Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA
DELLA PROVINCIA DI TRENTO
alla scala 1:25.000

tavola 45 III

S. MARTINO DI CASTROZZA

a cura di
M. Massironi[1], N. Preto[1], D. Zampieri[1]

Giunta della Provincia Autonoma di Trento
- Trento, 2006 -

© 2007 – Tutti i diritti riservati
Giunta della Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento

con la collaborazione scientifica di:
G. Monegato[1], D. Visonà[1], N. Surian[2]

Revisione testo ed immagini:
M. Balboni[3]

Revisione dati informatizzati:
P. Trainotti[3]

1 Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova
2 Dipartimento di Geografia, Università degli Studi di Padova
3 Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento

Allestimento editoriale e stampa:
S.E L.C A. - Firenze

Editore: Provincia Autonoma di Trento

Massironi, Matteo
Tavola 45 III – S. Martino di Castrozza / a cura di M. Massironi, N. Preto, D. Zampieri. – Trento : Provincia autonoma di Trento. Giunta, 2007. – 1 kit (1 c. geogr., 1 v.) ; 22 cm. – (Carta geologica della Provincia di Trento : scala 1 : 25.000 : con note illustrative ; 45.3)
Tit. dal contenitore. - In testa al contenitore: Provincia autonoma di Trento. Servizio geologico
ISBN 978-88-7702-187-8
1 : Carta geologica / con la collaborazione scientifica di: G. Monegato. – Scala 1 : 25.000. – 1 c. geogr. : color ; 84x63 cm ripieg. a 21x14 cm
2 : Note illustrative della carta geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000. – 83 p. : ill. ; 21 cm
1. San Martino di Castrozza (Territorio) – Carte geologiche I. Preto, Nereo II. Zampieri, Dario III. Monegato, Giovanni IV. Trento (Provincia). Servizio geologico V. Tit.
554.538 54

ISBN 978-88-7702-187-8

INDICE

1. - INTRODUZIONE (M. Massironi)..... pag. 5

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO (M. Massironi)..... » 7

3. - STUDI PRECEDENTI (D. Zampieri).....» 11
3.1. - GLI STUDI GEOLOGICI.....» 11
3.2. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA ESISTENTE.....» 12

4. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ PRE-QUATERNARIE (N. Preto, M. Massironi, D. Visonà).....» 13
4.1. - UNITÀ DEL BASAMENTO SUDALPINO.....» 13
4.1.1. - Formazione di Bressanone (**BSS**).....» 14
4.1.2. - Porfiroidi del Comelico (Ordoviciano superiore) (**GPC**)...» 16
4.1.3. - Gneiss occhiadini (Ordoviciano superiore) (**GNO**).....» 17
4.2. - CORPI FILONIANI POST-METAMORFICI.....» 18
4.2.1 - Filoni Lamprofirici (**FP**).....» 18
4.3. - COMPLESSO VULCANICO ATESINO E SEDIMENTI INTRA-VULCANICI (M. Massironi, D. Visonà).....» 18
4.3.1. - Ignimbriti riodacitiche e riolitiche (Permiano inferiore, Sakmariano) (**IP**).....» 19
4.4. - UNITÀ DELLA COPERTURA SEDIMENTARIA – SUCCESSIONI PERMO-MESOZOICHE.....» 21
4.4.2. - Formazione a Bellerophon (Permiano superiore, Lopingiano) (**BEL**).....» 23
4.4.3. - Formazione di Werfen.....» 25
4.4.3.1. - Membro di Tesero (Permiano superiore, Changhsingiano) (**WER_1**).....» 27
4.4.3.2. - Membro di Mazzin (Changhsingiano - Induano) (**WER_1**)» 27
4.4.3.3. - Membro di Andraz (Triassico inferiore, Induano) (**WER_1**).» 29
4.4.3.4. - Membro di Siusi (Triassico inferiore, Induano) (**WER_1**)» 29
4.4.3.5. - Membro dell'Oolite a Gasteropodi (Triassico inferiore, Induano) (**WER_1**).....» 32
4.4.3.6. - Membro di Campil (Triassico inferiore, Olenekiano) (**WER_2**).....» 33
4.4.3.7. - Membro di Val Badia (Triassico inferiore, Olenekiano) (**WER_2**).....» 36
4.4.3.8. - Membro di Cencenighe (Triassico inferiore, Olenekiano) (**WER_2**).....» 39
4.4.3.9. - Membro di San Lucano (**WER_2**).....» 40
4.4.4. - Dolomia del Serla Inferiore (?Olenekiano – Aegeano) (**SLI**)...» 41

4.4.5. - Complesso anisico indifferenziato (**UAI**) ..... » 42
4.4.5.1. - Conglomerato di Richthofen (Illirico) ..... » 42
4.4.5.2. - Calcare di Morbiac (Illirico) ..... » 44
4.4.5.3. - Formazione del Contrin (Illirico) ..... » 45
4.4.6. - Formazione di Livinallongo (Illirico - ?Fassanico) (**LVN**) ... » 47
4.4.7. - Dolomia dello Sciliar (**SCI**) ..... » 48
4.5. - CORPI FILONIANI MEDIO-TRIASSICI ..... » 48
4.5.1. - Filoni Basici (ladinico-fassanico) (**fl**) ..... » 48

5. - FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE
(G. Monegato, N. Surian) ..... » 51
5.1. - DEPOSITI PRECEDENTI L'ULTIMO MASSIMO GLACIALE (**UMG**) ..... » 52
5.1.1. - Depositi alluvionali pre-umg - Conglomerato di San Martino di Castrozza (**ca_4**) ..... » 52
5.2. - DEPOSITI RELATIVI ALL'ULTIMO MASSIMO GLACIALE-TARDIGLACIALE ..... » 53
5.2.1. - Depositi glaciali (till) (**gl_3 - gl_{3a}**) ..... » 54
5.2.2. - Depositi di contatto glaciale e glaciolacustri (**la_3**) ..... » 55
5.3. - DEPOSITI RELATIVI ALLA FASE POSTGLACIALE ..... » 56
5.3.1. - Depositi glaciali della piccola età glaciale (p.e.g.) (**gl_2**) ..... » 56
5.3.2. - Depositi crionivali (**rg_1**) ..... » 57
5.3.3. - Depositi alluvionali e fluvioglaciali (**a_1**) ..... » 58
5.3.4. - Depositi da debris-flow (**cf1 - caf1**) ..... » 58
5.3.5. - Depositi di versante (**ve_1 - ve_{1a} - cd_1**) ..... » 58
5.3.6. - Depositi di frana (**fr_1 - fr_{1a} - col_1**) ..... » 58
5.3.7. - Depositi palustri (**pa_1**) ..... » 59
5.3.8. - Depositi colluviali (**el_1**) ..... » 59

6. - STRUTTURA E TETTONICA (D. Zampieri, M. Massironi) ..... » 61
6.1. - INQUADRAMENTO STRUTTURALE ..... » 61
6.2. - LE STRUTTURE DEL BASAMENTO SUDALPINO ..... » 62
6.3. - LE STRUTTURE TETTONICHE PRINCIPALI ..... » 64
6.3.1. - L'omoclinale del settore in destra Cismon ..... » 64
6.3.2. - Strutture distensive permiane e mesozoiche e loro riattivazione alpina ..... » 66
6.3.3. - La struttura compressiva del Cimon della Pala ..... » 68

7. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV) (M. Massironi, D. Zampieri) ..... » 71

8. - BIBLIOGRAFIA ..... » 78

1. - INTRODUZIONE

La Tavola n. 45 III “San Martino di Castrozza” alla scala 1:25.000 è ubicata nel Trentino orientale e comprende le sezioni “Cima di Cece” (quadrante NO), “Masi di Tognola” (quadrante SO), “San Martino di Castrozza” (quadrante NE) e “Valmesta” (quadrante SE). Essa costituisce essenzialmente il prodotto di revisione ed aggiornamento della cartografia geologica edita ed inedita dell’area in esame. Si differenzia, pertanto, dalle altre tavole sino ad ora pubblicate in questa collana (Avanzini et al., 2002, Montresor et al., 2003; Picotti et al., 2003), che sono state realizzate avvalendosi di rilievi ex-novo nell’ambito di contestuali progetti CARG-PAT. In particolare: il settore sud-orientale della Tavola (sezione “Valmesta”) si è basato su rilievi originali di Dario Zampieri ed Aldino Bondesan alla scala 1:10.000 (anno 1999); la sezione “S. Martino di Castrozza” è stata quasi interamente derivata da rilievi effettuati durante i campi di Rilevamento Geologico delle Lauree triennali in Scienze della Terra e Scienze Geologiche dell’Università di Padova (anni accademici 2002-2003, 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006), eccezion fatta per la sua porzione sud-occidentale ricavata da rilievi inediti di D. Zampieri e A. Bondesan; le sezioni “Cima di Cece” e “Masi di Tognola” si sono infine basate su rilievi eseguiti da Giovanni Monegato, Matteo Massironi e D. Zampieri durante l’autunno del 2005.

L’aggiornamento e la revisione di tutti gli elaborati sono stati eseguiti da M. Massironi, Nereo Preto, D. Zampieri, G. Monegato tra l’autunno del 2005 e l’estate del 2006 eccetto per la Val Pisorno rivista anche da Roberto Filippi e Marco Tranquillini nell’autunno del 2006. L’informatizzazione della cartografia geologica è stata realizzata da LTS s.r.l.

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

(M. Massironi)

La Tavola n. 45 III “San Martino di Castrozza” contiene i territori dell’alta Val Cismon, della Valsorda, e la sinistra idrografica della media valle del Travignolo. Comprende, pertanto, la porzione orientale della Catena di Lagorai tra Cima di Cece (2749 m s.l.m.) e Cavallazza (2322 m), ed include parte delle Pale di San Martino ivi compresa la splendida cima del Cimon della Pala che con i suoi 3175,8 m s.l.m. costituisce la quota più elevata dell’area. I settori meno elevati si trovano al bordo meridionale della Tavola, lungo la val Cismon e la Valsorda, e sono caratterizzati da quote tra 800 e 900 m s.l.m. La località S. Martino di Castrozza (c.a 1460 m s.l.m.), è situata al margine orientale, lungo il corso del Cismon. Si tratta pertanto di un’area di alta montagna dominata da processi glaciali e gravitativi.

Il substrato comprende: il basamento metamorfico Sudalpino di età varisica, che occupa la porzione meridionale della Tavola, le successioni ignimbritiche permiane del Distretto Vulcanico Atesino, affioranti nel settore nord-occidentale, e le coperture sedimentarie Permo-Triassiche presenti nella porzione orientale (Fig. 1). I rapporti stratigrafici tra le unità del basamento e le coperture sedimentarie sono illustrati in Figura 2.

L’area si trova a tetto della linea della Valsugana e mostra importanti evidenze di tettonica pre-alpina. In particolare la linea del Rolle ad andamento NNO-SSE rappresenta l’elemento strutturale più importante della Tavola. Essa suddivide l’area in due settori: in quello occidentale potenti successioni vulcaniche ricoprono il basamento metamorfico; in quello orientale le vulcaniti permiane hanno spessore esiguo o sono del tutto assenti tanto che in Val de la Vecia e in Val Male (angolo SE della Tavola), le coperture sedimentarie permiane (Arenarie di Val Gardena) poggiano direttamente al di sopra delle filladi di basamento. Tale assetto è il risultato della complessa attività polifasica di questa faglia che nel Permiano inferiore ha rappresentato il margine est del Distretto Vulcanico Atesino, nel Mesozoico ha invertito la sua cinematica distensiva, abbassando il settore orientale, e durante l’orogenesi alpina è stata riattivata in trascorrenza.

Importanti sono infine gli elementi tettonici alpini quali i retroscorrimenti nord-vergenti che modellano il Cimon della Pala e le pieghe ad essi associate (anticlinali di Punta Rolle e Croda Rossa, sinclinali di Cimon della Pala e S. Martino).

La netta separazione litologica all'interno della Tavola si riflette anche sulle forme e sui depositi quaternari. L'area meridionale dove affiora il basamento metamorfico è caratterizzata da morfologie più dolci, abbondanti coltri eluvio-colluviali e scarsi depositi di versante; i settori dove affiorano i litotipi vulcanici e le dolomie triassiche hanno maggiore energia di rilievo e sono caratterizzati da abbondanti depositi di versante e falde detritiche. Ubiquitaria è la presenza di estesi depositi di origine glaciale attribuibili in prevalenza all'Ultimo Massimo Glaciale-Tardiglaciale (UMG).

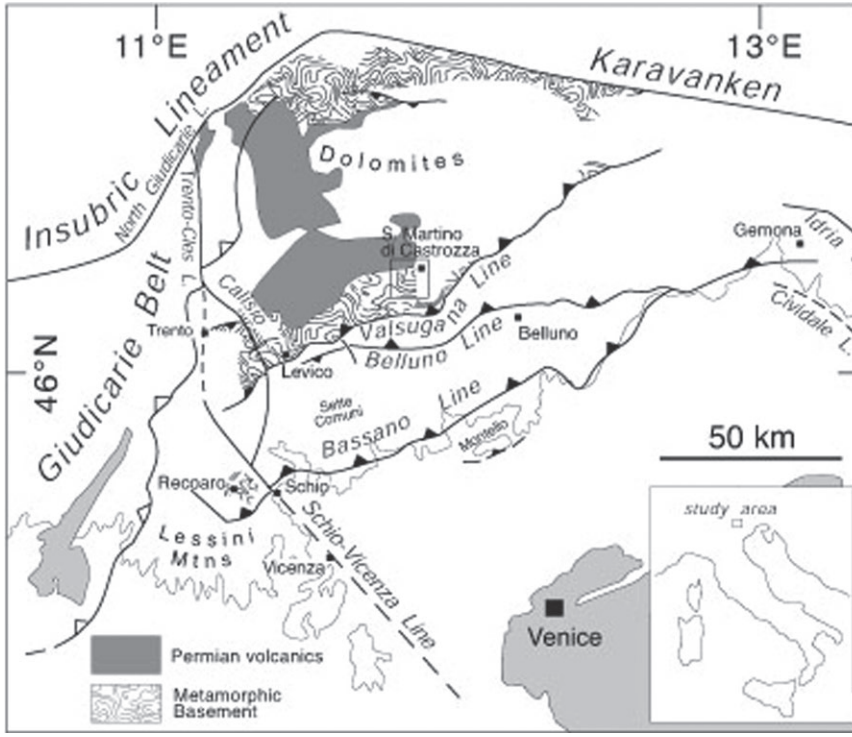


Fig. 1 - *Schema strutturale delle Alpi Meridionali orientali con gli affioramenti del basamento cristallino e delle vulcaniti permiane.*

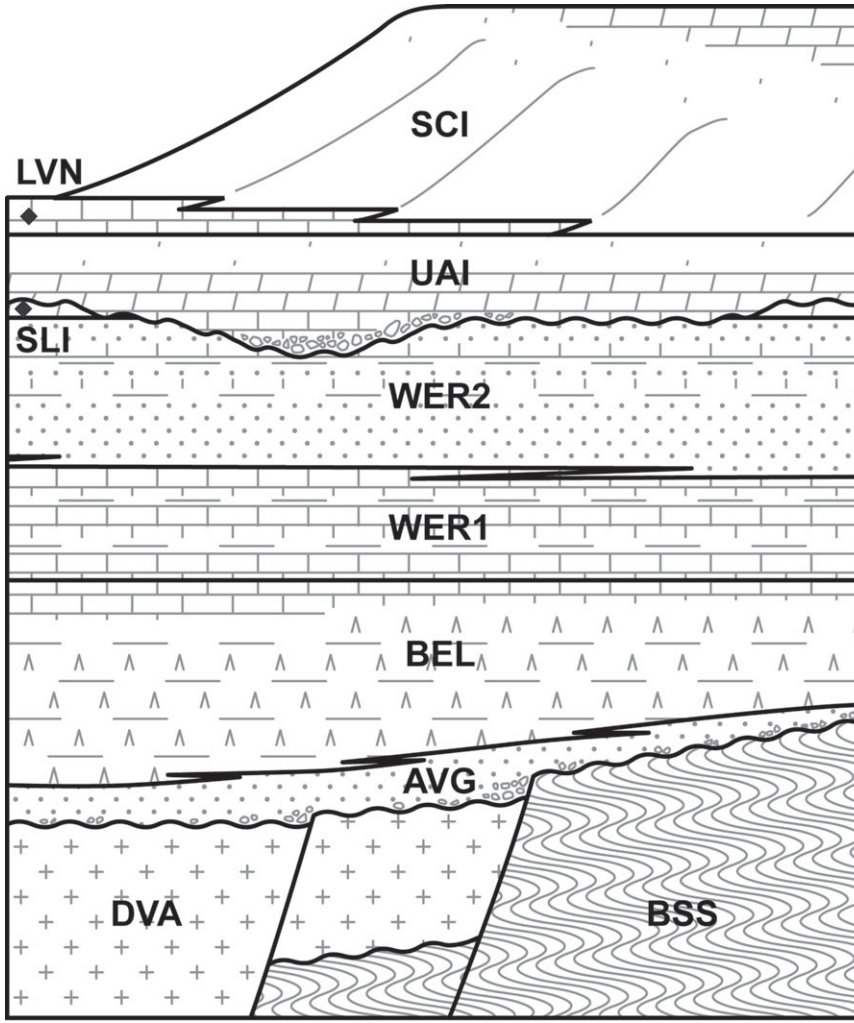


Fig. 2 - *Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità del basamento e della copertura sedimentaria. Lo spessore della Dolomia dello Sciliar (SCI) non è in scala per ragioni grafiche.*

3. - STUDI PRECEDENTI

(D. Zampieri)

3.1. - GLI STUDI GEOLOGICI

Gli studi geologici sulla zona compresa nella Tavola “San Martino di Castrozza” sono piuttosto scarsi. La regione in esame si situa al margine meridionale delle Dolomiti, la cui costituzione geologica ha destato l’interesse dei naturalisti fin dal 18° secolo. Per tutti si può citare Déodat-Guy-Silvain-Tancrède de Dolomieu (1791), a tutti noto come scopritore della dolomite e da cui è derivato appunto il nome della regione. Le ricerche multidisciplinari sulla regione dolomitica, condotte a partire dagli anni ’50 del secolo scorso dai geologi della scuola di Ferrara, concorsero alla pubblicazione dell’opera “Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave” a cura di Leonardi (1968), in cui la Tavola S. Martino di Castrozza rientra. Tuttavia, se lo si compara con altri massicci dolomitici, si può affermare che il gruppo delle Pale di S. Martino è stato decisamente poco studiato.

Il limitrofo distretto eruttivo di Predazzo, caratterizzato da una complessa geologia e dal ritrovamento di numerosi minerali rari, ha attirato l’attenzione di studiosi provenienti da tutto il mondo. Anche in questo caso, essendo marginale, l’area dell’alta Val Travignolo e dei Lagorai orientali risulta poco o nulla studiata. Le metamorfiti del basamento sono state studiate tra gli altri da D’Amico (1957), Sassi et al. (1974), Poli et al. (1992). Tra i numerosi studi aventi per oggetto la petrografia delle vulcaniti permiane sono da ricordare quelli di Trener (1904), Vardabasso (1931), Leonardi e Rossi (1959), Andreatta (1962), D’Amico (1964b), Ghezzo (1967), Rottura et al. (1998), Bargossi et al. (1998).

Limitandosi alla zona compresa nella Tavola “San Martino di Castrozza”, i primi studi geologici risalgono alla fine del 19° secolo (Taramelli,1879, 1882; Mojsisovics, 1879). All’inizio del 20° secolo comparvero i primi studi petrografici sulle rocce eruttive presenti a nord delle Pale di S. Martino (Keyserling, 1903). Il lavoro fondamentale, corredato da una carta geologica di dettaglio, è lo studio di B. Castiglioni (1939) (al fratello Ettore si deve la Guida alpinistica). Tale studio multidisciplinare riguarda vari aspetti, dalla petrografia delle metamorfiti e delle rocce magmatiche mediotriassiche alla stratigrafia, alla tettonica, alla glaciologia.

Studi stratigrafici recenti si devono a Bosellini (1984) e Zampieri (1987) per le piattaforma carbonatiche ladino-carniche, a Doglioni e Neri (1988) per l'anisico affiorante sotto il Cimon della Pala, mentre mancano studi di dettaglio sull'assetto strutturale della zona.

3.2. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA ESISTENTE

Il territorio della Tavola "San Martino di Castrozza" è compreso nella carta geologica alla scala 1:75.000 delle Dolomiti di Mojsisovics (1879). Tuttavia, la prima carta geologica con un certo dettaglio (1:25.000), che comprende però solo la metà settentrionale della Tavola, si deve a Vardabasso (1931), il quale studiò il "territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni". Pochi anni dopo fu pubblicato lo studio sul Gruppo delle Pale di S. Martino, con allegata una carta geologica alla scala 1:35.000 (Castiglioni, 1939). Essendo quest'ultima centrata sul massiccio delle Pale, non vi rientra la metà occidentale della Tavola, che insiste esclusivamente sul basamento e sulle vulcaniti permiane. L'angolo di NO della Tavola rientra invece nella carta geologica alla scala 1:25.000 di Andreatta (1962), allegata a uno studio sulle vulcaniti permiane.

Il territorio della Tavola è interamente compreso nella Carta Geologica delle Dolomiti alla scala 1:100.000 di Leonardi (1968), nel "Foglio n. 22 Feltre" della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (Dal Piaz et al, 1943) e infine nel "Foglio 22 Feltre" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Dal Piaz et al., 1970).

4. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ PRE-QUATERNARIE

(N. Preto, M. Massironi, D. Visonà)

4.1. - UNITÀ DEL BASAMENTO SUDALPINO

Il basamento metamorfico Sudalpino affiora in tre distinte aree delle Alpi orientali: un settore settentrionale dalla valle di Sarentino al Comelico, uno intermedio tra Cima d'Asta ed Agordo ed uno meridionale nella zona di Recoaro (Fig. 1). Esso è caratterizzato da metamorfismo regionale varisico in facies scisti verdi ed anchizonale che decresce dalla zona di Sarentino (sub-facies ad almandino), a quelle di Recoaro e del Comelico (sub-facies a clorite) (Sassi e Zirpoli, 1968; Sassi et al., 1974; Sassi et al., 2004). Si tratta di una successione silicoclastica che comprende un complesso pelitico-psammitico inferiore, un complesso intermedio vulcano-sedimentario (Porfiroidi o *Porphyroid* auct.) ed un complesso pelitico-psammitico superiore (Sassi e Zirpoli, 1989). L'età di sedimentazione del complesso inferiore è stata definita da associazioni ad acritarchi rinvenuti al Col di Foglia presso Agordo ed è attribuibile al Cambriano superiore- Ordoviciano inferiore (Sassi et al., 1984; Kalvacheva et al., 1986). Il complesso intermedio rappresenta un evento magmatico sub-aereo prevalentemente acido avvenuto per anatessi crostale tardo-orogenica (D'Amico, 1964a; Gregnanin in Dal Piaz et al., 1970; Sassi et al., 1979; Heinisch, 1981, Meli, 1998), esso risale all'Ordoviciano superiore come dimostrato da datazioni U/Pb su zircone in metarioliti (Meli e Kloetzli, 2001). Il complesso superiore copre il Siluriano e il Devoniano come dimostrato da associazioni a Graptoliti e Coralli (Deini et al., 2005); esso è macroscopicamente indistinguibile da quello inferiore (Sassi et al., 2004).

Nella Tavola "San Martino di Castrozza" il basamento metamorfico occupa il settore meridionale e comprende le filladi quarzoso albitiche dei complessi pelitico-psammitici e gli gneiss porfiroidi del complesso intermedio. Recenti proposte per la Legenda CARG del foglio 046 Longarone (Poli e Zanferrari, 2006), ispirate a precedenti pubblicazioni dei medesimi Autori (Poli e Zanferrari, 1991, 1992), suggeriscono l'utilizzo dei nomi di: "Formazione di Bressanone" per il complesso inferiore; "Formazione del M. Cavallino" e "Porfiroidi del Comelico" per gli gneiss del complesso intermedio, rispettivamente di origine vulcanoclastica e vulcanica; "Formazione di Valli del Pasubio" per il complesso superiore in cui si rinvengono intercalazioni di metabasalti e cloritoscisti della "Formazione di Gudon". Dal punta

di vista litologico, le filladi del complesso inferiore sono pressoché equivalenti a quelle del complesso superiore e non sono riconoscibili da queste ultime se non per:la posizione stratigrafica rispetto alle sequenze meta-vulcaniche intermedie, l'assenza di intercalazioni di metabasalti e cloritoscisti della Fm. di Gudon, la maggiore presenza di solfuri e di carbonato tipo ankerite e il possibile rinvenimento di cloritoide. In questa Tavola, le deformazione plicative e scistogene di età ercinica e le faglie permo-mesozoiche ed alpine mascherano i rapporti primari tra meta-peliti e meta-vulcaniti, tuttavia in base agli altri caratteri distintivi le filladi affioranti sembrano essere in buona parte ascrivibili alla "Formazione di Bressanone".

Il complesso intermedio è costituito essenzialmente da gneiss da minuti a micro-occhiadini ("Porfiroidi del Comelico") con corpi pluridecametrici di gneiss occhiadini a grossi occhi di K-Feldspato, per i quali è plausibile un origine da protoliti sub-vulcanici. Secondo questa interpretazione è verosimile che le intrusioni subvulcaniche siano contenute nel complesso inferiore ("Formazione di Bressanone") a cui dovrebbero essere quindi attribuite la maggior-parte delle meta-peliti affioranti nella Tavola.

4.1.1. - FORMAZIONE DI BRESSANONE (BSS)

Occupa l'intero quadrante SO della tavola e buona parte del quadrante SE. Si tratta di filladi quarzifere grigie o grigio-verdastre a muscovite, clorite, albite ± biotite, ± cloritoide (Fig. 3). Contengono solfuri di Fe, ilmenite e tormalina. Subordinate sono le intercalazioni di meta-arenarie grigiastre, filladi grafitiche e quarziti filladiche a carbonato (calcite ed ankerite).

