - *Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the seat belt of the Central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series)*. Geodyn. Acta, **13**: 149-167.
- GNACCOLINI M. (1968) - *Calcarea di Zu*. Formazioni Geologiche, Serv. Geol. It., **1**: 113-122.
- GODARD G., MARTIN S., PROSSER G., KIENAST J.R. & MORTEN L. (1996) - *Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system*. Tectonophysics, **259**: 313-341.
- GODARD G. & MARTIN S. (2000) - *Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps*. J. Geodynamics, **30**: 117-145.
- HAMMER W. (1902) - *Die kristallinen Alpen des Ulthenthal. I. Das Gebirge Südlich der Faltschauer*. Jahrb. k.k. Geol. Reichsanstalt, **52**: 105-134.
- HAMMER W. (1908) - *Geologische spezialkarte, Blatt Bormio und Passo Tonale und Erläuterungen*. Geol. Reichsanstalt, Wien.

- HAMMER W. (1905) - *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanstalt, **55**: 1-26.
- HAMMER W. (1938) - *Bemerkungen zur R. Staubs Geologische Probleme und die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Verhandl. Geol. B.-A. : 227-237.
- HAMMER W. & TRENER G.B. (1908) - *Geologische Spezialkarte der Oesterr. Ungar. Monarchie 1:75.000, SW-Gr. n. 78, Bormio und Passo del Tonale*. Geol. Reichsanstalt Wien.
- HAUER F.R. VON (1857) - *Ein Beitrag zur Kenntniss der Raibler Schichten*. Sitzung. K. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., **24**: 537-566.
- HEITZMANN P. (1987) - *Evidence of a Late Oligocene-Early Miocene backthrusting in the central alpine "root zone"*. Geodinamica Acta, **1**: 185-192.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1993) - *Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units*. In: J. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.) - *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer-Verlag, 485-494.
- HOLLAND T.J.B. & POWELL R. (1990) - *An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaOMgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂*. J. metam. Geol., **8**: 89-124.
- ISCHIA N. (1991) - *Il complesso carsico delle Moline (S. Lorenzo in Banale, Gruppo di Brenta)*. Natura Alpina, **42** (2-3): 79-90.
- KRAUTER M. (1987) - *"Massone Oolith", "Giallo di Mori" im Unterjura der Trento Platform (Südalpen)*. N. Jb. Geol. Paleont. Mh., **4**: 204-212.
- LANARO A. (1995) - *Studio geologico-strutturale del versante destro della media Val di Sole, Trentino; il basamento sudalpino e il plutone della Presanella*. Tesi Laurea, Univ. Padova, 151 pp.
- LAUBSCHER H. P. (1971) - *Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys*. Geol. Rundsch., **60**: 813-833.
- LAUBSCHER H.P. (1985) - *The Late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric Line*. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - *Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 21-30.
- LAUBSCHER H.P. (1988) - *Material balance in Alpine orogeny*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1313-1328.
- LAUBSCHER H.P. (1988) - *The arcs of the Western and Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequence*. Tectonophysics, **176**: 103-121.
- LAUBSCHER H.P. (1991) - *The arc of the Western Alps today*. Eclogae Geol. Helv., **84**: 631-659.
- LAUBSCHER H.P. (1996) - *Shallow and deep rotations in the Miocene Alps*. Tectonics, **15**: 1022-1035.
- LEHNER B.L. (1992) - *Die mesozoische Ablagerungsgeschichte des nördlichen Trentino (Südalpen, Norditalien)*. Tesi PhD, Stuttgart.
- LEPSIUS R. (1878) - *Das westliche Südtirol geologisch dargestellt*. 375 pp., Berlin.
- LESO M. (1995) - *Rilevamento geologico di un settore della zona d'Ultimo in Val di Sole*. Tesina Rilevamento Univ. Padova, 33 pp.
- MACERA P., DEL MORO A., MARTIN S., TORNIELLI V. & ZATTIN M. (1995) - *Geochemical and isotopic (Sr, Nd) features of the Corno Alto pluton (Adamello batholith, Southern Alps), its genesis*. Plinius, **14**: 190-192.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello Batholith*. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - *Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 223-259.
- MAIR V. & PURTSCHHELLER F. (1995) - *A study on a dyke swarm related to the Königspitze (Gran Zebriù) pluton, Ortler-Campo crystalline (Venosta valley, W South Tyrol: Implications on magma evolution and alteration processes*. Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, **20**: 67-86.
