

Provincia Autonoma di Trento Servizio Geologico



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

tavola 26 III FONDO

Parziali:

26 I - TERLANO, 26 II - APPIANO, 26 IV - ULTIMO

a cura di Marco Avanzini¹

con contributi di:

G. Bargossi², G.B. Castiglioni³, G. Dalmeri¹, E. Eccel⁴, A. Mancabelli⁴, C. Morelli⁵, C. Neri⁶, V. Picotti², G. Prosser⁷, G. Sartori¹, G. Zamboni⁹

- 1 Museo tridentino di Scienze Naturali, Trento
- 2 Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna
- 3 Dipartimento di Geografia, Università di Padova
- 4 Istituto Agrario di S. Michele Adige, S. Michele all'Adige (TN)
- 5 Progetto CARG, Provincia Autonoma di Bolzano
- 6 Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Ferrara
- 7 Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata
- 8 Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento, Trento
- 9 Libero Professionista, Trento

Cartografia tratta dai rilievi originali alla scala 1:10.000, Foglio "Appiano", eseguiti nell'ambito della convenzione con il Servizio Geologico d'Italia (progetto CARG - PAT)

Responsabile del progetto:

S. Cocco⁸ (M. Nardin⁸; fino al 1997, L. Veronese⁸; fino al 1998)

Coordinatore scientifico del Foglio:

A. Bosellini⁶

Direttori del rilevamento: per il substrato C. Neri⁶ e G. Prosser⁷ per i depositi quaternari G.B. Castiglioni³

Rilevatori:

M. Avanzini¹, F. Mulas, G. Prosser⁷

 $Responsabile\ dell'informatizzazione:$

G. Tommasi⁸

Gruppo tecnico di supporto:

M. Bertò⁸, F. Daminato⁸, C. Tomazzolli⁸, V. Tornielli⁸

Revisione scientifica:

M. Pantaloni (Servizio Geologico d'Italia)

Allestimento editoriale:



PRESENTAZIONE

La conoscenza della geologia del nostro territorio e dei processi che ne determinano l'evoluzione è un fattore di grande importanza, da sempre riconosciuto come prioritario dall'Amministrazione della Provincia Autonoma di Trento.

Tale conoscenza si rivela fondamentale innanzitutto per una corretta gestione del territorio, sia dal punto di vista urbanistico, industriale e turistico, sia per un razionale ed equilibrato sfruttamento delle risorse naturali.

La conoscenza dei processi geomorfologici e geodinamici rappresenta anche la base su cui impostare la politica di prevenzione e di difesa degli abitati e delle infrastrutture dal cosidetto "rischio idrogeologico", su cui la nostra amministrazione ha investito notevoli risorse negli ultimi decenni.

È quindi con grande piacere che saluto il nascere di questa nuova collana di cartografia geologica, nata dopo anni di fertile collaborazione del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento con Università, Museo Tridentino e geologi liberi professionisti.

Questa cartografia ha origine nei primi anni '90 con il varo del Progetto CARG, nato per la realizzazione di una nuova Carta Geologica Nazionale e Regioni e Provincie Autonome, vede una fattiva collaborazione tra diversi enti locali ed un coordinamento a livello nazionale.

La Provincia Autonoma di Trento ha voluto ampliare e dettagliare maggiormente il progetto nazionale per trarne una cartografia più adatta ai propri scopi istituzionali, oltre che realizzare una completa base dati geologica territoriale.

Si intende ora, con la stampa di queste prime tavole, dare il via ad una collana che porti progressivamente alla copertura dell'intero territorio della nostra provincia.

Pur consci dei tempi lunghi necessari al completamento dei rilievi, crediamo ugualmente nella validità del prodotto e nella sua grande utilità.

Silvano Grisenti

Assessore ai trasporti autonomie locali e protezione civile della Provincia Autonoma di Trento