La scistosità dominante è in genere di seconda fase ed immergente verso N-NNO a medio-basso angolo; non mancano tuttavia zone di *low-strain* dove viene preservata la scistosità di prima fase in cui si rinviene cloritoide stabile (Fig. 4).

Ad ovest della linea del Rolle, le filladi sono sormontate in discordanza da potenti sequenze ignimbritiche del Distretto Vulcanico Atesino, ad est esse sono direttamente a contatto con le Arenarie di Val Gardena (Val della Vecia e Val Male) o sono separate da queste ultime da un esiguo spessore di vulcaniti permiane (Val di Roda).

Se si tiene conto della scistosità dominante di seconda fase le filladi del quadrante SO appaiono al di sopra degli gneiss porfiroidi, ma essendo il contatto di prima fase da verticale a fortemente immergente verso est, la loro posizione stratigrafica primaria e quindi la relativa età di sedimentazione rimangono incerte (Ordoviciano inferiore o Siluriano?).

Altrettanto dubbio è il settore nell'immediata destra idrografica della valle del Cismon, dove il contatto tra filladi e gneiss non è direttamente esposto ed è complicato da faglie ad attività polifasica. Tuttavia, il mancato rinvenimento di metabasalti e cloritoscisti, e la presenza di cloritoide, di solfuri di ferro e di ankerite portano ad attribuire la maggior parte delle filladi affioranti alla Formazione di Bressanone (Ordoviciano inferiore).

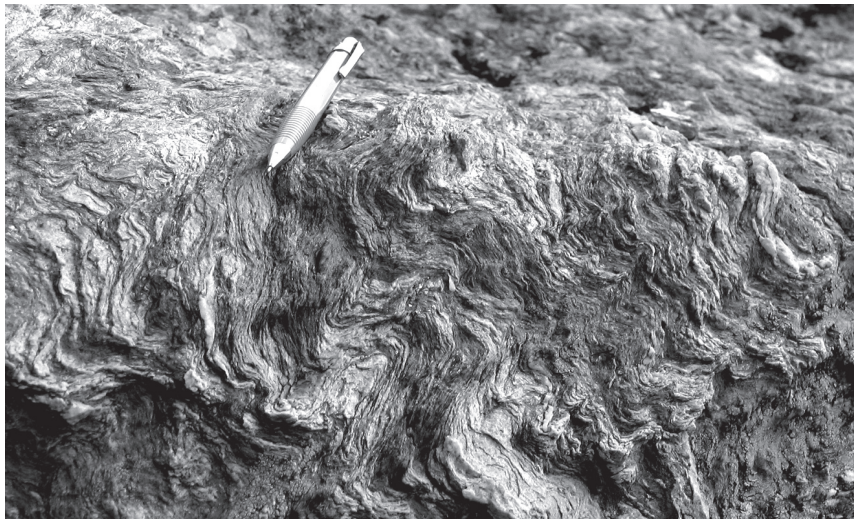


Fig. 3 - *Filladi quarzifere pieghettate presso Cima Tognola.*

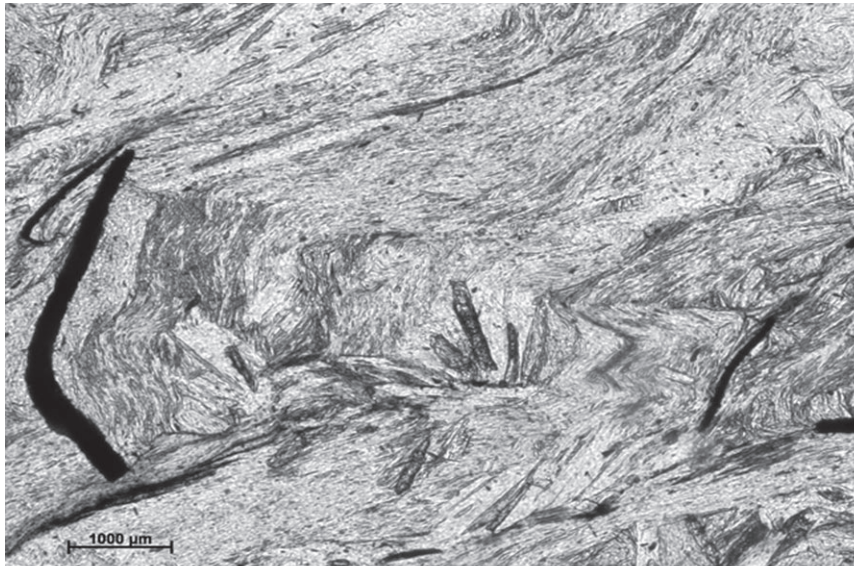


Fig. 4 - *Sezione sottile di fillade della Formazione di Bressanone (Nicol paralleli). Si noti il cloritoide stabile lungo S1 intrafoliare. La foliazione principale è costituita prevalentemente da mica chiara e nastri di quarzo e albite. I minerali opachi sono costituiti da ilmenite.*

4.1.2. - PORFIROIDI DEL COMELICO (ORDOVICIANO SUPERIORE) (GPC)

I Porfiroidi del Comelico costituiscono la litologia dominante del complesso intermedio del basamento Sudalpino delle Alpi orientali e nella Tavola S. Martino sono affioranti nell'area tra Cima d'Arzon, Cima Scanaiol e il Lago di Calaita. Si tratta di gneiss da minuti a micro-occhiadini che presentano colore da grigio a verdastro e minuti fenocristalli di quarzo, albite e K-feldspato (Fig 5). L'associazione mineralogica è quarzo, albite, muscovite, clorite, epidoto ± biotite. Accessori sono titanite, zircone, apatite, tormalina ed ossidi, idrossidi e solfuri di ferro. I porfiroclasti di K-feldspato e quarzo si presentano da idiomorfi a sub-idiomorfi e nonostante mostrino evidenti deformazioni postcristalline raramente preservano seni di corrosione tipici di rocce vulcaniche. La sericitizzazione è ubiquitaria sia sui porfiroblasti di albite che sui porfiroclasti di K-feldspato.

La scistosità dominante è attribuibile alla prima fase deformativa ercinica così come lo è il contatto occidentale con le filladi, quest'ultimo vistosamente deformato da meso-pieghe di seconda fase. La scistosità, sebbene ondulata dalla seconda fase deformativa, mantiene un trend generale immergente a medio-alto angolo verso ENE.

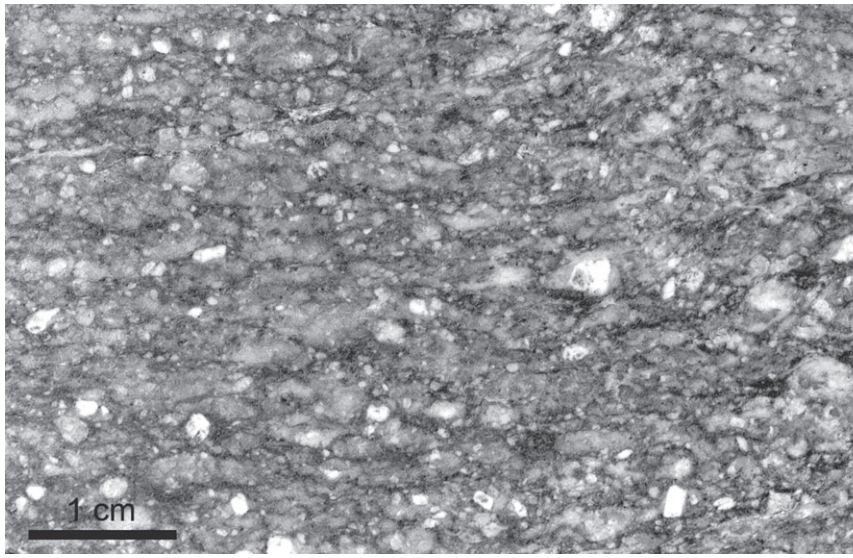


Fig. 5 - *Facies tipica dei "Porfiroidi del Comelico" costituita da gneiss micro-occhiadini con minuti fenocristalli di quarzo, albite e K-feldspato.*

4.1.3. - GNEISS OCCHIADINI (ORDOVICIANO SUPERIORE) (GNO)

Tale litotipo affiora in masse isolate all'interno degli gneiss dei Porfiroidi del Comelico in Val Pisorno e delle filladi della Formazione di Bressanone in Val Tognola. Si tratta di gneiss a grossi occhi di feldspato potassico (fino a 3 cm) immersi in una matrice sericitica e quarzoso-feldspatica, di colore da grigio a grigio-verde (Fig 6). Al microscopio la roccia presenta struttura porfirica eteroblastica con grossi cristalli di feldspato e quarzo. Si presentano in corpi da fortemente foliati (e.g. C.ma d'Arzon) a debolmente deformati (e.g. media val Pisorno).

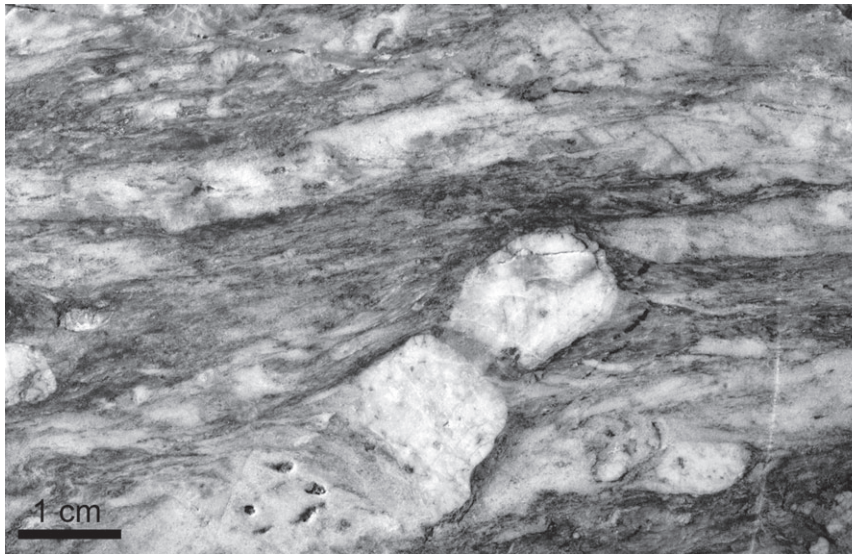


Fig. 6 - *Gneiss Occhiadini: i pluricentimetrici porfiroclasti di K-feldspato avvolti in una matrice quarzoso-micacea. Si notino le frequenti strutture nastriformi di quarzoso feldspatiche (ribbons), gli indicatori cinematici a σ e i micro-boudin dei porfiroclasti feldspatici.*

In quest'ultimo caso non mancano zone di shear discrete (spessore 0,5-1m) in cui i profiroclasti presentano chiare strutture cinematiche tipo δ e σ. L'associazione mineralogica è data da K-feldspato, albite, quarzo, muscovite ± biotite, ± clorite. Derivano da protoliti di origine magmatica acida di età ordoviciana, ma le grandi dimensioni dei porfiroclasti di K-feldspato e quarzo ad anse fanno sospettare un origine più propriamente sub-vulcanica da protolite granitico. Rocce del tutto equivalenti sono segnalate, all'interno della formazione di Bressanone, nel Comelico (Malga delle Manze) e ad ovest di Canal S.Bovo (Dal Piaz et al., 1970); ad esse è stata attribuita un'analoga origine sub-vulcanica (Poli e Zanferrari, 1994).

4.2. - CORPI FILONIANI POST-METAMORFICI

4.2.1. - Filoni Lamprofirici (fp)

Si tratta di filoni a carattere lamprofirico affioranti presso Alpe Tognola, attribuiti al Permiano da Dal Piaz et al. (1970) e descritti dal punto di vista petrografico da D'Amico (1958) e Simboli (1959). Sono costituiti da rocce scure microcristalline che al microscopio presentano fenocristalli di augite, talora zonati, immersi in una massa di fondo olocristallina costituita da plagioclasio con augite e/o orneblenda bruna intergranulari e minerali opachi.

4.3. - COMPLESSO VULCANICO ATESINO E SEDIMENTI INTRA-VULCANICI

Le vulcaniti affioranti nella Tavola appartengono alla propaggine orientale di una estesa successione vulcanica tardo-paleozoica che va sotto il nome di Distretto (o Complesso) Vulcanico Atesino (DVA) (Bozener Porphyrplatte o Piattaforma Porfirica atesina auct.). Durante il Permiano inferiore, tale distretto occupava una depressione tettonica di estensione superiore ai 2000 Km^2 tra il Lineamento Periadriatico a NO e la Linea della Valsugana a SE (Fig.1).

Le vulcaniti rappresentano il prodotto di un'intensa attività sub-aerea di tipo fissurale che si protrasse tra 276 e 268 Ma (D'Amico et al., 1980; D'Amico e Del Moro, 1988; Barth et al., 1994); esse sono costituite da dominanti flussi piroclastici, subordinati duomi, colate di lava e depositi di caduta. Si tratta di rocce vulcaniche comprendenti termini da acidi a basici che, dal punto di vista geochimico, costituiscono un'associazione ad affinità calcalcalina ibrida, da normale ad alta in K, dovuta alla complessa interazione tra magmi basaltici di origine mantellica e magmi crostali acidi (Bonin et al., 1993; Barth, 1994). Il modello genetico più accreditato vede, in un contesto di assottigliamento litosferico ed estensione post-orogenica, la produzione di magmi basaltici da un astenosfera anomalizzata (precedenti processi subduttivi) e la loro successiva contaminazione da parte della crosta continentale (Voshage et al., 1990; Finger e Steyrer, 1991; Boriani et al., 1992; Rottura et al., 1998; Bargossi et al., 1998). Dal punto di vista geodinamico la depressione tettonica si originò in un contesto post-collisionale guidato o da una tettonica transtensiva destra, che accomodava nel Permiano i movimenti relativi tra Godwana e Laurussia (Arthaud e Matte, 1977; Massari, 1988; Vai, 1991; Benciolini et al., 2001), o da un processo di distensione per *underplating* magmatico che interessava l'intera area Sudalpina e che costituì il preludio del ciclo estensionale mesozoico (Brodie e Rutter, 1987; Dal Piaz, 1993; Selli, 1998).

La successione vulcanica è a grandi linee suddivisa in due gruppi principali:

il Gruppo Inferiore, prevalentemente basico (lave andesitiche, dacitico-riodacitiche ed ignimbriti riodacitiche), è limitato al settore occidentale, più profondo, della depressione tettonica; il Gruppo Superiore occupa l’intera depressione ed è caratterizzato dalla sequenza ignimbriti riodacitiche, corpi lavici cupoliformi da dacitici a riolitici ed ignimbriti riolitiche (Di Battistini et al. 1988; Bargossi et al. 1993; Bargossi et al. 1998; Selli, 1998). Sedimenti clastici continentali, presenti a vari intervalli della successione vulcanica, sottolineano momenti di stasi nell’attività eruttiva.

Nella Tavola S. Martino di Castrozza compaiono solo le ignimbriti riodacitiche e riolitiche del Gruppo Superiore che, infatti, va rastremandosi ai margini della depressione tettonica, dove mancano alcuni termini della sua sequenza. Le ignimbriti poggiano con limite inconforme sulle filladi del basamento e sono ricoperte in discordanza dai sedimenti clastici delle Arenarie di Val Gardena. All’interno della tavola non si sono rinvenuti i conglomerati continentali che possono sottolineare in maniera discontinua la base delle vulcaniti (Conglomerato di Ponte Gardena). Le giaciture si presentano estremamente costanti attestandosi su valori di 25-30° di inclinazione verso NNO; esse sono l’espressione del *tilting* che ha subito il blocco a tetto della Linea della Valsugana durante le deformazioni alpine.

4.3.1. – IGNIMBRITI RIODACITICHE E RIOLITICHE (PERMIANO INFERIORE, SAKMARIANO) (IP)

Tale litologia occupa l’intero quadrante O “Cima di Cece” e buona parte del settore centro-settentrionale della Tavola.

Si tratta di rocce estremamente compatte di colore rossastro che poggiano al di sopra delle filladi di basamento, formando le vistose pareti a picco della porzione orientale della Catena del Lagorai (Fig. 7a, b). Presentano netta fessurazione verticale.

Le ignimbriti sono caratterizzate da struttura porfirica con fenocristalli di feldspato, quarzo e biotite immersi in una pasta di fondo omogenea irrisolvibile alla lente. Non mancano le strutture a fiamme determinate dagli inclusi afanitici schiacciati ed allungati secondo la direzione di flusso e rari xenoliti scistosi del basamento sottostante. Al microscopio le ignimbriti riodacitiche mostrano una massa di fondo criptocristallina spesso con strutture fibroso raggiate di devetrificazione, più raramente presentano una tessitura fluidale (Fig. 8). I minerali che le costituiscono sono spesso profondamente alterati, i feldspati variamente argillificati, la biotite e i rari anfiboli cloritizzati. Fra i minerali accessori è da segnalare l’allanite per la sua frequenza e le dimensione dei cristalli.

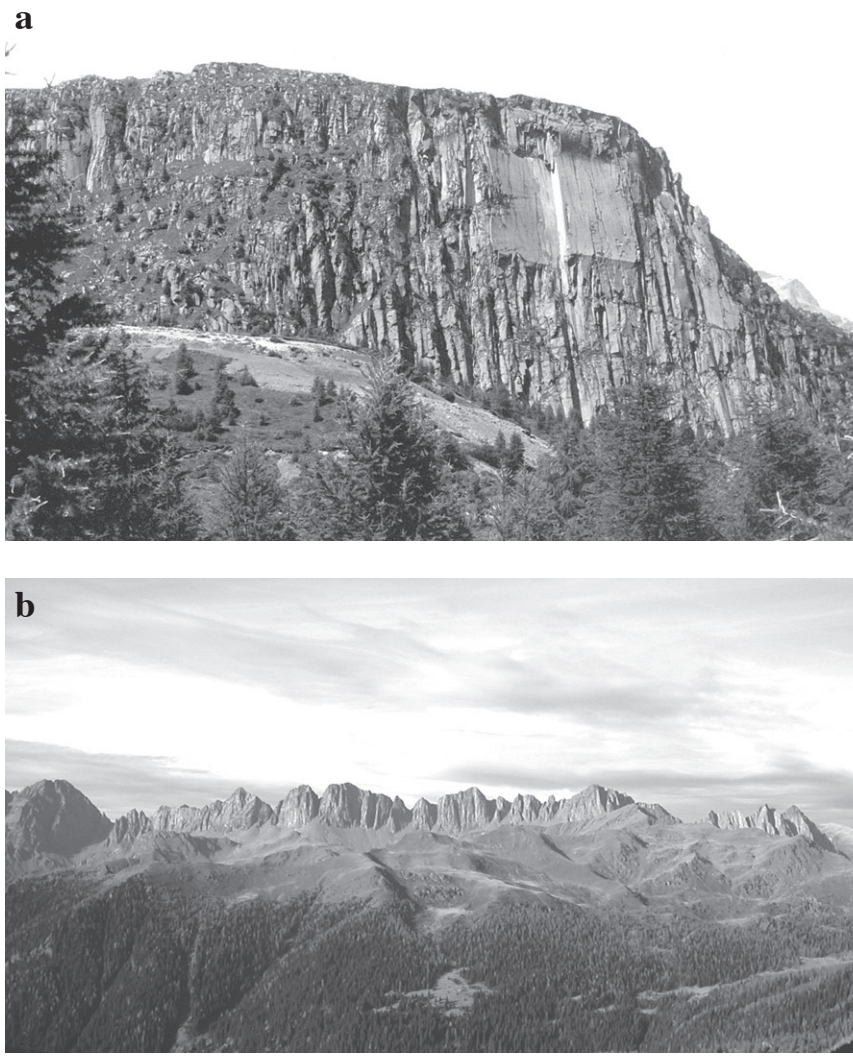


Fig. 7 – *a) La parete est di Tognazza mostra la chiara fessurazione colonnare tipica delle Ignimbriti ed un vistoso Specchio di faglia; b) Panoramica della Catena dei Lagorai vista da Cima D'Arzon, si notano le vistose pareti di colore rossiccio con chiare fessurazioni colonnari che poggiano sui più dolci rilievi modellati in filladi del basamento Sudalpino.*

Sono presenti infine livelli discontinui di tufi ed arenarie ad elementi vulcanici (**AC**) che precedenti Autori come Ghezzo (1967) e Dal Piaz et al. (1970) indicano come termine di separazione tra ignimbriti in maggioranza riodacitiche alla

base e sequenze prevalentemente riolitiche al tetto. Tuttavia, queste ultime non sono chiaramente distinguibili dalle prime ed i livelli di tufi sono così discontinui e sporadici da non giustificarne una separazione in carta.

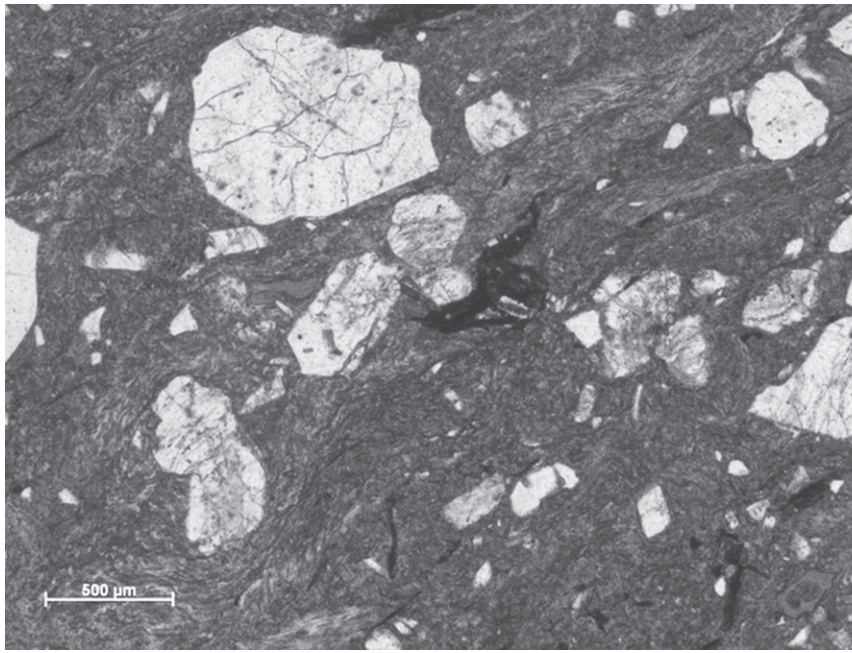


Fig. 8 - *Sezione sottile di ignimbriti riolitiche (Nicol paralleli). Si noti come la massa di fondo vetrosa a struttura fluidale avvolge i fenocristalli di quarzo.*

4.4. - UNITÀ DELLA COPERTURA SEDIMENTARIA – SUCCESSIONI PERMO-MESOZOICHE

4.4.1. - Arenarie di Val Gardena (Permiano superiore, Lopingiano) (**AVG**)

Le Arenarie di Val Gardena (AVG) costituiscono la prima unità della copertura sedimentaria permo-triassica che caratterizza il settore dolomitico. Poggiano su ignimbriti riolitiche del Complesso Vulcanico Atesino (es., Passo Rolle) oppure su micascisti del basamento metamorfico ercinico (parte meridionale della sezione, es. Val della Vecia), sempre con contatto erosivo. Il limite superiore è graduale per alternanza con la sovrastante Formazione a Bellerophon. Lo spessore è molto variabile, da 20 a ca. 100 metri (Massari et al., 1994).

Sono costituite prevalentemente da conglomerati, areniti e siltiti rosse, ma possono essere presenti anche litotipi più fini. Facies conglomeratiche di spessore variabile fino a poche decine di metri sono state invariabilmente osservate

nella parte bassa della formazione e consistono in conglomerati male assortiti con matrice arenacea, a stratificazione decimetrica-metrica con giunti irregolari. Dove le Arenarie di Val Gardena poggiano su ignimbriti riolitiche, i ciottoli del conglomerato sono costituiti quasi esclusivamente da ignimbrite riolitica; metre in Val della Vecia, dove le AVG poggiano su filladi quarzifere, i ciotoli sono costituiti sempre da filladi. A Passo Rolle, i ciottoli di ignimbrite sono presenti assieme a ciottoli di quarzo metamorfico.

Le facies arenacee e siltose costituiscono la maggior parte della formazione. La stratificazione è evidente, a scala centimetrica-decimetrica, più raramente metrica. Sono presenti numerose strutture sedimentarie, tra le quali stratificazione incrociata a scala da centimetrica a metrica, laminazioni planari, ripple, superfici erosive alla base di alcuni strati (*scour*), poligoni di dissecamento. Si osservano spesso orizzonti a noduli carbonatici in areniti argillose o argille, che possono essere interpretati come orizzonti di illuviazione (B) in paleosuoli calcici. Strati di calcare, osservabili a più livelli nella formazione, possono essere interpretati in maniera analoga. Mancano invece intervalli a sedimentazione marina come quelli presenti, ad esempio, nella gola del Bletterbach (Massari et al., 1988).

Il contenuto paleontologico delle AVG in quest'area è estremamente scarso e costituito solamente da resti vegetali non determinabili.

Gli affioramenti più significativi di questa unità si osservano lungo i tornanti della Strada Statale del Grappa per Passo Rolle, tra i km 92 e 93 e in Val della Vecia e Val Male, sulla sinistra orografica della Valle del Cismon.

Massari et al. (1994) descrivono una sezione stratigrafica delle AVG misurata a Passo Valles, pochi chilometri a nord del margine della Tavola. In questa località, la formazione è spessa ca. 110 metri, poggia sul Complesso Vulcanico Atesino e presenta le stesse caratteristiche dell'unità nell'area della Tavola San Martino.