- MALARODA R. (1948a) - *Studi petrografici nell'Adamello nord-orientale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **16**: 3-111.
- MALARODA R. (1948b) - *Morfologia e terreni quaternari nella zona ad oriente del Passo del Tonale con particolare trattazione del morenico stadiale*. Mem. Mus. Civ. Storia Nat. Verona, **1**: 311-328.

- MALARODA R. (1950) - *Su alcune porfiriti comprese nella Serie del Tonale e, in particolare, su un filone di notevole significato geologico*. Atti Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis., **8**: 134-140.
- MALARODA R. (1952) - *Nuovi lembi di terreni permo-triassici lungo la linea del Tonale nell'alta Val di Sole*. Atti Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis., **110**: 141-151.
- MANCKTELOW N., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D., VILLA I.M. (2001) - *The DAV line and Periadriatic fault system in the Eastern Alps south of the Tauern window*. Intern. J. Earth Sci., **90**: 593-622.
- MARCATO E. (1995) - *Rilevamento geologico-strutturale del versante destro della media Val di Sole, Trentino occidentale: il basamento Austroalpino*. Tesi laurea Univ. Padova, 123 pp.
- MARTIN S. (1978) - *Studio geologico della Valle di Cedec*. Tesi Laurea Univ. Padova, 234 pp.
- MARTIN S., BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. & BALESTRIERI M.L. (1998a) - *Neogenic kinematics of the Giudicarie fault (central-eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data*. Terra Nova, **10**: 217-221.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998b) - *Evolution of the deep crust in the central-eastern Alps: The Tonale Nappe*. Mem. Sci. Geol., **50**: 1-50, Padova.
- MARTIN S., LAURENZI M., SUSINI S. & CAMPANA R. (1998c) - *Geochronology of the Cima Mezzana metagabbro and surrounding gneisses (Southwestern Ulten unit, NE Italy)*. Mem. Sci. Geol., **50**: 86-88, Padova.
- MARTIN S., MORTEN L. & PROSSER G. (1993) - *Metamorphic and structural evolution of the Spl- to Grt-peridotites and surrounding basement rocks from the Nonsberg area*. In: L. MORTEN (Ed.) - *Italian eclogites and related rocks*. Accad. Naz. Scienze detta dei XL, Roma, Scritti e Doc., **13**: 237-251.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) - *Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the north Giudicarie line (Northern Italy)*. Geol. Rundsch., **82**: 51-66.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1991) - *Alpine deformation along the Insubric lineament in the Italian Eastern Alps*. Annales Tectonicae, **5**: 118-140.
- MARTIN S. & SANTINI L. (1989) - *Margarite in the upper Austroalpine basement (Western Trentino, Italy)*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **69**: 99-106.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy)*. Annales Tectonicae, **10**: 60-79.
- MARTIN S., COCCO S., DAL PIAZ G.V., DAMINATO F., GASPARI D., MONTRESOR L., PELLEGRINI G.B., PROSSER G., SURIAN N., TOMMASI G. & ZAMBOTTI G. (2001) - *Carta Geologica della Provincia di Trento al 1: 25.000, Tavola 42 IV Peio*. Prov. di Trento, Servizio Geologico, SELCA, Firenze.
- MASETTI D., NERI C., STEFANI M. & ZANELLA R. (1985) - *Cicli e tempestiti nel "Retico" delle Dolomiti di Brenta*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 267-283.
- MASETTI D., CLAPS M., AVANZINI M., GIACOMETTI A. & PIGNATTI J. (1996) - *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Guida escursione 78° Riunione Estiva S.G.I., S.Cassiano 19-21 settembre 1996, 1-98.
- MENDUM J.R. (1976) - *The structural and metamorphic geology of the Tonale Pass area, northern Italy*. PhD. Univ. Edinburgh, 269 pp.
- MONTANA G. (1995) - *Studio geologico del Dos del Sabion (Trentino Occidentale)*. Tesi Laurea Univ. Padova, 142 pp.
- MONTRESOR L. & RIGATTI G. (1995) - *Le tonaliti foliate nel settore nord-orientale del Plutone della Presanella*. Atti Tic. Sci. Terra, Ser. spec., **3**: 41-44.
- MORTEANI G. & FUGANTI A. (1998) - *Il ciclo geochemico dell'anidride carbonica e la sua origine nelle acque minerali effervescenti naturali di Peio e Rabbi (Trento, Italia)*. Studi Trentini Sci. Nat., Acta Geol., **73** (1996): 129-136.