PREMESSA
1 INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOLOGICO (M. Avanzini, C. Neri)
2 STUDI PRECEDENTI (M. Avanzini, C. Neri)
2.1 GLI STUDI GEOLOGICI»
2.2 CARTOGRAFIA PRECEDENTE
3 STRATIGRAFIADELLE UNITÀ PRE-QUATERNARIE »
(M. Avanzini, G. Bargossi, C. Morelli, C. Neri, G. Prosser)
3.1 PROBLEMI DI RILEVAMENTO E STRATIGRAFIA
3.1.1 VULCANITI PERMIANE
3.1.2 Intercalazioni sedimentarie all'interno
DELLA SUCCESSIONE VULCANICA»
3.1.3 COPERTURE SEDIMENTARIE PERMO-MESOZOICHE
3.1.4 NOMENCLATURA STRATIGRAFICA»
3.2 UNITÀ DEL BASAMENTO AUSTROALPINO»
3.2.1 Falda del Tonale: Unità d'Ultimo»
3.2.1.1. - Paragneiss (Gneiss stromatici a cianite e granato) (UPC _r) »
3.2.1. - Falda del Tonale: Unità del Tonale»
3.2.2.1 Paragneiss a sillimanite e granato (TPS)
3.2.2.2. - Ortogneiss granitici e aplitici (TPS _o)»
3.2.2.3. - Marmi (TPS _m)
3.2.2.4. - Anfiboliti a plagioclasio (e gneiss anfibolici) (TPS _a)»
3.3 MILONITI DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD
E DELLA LINEA DI RUMO»
3.3.1 MILONITI DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD
3.3.2 MILONITI DELLA LINEA DI RUMO
3.4 UNITÀ DEL SUDALPINO»
3.4.1 Complesso Vulcanico Atesino e Sedimenti Intravulcanici »
3.4.1.1. - Lave di Foiana - Luco (LFL)
3.4.1.2 Ignimbrite di Gargazzone (IGA)»
3.4.1.3 Formazione di Monticolo-Guncina (FMG)»
3.4.1.4. - Ignimbrite di Gries (Litofacies agglomeratiche) (ITG) »
3.4.1.5 Formazione di Tregiovo (TRG)»
3.4.1.6 Ignimbrite di Predonico (IDI)
3.4.2 Coperture Sedimentarie
3.4.2.1 Arenaria di Val Gardena (GAR)»

3.4.2.2. - Il limite Permiano - Triassico	. »
3.4.2.3 Formazione di Werfen (WER)	. »
3.4.2.4 Formazione del Serla Inferiore (FSE)	. »
3.4.2.5. - Carniola di Bovegno (BOV)	. »
3.4.2.6. - Calcare di Angolo (ANG)	. »
3.4.2.7 Conglomerato di Voltago (CVO)	
3.4.2.8 Conglomerato di Richthofen (RIC)	
3.4.2.9. - Calcare di Morbiac (MRB)	
3.4.2.10. - Formazione della Mendola (FME)	
3.4.2.11. - Calcare del Roen (CMN)	
3.4.2.12. - Vulcaniti andesitico-basaltiche (VAB)	
3.4.2.13. - Formazione di Raibl (RBA)	
3.4.2.14 Dolomia Principale (DPR)	
3.4.2.15. - Formazione di Rotzo (RTZ)	
3.4.2.16. - Oolite di San Vigilio (OSV)	
3.4.2.17. - Rosso Ammonitico (ARV)	
3.4.2.18 Biancone (e Scaglia Variegata) (BIA)	
3.4.2.19. - Formazione di Val d'Agola (VAG)	
3.4.2.20. - Scaglia Rossa (SAA)	
3.4.2.21 Formazione di Ponte Pià (FPP)	
3.4.2.22. - Calcare di Nago (NAG)	
3.4.3 MAGMATISMO TARDO-ALPINO	
3.4.3.1 Tonaliti della Val dei Rivi	
3.4.4 CORPI FILONIANI DI ETÀ NON DEFINITA	
3.4.4.1. - Filoni porfirici a megafeldspati	
3.4.4.2. - Filoni basici	. »
4 FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE	
(M. Avanzini, G.B. Castiglioni)	
4.1 INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GENERALE	
4.1.1. - Depositi precedenti l'ultima grande espansione glaciale	
4.1.1.1. - Depositi glaciali antichi del Rio Barnes	. »
4.1.1.2. - Depositi fluvioglaciali antichi del Rio Pescara	
e del Rio Barnes	
4.1.1.5. - Depositi giacioiacustii anticiii dei Rio Pescara 4.1.2. - Depositi pertinentiall'ultima grande espansione glacia	
4.1.2 DEPOSITI PERTINENTIALL ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIA ("LAST GLACIAL MAXIMUM")	
4.1.2.1 Depositi glaciali	
4.1.2.2. - Depositi giaciali	
4.1.2.3. - Depositi di contatto graciale	
7.1.4.3 Depositi nuviogiacian	. »