Massari et al. (1994) interpretano l'ambiente deposizionale delle AVG come una piana alluvionale arida-semiarida soggetta a deposizione episodica, in transizione con ambienti di *sabkha* costiera rappresentati dalla sovrastante Formazione a Bellerophon. Nell'area della Tavola questa unità è interessata da notevoli variazioni di spessore. In particolare, in Val della Vecia le AVG sono ridotte a ca. 20 m. Queste variazioni sono da attribuire ad una complessa paleotopografia ereditata dal precedente ciclo vulcanico del Permiano inferiore e, probabilmente, ad una tettonica sinsedimentaria residua. Aree precedentemente comprese in alti strutturali, come appunto la Val della Vecia, sarebbero state quindi soggette ad una subsidenza ridotta rispetto ai bacini di accumulo delle ignimbriti del Complesso Vulcanico Atesino, ed avrebbero perciò offerto minore spazio per l'accumulo delle AVG. Osservazioni simili sono date in Massari et al. (1994), Massari e Neri (1997) e Avanzini et al. (2002).

4.4.2. - Formazione a Bellerophon (Permiano superiore, Lopingiano) (BEL)

La Formazione a Bellerophon è una unità evaporitico-carbonatica depostasi in eteropia completa con le Arenarie della Val Gardena (Fig. 9). Nell'area di San Martino, poggia sempre sulle Arenarie di Val Gardena ed ha un limite superiore netto con la sovrastante Formazione di Werfen. Il suo spessore è di difficile valutazione, a causa della deformazione pervasiva che coinvolge sistematicamente le facies evaporitiche (Fig. 10). Massari et al. (1994) hanno misurato uno spessore di ca. 300 m a Passo Valles, immediatamente a nord della Tavola San Martino.

La Formazione a Bellerophon può essere suddivisa in due membri o facies. La facies inferiore, nota in letteratura come "facies fiammazza", è costituita da Dolomie grigie vacuolari o a cellette in strati decimetrici, dolomie marnose, marne dolomitiche grigio scuro e gessi bianchi. Le dolomie possono contenere tracce di radici o *burrows*, questi ultimi usualmente visibili come cavità verticali aperte. I gessi possono essere laminati, in noduli o *chicken-wire*. Sono quasi sistematicamente piegati a scala da subcentimetrica ad ultrametrica. Oltre a questi litotipi, che sono i più comuni, sono presenti anche brecce a cemento dolomitico, i cui elementi sono clasti di argillite o siltite. Non è sempre chiaro se tali facies siano autentici conglomerati intraformazionali (ad es., *collapse breccias*, cf. Frascari Ritondale Spano in Desio, 1973), o siano da mettere in relazione a tettonica post-permiana. Non sono stati rinvenuti macrofossili nell'area di rilevamento.

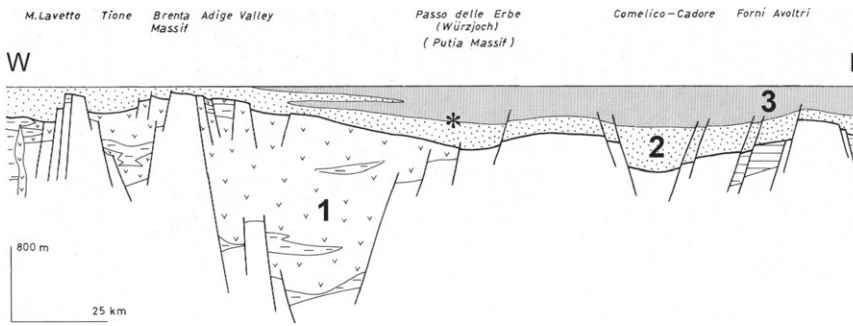


Fig. 9 - *Distribuzione regionale del Complesso Vulcanico Atesino (1), Arenarie di Val Gardena (2) e Formazione a Bellerophon (3) lungo un transetto ovest-est (Da Massari et al., 1994, con modifiche). La posizione paleogeografica della Tavola San Martino è analoga a quella di Passo delle Erbe (indicata da un asterisco in figura), al margine della piattaforma vulcanica e senza intercalazioni di Arenarie della Val Gardena nella Formazione a Bellerophon.*

Fig. 10 - *Deformazioni per pieghe nordvergenti della Formazione a Bellerophon, in sinistra Rio Marmol al km 90 della SS. 50 per il Passo Rolle.*

La facies superiore, nota in letteratura come "facies badiota", ha nell'area di San Martino uno spessore ridotto, inferiore ai 20 m. È in eteropia con la facies sottostante, con cui si alterna fino al limite superiore della formazione (Fig. 11). Si tratta di calcari neri fetidi (*wackestone-packstone*) in strati decimetrici, ricchi in bioclasti di varia natura. Sono comuni i *packstone* a foraminiferi e i *wackestone-packstone* ad alghe dasycladaceae, ma possono essere osservati anche brachiopodi, bivalvi e gasteropodi.

Gli affioramenti più caratteristici della Formazione a Bellerophon si trovano poco a nord del paese di San Martino di Castrozza, alla base delle pareti delle Crode Rosse. La facies calcarea, o "badiota", affiora in più punti alla base delle pareti di Punta Rolle e del Cimon della Pala, a nord e ad est di Malga Fosse di sopra. Il limite inferiore della formazione affiora lungo il corso del torrente Cismon, presso il km 93 della Strada statale del Grappa, mentre il limite superiore è bene esposto a nord-est di San Martino, presso il ponte a quota 1510 m.

Le Arenarie di Val Gardena e la Formazione a Bellerophon rappresentano un sistema deposizionale di piana alluvionale arida - *sabkha* costiera - mare poco profondo (Massari et al., 1994). In questo sistema, gli ambienti di *sabkha* e marini marginali sono rappresentati dai gessi, dolomie con tracce di radici, dolomie marnose e marne della facies inferiore della Formazione a Bellerophon, mentre gli ambienti marini subtidali sono rappresentati in parte dalle dolomie grigie bioturbate della facies inferiore, in parte dai calcari neri della facies superiore.

Secondo Massari et al. (1994), successioni di gessi laminati, dolomie e marne rappresentano ambienti di laguna ristretta con deposizione subtidale del gesso. La ricchezza faunistica dei calcari neri verrà completamente obliterata dalla estinzione di massa al limite Permiano/Triassico, cosicché analoghe facies marine della sovrastante Formazione di Werfen risultano sostanzialmente sterili.

4.4.3. - FORMAZIONE DI WERFEN

La Formazione di Werfen è una potente unità mista di età prevalentemente triassica inferiore, che in area dolomitica rappresenta ambienti sedimentari soprattutto di mare sottile. I primi metri alla base della Formazione di Werfen (Membro di Tesero e primi metri del Membro di Mazzin) vanno ora attribuiti al Permiano in conseguenza alla definizione del piano Induano (il primo piano del Triassico) nella sezione di Meishan in Cina, in cui il limite Permiano-Triassico è stato posto ad una altezza stratigrafica leggermente più bassa di quella tradizionalmente utilizzata in area alpina (Hongfu et al., 2001).

Fig. 11 - *Limite tra la Formazione a Bellerophon e la Formazione di Werfen presso S. Martino di Castrozza. Sotto il martello, calcari scuri fetidi in strati centimetrici-decimetrici e intercalazioni marnose della facies calcarea della Formazione a Bellerophon. Sopra il martello: banchi decimetrici-metrici di calcareniti oolitiche e bioclastiche chiare, Membro di Tesero della Formazione di Werfen.*

La formazione può essere suddivisa in nove membri, tutti presenti nell'area della Tavola "San Martino di Castrozza".

Va però notato che mentre gli affioramenti di Formazione di Werfen sono ampi e continui nella parte settentrionale della Tavola, nella parte meridionale (versante sinistro della Val Cismon a sud di San Martino) sono sporadici e associati ad ampie coperture detritiche o glaciali. In quest'area, la distinzione dei vari membri è perciò resa difficoltosa dall'impossibilità di riconoscerne i rapporti stratigrafici. Per questa ragione, e visto il carattere in gran parte compilativo della carta, si è deciso di non cartografare i singoli membri della

Formazione di Werfen, ma di introdurre solamente una divisione tra i membri inferiori, prevalentemente carbonatici, e quelli superiori prevalentemente silicoclastici. Tale suddivisione si rifà concettualmente alla suddivisione storica della formazione in "Strati di Siusi" nella parte bassa e "strati di Campil" nella parte alta. In questa carta, il Membro dell'Oolite a Gasteropodi è incluso nella parte bassa della formazione (WER1), per la prevalenza dei litotipi carbonatici su quelli silicoclastici (Fig. 12).

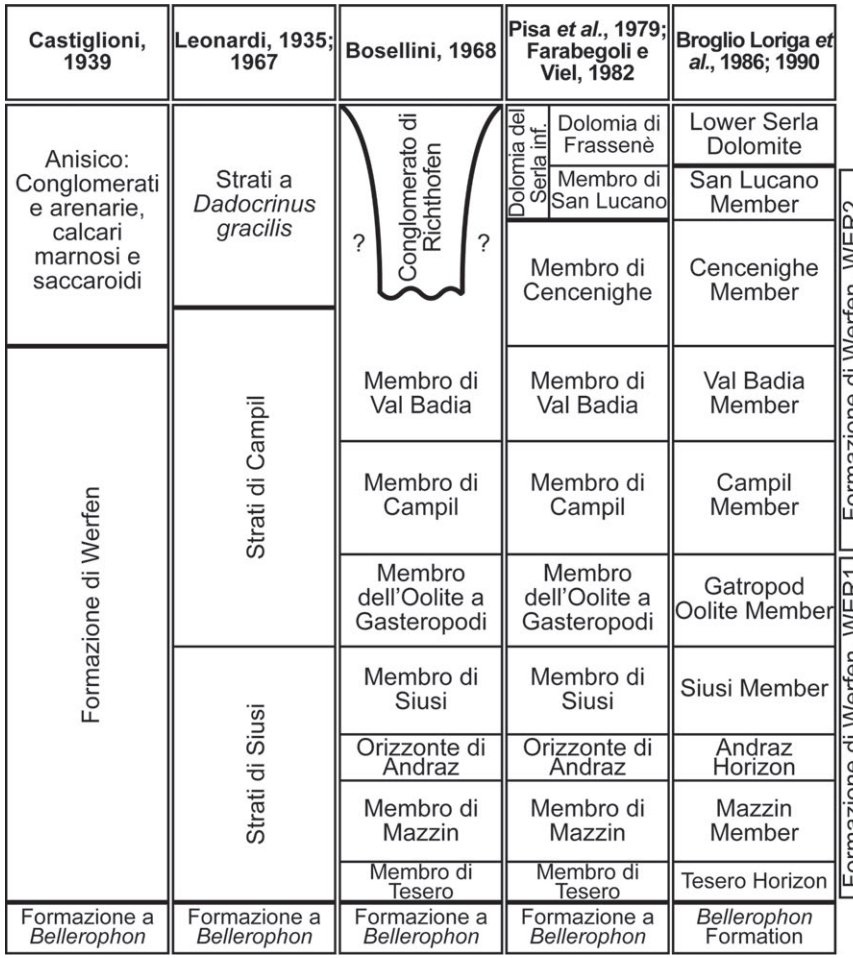


Fig. 12 - *Nomenclatura stratigrafica della Formazione di Werfen secondo diversi autori (cf. anche Broglio Loriga et al., 1990). La suddivisione adottata in questo lavoro è quella di Broglio Loriga et al. (1986;1990); in carta, la Formazione di Werfen è stata suddivisa in due unità, WER1 e WER2, la cui posizione stratigrafica è indicata sulla destra dello schema.*

La cartografia dei membri della Formazione di Werfen è certamente opportuna: il diverso carattere reologico dei singoli membri, infatti, rende importante la loro distinzione sia per le interpretazioni strutturali che per svariati aspetti di geologia applicata. Tale distinzione sarà possibile solo grazie ad ulteriori rilevamenti, che esulano dallo scopo di questo lavoro.

Sebbene non sia stato possibile cartografare i singoli membri, le osservazioni condotte nell’area sono sufficienti per fornirne una descrizione.

4.4.3.1. - Membro di Tesero (Permiano superiore, Changhsingiano) (**WER_1**)

Il Membro di Tesero è un orizzonte sottile costituito prevalentemente da *grainstone* oolitici ed oolitico-bioclastici chiari in strati di spessore decimetrico-metrico. Nell’area di San Martino lo spessore del Membro di Tesero è di 5 metri. Il limite inferiore è netto in paraconcordanza con la facies calcarea (facies “Badiota”) della Formazione a Bellerophon, mentre il limite superiore è graduale molto rapido con il Membro di Mazzin. Età: Changhsingiano (Permiano superiore) (Hongfu et al., 2001).

Le calcareniti del Membro di Tesero sono molto ricristallizzate, tanto da renderne spesso irriconoscibile la tessitura. La facies più caratteristica, costituita da *grainstone* oolitici chiari con ooliti molto piccole (<1 mm), è comunque facilmente identificabile. Localmente, è visibile una laminazione incrociata a scala decimetrica. Il contenuto paleontologico è costituito prevalentemente da faune permiane relitte, comunque troppo piccole per essere riconoscibili sul campione a mano.

Secondo Broglio Loriga et al. (1983; 1990), la deposizione di questo corpo oolitico, sottile ma lateralmente molto esteso, è da mettere in relazione con una rapida trasgressione. Analogamente, Neri (1991) e De Zanche et al. (1993), posizionano il Membro di Tesero alla base di un Transgressive Systems Tract (TST).

Lo spessore del Membro di Tesero aumenta verso ovest (Bosellini, 1964; Broglio Loriga et al., 1983), passando da 1-2 m nelle Dolomiti centro-orientali a un massimo di 10-30 m a Tesero in Val di Fiemme e in Valsugana nei dintorni di Trento. Lo spessore relativamente consistente (5 m) del Membro di Tesero nell’area di San Martino è coerente con la sua collocazione nelle Dolomiti occidentali.

Un affioramento completo di questo membro è osservabile appena a nord-est dell’abitato di San Martino di Castrozza, presso il ponte a quota 1510 m (Fig. 11).

4.4.3.2. - Membro di Mazzin (Changhsingiano - Induano) (**WER_1**)

Il Membro di Mazzin è costituito prevalentemente da calcari e calcari marnosi in strati e banchi da centimetrici a metrici, di colore grigio. In quest’area, ha uno spessore di 40 m circa. Il limite inferiore è graduale con il Membro di Tesero; il limite superiore è netto con il Membro di Andraz. Età: Changhsingiano

(Permiano superiore) - Induano (Triassico inferiore) (Hongfu et al., 2001).

Le litologie più caratteristiche sono calcari marnosi grigi in banchi fino a metrici, con nodularità pervasiva a scala sub-centimetrica (Fig. 13). Tale aspetto finemente nodulare è esclusivo di questo membro e costituisce un carattere diagnostico. Sono presenti anche interstrati marnosi, calcari micritici leggermente nodulari o con laminazione centimetrica, strati centimetrici di *packstone-grainstone* a bivalvi mal preservati.

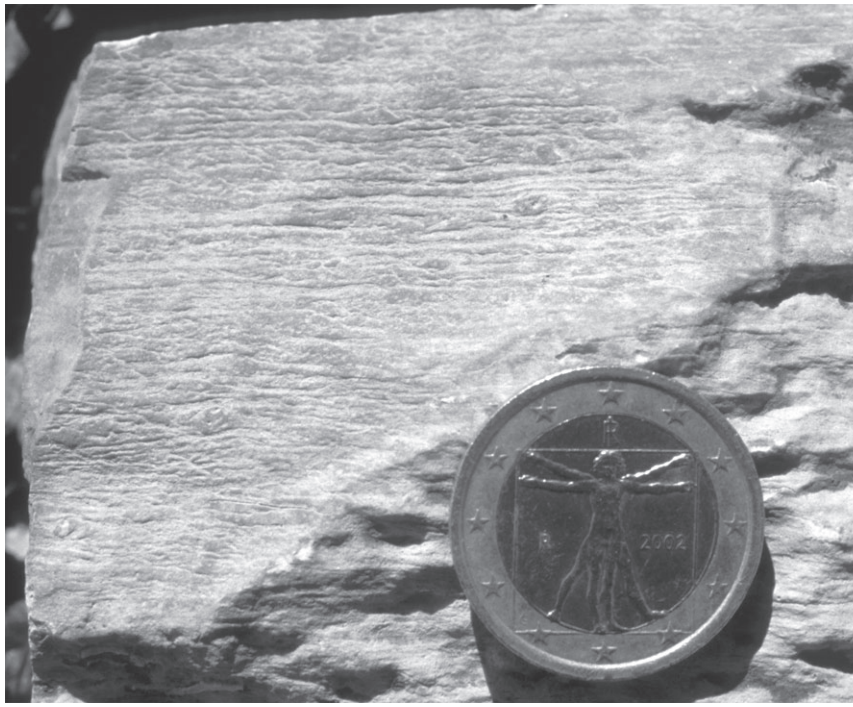


Fig. 13 - *Facies calcarea del Membro di Mazzin, con noduli millimetrici sparsi.*

Il contenuto paleontologico è abbondante ma poco differenziato. Sono comuni il bivalve *Claraia* gr. *wangi-griesbachi* e piccoli brachiopodi del genere *Lingula*. La fauna scarsamente differenziata della parte inferiore della formazione di Werfen è da attribuire al recupero ritardato, osservato a scala globale, dall'evento di estinzione Permo/Triassico (Twitchett, 1999; Payne et al., 2004). Analogamente, le tracce fossili nel Membro di Mazzin sono pressoché assenti e comunque molto semplici, fenomeno che pure è stato messo in relazione con un recupero ritardato dopo la crisi Permo/Triassica (Twitchett and Wignall, 1996).

Secondo Broglio Loriga et al. (1983; 1990), l'ambiente deposizionale preva-

lente di questo membro era quello di uno *shelf* al di sotto del livello normale di base d'onda (rampa mediana-esterna). Gli strati centimetrici di *coquina* a bivalvi rappresentano tempestiti.

L'affioramento più rappresentativo di questo membro si trova lungo il sentiero dei Finanzieri (segnavia CAI 712), ad una quota di ca. 1950 m sotto il Cimon della Pala, a pochi minuti da Malga Fosse di Sopra. Risalendo il ghiaione in questa località è possibile osservare una sequenza della formazione completa fino al Membro di Campil.

4.4.3.3. - Membro di Andraz (Triassico inferiore, Induano) (**WER_1**)

Si tratta di un intervallo spesso male affiorante, dello spessore di 25 m circa, che costituisce una cengia evidente sulle pareti (Fig. 14). I limiti inferiore e superiore sono entrambi netti. Età: Induano (Triassico inferiore) (Twitchett, 1999).

È costituito prevalentemente da argilliti e siltiti rosa-rossastre, con sottili intercalazioni di dolomie giallastre talora laminate, in strati centimetrici-decimetrici. Le strutture sedimentarie e le bioturbazioni osservate in questo membro da Broglio Loriga et al. (1983; 1990) non sono state riscontrate in quest'area, probabilmente anche per le cattive condizioni di affioramento. Inoltre, non è stato rilevato alcun contenuto paleontologico.

Il Membro di Andraz rappresenta in parte un ambiente deposizionale continentale, in particolare una piana alluvionale distale prossima alla costa, o un *mud-flat* sopratidale, in clima arido (Broglio Loriga et al., 1983).

Affioramenti del Membro di Andraz possono essere osservati lungo il sentiero dei Finanzieri sotto il Cimon della Pala, oppure lungo il torrente Cismon presso Passo Rolle, poco oltre il km 94 della Strada statale del Grappa.

4.4.3.4. - Membro di Siusi (Triassico inferiore, Induano) (**WER_1**)

Il Membro di Siusi è una unità litologica complessa, costituita prevalentemente da calcari e calcari marnosi grigio-verdastri fossiliferi e siltiti rosse. Lo spessore a Punta Rolle è di quasi 70 m (Broglio Loriga et al., 1990; Fig. 15). Il limite inferiore è netto sul Membro di Andraz, quello superiore è altrettanto netto con la base del Membro dell'Oolite a Gasteropodi. Età: Induano (Triassico inferiore) (Twitchett, 1999).

Questo membro comprende una grande varietà di litologie. Nella parte bassa (unità a e b in Broglio Loriga et al., 1990) prevalgono calcari micritici e calcari marnosi grigi poco bioturbati in strati e banchi decimetrici-metrici, con intercalazioni decimetriche di lumachelle a bivalvi, calcareniti oolitiche ed oolitico-bioclastiche grigie, giallastre o rossastre. Questi strati sono spesso caratterizzati da base ondulata ed erosiva, talora gradazione diretta, e possono mostrare strutture sedimentarie quali laminazione incrociata, laminazione *hummocky* e *ripple* da onda. Sono presenti anche calcari arenacei o siltosi laminati. La componente

silicoclastica aumenta verso l'alto e nella parte intermedia del membro (unità c in Broglio Loriga et al., 1990) è presente una alternanza tra siltiti verdastre e rosse e calcari micritici e marnosi grigio-verdastri. Continuano ad essere presenti calcareniti oolitiche ed oolitico-bioclastiche. Infine, la parte superiore del Membro di Siusi (unità d in Broglio Loriga et al., 1990) è costituita prevalentemente da siltiti ed areniti fini rosse con bioturbazioni isolate (*Diplocraterion* sp.), a cui sono intercalate calcareniti a bivalvi mal preservati, calcareniti oolitiche rosse e calcari dolomitizzati in strati decimetrici. Dalla parte alta del Membro di Siusi è presente inoltre la facies del "Conglomerato di Koken": conglomerati intraformazionali a clasti policromi, spesso appiattiti, di siltiti e calcari siltosi. La matrice del conglomerato è data da un *grainstone* oolitico-intraclastico rosso.

La fauna del Membro di Siusi è abbondante e caratteristica, seppure non molto differenziata. Sono tipici i bivalvi del genere *Claraia* (*Claraia clarai* (Emmrich), *Claraia aurita* (Hauer) e *Claraia dalpiazi* (Leonardi)), ma sono altrettanto comuni i bivalvi del genere *Unionites*. Le *Claraia* del Membro di Siusi sono di grandi dimensioni rispetto a quelle del gruppo *wangi-griesbachi*, sono abbondanti e costituiscono un carattere diagnostico del membro. La bioturbazione diventa più abbondante, sia in termini quantitativi che di diversità rispetto ai membri precedenti. Le ichnofacies rimangono comunque peculiari e relativamente povere, soprattutto per l'assenza di *Rhizocorallium*, *Ophiomorpha* e *Thalassinoides* (Twitchett e Wignall, 1996).

Gli ambienti deposizionali del Membro di Siusi variano da una rampa mediana nella parte bassa (le calcareniti a base erosiva sono infatti tempestiti), che passa ad una rampa mediana-interna con influenza terrigena fino ad una *shoreface* silicoclastica nella parte alta del membro. Il limite inferiore netto corrisponde probabilmente ad una superficie leggermente erosiva, indice di una rapida trasgressione (Broglio Loriga et al., 1990).

Un affioramento caratteristico della parte media-inferiore del Membro di Siusi è accessibile lungo la Strada statale del Grappa, a partire dal km. 94.3 ca. fino al bivio per Baita Segantini. Proseguendo per poche centinaia di metri verso Baita Segantini, la parte superiore del membro affiora al di sotto di una cascata evidente sulla destra.

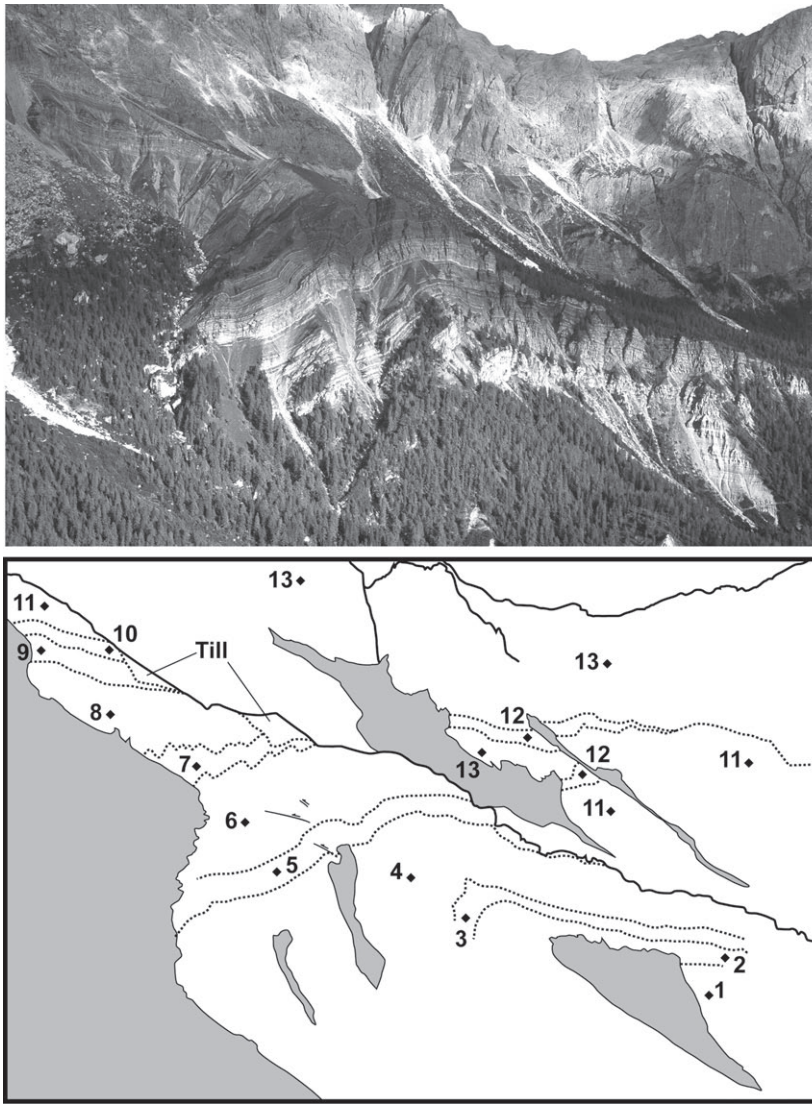


Fig. 14 - *Suddivisioni stratigrafiche osservabili sotto il Cimon della Pala (Crode Rosse). 1: Formazione a Bellerophon; 2: Membro di Tesero e Membro di Mazzin; 3: Membro di Andraz; 4: Membro di Siusi; 5: Membro dell’Oolite a Gasteropodi; 6: Membro di Campil; 7: Membro di Val Badia; 8: Membro di Cencenighe; 9: Membro di San Lucano; 10: Dolomia del Serla Inferiore; 11: Complesso Anisico Indifferenziato (Conglomerato di Richthofen, Calcare di Morbiac e Formazione del Contrin); 12: Formazione di Livinallongo; 13: Dolomia dello Sciliar. Sono particolarmente evidenti nella foto la cengia corrispondente al Membro di Andraz e la parete chiara del Membro dell’Oolite a Gasteropodi. L’anticlinale delle Crode Rosse deforma la successione werfeniana.*

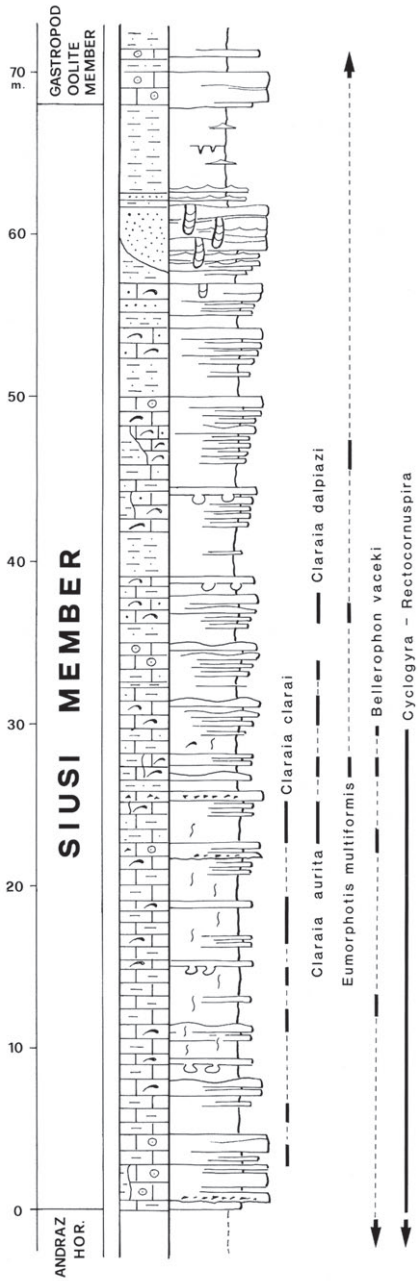


Fig. 15 - *Sezione stratigrafica del Membro di Siusi a Punta Rolle. Semplificato da Broglio Loriga et al. (1990).*

4.4.3.5. - Membro dell'Oolite a Gasteropodi (Triassico inferiore, Induano) (**WER$_1$**)

Il Membro dell'Oolite a Gasteropodi costituisce pareti evidenti alla base del gruppo delle Pale di San Martino, a partire da Punta Rolle fino a San Martino. Lo spessore di questo membro è di ca. 35 m. Il limite inferiore è netto sulle siltiti ed areniti fini rosse del Membro di Siusi, il limite superiore è graduale per alternanza in pochi metri con il Membro di Campil. Età: Induano (Triassico inferiore) (Twitchett, 1999).