- MORTEN L. (1974) - *La tonalite di Valle dei Rivi (Rumo)*. Miner. Petrogr. Acta, **20**: 79-90.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotopic dating of deformation using microsampling technique: the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Diss. ETH Zürich, **12.580**: 135 pp..
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. & OBERLI F. (2001)

- *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. - Intern. J. Earth Sci., **90**: 623-653.
- NEUBAUER F. (1988) - *The Variscan orogeny in the Austro-Alpine and South-Alpine domains of the Eastern Alps*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **98**: 339-349.
- NICOD J. (1976) - *Les Dolomites de la Brenta (Italie). Karst haut-alpine typique et le probleme des cuvettes glacio-karstiques*. Zeitschr. Geomorph., Suppl., **26**, 35-57.
- OBATA M. & MORTEN L. (1987) - *Transformation of the spinel lherzolite to grt-lherzolite in ultramafic lenses of the Austriac crystalline complex, Northern Italy*. J. Petrol., **28**: 599-623.
- OETHEIMER C. (1989) - *Etude géomorphologique des éboulements remaniés de la Vallée de Tovel: contribution à la connaissance des marocches du Trentin (Italie)*. Studi Trentini Sci. Nat., Acta Geol., **65** (1988): 3-47.
- OETHEIMER C. (1990) - *La foresta sommersa del Lago di Tovel (Trentino): reinterpretazione e datazione dendrocronologica*. Studi Trentini Sci. Nat., Acta Geol., **67**: 3-23.
- OGNIBEN G. 1952 - *Studio chimico-petrografico su Monte Sabion (Adamello orientale)*. Mem. Geol. Min. Univ. Padova, **17**: 84 pp.
- PANIZZA M., BARONI C., BOLLETTINARI G., CARTON A. & NARDIN M. (1996) - *Il contributo della Geomorfologia nel rilevamento del Quaternario: l'esempio CARG nel Trentino*. Il Quaternario, **9**: 239-248.
- PASQUINI P. & VERCESI P.L. (1993-94) - *Il Retico del M. Spinale e della Pietra Grande (Madonna di Campiglio). Caratteri stratigrafico-sedimentologici e considerazioni paleogeografiche*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civico Sci. Nat., **29**: 5-20.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- PICCIONI S. (1989) - *Rilevamento geologico e analisi tettonica della zona circostante il Monte Sabion, la Pietra Grande e la Pala dei Mughì (Pinzolo, Trentino)*. Tesi Laurea Univ. Bologna.
- PICOTTI V. (1992) - *Ladinian-Carnian evolution of the Barghe structural high (Val Sabbia, Southern Alps)*. Rend. Soc. Geol. It. **14** (1991): 101-106.
- PICOTTI V. (2003) - *Note illustrative della carta geologica a scala 1:25.000 "Roncone" (IV quadrante Nord-Ovest, foglio 080 Riva del Garda)*. SELCA, Firenze.
- PICOTTI V., CASOLARI E. & CASTELLARIN A. (1998) - *Mesozoic basin evolution of the Central South-Alpine (Giudicarie): from Norian-Liassic rifting to the Mid-Late Cretaceous foreland transpression (partial basin inversion)*. In: MARTIN S., GODARD G. & RANALLI (Eds.) - *Evolution of the deep crust in the central and eastern Alps. Field excursion guide*. Mem. Sci. Geol., **50**: 96-99, Padova.
- PICOTTI V. & COBIANCHI M. (1996) - *Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps): The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform*. Mem. Sci. Geol., **48**: 171-219, Padova.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) - *Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**: 95-109, Padova.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. **414**: 11 pp.
- PROSSER G. (1990) - *Evoluzione e significato delle strutture tettoniche appartenenti al sistema della linea delle Giudicarie Nord*. Tesi Dott. Univ. Padova., 210 pp.
- PROSSER G. (1992) - *Analisi strutturale e cinematica lungo la linea delle Giudicarie nord tra la Val di Sole e la Val di Non (Trentino Occidentale)*. Studi Trent. Sci. Nat., **67**: 87-115.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric Line, Northern Italy)*. J. Geodynamics, **30**, 229-250.
- PROSSER G. & SELLI L. (1991) - *Thrusts of the Mezzocorona-Mendola pass area (Southern Alps). Structural analysis and kinematic reconstruction*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 805-821.

- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H. G. & MERLE O. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis*. *Tectonics*, **10**: 257-271.