Le litologie del Membro della Oolite a Gasteropodi sono molto simili a quelle della parte inferiore del Membro di Siusi: Calcari micritici e marnosi grigio-verdastri, calcareniti oolitiche e oolitico-bioclastiche rossastre a base ondulata (erosiva), calcari siltosi o arenacei laminati grigio-verdastri in strati decimetrici. Sono abbondanti strati decimetrici di "Conglomerato di Koken". Le strutture sedimentarie (*ripple* da onda e da interferenza, laminazione incrociata e *hummocky*) sono abbondanti nelle calcareniti. La bioturbazione è abbastanza frequente. Vista l'estrema somiglianza con le litologie del Membro di Siusi, il riconoscimento di questa unità è possibile soprattutto se se ne riconoscono i rapporti stratigrafici con le unità adiacenti.

I bivalvi del genere *Claraia* si estinguono prima che sia terminata la deposizione del Membro di Siusi, e

quindi sono assenti nel Membro dell’Oolite a Gasteropodi. I fossili più comuni sono bivalvi dei generi *Eumorphotis* ed *Unionites*, e *“Pleuromya” elongata* (Schlotheim). Sono inoltre caratteristici (ma non esclusivi) del membro micro-gasteropodi di dimensioni millimetriche, appartenenti ai generi *Coelostylina* e *Holopella*, che spesso costituiscono il nucleo di ooliti. Le tracce fossili sono simili a quelle del Membro di Siusi.

L’ambiente deposizionale di rampa mediana-interna ricalca quello del Membro di Siusi.

Il Membro dell’Oolite a Gasteropodi affiora abbondantemente ai piedi del gruppo delle Pale di San Martino, ed è facilmente riconoscibile a distanza per il suo rilievo morfologico. Una sezione completa del membro è visibile lungo la strada per Baita Segantini, poche centinaia di metri dopo il bivio con la Strada statale del Grappa, in corrispondenza di una cascata (Fig. 16). Altri affioramenti estesi e bene esposti costituiscono Punta Rolle.

Fig. 16 - *Affioramento di Oolite a Gasteropodi, cascata lungo la strada per Baita Segantini.*

4.4.3.6. - Membro di Campil (Triassico inferiore, Olenekiano) (**WER_2**)

Il Membro di Campil è caratteristico per la virtuale assenza di carbonati al suo interno, e per lo spiccato colore rosso visibile anche a distanza. Lo spessore è di 80-100 m, ma una misura precisa è difficile perché questo membro è ovunque tettonizzato ed interessato da duplicazioni. Il limite inferiore è per alternanza come

lo è quello superiore con il Membro di Val Badia. Età: Olenekiano (Triassico inferiore) (Twitchett, 1999).

Le litologie del membro sono argilliti, siltiti e areniti fini quarzose, sempre ricche di mica chiara, e caratterizzate da abbondanti strutture sedimentarie: *ripple* da onda (Fig. 17), da interferenza e da corrente, laminazione incrciata centimetrica-decimetrica e *hummocky*, laminazione trattiva piano-parallela, lobi di carico (Fig. 18). Caratteristiche sono ondulazioni più o meno regolari a scala subcentimetrica (*wrinckle structures*, Fig. 19). Le bioturbazioni sono invece scarse.

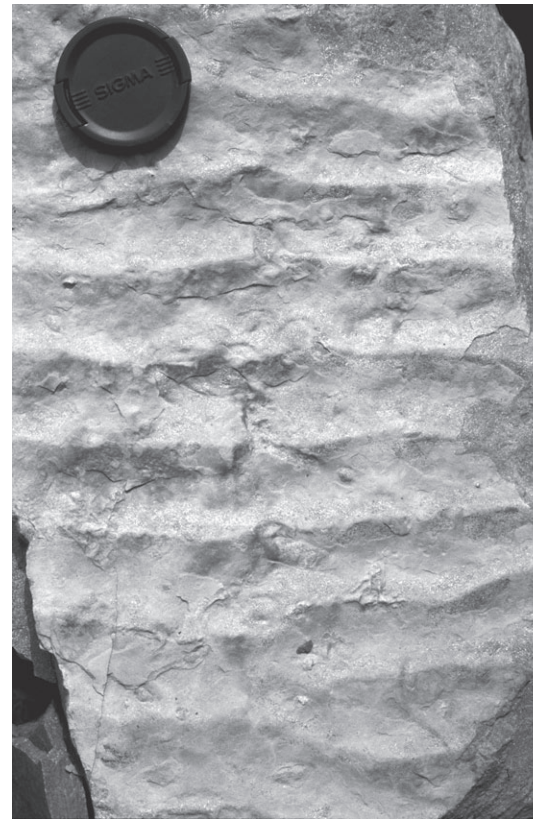


Fig. 17 - *Ripple da onda nel Membro di Campil.*

Il contenuto fossilifero del Membro di Campil è piuttosto scarso, costituito soprattutto da bivalvi mal preservati. Solamente *Unionites* spp. è relativamente comune. Sono invece caratteristiche le impronte di riposo di ofiuroidi *Asteriacites quinquefolius* Quenstedt ed *Asteriacites lumbricalis* von Schlotheim (Fig. 20).

L'ambiente deposizionale prevalente è di spiaggia sommersa (*shoreface - offshore*), sotto l'influenza del moto ondoso e delle tempeste (Broglio Loriga et al., 1990).

Il Membro di Campil affiora lungo tutto il margine orientale della Tavola, in modo più o meno completo e continuo.

Gli affioramenti più significativi sono quelli delle Crode Rosse ai piedi del Cimon della Pala, dove è esposta una successione sostanzialmente completa, seppure interessata da un treno di pieghe di età alpina.

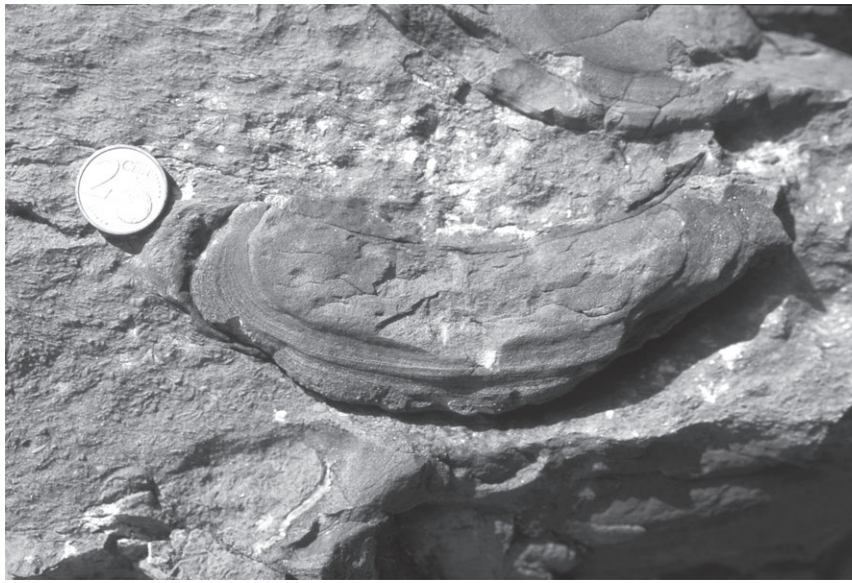


Fig. 18 - Lobo di carico isolato alla base di uno strato arenaceo del Membro di Campil presso Baita Segantini.

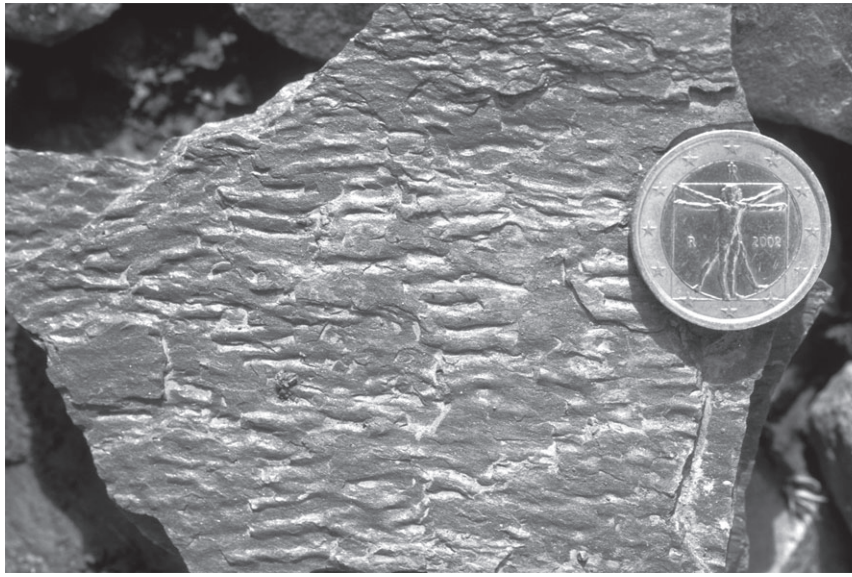


Fig. 19 - *Struttura wrinckle in facies siltose-argillose del Membro di Campil.*

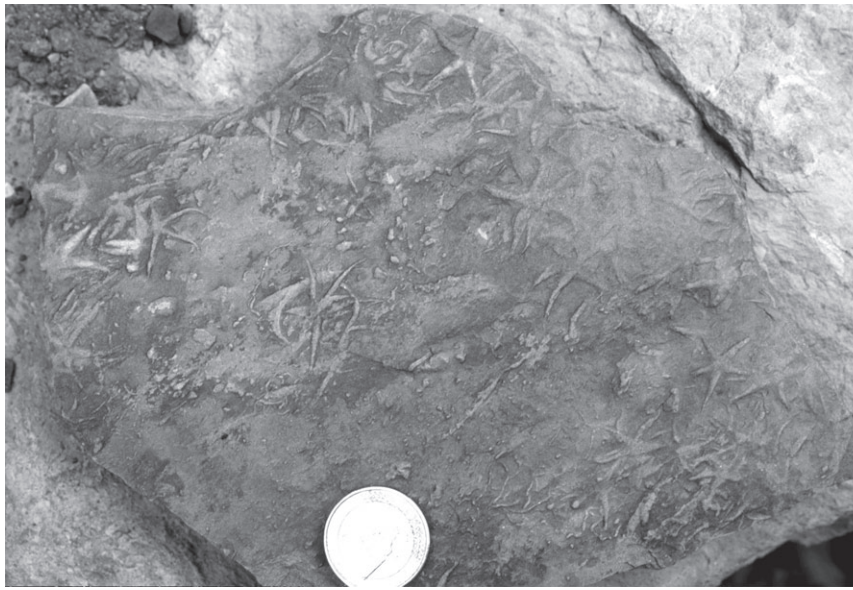


Fig. 20 - Asteriacites lumbricalis *von Schlotheim alla base di uno strato siltitico del Membro di Campil.*

4.4.3.7. - Membro di Val Badia (Triassico inferiore, Olenekiano) (**WER_2**)

È questo il membro più fossilifero della Formazione di Werfen. È una unità mista, prevalentemente carbonatica, dello spessore di ca. 40 m. Limiti inferiore e superiore graduali per alternanza. Si è convenuto di posizionare la base del Membro di Val Badia al primo banco carbonatico; in questo modo, la parte inferiore del membro viene a comprendere intervalli ultrametrici di peliti e siltiti rosso-violacee, simili alle facies più fini del sottostante Membro di Campil. Età: Olenekiano (Triassico inferiore) (Twitchett, 1999).

La litologia più caratteristica del membro sono banchi di spessore decimetrico-metrico di calcari siltosi nodulari grigio-verdastri, molto bioturbati e con fossili abbondanti. Sono presenti anche spesse calcareniti bioclastiche (*grainstone-packstone*) con scarsi granuli rivestiti, con laminazione incrociata a scala decimetrica, di colore grigio-giallastro, soprattutto nella parte bassa. Le bancate carbonatiche infine sono alternate a siltiti grigio-verdastre centimetriche - decimetriche. Meno comuni sono strati decimetrici di calcari siltosi con vaga laminazione piano-parallela.

Il Membro di Val Badia è caratterizzato da una fauna abbondante, comprendente soprattutto bivalvi, gasteropodi e cefalopodi. I fossili più caratteristici sono l'ammonoide *Tirolites cassianus* (Quenstedt) (Fig. 21), ed i gasteropodi *Natiria*

costata (Muenster) e *“Turbo” rectecostatus* Hauer (Fig. 22). Anche i bivalvi sono rappresentati da abbondanti individui con maggiore diversità rispetto ai membri sottostanti. In generale, il picco di diversità specifica della Formazione di Werfen è raggiunto nel Membro di Val Badia e nella parte inferiore del sovrastante Membro di Cencenighe (Fig. 23). Anche le tracce fossili diventano più diversificate e abbondanti.

Fig. 21 - Tirolites cassianus *(Quenstedt) nel Membro di Val Badia presso Capanna Cervino. Il diametro dell’esemplare è di circa 2.5 cm.*

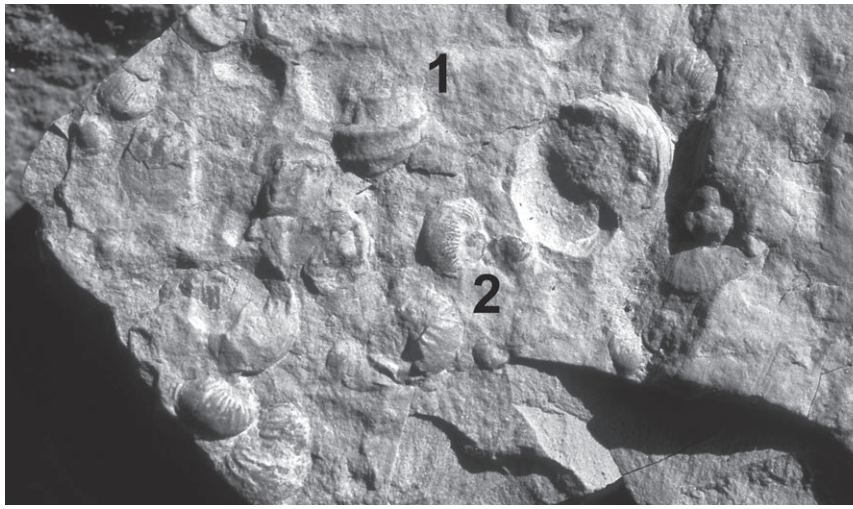


Fig. 22 - *Associazione a* "Turbo" rectecostatus *Hauer (1) e* Natiria costata *(Muenster) (2) in Calcari marnoso-siltosi del Membro di Val Badia, presso Capanna Cervino.*

La deposizione del Membro di Val Badia avviene alla massima profondità per la Formazione di Werfen. Le facies nodulari con cefalopodi rappresentano un ambiente di rampa esterna ben ossigenato. Nelle parti inferiore e superiore del membro, la presenza di strutture sedimentarie trattive indica ambienti a più alta energia, da collocare in rampa mediana o interna.

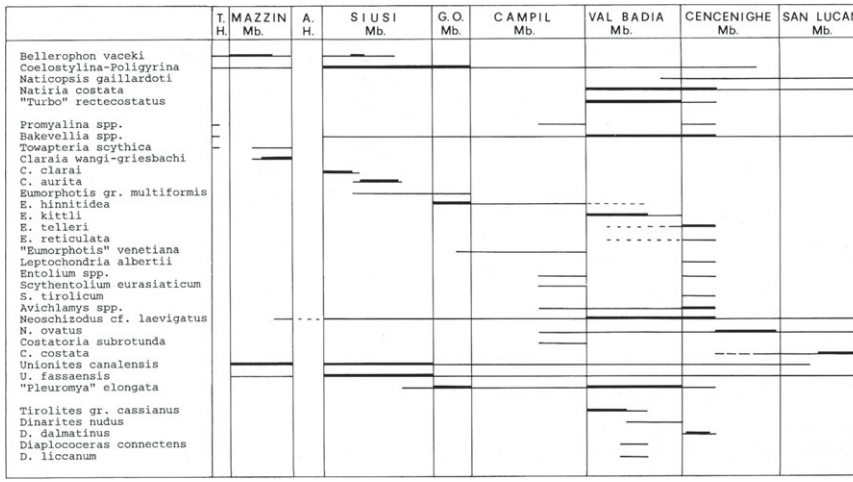


Fig. 23 - *Distribuzione stratigrafica dei molluschi (gasteropodi, bivalvi ed ammonoidi) nella Formazione di Werfen. Semplificato da Broglio Loriga et al. (1990).*

Gli affioramenti di questo membro non sono mai completi nell’area della Tavola. Un buon affioramento della parte bassa del membro è presente lungo la strada per Baita Segantini, in corrispondenza di un tornante poco oltre Capanna Cervino (Fig. 24).

Fig. 24 - *Affioramento della parte inferiore del Membro di Val Badia lungo la strada per Baita Segantini. Scala fornita dal martello sulla destra.*

4.4.3.8. - Membro di Cencenighe (Triassico inferiore, Olenekiano) (**WER_2**)

Si tratta di una potente successione prevalentemente carbonatica che affiora estesamente nell’area orientale della tavola, dove parte inferiore si presenta estremamente tettonizzata. Potenza ca. 80 m (Doglioni e Neri, 1988, ma una stima precisa è difficoltosa). Limite inferiore graduale per alternanza con il Membro di Val Badia; mentre quello limite superiore è netto con il membro di San Lucano, o netto ed erosivo con il Conglomerato di Richthofen o i Calcari di Morbiac (Complesso Anisico Indifferenziato). Età: Olenekiano (Triassico inferiore) (Twitchett, 1999).

La successione del Membro di Cencenighe inizia con calcari oolitici marnosi rossi talora vacuolari, molto erodibili, con faune mal preservate. Questa è la facies osservabile più facilmente, ma Doglioni e Neri (1988) segnalano alle Crode Rosse anche siltiti rosse e gessi laminati. La parte superiore del membro è costituita da *grainstone* oolitici, oolitico-bioclastici e più raramente encriniti in strati e banchi decimetrici-metrici, di colore rosato o giallastro, con evidente laminazione incrociata concava ed *herringbone* a scala decimetrica. Nella parte

sommitale le bancate calcarenitiche sono prevalentemente giallastre e dolomitizzate. Doglioni e Neri (1988) identificano notevoli variazioni laterali di spessore del membro nell'area della Tavola. Le nostre osservazioni però non confermano questa ricostruzione. Va osservato che le successioni illustrate da Doglioni e Neri sono coinvolte in movimenti gravitativi profondi di versante (Val Venegia) e possono includere elisioni tettoniche estensionali mesozoiche (Malga Fosse) o raddoppiamenti legati a pieghe e *thrust* alpini (Crode Rosse); sono pertanto poco adatte per uno studio stratigrafico di dettaglio.

La fauna del Membro di Cencenighe nell'area di studio è costituita principalmente da bivalvi non classificabili. L'ammonoide *Dinarites dalmatinus* (Hauer) è stato raccolto nella parte inferiore del membro. Le tracce fossili presenti sono meno comuni, ma altrettanto ben differenziate, che nel sottostante Membro di Val Badia.

L'ambiente deposizionale è di rampa carbonatica mediana-interna, con tendenza *shallowing*. In particolare, la parte superiore del membro rappresenta uno *shoal* oolitico a pelo d'acqua con forte influenza di correnti tidali (cf. Broglio Loriga et al., 1983).

La successione delle Crode Rosse è la più completa e meglio esposta dell'area, e sebbene sia di difficile accesso, è l'unica rappresentativa del Membro. Ampi affioramenti della parte superiore possono essere osservati lungo il sentiero dei Finanzieri, al Rio Marmol.

4.4.3.9. - Membro di San Lucano (**WER_2**)

L'ultimo membro della Formazione di Werfen è prevalentemente terrigeno, varicolore, è presente solamente dove la superficie erosiva sovrastante non lo ha completamente eliso. Ha uno spessore di ca. 40 m. Il limite inferiore è netto con il Membro di Cencenighe, quello superiore è graduale per alternanza in pochi metri con la Dolomia del Serla Inferiore, oppure netto erosivo con il Conglomerato di Richthofen.

È costituito prevalentemente da siltiti ed areniti fini rosse, grigie o violette, con abbondanti strutture sedimentarie e molto bioturbate (Fig. 25), e subordinate peliti. Sono presenti strati fino a metrici di dolomie afanitiche grigie, giallastre per alterazione, talora bioturbate o vagamente laminate. Le strutture sedimentarie più comuni sono laminazioni piano parallele e a basso angolo, *flaser*, *wavy* e *lenticular bedding* e *ripple* asimmetrici. Broglio Loriga et al. (1990) segnalano abbondanti fratture di dissecamento nella parte alta del membro in Valle Averta (Val di Fiemme).

Il contenuto faunistico è molto scarso, ma sono abbondanti e caratteristiche le tracce fossili. In particolare, nel Membro di San Lucano compare *Rhizocorallium*, e sono abbondanti *Skolithos* e *Diplocraterion*.

L'ambiente deposizionale è di spiaggia prevalentemente sommersa (*shoreface*) caratterizzata da forte apporto terrigeno. La parte alta del membro rappresenta probabilmente una piana alluvionale distale o *mud-flat* costiera.

L’affioramento più rappresentativo del membro è al Rio Marmol, lungo il sentiero dei Finanzieri, ai piedi del Cimon della Pala.

Fig. 25 - *Bioturbazione in areniti fini del Membro di San Lucano (Rio Marmol).*

4.4.4. - Dolomia del Serla Inferiore (?Olenekiano – Aegeano) (**SLI**)

Questa unità è presente localmente, dove non sia stata elisa dalla superficie erosiva sovrastante. Il limite inferiore è per alternanza con la Formazione di Werfen, il limite superiore sempre netto erosivo con il Conglomerato di Richthofen o i Calcari di Morbiac. Spessore da 0 a 20 m. Età: ?Olenekiano - Aegeano (Anisico) (Broglio Loriga et al., 1990; De Zanche et al., 1993).

Le litologie di questa unità sono spesso evidenti anche da una certa distanza per il colore bianco. Si tratta prevalentemente di dolomie afanitiche bianche o bianco-giallastre, talora con laminazioni algali (stromatoliti) e *fenestrae* planari, di spessore decimetrico, e orizzonti di brecciole intraclastiche. Le successioni sono organizzate in cicli peritidali di spessore metrico.

Non è stato osservato alcun contenuto faunistico nell’area di studio, se si eccettuano le laminiti algali.

L’ambiente deposizionale è di laguna costiera - piana tidale e sopratidale, a limitato apporto terrigeno.

L’affioramento più significativo, seppure di difficile accesso, è al Rio Marmol, lungo il sentiero dei Finanzieri, ai piedi del Cimon della Pala.

4.4.5. - COMPLESSO ANISICO INDIFFERENZIATO (UAI)

Le successioni anisiche delle Dolomiti sono caratterizzate dalla ripetuta sovrapposizione di conglomerati, calcari marini bioturbati trasgressivi e dolomie di piattaforma carbonatica. Ognuna di queste ripetizioni rappresenta una sequenza deposizionale spesso a base erosiva (De Zanche et al., 1993), sicché alcune sequenze deposizionali possono, localmente, essere completamente assenti perché elise dalla base erosiva delle sequenze sovrastanti. Nell'area di San Martino di Castrozza è presente solamente la terza e ultima di queste sequenze, rappresentata dal Conglomerato di Richthofen, dal Calcare di Morbiac e da unità corrispondenti alla Formazione del Contrin. Soprattutto le prime due unità litostratigrafiche sono molto discontinue o estremamente sottili (non cartografabili), e sono state pertanto accorpate assieme alla Formazione del Contrin nel "Complesso Anisico Indifferenziato". Le tre unità litostratigrafiche sono qui descritte singolarmente.

4.4.5.1. - Conglomerato di Richthofen (Illirico)

Comprende le seguenti litologie: (1) conglomerati a ciottoli carbonatici bianchi, grigi o giallastri derivanti dallo smantellamento della Dolomia del Serla Inferiore. (2) Siltiti rossastre e grigiastre. I conglomerati sono talora organizzati in strati decimetrici-metrici a inclinazione primaria all'interno di barre di meandro (es., Rio Marmol). Non sono mai stati osservati resti fossili. Il limite inferiore è netto ed erosivo, limite superiore graduale con il Calcare di Morbiac. Nel complesso il Conglomerato di Richthofen ha uno spessore variabile di ~0 - 20 m. Età: Illirico (Anisico, Triassico Medio).

L'ambiente deposizionale è continentale, di piana alluvionale con fiumi a meandri. I conglomerati a ciottoli carbonatici rappresentano il riempimento di aste fluviali, mentre la piana di esondazione è rappresentata dalle siltiti grigie e rossastre. Questa organizzazione è particolarmente evidente nella sezione di Rio Marmol (Fig. 26), seppure deformata dalla piega sinclinale a cerniera tonda alla base del Cimon della Pala.

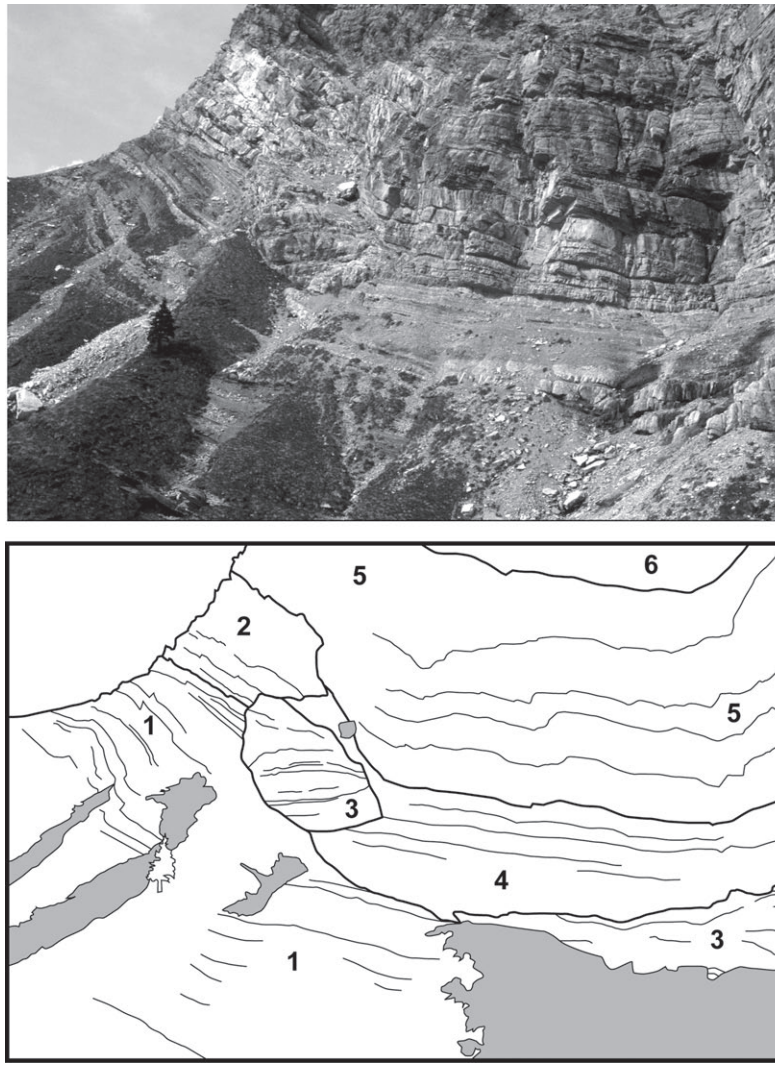


Fig. 26 - *Base del Complesso Anisico Indifferenziato al Rio Marmol. 1: Membro di San Lucano; 2: Dolomia del Serla Inferiore; 3: Facies di asta fluviale (conglomerati con ciottoli embriciati e stratificazione inclinata) del Conglomerato di Richthofen; 4: Facies di piana alluvionale (areniti fini e siltiti) del Conglomerato di Richthofen; 5: Calcare di Morbiac; 6: Formazione del Contrin, facies inferiore (Dolomie scure fetide ben stratificate). L’origine fluviale del Conglomerato di Richthofen è chiara nel deposito di asta fluviale (3) situato sulla sinistra della fotografia, con base concava, tetto piatto e stratificazione con inclinazione primaria, che rappresenta una barra di meandro. L’intero affioramento rappresenta il riempimento di una valle incisa, la Dolomia del Serla Inferiore è preservata dall’erosione solamente in posizioni marginali rispetto all’asse vallivo (sinistra in fotografia). La successione è deformata nella sinclinale del Cimon della Pala.*

4.4.5.2 - Calcare di Morbiac (Illirico)

Questa unità è rappresentata nell'area soprattutto da calcari grigi marnosi o siltosi, con fiamme giallastre se alterati, nodulari, molto bioturbati, in pacchi metrici di strati centimetrici-decimetrici. Al Rio Marmol sono presenti, nella parte inferiore, anche calcari siltosi in banchi metrici con laminazione centimetrica a lamine ondulate, talora di origine algale (Fig. 27). Alcune lamine sono tuttavia trattive a base erosiva. Limite inferiore graduale in circa un metro con il Conglomerato di Richthofen, oppure netto ed erosivo. Limite superiore graduale per alternanza con la Formazione del Contrin. Lo spessore è variabile da pochi metri a 20 m ca. Età: Illirico (Anisico, Triassico Medio).

Il contenuto fossilifero macroscopico è scarso, e consiste di rari bivalvi e frammenti di echinoderma. In sezione sottile sono abbondanti foraminiferi aragonitici ricristallizzati.

Fig. 27 - *Laminazione del Calcare di Morbiac al Rio Marmol. Mentre alcune lamine sono chiaramente di origine trattiva (es. la lamina centimetrica chiara in alto nella foto), le lamine ondulate scure sono di composizione micritica e probabile origine algale.*

La deposizione di questa unità è avvenuta in ambiente marino costantemente subtidale, con apporto terrigeno distale ma non trascurabile. Le lamine a base erosiva osservate a Rio Marmol possono essere attribuite ad apporti fluviali distali in ambiente di prodelta, a dimostrazione che il Calcare di Morbiac

è in rapporto di eteropia con i depositi fluviali del Conglomerato di Richthofen.

Anche per questa unità il Rio Marmol (sentiero dei Finanzieri, ai piedi del Cimon della Pala) è la località con gli affioramenti più significativi (Fig. 28).

Fig. 28 - *Affioramento di Calcare di Morbiac presso Rio Marmol.*

4.4.5.3. - Formazione del Contrin (Illirico)

È rappresentata da una potente successione di dolomie affiorante alla base del gruppo delle Pale di San Martino. Le facies presenti in quest’area sono talora distinte da quelle classiche descritte per questa formazione. Il limite inferiore è graduale in circa un metro con il Calcare di Morbiac. Il limite superiore è paraconcordante netto con la Formazione di Livinallongo o con la Dolomia dello Sciliar. Lo spessore è di ca. 150 m. Età: Illirico (Anisico, Triassico medio).

La Formazione del Contrin è presente in due facies distinte.

La porzione inferiore della formazione è costituita da dolomie cristalline da grigie a grigio scure, fetide, in strati decimetrici - metrici, con giunti ondulati (Fig. 29). Si osserva una bioturbazione diffusa, che conferisce alle rocce un aspetto vagamente nodulare. Sono comuni letti (accumuli trasportati) di alghe

dasycladaceae in frammenti di lunghezza centimetrica, fossilizzate come impronte esterne. Verso l'alto, gli strati diventano via via più spessi e il colore via via più chiaro, si ha perciò un passaggio estremamente graduale alla facies successiva. La porzione superiore della formazione è costituita da dolomie cristalline massive con rare impronte o fantasmi di alghe dasycladaceae.

Il contenuto fossilifero osservabile in campagna è costituito da talli di alghe dasycladaceae, in particolare *Diplopora* spp.

La Formazione di Contrin rappresenta un banco carbonatico di mare basso, comunque in zona fotica, subtidale. La facies inferiore mostra somiglianze con la Formazione di Moena (Masetti e Neri, 1980), una successione di dolomie scure che riempie piccoli bacini anossici intrapiattaforma, delimitati da faglie sinsedimentarie all'interno della Formazione del Contrin. La facies presente in quest'area non può tuttavia essere attribuita alla Formazione di Moena, in quanto mostra chiari rapporti di eteropia sia con il Calcare di Morbiac che con la facies superiore della Formazione del Contrin, e non rappresenta perciò un bacino ristretto delimitato da faglie. Inoltre, a differenza della Formazione di Moena, è caratterizzata da abbondante flora parautoctona e bioturbazione, caratteristiche non presenti nella Formazione di Moena e che indicano un ambiente ossigenato. Masetti e Trombetta (1998) riconoscono questa facies al Monte Castellazzo, subito a nord della Tavola San Martino di Castrozza, ma apparentemente sono incerti sulla sua attribuzione al Calcare di Morbiac piuttosto che alla Formazione del Contrin (Fig. 5 in Masetti e Trombetta, 1998). Qui si preferisce assegnare la facies alla Formazione del Contrin per la sua natura litologica (è una dolomia) e per il passaggio estre-

Fig. 29 - *Dolomie stratificate scure con alghe dasycladaceae della Formazione del Contrin, facies inferiore, sotto il ghiacciaio del Travignolo. La scala è data dal martello in alto a destra.*

mamente graduale, e perciò difficilmente cartografabile, con la facies massiva della Formazione di Contrin. Tale transizione estremamente graduale indica peraltro la similarità di ambiente sedimentario.

Gli affioramenti più significativi della Formazione del Contrin si trovano alla testata della Val Venegia, subito a valle del Ghiacciaio del Travignolo. Il limite inferiore può essere osservato, seppure con difficoltà, al Rio Marmol.

4.4.6. - Formazione di Livinallongo (Illirico - ?Fassanico) (**LVN**)

Questa unità è stata osservata solo in affioramenti di estensione limitata presso Col Verde, a Est di San Martino di Castrozza. Si tratta della unità bacinale eteropica alla Dolomia dello Sciliar. Limite inferiore paraconcordante netto con la facies superiore massiva della Formazione del Contrin, limite superiore eteropico con la Dolomia dello Sciliar. Spessore da 0 a 100 m ca nell'area delle Pale di San Martino - Mulaz. Età: Illirico (Anisico superiore) - ? Fassanico (Ladinico inferiore).

Altrove nelle Dolomiti la Formazione di Livinallongo può comprendere anche parte del Longobardico (Ladinico superiore) (De Zanche et al., 1993).

Tradizionalmente, la Formazione di Livinallongo è divisa in tre membri: *Plattenkalke* (calcari selciferi neri laminati), *Knollenkalke* (calcari nodulari grigio-verdastri con noduli di selce, a radiolari e bivalvi a guscio sottile), *Bänderkalke* (calcari micritici o calcareniti spesso in torbiditi, a stratificazione piano-parallela, con liste di selce). In tutta la formazione sono intercalati orizzonti di rocce piroclastiche primarie o rimaneggiate, verdi per alterazione (pietra verde), di spessore da meno di un centimetro a molti metri, e granulometria da pelitica ad arenacea. Presso Col Verde, sono presenti solamente i membri del *Plattenkalke* e del *Knollenkalke*, contenenti abbondanti intercalazioni piroclastiche. Non sono segnalati macrofossili, ma è possibile riconoscere radiolari e bivalvi a guscio sottile anche solo esaminando la roccia con la lente.

In termini di ambiente deposizionale, la Formazione di Livinallongo rappresenta un bacino profondo fino al migliaio di metri circa, sottoalimentato.

4.4.7. - Dolomia dello Sciliar (**SCI**)

La maggior parte delle Pale di San Martino è costituita dalla Dolomia dello Sciliar. Si tratta di una dolomia cristallina grigio chiaro, quasi bianca, massiva o talvolta con clinostratificazione (es. al Mulaz, oppure Croda della Pala) (Bosellini, 1984; Zampieri, 1989). Il limite inferiore è eteropico con la Formazione di Livinallongo, oppure paraconcordante netto con la facies massiva della Formazione del Contrin; il limite superiore non è esposto. Lo spessore nell'area della carta raggiunge i 600 m circa.

La Dolomia dello Sciliar rappresenta facies di *slope* (scarpata sottomarina) di piattaforme carbonatiche ad alto rilievo morfologico, probabilmente di tipo *mud-mound* (e.g., Schlager, 2003). Sull'altopiano della Rosetta (porzione sud-orientale della tavola) è presente una facies locale costituita da dolomie in strati decimetrici - metrici con stromatoliti, *fenestrae* planari, brecciole intraclastiche (Dolomia della Rosetta in Leonardi, 1968). Questa litologia rappresenta una facies di laguna interna, che riteniamo più razionale cartografare assieme alle facies di *slope* sotto il termine unico di Dolomia dello Sciliar (cf. De Zanche et al., 1993).

4.5. - CORPI FILONIANI MEDIO-TRIASSICI
(M. Massironi, D. Visonà)

4.5.1. - Filoni Basici (ladinico-fassanico) (**fl**)

All'interno della Tavola si rinvengono filoni discordanti a composizione trachibasaltica e trachiandesitica correlabili al vulcanesimo medio-triassico. Essi, infatti, tagliano tutte le unità affioranti dalle filladi del basamento, alle ignimbriti del distretto vulcanico atesino, alle serie sedimentarie permo-triassiche. Sono di colore da verde scuro a grigio-nero ed hanno spessori che raggiungono anche i 2-3 metri. I maggiori presentano al nucleo struttura porfirica caratterizzata da fenocristalli di pirosseno immersi in una matrice da micro-cristallina ad afanitica. In genere assumono direzione da N-S a NNO-SSE avvalorando la correlazione con il complesso di Predazzo. A causa delle successive defomazioni tardo mesozoiche ed alpine, alcuni filoni sono fagliati, presentano salbande variamente riattivate o sono debolmente piegati (e.g. filone di P. Rolle).

Al microscopio la massa di fondo microcristallina appare composta da plagioclasio con pirosseno interstiziale, talora con netta prevalenza del plagioclasio. La tessitura localmente può diventare fluidale, con i fenocristalli "avvolti" dalla pasta di fondo. Plagioclasio e pirosseno verde pallido, in proporzioni molto variabili, sono i fenocristalli più frequenti ma può essere presente anche olivina, sempre alterata in serpentino (Fig. 30).

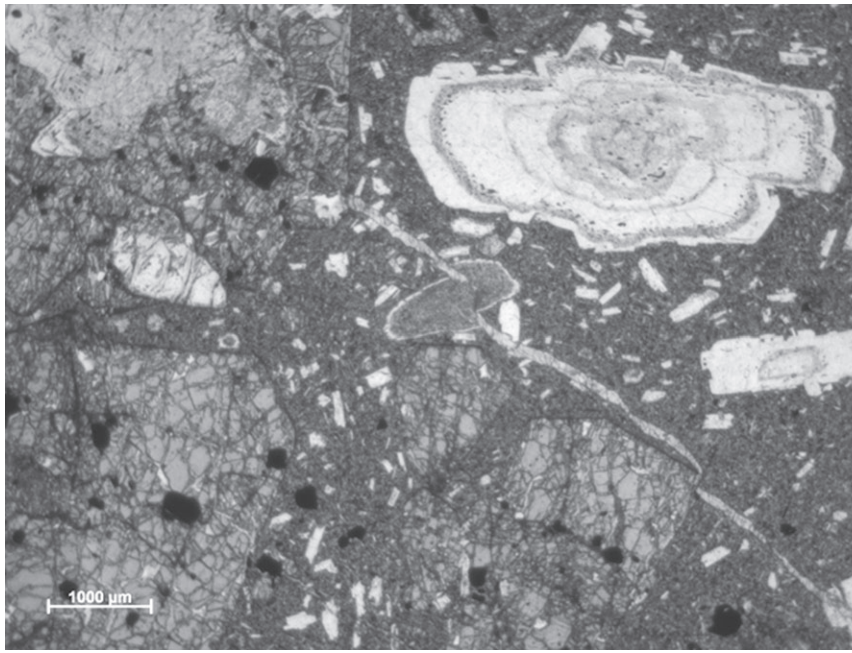


Fig. 30 - *Sezione sottile di trachibasalto triassico. I fenocristalli di pirosseno (rilievo elevato) e plagioclasio (spesso zonati e con tipici bordi ad anse) sono immersi in una massa di fondo microcristallina di plagioclasio e pirosseno interstiziale. I minerali opachi sono costituiti da magnetite.*

5. - FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE
(G. Monegato, N. Surian)

I depositi continentali di età quaternaria presenti nella Tavola “San Martino di Castrozza” sono stati cartografati secondo le loro caratteristiche litologiche e il processo genetico che li ha formati. Si è preferito non dare indicazioni per quanto riguarda l’età dei depositi tranne che per quelli di origine glaciale, legati all’Ultimo Massimo Glaciale (UMG), per i quali è riportato uno schema dei rapporti stratigrafici (Fig. 31). I depositi di età più antica dell’UMG sono stati descritti con criterio litostratigrafico.

I depositi quaternari sono distribuiti in tutte le fasce altimetriche ma raggiungono spessori decametrici solo nei fondovalle dei principali assi di drenaggio: la valle del Travignolo, la val Cismon, e la valle del Vanoi. Lungo i versanti fino a circa 2000 m di quota lo spessore è variabile a seconda della situazione geomorfologica e del tipo di substrato affiorante. Al di sopra dei 2000 m il substrato è spesso affiorante, fanno eccezione le basi delle pareti dei Lagorai e delle Pale di San Martino dove sono presenti potenti falde detritiche.

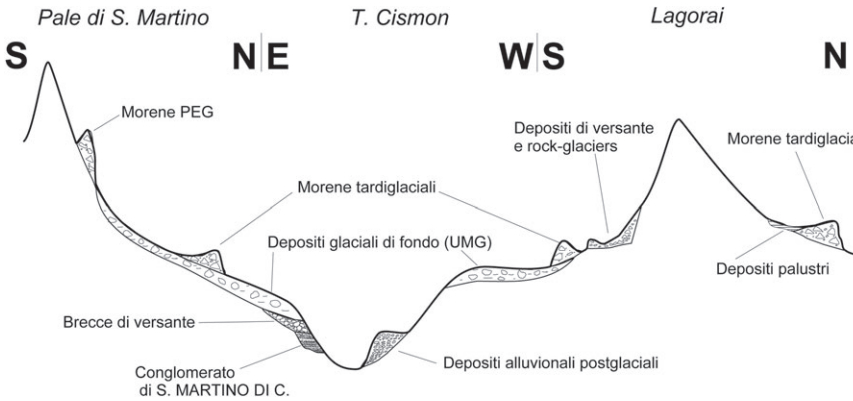


Fig. 31 - *Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità della copertura quaternaria.*

L'azione di modellamento da parte dei ghiacciai ha determinato l'accumulo lungo i versanti e nei fondovalle di potenti successioni di depositi glaciali che sono state soggette a rimodellamento ed incisione durante la fase postglaciale.

La netta separazione litostratigrafica tra il settore occidentale della tavola, dove affiorano prevalentemente litotipi metamorfici e vulcanici, e quello orientale, dove predominano le rocce sedimentarie, si riflette anche sul tipo di depositi affioranti. In particolare nell'area di affioramento del basamento metamorfico sono molto abbondanti le coltri eluvio-colluviali, rappresentati dalle aree di subaffioramento, mentre sono meno abbondanti i depositi di versante. Dove affiorano i litotipi vulcanici e sedimentari sono invece più abbondanti i depositi di versante e le falde detritiche.

Gli affioramenti di depositi quaternari più importanti ed estesi si trovano lungo le scarpate di erosione delle incisioni fluviali nelle valli principali ed in quelle tributarie e vengono, messi in luce dall'azione erosiva dei corsi d'acqua o da quella gravitativa. Alcuni affioramenti sono stati rinvenuti in corrispondenza di scavi e tagli antropici.

5.1. - DEPOSITI PRECEDENTI L'ULTIMO MASSIMO GLACIALE (**UMG**)

5.1.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI PRE-UMG - CONGLOMERATO DI SAN MARTINO DI CASTROZZA (**ca_4**)

Affiora in sinistra idrografica del T. Cismon ed è visibile lungo la strada che da San Martino di Castrozza porta a Malga Civertaghe, presso Villa Savoia (q. 1384 m). Sono presenti degli affioramenti anche in Valle della Vecia, circa a q. 1250 m.

Si tratta di conglomerati ben cementati, a cemento calcitico, da mal classati a classati, a stratificazione grossolana suborizzontale; la tessitura è prevalentemente a supporto di clasti. Questi ultimi sono costituiti da clasti da subangolosi a subarrotondati, poligenici riflettono la composizione dell'alto bacino del Cismon, ed hanno dimensioni massime attorno ai 30 cm. Lo spessore conservato del deposito è stimabile attorno ai 10 m.

Si tratta verosimilmente di depositi alluvionali legati ad una fase di aggradazione dell'alveo del Cismon anche se non ci sono elementi per stabilirne la causa.

Il deposito è attribuibile al Pleistocene medio-superiore per il grado di cementazione ed i rapporti stratigrafici con i depositi glaciali dell'UMG, che vi poggiano sopra. La superficie di appoggio basale è erosiva nei confronti del substrato pre-quaternario, la superficie limite sommitale è pure di tipo erosivo.

In sinistra idrografica del T. Cismon non distinti dai conglomerati di San Martino, sono presenti corpi di breccia, come già segnalato da Castiglioni (1939).

Si tratta di *diamicton* caotici, a clasti angolosi monogenici, ben cementati, a cemento calcitico, con tessitura parzialmente aperta. Presentano all'interno bloc-

chi di diametro superiore al metro. Lo spessore dei depositi è variabile da alcuni metri ad una ventina di metri.

Si tratta di depositi di antiche frane che si sono staccate dalle pareti occidentali delle Pale di San Martino. I rapporti di questi corpi con il Conglomerato di San Martino di Castrozza non sono visibili in affioramento, ma data la contiguità non si può escludere che i due depositi siano localmente eteropici.

5.2. - DEPOSITI RELATIVI ALL’ULTIMO MASSIMO GLACIALE-TARDIGLACIALE

Sono compresi tutti i depositi attribuiti alla sedimentazione glaciale e paraglaciale avvenuta durante l’UMG (Ultimo Massimo Glaciale) nell’area in esame. L’estensione temporale dell’UMG in questo settore è probabilmente tra 29,000 e 14,000 anni ^{14}C BP (Preusser, 2004; Pellegrini et al., 2005) anche se non sono state effettuate datazioni radiometriche nell’area cartografata per mancanza di resti organici.

L’UMG era caratterizzato dalla presenza di numerose lingue glaciali che si generavano da tutti i massicci montuosi e che confluivano all’interno dei ghiacciai delle valli principali, ossia in quelli del Vanoi, Cismon e Travignolo. I primi due confluivano a valle nel ghiacciaio del Brenta ed in parte in quello del Piave, mentre il terzo confluiva nel ghiacciaio atesino.

Durante la fase di massima espansione questi ghiacciai hanno raggiunto spessori presumibilmente superiori agli 800 m; durante questa fase il ghiacciaio del Cismon transfluiva nella Valsorda. In molte aree del bacino montano presenti in carta le tracce dell’espansione glaciale non sono date solo dai depositi ma anche dalle forme di erosione glaciale: rocce levigate, striate e montonate si rinvengono in tutti i settori rilevati, in modo particolare sul versante settentrionale dei Lagorai dove l’assenza di vegetazione ha permesso la buona conservazione di queste forme.

Con il miglioramento climatico e il conseguente innalzamento del limite delle nevi si ha il progressivo ritiro della massa glaciale. L’accumulo detritico frontale e laterale alle correnti ghiacciate rimane all’interno della valle dove sono presenti morene laterali lungo i versanti in posizione sempre più prossimale alla linea di equilibrio delle nevi, che separa la zona di accumulo della neve e la zona d’ablazione del ghiacciaio. Queste morene interne, specialmente quelle ubicate nei fondovalle testimoniano delle fasi di breve avanzata dei ghiacciai durante la generale fase di ritiro. A causa del differente comportamento dei ghiacciai a seconda dell’esposizione e altezza della zona d’accumulo, nonché dello stato di conservazione dei relativi depositi, si è preferito non utilizzare lo schema degli stadiali tardiglaciali (Castiglioni, 1964; Maisch, 2001). Durante la fase tardiglaciale si è avuta anche la formazione di numerosi laghi di sbarramento glaciale, alcuni dei quali tuttora presenti nell’area.

5.2.1. - DEPOSITI GLACIALI (*TILL*) (gl_3-$gl3_a$)

Questi depositi sono distribuiti in tutta l'area della Tavola "San Martino di Castrozza" con spessori variabili e caratteri sedimentologici diversi a seconda del settore preso in esame.

I depositi glaciali sono generalmente costituiti da *diamicton* massivo eterogeneo, con tessitura prevalente a supporto di matrice, la matrice è siltoso-sabbiosa; l'addensamento è variabile da molto addensato per i depositi glaciali di fondo a mediamente addensato per i *till* d'ablazione.