- RICCIO A. (1999) - *Analisi geomorfologica dei conoidi alluvionali in area alpina (Trentino nord-occidentale)*. Tesi Dott. Ricerca Univ. Padova, 155 pp.
- RINALDO M. & JADOUL F. (1992) - *La successione anisico superiore-carnica delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale)*. *Studi Trentini Sci. Nat., Acta Geol.*, **69**: 93-118.
- RONCHI M.M. (1987a) - *Rilevamento geologico della zona del Monte Pin (Val di Non, Trentino occidentale)*. Tesina Rilevamento Univ. Padova, 38 pp.
- RONCHI M.M. (1987b) - *Studio petrografico e mineralogico del basamento Austroalpino tra Ponte di Legno e Bresimo*. Tesi Laurea Univ. Padova, 98 pp.
- SALOMON W. (1886) - *Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet*. *Sitz. Akad. Wiss. Berlin*, **40**: 1033-1048.
- SALOMON W. (1887) - *Ueber das Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen*. *Tschermak Mitt.*, **17**: 109-284.
- SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. *Sitzb. k. preuss Akad. Wiss.*, **1**: 170-185.
- SALOMON W. (1908-1910) - *Die Adamello Gruppe. Ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntniss von dem Mechanismus der Intrusionen*. *Abh. k.k. geol. Reichsanst.*, **21**: Teil 1: 1-433; **22**: Teil 2: 435-603.
- SALOMON W. (1989) - *Il gruppo dell'Adamello. Un massiccio centrale e la sua importanza per la formazione della montagna e la nostra conoscenza del meccanismo delle intrusioni*. Traduzione di Silvino Romano, *Quaderni Camuni*, 535 pp.
- SANTINI L. & MARTIN S. (1988) - *Basamento austroalpino e coperture sudalpine nella zona di Samoclevo (Val di Sole, Trentino occidentale)*. *Mem. Sci. Geol.*, **40**: 275-284, Padova.
- 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: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK (Eds.) - *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**: 153-171.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. *Jb. Geol. B.-A.*, 115-149.
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic models of the Central Southern Alps*. *Mem. Sci. Geol.*, **44**: 229-393.
- SCHWINNER R. (1912) - *Kristallines Erratikum in 2650 m. Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brenntagruppe*. *Verhandl. k.k. geol. Reichanst.*, **6**: xx-ww
- SCHWINNER R. (1912) - *Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen*. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **5**: 128-197.
- SCHWINNER R. (1917) - *Vorläufige Mitteilungen über des Nambintales*. *Verhandl. k.k. Geol. Reichanst.*, 145-164.
- SCHWINNER R. (1918) - *Das Gebirge westlich von Ballino (SW Tirol)*. *Verhandl. k.k. Geol. Reichanst.*, 149-194.
- SEGRE A.G. (1948) - *La Val Stavel ed il Ghiacciaio della Presanella*. *Boll. Com. Glac. It., ser. 2*, **25**: 47-73.
- SELLI L. (1998) - *Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE Italia)*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **53**: 503-541.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILICETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A., ZANOLLA C., 1987. *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. CNR, Gruppo Naz. Difesa Terremoti, **1**: 82 pp.
- SQUARZONI C. (1998) - *Remote sensing satellitare, tettonica fragile e deformazioni gravitative profonde nel Trentino occidentale*. Tesi Laurea Univ. Padova, 71 pp.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.*, **2**: 1-272.
- STEFANI M. & GOLFIERI A. (1989) - *Sedimentologia e stratigrafia delle successioni retiche al confine tra Lombardia e Trentino*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **95**: 29-55.

- STIPP M., STÜNITZ H., HEILBRONNER R., SCHMID S. (2002) - *The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C*. J. Structural Geol., **24**: 1861-1884.
- STURANI C. (1971) - *Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia alpina" beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**: 188 pp.
- SUSINI S. (1994a) - *Studio geologico del versante sinistro della Val di Peio*. Tesina Rilevamento Univ. Padova, 26 pp.
- SUSINI S. (1994b) - *Studio geologico-strutturale della Serie d'Ultimo tra la Val di Sole e la Val Cerceina (Trentino occidentale)*. Tesi Laurea Univ. Padova, 166 pp.
- TERMIER P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**: 939-941.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline*. Bull. Soc. géol. France, **5**: 209-289.
- THÖNI M. (1980) - *Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the southern Oetztal mass and the Scarl unit, based on K/Ar age determinations*. Mitt. Oesterr. Geol. Ges., **71-72**: 139-165.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohen Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations in micas*. Jb. Geol. B-A., **124**: 111-174.