I clasti sono di dimensioni variabili dai granuli ai blocchi, che sono da subangolosi a subarrotondati; numerosi sono i clasti striati e sfaccettati e nei depositi glaciali di fondo, dove diventano più frequenti, i clasti sono spesso anche levigati e con profilo a ferro da stiro. Nei depositi delle valli del Cismon e del Travignolo sono rappresentati litologicamente tutte le unità affioranti nell'area, i clasti sono costituiti in prevalenza da carbonati, porfidi e arenarie-siltiti permo-triassiche, in percentuale minore sono i clasti metamorfici (filladi) e le vulcaniti triassiche.

Nella porzione sud-occidentale della carta, nella Valsorda e nella valle del Vanoi, sono presenti quasi esclusivamente litologie vulcaniche e cristalline. Nel ramo dell'alta Valsorda, bacino costituito esclusivamente da basamento metamorfico, i depositi glaciali contengono clasti di vulcaniti atesine provenienti dalla transfluenza del ghiacciaio dell'alta val Cismon per il passo della Tognola durante la fase di massima espansione.

Nei valloni presenti nel versante nord della Catena del Lagorai, nel settore nord-occidentale della Tavola, i depositi glaciali sono costituiti esclusivamente da clasti di porfido.

Gli accumuli di massi sparsi e ricoperti di vegetazione lungo i versanti vallivi della parte occidentale della Tavola, come ad esempio il versante nord-occidentale di Cima Valsorda o nei valloni dei Lagorai, sono stati classificati come depositi glaciali di ablazione. Tuttavia la loro origine non è sempre chiara in quanto potrebbero anche essere massi di trasporto torrentizio o gravitativo; la monogenicità del substrato affiorante e dei depositi non permette di stabilirne chiaramente la genesi in assenza di altri elementi.

La potenza dei depositi glaciali è molto variabile, da alcune decine di centimetri ad alcune decine di metri. Gli spessori maggiori si hanno lungo i corsi d'acqua principali, in particolare lungo il torrente Cismon ed i suoi affluenti sono presenti numerosi affioramenti di depositi glaciali legati a morene laterali (Val di Roda, Valle de la Vecia, Val Male, Valcigolera). I depositi glaciali di fondo legati alla massima espansione e situati nelle aree rilevate e subpianeggianti (Passo Rolle, Passo della Tognola, Forcella di Calaita) sono generalmente poco potenti, spesso si rinvengono sul substrato roccioso striato dall'esarazione glaciale (Valsorda, Passo Rolle).

Il limite inferiore di questi depositi è di tipo erosivo ed è netto sul substrato roccioso

o sulle unità quaternarie più antiche dell'UMG. Il limite superiore con i depositi delle morene tardiglaciali o con i depositi fluvioglaciali o postglaciali è quasi sempre netto.

I depositi glaciali della fase tardiglaciale sono costituiti essenzialmente da *till* di ablazione, essi formano delle morene alte anche alcune decine di metri e situate all'interno delle valli a quote diverse o lungo i fondovalle. Sono ben distinguibili nel versante nord dei Lagorai presso Malga Colbricon e allo sbocco dei valloni, dove formano dei piccoli anfiteatri, che hanno in alcuni casi sbarrato la valle dando luogo a dei bacini lacustri. Tra questi l'esempio più suggestivo è il lago di Calaita. Nel versante sud dei Lagorai sono presenti soprattutto nel settore sud orientale (valle del Rio Brenzela). Lungo la valle del Cismon si osservano sia in sinistra, presso Malga Civertaghe e sulla cresta delle Crode Rosse, sia in destra, presso Malga Tognazza e nella conca del Lago di Calaita. Nel settore sud occidentale della Tavola sono presenti degli argini morenici alla testata della Valsorda in località Busa della forcella. Infine sono presenti depositi glaciali tardiglaciali nell'alta valle del Travignolo, ben visibili perché tagliati dalla strada della Val Venegia.

5.2.2. - DEPOSITI DI CONTATTO GLACIALE E GLACIOLACUSTRI (**la_3**)

Durante la fase di ritiro dei ghiacciai numerosi corsi d'acqua delle valli laterali avevano un livello di base sostenuto dalla massa glaciale, in questo modo si sono accumulati depositi di diversa natura, da alluvionali a lacustri a gravitativi. La sedimentazione di questi depositi terminava una volta ritiratosi il ghiacciaio. La tessitura e la granulometria del deposito varia a seconda della genesi, e sono generalmente deformati a causa della dinamica del ghiacciaio.

Numerose sono le conche lacustri formatesi a causa dello sbarramento delle valli laterali ad opera del ghiacciaio vallivo in ritiro delle sue morene laterali o delle morene dei ghiacciai tributari, come nel caso dei laghi nella catena dei Lagorai. Molti di questi laghi, data la loro natura effimera, hanno avuto una vita breve sia per la rottura dello sbarramento che li sosteneva sia per il rapido riempimento della conca ad opera degli immissari. Alcuni sono stati sostituiti nel tempo da conche palustri e torbiere, con il ristabilirsi della copertura vegetale dopo il ritiro dei ghiacci.

5.3. - DEPOSITI RELATIVI ALLA FASE POSTGLACIALE

Sono depositi relativi alla fase posteriore al ritiro delle masse glaciali dell'UMG, e corrispondono in gran parte a depositi di età olocenica. Per quanto concerne i depositi di tipo gravitativo non è semplice separare quelli formatisi durante la fase tardiglaciale da quelli formatisi durante il postglaciale a causa del rimaneggiamento di unità deposte durante il massimo glaciale avvenuto lungo i versanti ed alla continuità temporale di questo processo. Si è preferito dunque

non fare questa distinzione ma va tenuto conto che i processi di versante si sono innescati immediatamente dopo il ritiro della massa glaciale.

5.3.1. – DEPOSITI GLACIALI DELLA PICCOLA ETÀ GLACIALE (P.E.G.) (gl_2)

Si tratta di depositi costituiti da *diamicton* massivo a supporto di matrice contenente blocchi, ghiaie con matrice sabbioso-limosa. I clasti sono costituiti esclusivamente da litotipi carbonatici affioranti nel settore tra il Cimon della Pala e Cima Vezzana. Lo spessore dei depositi varia da qualche metro ad alcune decine di metri in corrispondenza delle morene.

Costituiscono gli argini morenici situati tra q. 2100 e 2400 presso lo sbocco del vallone del Travignolo (Castiglioni, 1964), nell'angolo nord orientale della Tavola e sono stati deposti dal Ghiacciaio del Travignolo durante l'espansione della PEG verificatasi tra il 1600 e la fine del 1800 (Fig 32).

Fig. 32 - *In sinistra le morene della Piccola Età Glaciale del ghiacciaio del Travignolo; in destra un conoide di debris-flow alimentato dal versante nord del Cimon della Pala.*

5.3.2. – DEPOSITI CRIONIVALI

In questa categoria sono stati inseriti gli argini nivomorenici presenti alla base dei versanti ed originati per accumulo detritico legato a scivolamento lungo i nevai, ad esempio sono stati attribuiti a questa genesi i depositi che costituiscono l'argine

nella parete sud-orientale della Cavallazza e l’argine a sud di Cima Sella.

Nei depositi crionivali sono stati inseriti anche i numerosi *rock-glacier* che si sviluppano alla base delle pareti meridionali dei Lagorai, ad una quota superiore i 2200 metri. Un altro *rock-glacier* è presente alla medesima quota alla base della parete occidentale del Cimon della Pala. Sono costituiti da detrito di falda misto a depositi glaciali al cui nucleo è presente del ghiaccio attivo, che tende a far colare per *creep* il deposito lungo il versante, donando la caratteristica forma di colata detritica (Fig. 33).

Tutti questi depositi sono caratterizzati da *diamicton* massivo, la tessitura varia da supporto di clasti a supporto di matrice. Lo spessore è generalmente di alcuni metri.

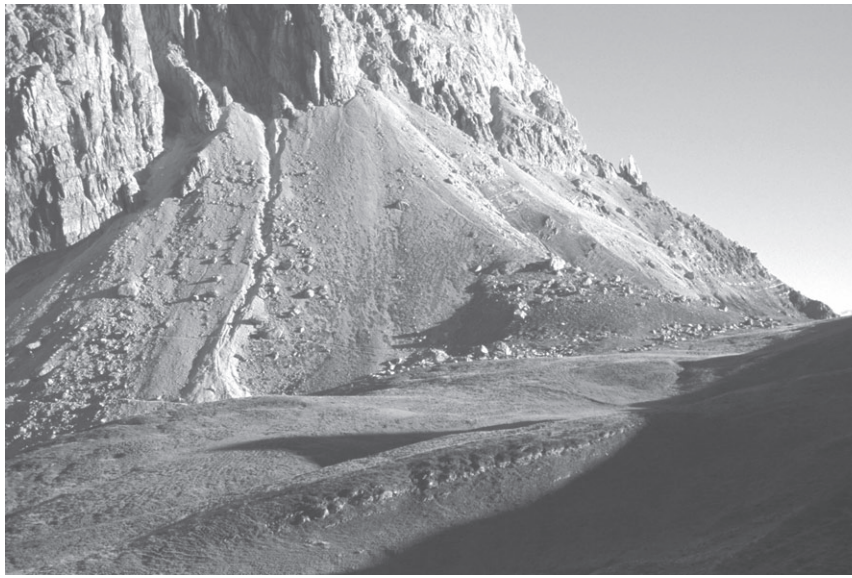


Fig. 33 - *La falda detritica alla base del versante occidentale del Cimon della Pala; sulla destra è visibile un rigonfiamento interpretato come un rock-glacier.*

5.3.3. – DEPOSITI ALLUVIONALI E FLUVIOGLACIALI (a_1)

I depositi alluvionali sono presenti generalmente lungo i fondovalle, nei pressi dei corsi d’acqua attuali. Sono costituiti da *diamicton* e ghiaie mal classate a stratificazione grossolana con tessitura prevalente a supporto di clasti e matrice sabbiosa. Sono frequenti i blocchi di dimensioni tra 30 e 50 cm di diametro. L’ampiezza dei fondovalle è generalmente modesta, solo l’alveo del T. Vanoi e il fondovalle della Val Ceremana sono caratterizzati da un ampio letto

alluvionale. In generale i depositi sono terrazzati dall'incisione più recente dei corsi d'acqua.

I depositi fluvioglaciali sono caratterizzati da ghiaie subarrotondate ricche in matrice sabbioso-limosa, sono grossolanamente stratificati e poco addensati; la tessitura è a supporto di clasti. Sono potenti alcuni metri e si rinvengono all'interno delle valli principali.

5.3.4. - DEPOSITI DA DEBRIS –FLOW

I depositi di *debris-flow* (Fig. 32) caratterizzano i conoidi che hanno origine nelle valli laterali tributarie; sono diffusi all'interno dei valloni dei Lagorai, nelle valli tributarie del T. Cismon e in Valsorda. I depositi più estesi si trovano alla testata della valle del Cismon in prossimità di Malga Fosse e in Val Ceremana.

I depositi sono costituiti da *diamicton* e ghiaie mal classate con numerosi blocchi, i clasti sono subangolosi e la matrice sabbiosa; la tessitura è a supporto di clasti. Lo spessore dei depositi è variabile da alcuni metri ad una decina di metri.

5.3.5. - DEPOSITI DI VERSANTE (ve_1-ve_{1a})

I depositi di versante sono diffusi in tutta la Tavola ai piedi delle pareti rocciose, formano una serie di coni detritici spesso coalescenti. Sono costituiti da *diamicton* sciolti ad elementi eterometrici angolosi; tessitura aperta. Localmente il deposito è ricco di matrice siltoso-sabbiosa, quando la deposizione è avvenuta a spese di sedimenti glaciali. Lo spessore dei depositi è estremamente variabile raggiungendo le decine di metri.

5.3.6. - DEPOSITI DI FRANA (fr_1 - fr_{1a} - col_1)

Nella Tavola sono presenti essenzialmente frane di crollo; alla base delle pareti occidentali delle Pale di San Martino nel settore orientale. Di particolari dimensioni è quella situata alla base della parete meridionale del Cimon della Pala e visibile anche lungo la strada per Passo Rolle lungo il Rio Marmol. Il deposito è caratterizzato da *diamicton* con blocchi eterometrici angolosi, la tessitura è a supporto di clasti con matrice sabbiosa.

Alla base delle pareti dei Lagorai, nel settore nord-occidentale della Tavola, i depositi di frana sono caratterizzati da *diamicton* massivo con elementi angolosi e dimensioni dei blocchi plurimetriche; la tessitura è aperta. Nel settore meridionale le frane sono di dimensioni minori e caratterizzate essenzialmente da scivolamenti e colate detritiche.

5.3.7. - DEPOSITI PALUSTRI (**pa_1**)

Sono depositi limoso-argillosi, localmente ricchi di livelli torbosi e presenti diffusamente nell’area rilevata in corrispondenza di piccole depressioni o di conche lacustri attualmente colmate. Le aree più estese caratterizzate da questi depositi sono situate presso Palù dei Mugheri, ad ovest del Lago di Paneveggio; Palù dei Bechi, a q. 1805, a valle del Lago di Cece; lungo il Rio Brentela ad ovest di San Martino; alla confluenza tra il Rivo Tognola ed il Rio Valsorda; presso il Lago di Calaita.

5.3.8. - DEPOSITI COLLUVIALI (**el_1**)

Sono costituiti essenzialmente da *diamicton* limosi a supporto di matrice la cui origine è legata all’alterazione superficiale dei depositi quaternari e del substrato roccioso e alla successiva mobilizzazione da parte delle acque di dilavamento. Il loro spessore è estremamente variabile, per questo motivo sono stati cartografati i corpi potenti alcuni metri, anche se in realtà sono presenti pure nelle aree di subaffioramento del substrato roccioso.

6. - STRUTTURA E TETTONICA

(D. Zampieri, M. Massironi)

6.1. - INQUADRAMENTO STRUTTURALE

La zona compresa nella Tavola “San Martino di Castrozza” si situa sul blocco di tetto della Linea della Valsugana è in prossimità dell’affioramento di questa importante struttura delle Alpi Meridionali orientali (Fig. 1). Con orientazione ENE-OSO, tipica di questo settore della catena, la faglia inversa della Valsugana immerge a NNO e delimita a sud le Dolomiti, sollevando e portando in erosione il basamento metamorfico, il quale nella zona del Primiero sovrascorre i terreni mesozoici. L’attività compressiva della Linea della Valsugana è attribuita al Miocene medio-superiore (Serravalliano-Tortoniano) sulla base delle successioni clastiche sintettoniche della Valsugana (Venzo, 1941). Tuttavia, la localizzazione della faglia risulta controllata da una paleofaglia con carattere estensionale (Paleofaglia della Valsugana) attiva fin dal Permiano inferiore (Selli, 1998). Infatti, i prodotti magmatici calcalcalini del Distretto Vulcanico Atesino sono limitati verso S dalla Linea della Valsugana. Fuori Tavola la paleofaglia con direzione generale NE-SO costituiva il lato meridionale di un bacino a forma grossolanamente quadrangolare, che è stato interpretato come un bacino di tipo *pull-apart* nel contesto regionale di un regime trascorrente destro tra le placche di Gondwana e Laurussia (e.g. Massari, 1988), e più recentemente come un *semi-graben* delimitato dalla Paleofaglia listrica del Calisio nell’ambito di un regime puramente distensivo (Selli, 1998).

In entrambi i modelli il tratto iniziale della valle del Cismon, tra il Passo Rolle e San Martino di Castrozza, è impostato lungo un sistema di faglie normali immergente ad O (Paleofaglia del Rolle), che delimita verso oriente il bacino vulcanico permiano. Infatti in sinistra Cismon le vulcaniti permiane sono rappresentate da modestissimi spessori, deposti sull’alto strutturale delimitante il bacino. L’attuale maggiore elevazione strutturale del settore in destra Cismon, caratterizzato dalle metamorfiti del basamento (Tognola) e dalle vulcaniti permiane (Cima di Cece-Tognazza), rispetto al settore in sinistra Cismon, caratterizzato dalla successione sedimentaria permo-triassica (Pale di S. Martino), è stato attribuito ad una sub-

sidenza differenziale con *climax* durante il Trias inferiore e medio (costruzione dei *buildups* carbonatici delle Pale di S. Martino). Infatti, a partire dal Permiano superiore il distretto vulcanico atesino sarebbe divenuto un paleoalto, mentre l'area a est sarebbe divenuta un basso strutturale (Bacino carnico-bellunese). L'apparente diverso rigetto verticale della Linea della Valsugana a est e ad ovest della valle del Cismon sarebbe quindi dovuto all'assetto paleostrutturale ereditato durante il raccorciamento neogenico (Bosellini e Doglioni, 1986).

6.2. - LE STRUTTURE DEL BASAMENTO SUDALPINO

Il basamento metamorfico affiorante nella Tavola S. Martino è interessato da due fasi deformative scistogene riconoscibili macroscopicamente ed entrambe sviluppatesi in facies scisti verdi durante l'orogenesi ercinica. Esse coinvolgono in maniera più o meno penetrativa le differenti unità litologiche del basamento (filladi e gneiss). In particolare la prima fase D1 sviluppa la scistosità dominante S1 all'interno degli Gneiss Porfiroidi del Comelico e nelle miloniti degli Gneiss Occhiadini, mentre all'interno delle filladi essa è in genere trasposta dalla più recente scistosità di seconda fase S2. In quest'ultimo caso S1 rimane comunque piuttosto ben preservata in zone di *low-strain* di seconda fase (D2), mentre in altri settori è riconoscibile come scistosità relitta intrafoliare talora contenente cloritoide stabile (Fig. 4). Il contatto con le filladi al margine occidentale del corpo di gneiss porfiroidi è di prima fase e, sebbene esso sia deformato da pieghe chiuse e serrate di D2, è possibile riconoscere una superficie di inviluppo fortemente inclinata verso E (Fig. 34). Tale osservazione ha guidato la realizzazione della sezione geologica A-A' in questo settore e comporta alcune perplessità sulle mutue relazioni primarie che intercorrono tra le metarioliti (gneiss porfiroidi) e le meta-peliti (filladi) in questo punto. All'interno del corpo di porfiroidi le foliazioni mantengono una generale giacitura immergente da medio ad alto angolo verso est; i dati si presentano comunque piuttosto dispersi soprattutto a causa del ripiegamento D2 (Fig. 35). La seconda fase deformativa origina la scistosità regionale nelle filladi, mentre in zone a bassa deformazione D2 ed all'interno degli gneiss porfiroidi essa è caratterizzata da pieghe da chiuse ad isoclinali e da lineazioni per micropieghettamento. All'interno degli Gneiss Occhiadini questa fase può generare zone di *shear* molto circoscritte. La giacitura della foliazione S2 è generalmente immergente a medio-basso angolo verso N-NNO, mentre gli assi delle pieghe sono diretti NNO-SSE (Fig. 35).

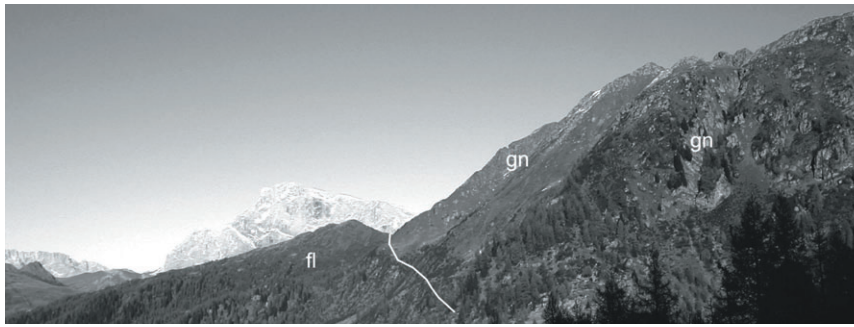


Fig. 34 - *Contatto tra le filladi della Formazione di Bressanone e gli gneiss micro-occhiadini costituenti i “Porfiroidi del Comelico” alla testata della Valsorda (panorama ripreso guardando verso SE). Sullo sfondo al centro il Cimon della Pala modellato in Dolomie dello Sciliar, al margine sinistro le falesie dei Lagorai costituite dalle Ignimbriti del Complesso vulcanico Atesino.*

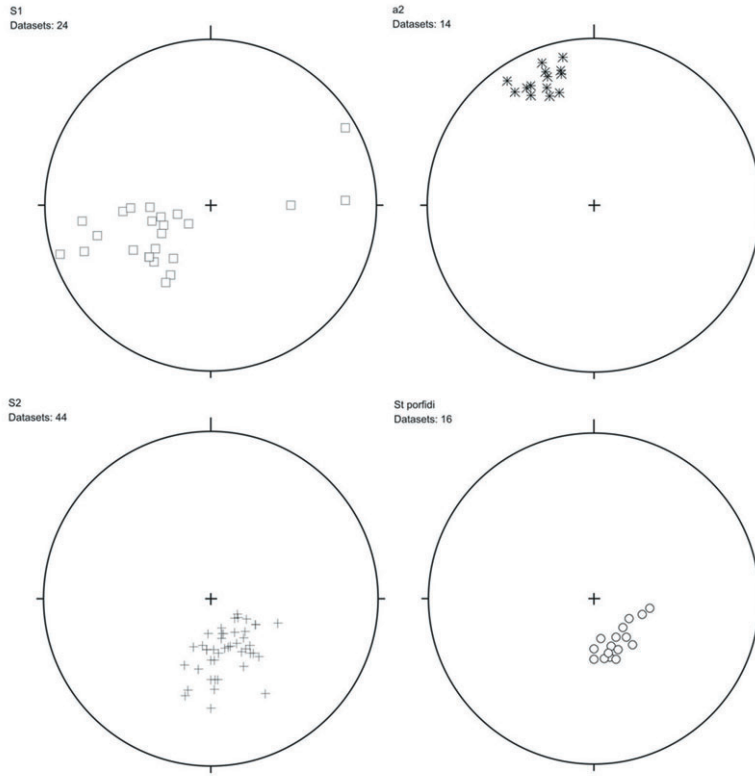


Fig. 35 - *Proiezioni stereografiche equiareali (emisfero inferiore) di scistosità S1, assi di piega D2, (a_2) scistosità S2 e giaciture delle Ignimbriti riodacitiche.*

Sebbene nell'area analizzata si registri una maggiore penetratività di fase D2, il quadro plicativo e scistogeno di età varisica è in accordo con la successione deformativa già descritta da Poli e Zanferrari (1991, 1992) nel basamento di Agordo. Tali autori attribuiscono le due fasi deformative agli altrettanti eventi metamorfici che hanno interessato il basamento sudalpino durante l'orogenesi ercinica. La prima fase sarebbe quindi da correlare all'episodio del Viseano inferiore (350 Ma, Del Moro et al., 1980; Sassi et al., 2004), mentre la seconda a quello del Naumuriano medio (320 Ma, Del Moro et al., 1984; Hammerschimdt e Stöckert, 1987; Sassi et al.; 2004).

All'interno del basamento le deformazioni alpine sono più comunemente assorbite da faglie, tuttavia si sono riscontrate blande pieghe aperte che possono essere correlate alle compressioni alpine in base ad analogie con il vicino basamento di Agordo (D3 e/o D4 di Poli e Zanferrari, 1991, 1992).

Alla deformazione alpina deve essere anche attribuito il generale *tilting* di tutto il blocco a tetto della Linea della Valsugana che porta le foliazione S2 ad avere persistente immersione verso nord. L'entità del *tilting* è ben rappresentato dalle costanti giaciture delle ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino in questo punto (25-30° verso NNO) (Fig. 35).

Infine, se si esaminano gli stereoplot di Fig. 35 si nota una debole dispersione delle foliazioni S2 in senso E-W. Si tratta dell'espressione di una blanda ondulazione a grande scala osservabile anche dal trend delle giacitura in carta. Essa potrebbe essere associata all'importante attività polifasica della Linea del Rolle o appartenere per analogia con l'area Agordina (D4 di Poli e Zanferrari, 1991; 1993), ad ondulazioni indotte su scala regionale da traspressioni sinistre tardive lungo la Linea della Valsugana.

6.3. - LE STRUTTURE TETTONICHE PRINCIPALI

La zona compresa nella Tavola "San Martino di Castrozza" si presenta nettamente distinta in due settori separati dalla Valle del T. Cismon. Il settore arealmente prevalente si sviluppa in destra Cismon ed è caratterizzato da una omoclinale immergente a N, mentre il ristretto settore in sinistra Cismon mostra uno spettacolare sistema di pieghe e sovrascorrimenti nordvergenti.

6.3.1. - L'omoclinale del settore in destra Cismon

Il settore in destra Cismon, caratterizzato dall'affioramento del basamento metamorfico e delle soprastanti vulcaniti permiane, si presenta come una omoclinale immergente debolmente (10°-25°) a NNO. Il basculamento può essere interpretato come la conseguenza del sollevamento neogenico del blocco di tetto della Linea della Valsugana, specialmente se si assume che la parte più superfi-

ciale della faglia abbia una geometria complessivamente listrica.

Nel settore settentrionale spicca il rilievo a *cuesta* determinato dalla sovrapposizione di rocce più competenti (i porfidi) su rocce più tenere (le filladi). La ripida parete tra Cima di Cece e la Tognazza è infatti scolpita sulle testate (versante "a reggipoggio") delle unità di colata permiane, mentre i versanti meno acclivi orientati a N sono superfici litostrutturali (versanti "a franapoggio") coincidenti con le superfici di raffreddamento delle colate ignimbritiche. Il piastrone dei porfidi appare interessato da un sistema di faglie e di fratture subverticali coniugate con orientazione rispettivamente NNO e NNE (Fig. 36).

Nel settore meridionale, la dorsale di Cima d'Arzon-Cima Scanaiol è elevata rispetto alle filladi circostanti, essendo costituita da gneiss. Il contatto tra i due litotipi avviene lungo la Faglia di Valmesta a orientazione E-O e la Faglia di Forcella Calaita orientata NNO-SSE (Fig. 36).

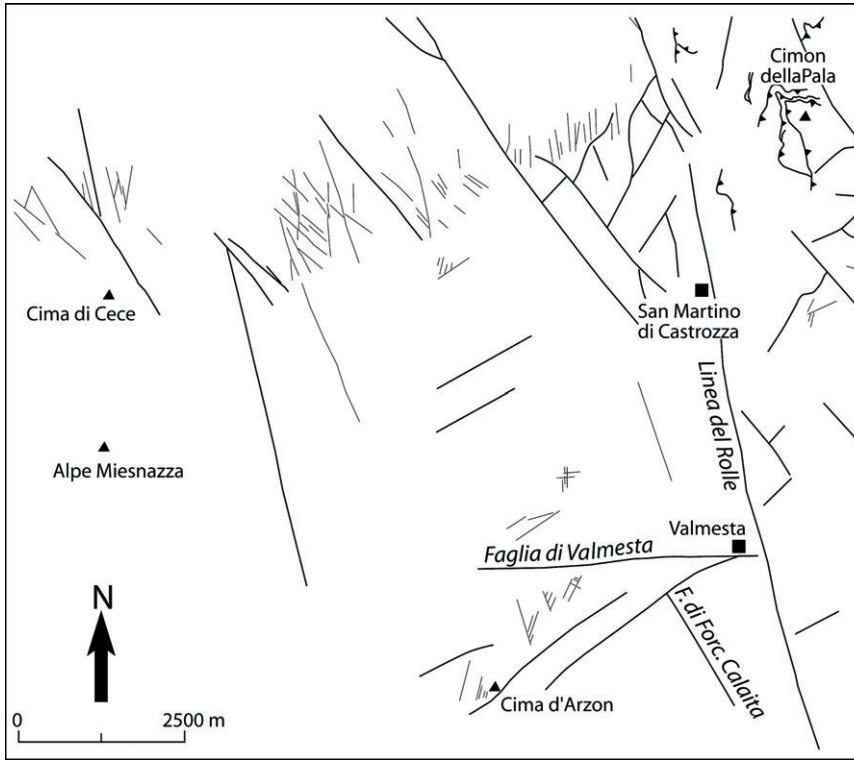


Fig. 36 - *Schema strutturale della Tavola S. Martino di Castrozza. A tratto grosso le faglie, a tratto sottile le fratture.*

6.3.2. - Strutture distensive permiane e mesozoiche e loro riattivazione alpina

La Linea del Rolle costituisce certamente la faglia più importante dell'area. Essa si sviluppa in direzione NNO-SSE lungo tutta la valle del Cismon, a Passo Rolle si sdoppia in due *splay* indipendenti che poco a monte si richiudono definendo una forma sigmoidale in pianta, termina infine ad ovest del monte Castellazzo dove incontra la faglia NNE-SSO di Rio Vallazza (fuori Tavola). Nelle ignimbriti del complesso atesino è caratterizzata da piani netti da subverticali a fortemente immergenti verso est, mentre nelle rocce sedimentarie è associata a brecce di faglia incoerenti e a cachiriti. Essa separa nettamente un settore occidentale caratterizzato da potenti successioni ignimbritiche da uno orientale privo o quasi di vulcaniti; è pertanto considerata la faglia bordiera orientale della grande depressione tettonica colmata dalle vulcaniti permiane (Selli, 1998). Dalla variazione di potenza delle vulcaniti ad est e ad ovest della faglia si può ipotizzare un rigetto verticale in epoca permiana pari ad almeno 400 m.

L'assetto attuale attraverso la Linea del Rolle è tale che si osserva un abbassamento dello scomparto orientale rispetto all'occidentale, dove non si rinvengono le successioni sedimentarie permo-triassiche. Tale assetto è certamente ereditato dalla tettonica estensionale mesozoica, quando la Linea del Rolle invertì la sua attività e venne affiancata da faglie minori distensive con direzione da NNE-SSO a N-S. Tra queste spicca la linea della Tognazza il cui piano di faglia, fortemente immergente verso est, è spettacolarmente esposto nella parete orientale dell'omonima cima (Fig. 37) e la cui separazione verticale minima è pari a 150 m. Della medesima orientazione è la Linea di Punta Rolle, da subverticale a fortemente immergente verso ovest, a cui sono associati filoni ladinici e per la quale si può stimare una separazione verticale di 60 m (si veda profilo B-B'). Verosimilmente anche la Faglia di Forcella Calaita che limita ad est gli gneiss porfiroidi potrebbe appartenere al ciclo estensionale mesozoico. Durante la tettonica distensiva anisico-ladinica e/o nella fase successiva di parossismo estensionale norico-liassico, si viene quindi a determinare in quest'area un *pattern* di tipo ortorombico con direttrici orientate NNO-SSE e NNE-SSO. Secondo il modello di Reches (1978, 1983) tale *pattern* corrisponde ad un ellissoide di deformazione leggermente oblato in cui la maggiore estensione in senso E-O (ε_x) è accoppiata ad una più contenuta in senso N-S (ε_y) (Fig. 38).

Le compressioni di tipo alpino riattivano in trascorrenza queste faglie; ciò è testimoniato da *slikenlines* orizzontali destri sulle direttrici NNO e sinistri su quelle NNE. All'interno delle ignimbriti riolitiche si rinvengono caratteristiche rocce di faglia di colore rosso. Esse in genere riempiono micro-*pull apart* e fratture tensionali *en-échelon* coerenti con l'attività trascorrente testimoniando, quindi, un'attività alpina. Si presentano come rocce criptocristalline con minutissimi frammenti appartenenti alla roccia incassante (Fig. 39).

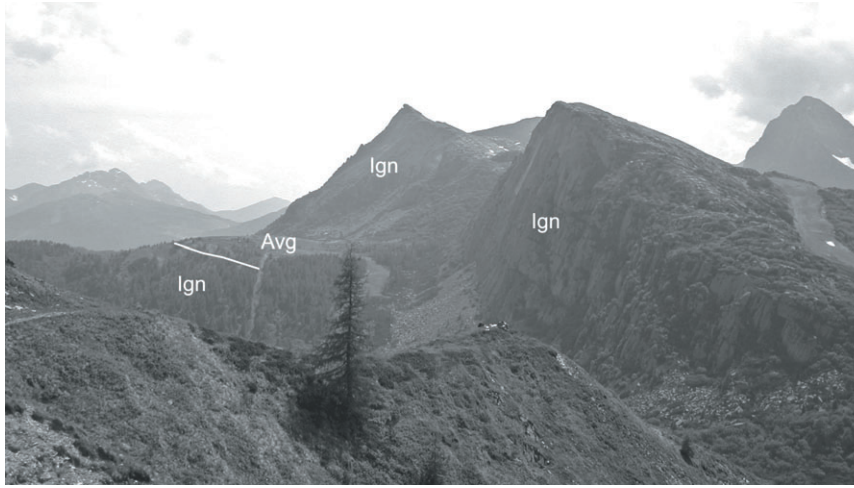


Fig. 37 - *Panoramica di Tognazza e Cavallazza viste da nord-est. È evidente il contatto per faglia (linea di Tognazza) tra Ignimbriti riodacitiche (Ign), caratterizzate da vistose fessurazioni colonnari e le arenarie di Val Gardena (Avg). I dossi in primo piano sono scolpiti nella sequenza di Werfen e si trovano ad est della linea del Rolle.*

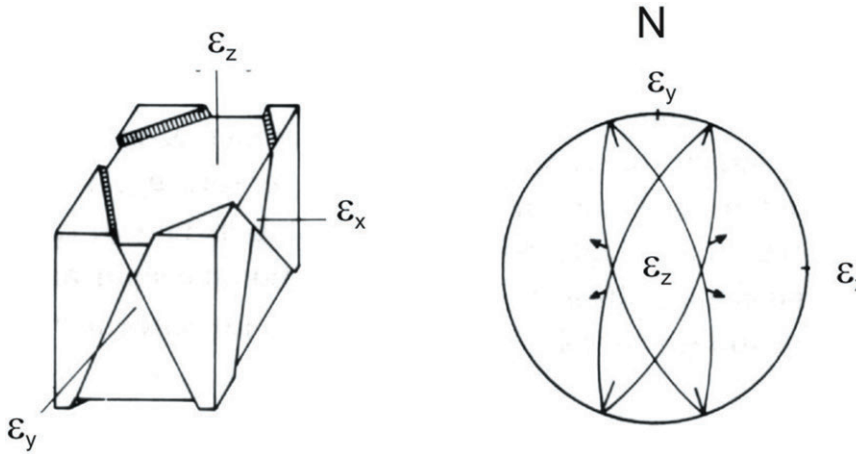


Fig. 38 - *Modello di deformazione di Reches (1983) in cui la distensione viene accomodata da un pattern di faglie a simmetria ortorombica. Lo stereogramma mostra i set di faglie coniugate verosimilmente attivi durante la distensione mesozoica e i principali assi di strain (ε_x, ε_y, ε_z)*

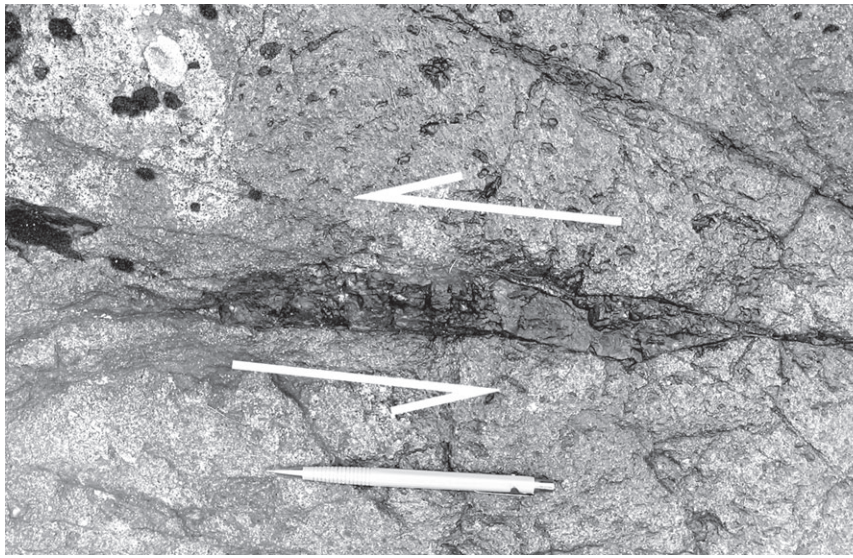


Fig. 39 - *Roccia di faglia criptocristallina iniettata all'interno di uno step estensionale dovuto a riattivazione strike-slip sinistra lungo la faglia normale del Rolle (immergente ad alto angolo verso ENE). La foto è ripresa dall'alto verso il basso, la zona di taglio è subverticale.*

6.3.3. - La struttura compressiva del Cimon della Pala

Il settore in sinistra Cismon è caratterizzato dalla spettacolare struttura compressiva esposta in sezione lungo il ripido versante occidentale del Cimon della Pala (Fig. 40). La struttura si compone di alcuni sovrascorrimenti nordvergenti (retroscorrimenti rispetto alla Linea della Valsugana) che presentano dei *flats* all'interno di rocce incompetenti (marne, argilliti ed evaporiti) e delle rampe che tagliano strati di rocce competenti (carbonati delle piattaforme), nonché di alcune grandi pieghe con asse circa E-O (anticlinali di Punta Rolle e Croda Rossa, sinclinali di Cimon della Pala e S. Martino) (si veda sezione geologica B-B'). Lungo i principali orizzonti di scollamento sono localizzati fasci di pieghe asimmetriche generati da processi di taglio semplice. Emblematico è l'affioramento della Formazione a Bellerophon lungo il Rio Marmol al km 90 della SS. 50 per il Passo Rolle, caratterizzato da pieghe decametriche tipo *chevron* con *saddle reefs* riempiti da gesso (Fig. 10). Verosimilmente, entro questa unità si situa il *flat* basale del sistema di sovrascorrimenti del Cimon della Pala.

L'età della struttura non è vincolata, ma sulla base dell'orientazione dei vari elementi dovrebbe essere la stessa della Linea della Valsugana, di cui rappresenta un complesso sistema di retroscorrimenti che ne deforma il blocco di tetto.

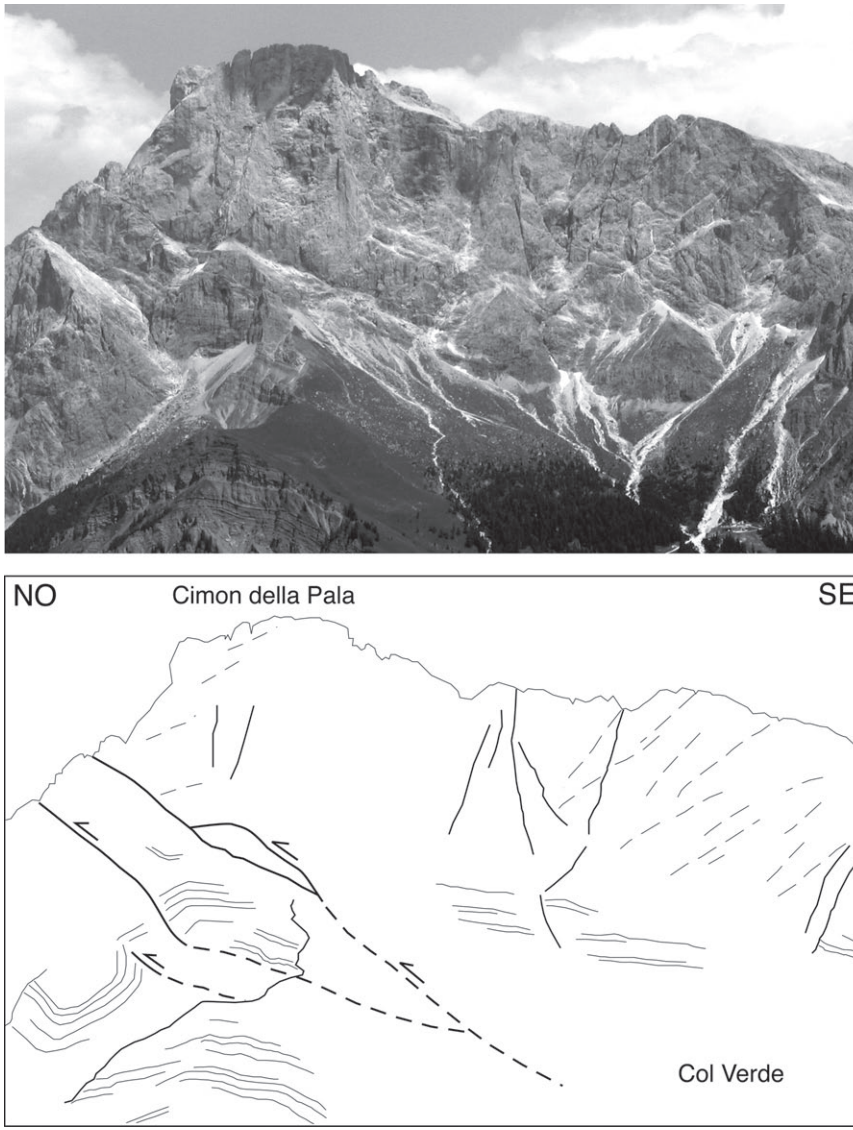


Fig. 40 - *Panoramica del Cimon della Pala da SO e schema delle strutture compressive che ne deformano la base. Il tratteggio sottile del litosoma carbonatico indica le clinostratificazioni di margine della piattaforma.*

7. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

(M. Massironi, D. Zampieri)

Le deformazioni gravitative profonde sono lenti fenomeni franosi di grandi dimensioni (estensioni di vari Km^2), caratterizzati da vistosi sdoppiamenti di cresta e scarpate nella zona di coronamento, rotture di pendio e *trench* nei settori medi e superiori del versante. Tali fenomeni sono comuni in aree in cui l'azione concomitante di sollevamento regionale recente ed erosione fluvio-glaciale provoca una elevata energia di rilievo (Dramis, 1984; Bistacchi e Massironi, 2001). In questo contesto, la causa scatenante più accreditata risiede nel rilassamento gravitativo del versante a seguito del ritiro glaciale (e.g. Jahn, 1964; Mahr, 1977; Onida, 2001); si tratta pertanto di fenomeni in genere successivi all'UMG. L'assetto stratigrafico e strutturale del substrato, nonché la sua litologia, costituiscono importanti fattori predisponenti e condizionano enormemente le modalità di evoluzione del fenomeno (Mortara e Sorzana, 1987; Bistacchi e Massironi, 2001; Massironi et al., 2003). Il contributo della tettonica attiva è spesso difficile da riconoscere (Agliardi et al. 2001; Onida, 2001) anche se si segnalano casi in cui è risultato essere un fattore scatenante fondamentale (e.g. Dramis e Sorriso Valvo, 1983; Philip e Ritz, 1999).

Le DGPV si dividono essenzialmente in tre diverse tipologie (Cruden e Varnes, 1996): *rock flow, rock-block slide e lateral spread* (Fig. 41).

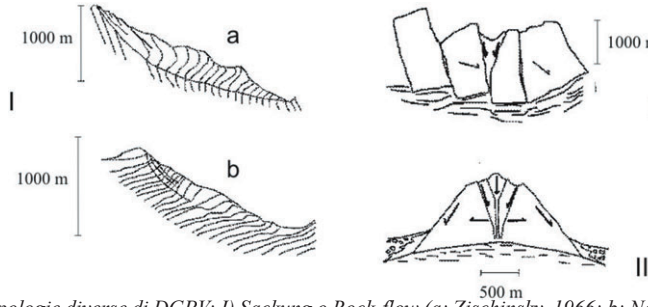


Fig. 41 - *Tipologie diverse di DGPV: I) Sackung o Rock-flow (a: Zischinsky, 1966; b: Nemcok, 1972); II) Lateral spread (Engelen, 1963); III) Rock-block slide (Beck, 1958).*

Il *rock-flow* (o *sackung* di Zischinsky, 1966) è tipico di rocce scistogene ed è controllato da una deformazione visco-plastica assorbita da uno spesso orizzonte di base; non si riconoscono, di conseguenza, chiare e continue superfici di scivolamento. I versanti interessati da tale fenomeno presentano un caratteristico profilo concavo nella parte sommitale e convesso nella parte mediana ed inferiore. A differenza del *rock-flow,* il *rock-block slide* è caratterizzato da estese superfici di scivolamento ereditate o di neoformazione. Infine, il fenomeno di *lateral spread* avviene quando blocchi rigidi ricoprono delle sequenze plastiche (Engelen, 1963) o, nel caso di successioni omogenee, grazie a predisposizioni strutturali particolarmente favorevoli (Jahn, 1964; Massironi et al., 2003). I processi descritti rappresentano termini evolutivi limite e spesso le DGPV si sviluppano seguendo tipologie intermedie. Uno splendido esempio è costituito dal versante nord del Castellazzo, poco al di fuori della Tavola, dove le rigide dolomie anisiche al di sopra delle sequenze plastiche della formazione di Werfen sono coinvolte da ampi processi di *lateral spread* e *rock-block slide*.

Di diversa tipologia è il vasto fenomeno gravitativo che interessa il versante destro della valle del Cismon tra S. Martino di Castrozza e Valmesta (estensione superficiale: circa 5 Km^2). Esso comprende l'intera cresta tra Rifugio Tognola e Forcella Scanaiol, è limitato a nord dalla dorsale che dal Rifugio Tognola si estende verso NE e a sud dalla faglia che corre lungo la Valmesta. La zona di coronamento nel settore di Rifugio Tognola è caratterizzata da vistosi *trench* e contropendenze (Fig. 42) che nell'insieme descrivono una struttura simile agli *horse-tail fan* che si sviluppano al *tip* di faglie a cinematica trascorrente (Fig. 43).

Fig. 42 - *Margine nord della zona di coronamento della deformazione gravitativa profonda di Cima Tognola, si notano i vistosi trench e contropendenze.*

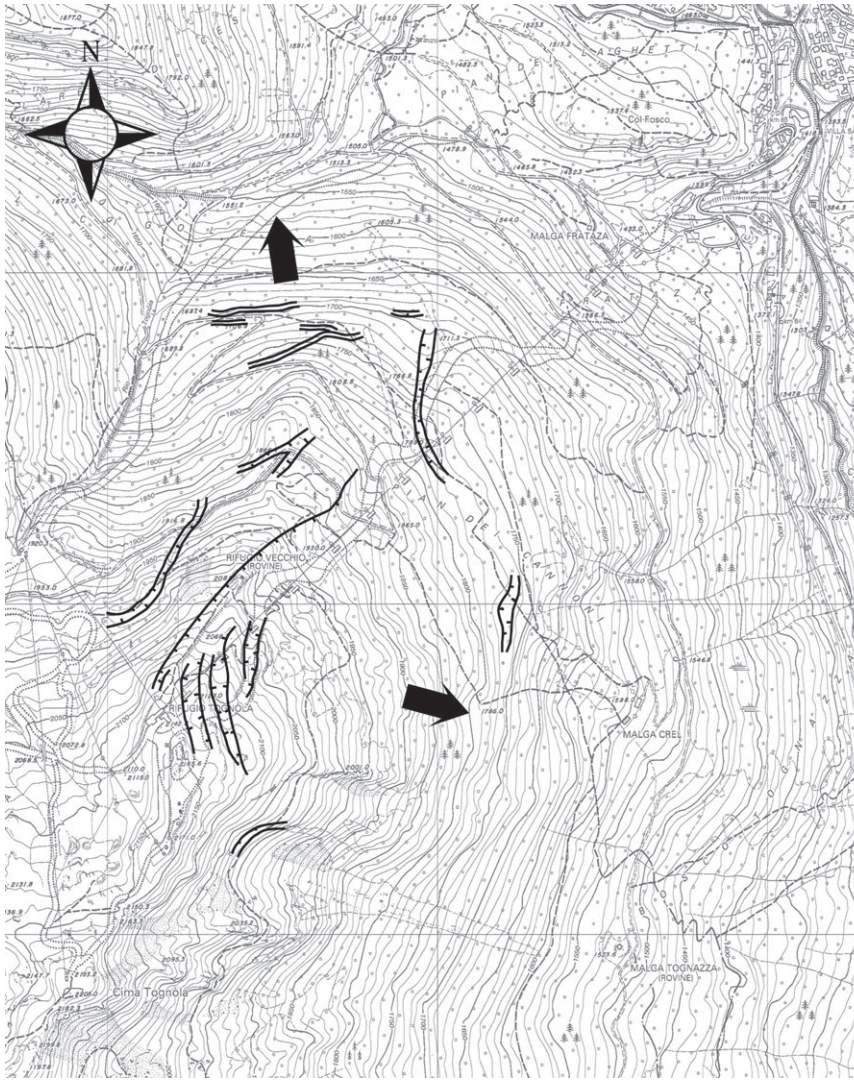


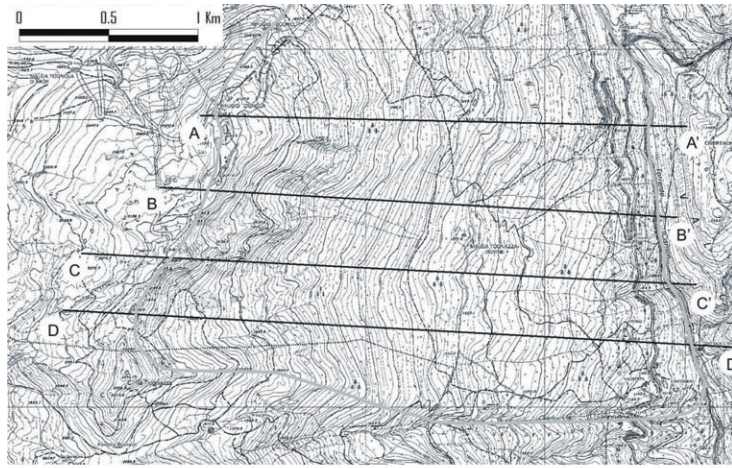
Fig. 43 - *Schema dei coronamenti gravitativi che interessano i versanti orientale e settentrionale della Cima Tognola di S. Martino di Castrozza. Le frecce indicano le direzioni di collasso delle due deformazioni gravitative profonde di versante.*

La similitudine deriva dall'obliquità della scarpata di coronamento al margine nord del gravitativo rispetto alla direzione di scivolamento. Ciò comporta trastensione sinistra lungo il margine nord, mentre lungo i *trench* sommitali ortogonali alla direzione di movimento si ha tensione pura. In questo settore il profilo del pendio presenta rigonfiamento nella zona di Malga Crel (1596 m s.l.m.) (Fig. 44 profilo A-A'). Più a sud, tra C.ma Tognola e C.ma Tognazza, la zona di coronomento è interessata da fratture beanti N-S ed E-O (Fig. 45) ed è limitata da vistose scarpate. In questo settore un ampio pianoro occupa la parte mediana del versante fornendo un chiaro profilo concavo alla porzione superiore del pendio (Fig. 44 profili B-B', C-C', D-D'); il rigonfiamento nella porzione inferiore è invece meno pronunciato sino a quasi inesistente nella sezione D-D', probabilmente a causa di una successiva asportazione del materiale. Da tali caratteristiche morfologiche si ipotizza uno stadio più evoluto del fenomeno di collasso nel settore meridionale rispetto a quello settentrionale che si trova al suo margine.

L'intera DGPV di S. Martino si sviluppa su filladi di basamento estremamente foliate caratterizzate da una giacitura regionale S2 immergente verso N a medio angolo (30° ca) e da una pervasiva fratturazione. Possibili fratture ereditate a direzione N-S possono aver favorito distacchi lungo la parte sommitale, mentre non si sono riscontrati piani di discontinuità al piede dove le sorgenti presentano distribuzione molto discontinua (frequenti solo in area Valmesta). Le osservazioni di terreno non fanno quindi presagire un ben definito piano di scivolamento alla base del fenomeno, ma piuttosto una deformazione distribuita su ampi spessori dell'ammasso ed esclusivamente garantita dalla grande fissilità del substrato la cui orientazione dominante non favorisce processi di scivolamento concentrati. Faglie e fratture pre-esistenti hanno solo funzione di distacco sommitale e svincolo. Le caratteristiche del DGPV di S.Martino portano quindi a farlo rientrare tra i fenomeni tipo *rock flow* (*sackung*).

Da menzionare sono i piccoli *trench* sul versante nord della dorsale del Rifugio Tognola, che non sembrano presentare correlazione diretta con la DGPV di S. Martino, e sono stati verosimilmente facilitati da orientazione delle scistosità favorevole a movimenti verso N-NO.