- THÖNI M. (1983) - *The thermal climax of the Early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. Some chronological and petrological considerations concerning age and grade of the "Schneeberger Kristallisation" in the southern Oetztal basement*. Mem. Sci. Geol., **43**: 319-329, Padova.
- THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **79**: 209-230.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1987) - *The southern Oetztal basement: geochronological and petrological consequences of Eo-alpine metamorphic overprinting*. In: H. FLUGEL & P. FAUPL (Eds.) - *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deutike, Vienna, 200-213.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 177-189.
- TRENER G.B. (1906) - *Geologische Aufnahme in nördlichen Abhang der Presanella Gruppe*. Jb. k.k. geol. Reichsanst., **56**: 405-496.
- TRENER G.B. (1910) - *Über das Alter der Adamelloeruptivmasse*. Verh. k.k. geol. Reichsanst., **4**: 91-115.
- TRENER G.B. (1912) - *Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das postrhätische Alter der Tonalitzwillingsmasse*. Verh. k.k. geol. Reichsanst., **3**: 98-112.
- TRENER G.B. (1924) - *Geologia delle Marocche*. In: *Gli impianti idroelettrici della Città di Trento, Parte II*, 25-33. Studi Trentini Sci. Nat., **34**: 1957.
- TREVISAN L. (1936) - *Nota preventiva sui risultati di un nuovo studio geologico del Gruppo di Brenta (Trentino occidentale) con particolare riguardo alla tettonica*. Studi Trentini Sci. Nat., **17**: 165-179.
- TREVISAN L. (1939) - *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**: 128 pp., con carta geol. al 1:50.000.
- ULMER P., CALLEGARI E. & SONDEREGGER U.C., 1985 - *Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith (Northern Italy)*. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - *Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 171-222.
- VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M.J. & SCHREURS M.G. (1987) - *Structural investigations along an E-W Cross-Section in the southern Oetztal Alps*. In: H.W. FLUGEL & P. FAUPL (Eds.) - *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deutlike, Vienna, 214-225.
- VIALLI V. (1938) - *Note geologiche sul Monte Peller*. Boll. Soc. Geol. It., **58**: 293-330.

- VILLA I.M. (1985) – ⁴⁰Ar-³⁹Ar chronology of the Adamello gabbros, Southern Alps. In: G.V. DAL PIAZ (Ed.) - Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 309-318.
- VINASSA DE REGNY P. (1937) - *Su taluni fossili giuresi del Monte Peller*. Mem. Museo St. Nat. Ven. Trident., **4/2**: 63-97.
- VIOLA G. (2000) - *Kinematics and timing of the Periadriatic fault system in the Giudicarie region (central-eastern Alps)*. PhD. Diss. ETH Zürich, nr. 13.590, 205 pp.
- VIOLA G., MANCKTELOW N.S. & SEWARD D. (2001) - *Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps)*. Tectonics, **20**: 999-1020.
- VIOLA G., MANCKTELOW N.S., SEWARD D., MEIER A., MARTIN S. (2003) - *The Pejo fault system: an example of multiple tectonic activity in the Italian Eastern Alps*. GSA Bull., **115**: 515-532.
- WERLING E. (1992) - *Tonale - Pejo, - und Judicarie Linie: Kinematic, Microstrukturen und Metamorphose von Tectoniten aus räumliche interferierenden aber verschiedenartigen Verwerfungszonen*. PhD. Diss. ETH Zürich, 276 pp.
- WIEBOLS J. (1938) - *Geologie der Brentagruppe*. Jb. Geol. B.-A., **88**: 261-350.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **65**: 394-421.
- ZAMBOTTI G. (1995a) - *Sovrascorimenti e miloniti nell'Austroalpino della Valle di Pejo (Trentino NW)*. Tesi Laurea Univ. Padova, 133 pp.
- ZAMBOTTI G. (1995b) - *Rilevamento geologico di un settore della zona d'Ultimo in Val di Sole*. Tesina Rilevamento Univ. Padova, 31 pp.
- ZARSKE G. (1988) - *Gefügekündliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematic im Umbigungsbereich von Tonale und Judicarie Linie*. Göttinger Arb. Geol. Paleont., **38**: 143 pp.
- ZATTIN M. (1995) - *Studio geologico del Plutone del Corno Alto, Batolite dell'Adamello*. Tesi Laurea Univ. Padova, 186 pp.

PROGETTO
CARG