I *trench* presso Forcella Calaita e di Prati Simoni appartengono ad un gravitativo più modesto (superficie interessata: circa 2.5 Km^2) separato dalla DGPV di San Martino dalla faglia della Valmesta. Tra le cause predisponenti si segnala la Faglia di Forcella Calaita a direzione NNO-SSE che separa le filladi dagli gneiss porfiroidi e che limita la sommità del gravitativo. L'allineamento di sorgenti al piede del versante potrebbe suggerire la presenza di superfici di scivolamento discrete, ma esse possono anche essere in relazione con la faglia del Rolle e quindi non correlabili al gravitativo.



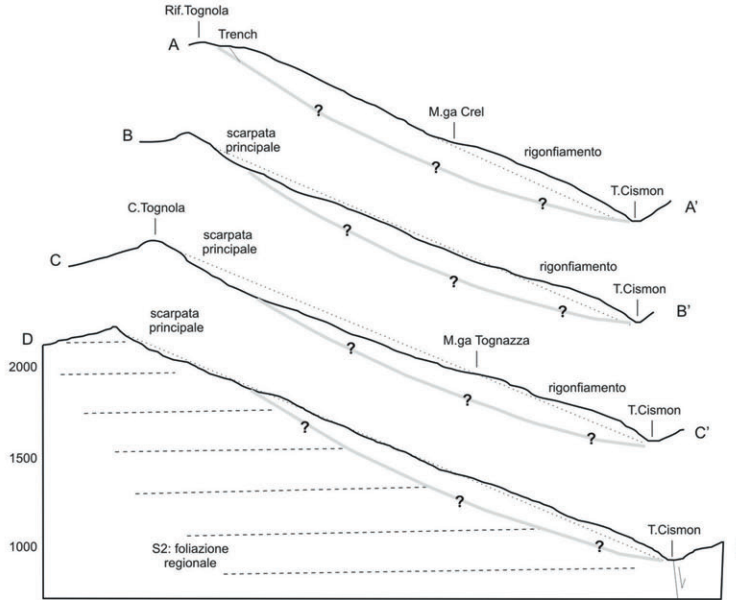


Fig. 44 - *Sezioni topografiche e geologiche della deformazione gravitativa di San Martino.*
Si noti come la sezione in prossimità del margine settentrionale (A-A’) mostri un chiaro rigonfiamento fuori sagoma nella parte inferiore del versante, mentre non presenta concavità nella parte superiore. Gli altri profili sono caratterizzati da concavità nel settore superiore e da un rigonfiamento alla base via via meno pronunciato (quasi assente in D-D’).
L’andamento della foliazione (linee tratteggiate nella sezione D-D’) non favorisce l’instaurarsi di piani di scivolamento concentrati, viene tuttavia indicato il probabile limite di base della massa gravitativa (in grigio), non vincolato da alcun sondaggio.

Fig. 45 - *Frattura beante a monte del coronamento della deformazione gravitativa profonda di Cima Tognola. Sullo sfondo la sagoma del Cimon della Pala.*

Infine, *trench* di minori dimensioni si rinvengono sparsi lungo le creste modellate su filladi di basamento; essi sono in genere facilitati dalla grande fissilità di questa litologia e da un orientazione della scistosità più o meno favorevole allo scivolamento. Trincee sono presenti alla sommità di entrambi i versanti (Tognola e Larese) della testata della Valzanchetta, alla testata dell'Alpe Miesnazza, dell'Alpe Fossernica di dentro e dell'Alpe Fossernica di fuori.

Ringraziamenti

Si ringraziano il prof. A. Zanferrari per le utili discussioni inerenti i rapporti tra Gneiss Occhiadini, Porfiroidi del Comelico e Filladi della Formazione di Bressanone, la dott.ssa Elena Manfrè per la realizzazione della foto di copertina e la foto di fig. 14, Stefano Castelli per la realizzazione delle foto di figg. 5 e 6; Antonio Novello per l'esecuzione di ottime sezioni sottili; il prof. G. Braga per le ultime correzioni. Uno speciale ringraziamento alla “Fondazione Angelini” ed al “Parco Naturale Paneveggio-Pale di S. Martino” per aver supportato da un punto di vista economico, logistico e organizzativo le campagne del corso di Rilevamento Geologico (anni 2002-2006) su cui si è in parte basata la realizzazione di questa carta.

Note

I partecipanti ai campi di rilevamento che hanno contribuito nella realizzazione del quadrante NE "S.Martino di Castrozza" sono di seguito elencati per anno accademico. A.a. 2002-2003: Bisazza Arianna, Canaletto Laura, Carlin Giacomo, Ceccato Alessio, Codemo Ettore, Dainese Daniele, Dal Corso Jacopo, Dellamaria Emiliano, Destro Elisa, Eccheli Maria, Filippi Roberto, Fingolo Margherita, Gennaro Matteo, Lorenzetti Giuliano, Marangon Alessandro, Menegon Roberta, Mittempergher Silvia, Piccini Claudio, Podestà Paolo, Prete Chiara, Raumer Luigi, Santello Lisa, Tisato Nicola, Vedolin Manuel, Viero Alessia. A.a. 2003-2004: Bastianello Luca, Bellò Irene, Bertoldi Luca, Breganze Carlo, Buson Valentina, Cadonà Diego, Cecchinato Enrica, Dellavalle Daniele, De Bianchi Alberto, Delpero Claudio, Fabris Giorgia, Franchetti Marco, Manfrè Elena, Negrato Luca, Parisatto Matteo, Pelizzari Linda, Periotto Benedetta, Pola Marco, Ruffoni Marco, Stefani Martina, Todesco Andrea, Tombini Marco, Tranquillini Marco, Ventrella Andrea, Zogno Chiara, Zumiani Matteo. A.a. 2004-2005: Bazzoli Gilberto, Bazzoni Sara, Callegaro Sara, Calzavara Cecilia, Capalbo Antonio, Dal Canale Kenny, Del Favero Simonetta, Delucchi Alberto, Delucchi Tiziano, Faggin Alessandra, Faldani Michele, Favaro Silvia, Galvan Sebastiano, Lancietti Marcello, Lovato Alberto, Negrello Gabriele, Panazzolo Giovanni, Pasqualetto Giacomo, Perini Matteo, Pesce Dario, Raho Rosario, Raimondo Cecilia, Rigatto Giovanni, Rossato Sandro, Salin Filippo, Stinghen Alberto, Vigni Irene, Zorzi Luca. A.a. 2005-2006: Azzolini Sara, Bazza Elettra, Bergamo Alessandro, Borriello Anna, Carraretto Matteo, Dalle Ave Elisa, Favero Marco, Frison Alessandro, Frizziero Alberto, Gamberoni Alessandro, Gattolin Giovanni, Grillo Giorgio, Imbalzano Enrico, Kopulety Federico, Liuzzo Scorpo Alberto, Marchetti Lorenzo, Marcolin Angela, Monego Michele, Novella Davide, Osti Giacomo, Pandolfo Francesco, Paolini Matteo, Pazienti Andrea, Petta Monica, Pozzobon Riccardo, Ricciato Angelo, Sartoretto Francesco, Sauro Francesco, Scroccaro Matteo, Simoni Alessio, Tenuta Paola, Zanoner Thomas.

8. - BIBLIOGRAFIA

Agliardi F., Crosta G., Zanchi A., 2001. *Structural constraints on deep seated slope deformation kinematics*. Eng. Geol., **59,** 83-102.

Andreatta C., 1962. *Successione delle attività magmatiche nella grande piattaforma porfirica Atesina*. Acta Geol. Alpina, **8**, 25-79.

Arthaud F., Matte P., 1977. *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: results of a right lateral shear zone between the Appalachians and Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 1305-1320.

Avanzini M., Bargossi G., Castiglioni G.B., Dalmeri G., Eccel E., Mancabelli A., Morelli C., Neri C., Picotti V., Prosser G., Sartori G., Zambotti G., 2002. *Note illustrative della carta geologica della Provincia di Trento - Tavola 26 III Fondo*. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico, 159 pp.

Bargossi G.M., Rottura A., Vernia L., Visonà D., Tranne C.A., 1998. *Guida all'escursione sul distretto vulcanico atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta*. Mem. Soc. Geol. It., **53**, 23-41.

Barth S, 1994. *Calc-alcaline basic to silicic rocks suites from Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex (Southern Alps, N Italy): Evidence for primary magmatic and hydrothermal alteration processes.*N. Jb. Miner. Abh., **168**, 15-46.

Barth S., Oberli F., Meier M.., 1994. *Th-Pb versus U-Pb isotope systematics in allanite from co-genetic rhyolite and granodiorite: implications for geochronology*. Earth Planet. Sci. Letters, **124**, 149-159.

Beck A.C., 1968. *Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustement*. N.Z.J.Geol. Geophys., **11** (1).

Benciolini L., Poli E.M., Visona' D., Zanferrari, A., 2001. *The Funes/Villnoess basin: an example of early Permian tectonics, magmatism and sedimentation in the Eastern Southern Alps (NE Italy).* Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, monogr. **25**, 133-138.

Bistacchi A., Massironi M., 2001. *Introduzione alla tettonica fragile neoalpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti.* In: tettonica recente ed instabilità dei versanti nelle Alpi centrali. (Ed. by Pasquarè G.), CNR and Fondazione Cariplo spec. Publ., 9-33.

Bonin B., Brandley P., Bussy F., Desmons J., Eggemberger U., Finger F., Graf K., Marro C., Mercolli I., Oberrhansli R., Ploquin A., Quadt von A., Raumer von J., Schaltegger U., Stryer H.P., Visonà D., Viver G., 1993. *Late variscan magmatic evolution of the Alpine basement*. In : Raumer von J., Neubauer F. (Eds). The pre-mesozoic geology in the Alps, 169-199. Spinger Verlag, Berlin.

Boriani A., Caironi V., Giobbi Origoni E., Vannucci R., 1992. *The permian intrusive rocks of Serie dei Laghi (Western Southern Alps)*. Acta vulcanologica, **2**, 73-86.

Bosellini A., 1964. *Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permo-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., **15**, 1-106.

Bosellini A., 1984. *Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy*. Sedimentology, **31**, 1-24.

Bosellini A., Doglioni C., 1986. *Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana Overthrust (Southern Alps, Northern Italy)*. J. Struct. Geol., **8**, 581-583.

Brodie K.H., Rutter E.H. 1987. *Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy*. Tectonophysics, **140**, 193-212.

Broglio Loriga C., Góczán F., Haas J., Lenner K., Neri C., Orazecz Scheffer A., Posenato R., Szabó I., Tóth Makk Á., 1990. *The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation.* Mem. Sc. Geol., **42**, 41-103.

Broglio Loriga C., Masetti D., Neri C., 1983. *La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e stratigrafia*. Riv. Ital. Paleont., **88**, 501-598.

Castiglioni B., 1939. *Il Gruppo delle Pale di S. Martino e le valli limitrofe (Alpi Dolomitiche)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **13**, 1-104.

Castiglioni G.B., 1964. *Sul morenico stadiale nelle Dolomiti.* Mem. Istituti Geol. e Mineral. Univ. Padova, **24** (1963-64), pp. 1-16, 1 c. geol. color. (1:125.000).

Cruden D.M., Varnes D.J., 1996. *Landslides types and processes. In: Landslidesinvestigations and mitigation* (Eds Turner A.K and Schuster R.L.), T.R.B. Spec. Rep. 247, National Research Council, 36-75.

D'Amico C., 1957. *Studio delle filladi e delle rocce granitizzate derivate dall'alta Val Cismon (Cristallino di Cima d'Asta)*. Rend. Soc, Min. Ital., **13**, 139-185.

D'Amico C., 1958. *I filoni lamprofirici di Alpe Tognolo (Cristallino di Cima d'Asta)*. Rend. Soc. Min. Ital., **14**, 143-150.

D'Amico C., 1964a. *Petrografia e tettonica nel cristallino sudalpino in rapporto ad una tesi di F.P: Agterberg e con particolare riguardo alla zona Agordo-Cereda*. Atti Acc. Sc. Ist. Bologna, **2**, 1, 188-202.

D'Amico C., 1964b. *Relazioni comagmatiche tra vulcanesimo atesino e plutonismo di Cima d'Asta. La provincia magmatica tardo-ercinica tridentina*. Min. Petr. Acta, **10**, 157-176.

D'Amico C., Del Moro A., 1988. *Permian and Triassic Rb-Sr dating in the Permina rhyodacitic ignimbrites of Trentino (Southern Alps).* Rend. Soc. It. Miner. Petr., **43**, 171-180.

D'Amico C., Del Moro A., Freddo A., Pardini G., 1980. *Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore*. Rend Soc. It. Min. Petr., **36** (2), 703-716.

Dal Piaz G., Castiglioni B., Leonardi P., Trener G.B., Vardabasso S., Vialli V., Venzo S., 1943. *Foglio n. 22 Feltre, della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100000*. Uff. idrogr. Mag. Alle Acque, Venezia.

Dal Piaz G.B., Leonardi P., Zanettin B., Braga Gp., Corsi M., Gatto G., Gatto G.O., Gregnanin A., Largaiolli T., Mozzi G., Nardin M., Rossi D., Rui A., Sommavilla E., Zirpoli G., Zulian T., 1970. *Foglio n. 22 (Feltre) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000*. Servizio Geologico D'Italia, Roma.

Dal Piaz G.V., 1993. *Evolution of the Austroalpine and Upper Pennidic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-variscan extension.* In Raumer von J., Neubauer F. (Eds.): The pre-Mesozoic Geology in the Alps, 327-344. Spinger Verlag, Berlin.

De Zanche V., Gianolla P., Mietto P., Siorpaes C., Vail P.R., 1993. *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Memorie di Scienze Geologiche, **45**, 1-27.

Del Moro A., Sassi F.P., Zirpoli G., 1980. *Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South Alpine basement of the Eastern Alps*. N. Jb. Geol: Paläont. Mh., 707-714.

Del Moro A., Sassi F.P., Zirpoli G., 1984. *Acidic gneisses from Plan de Corones area, and chronological data on South Alpine basement in Pusteria (Eastern Alps)*. Mem. Sci. Geol., **36**, 403-412.

Desio A., 1973. *Geologia dell'Italia*. UTET, Torino, 1081 pp.

Dieini I., Giordano D., Loydell D.K., Sassi F.P., 2005. *Discovery of Llandovery (Silurian) graptolites and probable Devonian corals in the Southalpine Metamorphic Basement of the Eastern Alps (Agordo, NE Italy)*. Geol. Mag., 142, 1-5.

Doglioni C., Neri C., 1988. *Anisian tectonics in the Passo Rolle area*. Rend. Soc. geol. It., **11**, 197-204.

Dolomieu D. De, 1791. *Sur un genre de pierres calcaires très-peu effervescent avec les acides & phosphorescentes par la collision*. Journal de Physique, **39**, 3-10.

Dramis F., 1984. *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc.Geol.It. **101**, 89-116.

Dramis F., Sorriso-Valvo M., 1983. Two *cases of earthquake-triggered gravitational spreading in Algeria and Italy.* Rend. Soc. Geol. It., **6**, 7-10.

Engelen G.B., 1963. *Gravity tectonics in the North-Western Dolomites (North Italy).* Geol. Ultraiectina, **13**, 1-92.

Ghezzo, 1967. *Le vulcaniti paleozoiche dell'area centro orientale del complesso effusivo atesino*. Mem. Petr. Acta, Torino, **13**, 339-408.

Hammerschmidt K., Stöckhert B., 1987. *A K-Ar and $^{40}AR/^{39}Ar$ study on the white micas from Brixen quartzphillite, Southern Alps. Evidence for argon loss at low temperature*. Contrib. Mineral. Petrol., **95**, 393-406.

Heinisch H., 1981. *Zum Ordovizischen "Porphyroid"- Vulkanismus der Ost- und Südalpen. Stratigraphie, Petrographie*, Geochemie. Jahrb. Geol. B.-A., **124**, 1-109.

Hongfu Y., Kexin Z., Jinnan T., Zunyi Y., Shunbao W., 2001. *The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary*. Episodes, **24**, 102-114.

Jahn A., 1964. Slope morphological feature resulting from gravitation. Zeitschr. Geomorphol. Suppl., **5**, 59-72

Kalvacheva R., Sassi F.P., Zanferrari A., 1986. *Acritarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (South Alpine basement of the Eastern Alps, Italy)*. Rev. Paleobotany Palynology, **48**, 311-336.

Keyserling H., 1903. *Geologisch-petrographische Studien im Gebeite der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols*. Jahrb. Geol. Reichsanstalt, **52**, Wien.

Leonardi P., 1968a. *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave.* vol. **1**, 216-257, C.N.R., Roma - Provincia Autonoma, Trento.

Leonardi P., 1968b. *Tettonica e tettogenesi delle Dolomiti*. In Leonardi P. et alii *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave.* vol. **1**, 216-257, C.N.R., Roma - Provincia Autonoma, Trento.

Leonardi P., Rossi D., 1959. I profidi permiani della conca di Cavalese nelle Dolomiti occidentali. Mem. Mus. St. nat. Venezia Tridentina., **12**, 3-55.

Lepsius R., 1878. *Das westliche Suedtirol.* W. Hertz, Berlin, 372 pp.

Mahr T., 1977. *Deep-seated gravitational deformation of high mountain slopes.* IAEG Bull., **16**, 121-127.

Maisch M., 2001. *The longterm signal of climate change in the Swiss Alps: Glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios*. Geografia Fisisca e Dinamica Quaternaria, **23**, 139-151.

Masetti D., Neri C., 1980. *L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti occidentali): sedimentologia e paleogeografia*. Annali dell'Università di Ferrara, **7**, 1-19

Masetti D., Trombetta G.L. 1998 - *L'eredità anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio-triassiche delle Dolomiti occidentali*. Memorie di Scienze Geologiche, **50**, 213-237.

Massari F., Neri C., 1997. *The infilling of a supradetachment(?) basin: The continental to shallow-marine upper Permian succession in the Dolomites and Carnia (Italy).* Sedimentary Geology, **110**, 181-221.

Massari F., 1988. *Some thoughts on the permo-triassic evolution of the South-Alpine area (Italy).* Mem. Soc. Geol.It., **34**, 179-188.

Massari F., Conti M.A., Fontana D., Helmold K., Mariotti N., Neri C., Nicosia U., Ori G.G., Pasini M., Pittau P., 1988. *The Val Gardena Sandstone and*

Bellerophon *Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology.* Memorie di Scienze Geologiche, **40**, 229-273.

Massari F., Neri C., Pittau P., Fontana D., Stefani C., 1994. *Sedimentology, palynostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow-marine rift-related succession: Upper Permian of the eatern Southern Alps (Italy)*. Memorie di Scienze Geologiche, **46**, 119-243.

Massironi M., Bistacchi A, Dal Piaz G.V, Monopoli B, Schiavo A., 2003. *Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vizze Valley, Italian eastern Alps*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **96**, 85-98.

Meli S., 1998. *Pre-Variscan volcanic activity in the eastern Alps: The Southalpine porphyroids*. Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt., **78**, 415-432.

Meli S., Kloetzli U.S., 2001. *Evidence for lower Paleozoic magmatism in the Easren Southalpine basement: zircon geochronology from Comelico porphyroids*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **81**, 147-157.

Mojsisovics E. v., 1879. *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschiste der Alpen.* 552 pp., Ed. Holder, Wien.

Montresor L., Martin S., Bollettinari G., Dal Piaz G.V., Lanaro A., Leso M., Marcato E., Pellegrini G.B:, Prosser G., Rigatti G., Selli L., 2003. *Note illustrative della carta geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000 Tavola 42III Madonna di Campiglio*. 87 pp.

Mortara G., Sorzana P.F:, 1987. *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 303-314.

Nemcock a., 1972. *Svahove deformacie v karppastkem fllysi*. Sbor. Geol. Ved. Hydrogeol. Eng. Geology HIG, **11**, 99-124

Neri C., 1991. *Sequence stratigraphy of the Early Triassic Werfen Formation (Dolomites, northern Italy)*. Preceedings of the Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Ortisei, 16-21 settembre 1991, 194-195.

Onida M., 2003. *Deformazioni gravitative profonde di versante: stato delle conoscenze e progresso delle ricerche in Italia*. In: tettonica recente ed instabilità dei versanti nelle Alpi centrali. (Ed. by Pasquarè G.), CNR and Fondazione Cariplo spec. Publ., 35-73.

Payne J.L., Lehrmann D.J., Wei J., Orchard M.J., Schrag D.P., Knoll A.H., 2004. *Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction*. Science, **305**, 506-509.

Pellegrini G.B., Albanese D., Bertoldi R., Surian N., 2005. *La deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese, Alpi meridionali orientali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, SupplementoVII, 271-280.

Philip H., Ritz J.F., 1999. *Gigantic paleolandslide associated with active faulting along Bogd fault (Gobi-Altay, Mongolia)*. Geology, **27**, 211-214.

Picotti V., Franceschini A., Bampi T., Bellintani P., 2003. *Note illustrative della*

carta geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25000-Tavola 80 IV Roncone. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico, 159 pp.

Poli M.E., Zanferrari A., 1991. *Eventi plicativi nel cristallino di Agordo (Basamento Sudalpino orientale)*. Atti.Tic. Sc.Terra., **34**, 133-144.

Poli M.E., Zanferrari A., 1992. *The Agordo basement (NE Italy): A 500 Ma-long geological record in the Southalpine crust*. In Carmignani L. e Sassi F.P. (eds) *Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*. IGCP No. 276, Newsletter , **5**, 283-296.

Poli M.E., Zanferrari A., 1994. *L'ortogneiss della Malga delle Manze (Basamento Sudalpino orientale-Comelico)*. Gortania-Atti Museo Friul. Storia Nat., **16**, 41-58.

Poli M.E., Zanferrari A., 2006. *Proposta di legenda per Foglio 46 Longarone (e 045 S. Martino di Castrozza).* documento interno Carg-PAT, 2pp.

Preusser, F., 2004. *Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland*. Boreas, **33**, 195-210.

Reches Z., 1978. *Analysis of faulting in three-dimensional strain field*. Tectonophysics, **47**, 109-129.

Reches Z., 1983. *Faulting of Rocks in three-dimensional strain field. II Theoretical analysis*. Tectonophysics, **95**, 133-156.

Rottura A., Bargossi G.M., Visonà D., Tranne C.A., 1998. *Petrological and geochemical evidence on the origin and significance of the Permian magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. Mem. Soc. geol. It., **53**, 9-21.

Rottura A., Bargossi G.M., Caggianelli A., Del Moro A., Visona' D., Tranne C.A., 1998. *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy.* Lithos, **45**: 329-348.

Sassi F.P., Zirpoli G., 1968. *Il basamento cristallino di Recoaro. Studio Petrografico*. Mem Soc. Geol. It., **7**, 227-245.

Sassi F.P., Zanferrari A., Zirpoli G., 1974. *Some considerations on the Southalpine basement of the Eastern Alps*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **10**, 609-624.

Sassi F.P., Zanferrari A., Zirpoli G., 1979. *Nuovi dati sulla stratigrafia e i caratteri chimico-petrografici dei Profidi del Comelico (Alpi orientali).* Mem.Soc. Geol It., **20**, 425-434.

Sassi F.P., Zirpoli G., 1989. *The lithostratigraphic sequence in the Southalpine basement of the Eastern Alps*. Rend. Soc. Geol. It., **12**, 397-402.

Sassi F.P., Kalavcheva R., Zanferrari A., 1984. *New data on the age of depositino of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **10**, 609-624.

Sassi F.P., Cesare B., Mazzoli C., Peruzzo L., Sassi R., Spiess R., 2004. *The cristalline basement of the Italian eastern Alps: a review of the metamorphic features*. Per. Mineral., **73**, 23-42.

Sassi R.,Venturini C., Arkai P., 2004. *The boundary between the metamorphic and non to anchi-metamorphic domains in the Southalpine basement s.l. of the eastern southern Alps: a review*. Per. Mineral., **73**, 131-143.

Selli L. , 1998. *Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Subalpino orientale (NE-Italia)*. Mem Soc. Geol. It., **53**, 503-541.

Simboli G., 1958. *Alcuni filoni lamprofiri nella parte orientale del Cristallino di Cima d'Asta*. Rend. Soc. Miner.Ital., **14**, 316-325.

Taramelli T., 1879. *Appunti geologici sulla Provincia di Belluno*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **21**.

Taramelli T., 1882. *Geologia delle Provincie Venete*. Memorie R. Acc. Lincei, **13**.

Trener G.B., 1904. *Ueber die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagorai-Gebirge*. Verhandl. k. K. Geol. R. Anst., **17-18**, 390-394.

Twitchett R.J., 1999. *Palaeoenvironments and faunal recovery after the end-Permian mass extinction*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **154**, 27-37.

Twitchett R.J., Wignall P.B., 1996. *Trace fossils and the aftermath of the Permo-Triassic mass extinction: Evidence from northern Italy*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **124**, 137-151.

Vai G.B., 1991. *Palaeozoic strike-slip pulses and palaeogeography in the circui-Mediterranean Tethyan realm*. Pal. Pal. Pal., **87**, 223-252.

Vardabasso S., 1931. *Ricerche geologiche sopra il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti del Trentino (Atlante petrografico)*. Mem. Ist. Geol. Univ. di Padova, **11**, 1-8.

Venzo S., 1941. *Studio geotettonico del trentino meridionale-orientale tra Borgo Valsugana e il M. Coppolo*. Memorie dell'Istituto di Geologia dell'Università di Padova, **14**, 1-86.

Voshage H., Hoffmann A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Sinigoi S., Raczek I., De Marchi G., 1990. *Isotopic eevidence on the Ivrea Zone for hybrid lower crust formed by magmatic uderplating*. Nature, **347**, 731-736.

Zampieri D., 1989. *Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di S. Martino (Dolomiti)*. Mem. Sc. Geol., **39**, 73-83.

Zischinsky U., 1966. *On the deformation of high slopes*. Proceedings of the First Congress of the International Society of Rock mechanics, Lisboa, **2**, 179-185.

Finito di stampare
nel mese di Aprile 2007
da **S.E L.C A.** - **Firenze**