4.1.2.4. - Depositi glaciolacustri e lacustri
4.1.2.5. - Depositi eolici
4.1.3 Considerazioni d'insieme sui depositi collegati
ALL'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE
4.1.4 DEPOSITI POSTGLACIALI
4.1.4.1. - Depositi palustri
4.1.4.2. - Depositi torrentizi
4.1.4.3. - Depositi di versante
4.1.4.4. - Depositi di frana
4.1.4.5. - Depositi eluviali e colluviali
4.2 CENNI DI GEOMORFOLOGIA
5 TETTONICA (M. Avanzini, G. Prosser)
5.1. - INQUADRAMENTO STRUTTURALE
5.2. - LE STRUTTURE PRINCIPALI
5.2.1. - Linea delle Giudicarie Nord
5.2.2 Linea Trento-Cles
5.2.3. - Linea di Foiana
5.2.4 Linea di Ruffrè
5.3 EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'AREA
5.3.1. - L'EVOLUZIONE DEI BACINI SEDIMENTARI PERMIANI
5.3.1.1. - La discordanza al tetto dei depositi del Permiano superiore .x
5.3.2. - LA TETTONICA SINSEDIMENTRIA MESOZOICA
5.3.3. - La tettonicaalpina
5.3.4. - EVOLUZIONE DELL'AREA DAL NORICO AL MIOCENE SUPERIORE
5.3.4.1. - L'eredità norico-giurassica e la tettonica cretacica
5.3.4.2. - La messa in posto delle "lamelle tonalitiche"
lungo la Linea delle Giudicarie Nord e la fase insubrica »
5.3.4.3. - La tettonica del Miocene medio-superiore
5.4. - QUADRO D'INSIEME DELLAEVOLUZIONE
PALEOGEOGRAFICAMESO-CENOZOICA
DEL SUDALPINO (M. Avanzini, V. Picotti)
5.4.1. - CICLO PALEOTETIDEO
5.4.2. - Ciclo neotetideo
5.4.3. - Ciclo alpino
6 IDROGEOLOGIA (M. Avanzini)
7 STABILITÀ DEI VERSANTI E DISSESTO IDROGEOLOGICO
(G. Zambotti)

8 GEOLOGIAANTROPICA (M. Avanzini)	»
9 RISORSE DELSOTTOSUOLO (M. Avanzini)	»
9.1 UTILIZZO DELLE SOSTANZE MINERALI	>>
9.1.1 INERTI, PIETRISCO, SABBIA E GHIAIA	>>
9.1.2 Marmi, pietre ornamentali, pietre da costruzione	>>
9.1.3. - Miniere	»
10 IL CLIMA (E. Eccel)	»
10.1 REGIME TERMICO	>>
10.2 REGIME PLUVIOMETRICO	»
11 I SUOLI (A. Mancabelli, G. Sartori)	»
12 ARCHEOLOGIA (G. Dalmeri, M. Avanzini)	»
DIDI IOCDAEIA	

1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(M. Avanzini, C. Neri)

La Tavola 26 III - "Fondo" della Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Provincia Autonoma di Trento comprende i territori dell'Alta Val di Non localizzati a nord del Lago di Santa Giustina. L'altitudine è compresa fra i 568 m s.l.m. presso Cis, all'estremo sud-occidentale e i 2390 m s.l.m. presso il Monte Luco, all'estremità settentrionale della zona rilevata.

La Valle di Non si presenta come un'ampia conca, con caratteri d'altopiano relativamente al profondo solco erosivo della Valle dell'Adige che lo delimita ad Est. Essa corrisponde ad una depressione tettonica in forma di sinclinale asimmetrica legata alla principale lineazione tettonica che la attraversa: la Linea delle Giudicarie Nord. Quest'ultima rappresenta un importante elemento di discontinuità attivo dal tardo Paleozoico (soprattutto Permiano), utilizzato dal *rifting* norico-liassico e riattivato in epoca alpina.

I terreni della Tavola "Fondo" appartengono prevalentemente al Sudalpino, con l'eccezione di una limitata area situata ad ovest della Linea delle Giudicarie Nord, appartenente all'Austroalpino e caratterizzata da terreni metamorfici d'alto grado (Fig. 1).

La successione sudalpina, va dal basamento metamorfico d'età varisica, costituito prevalentemente da filladi quarzifere, ad unità sedimentarie (marne e carbonati) d'età paleogenica.

Il basamento è intruso a nord (fuori carta) da graniti di età permiana inferiore (Granito di Monte Croce) e ricoperto dalla potente successione vulcanica ("Vulcaniti Atesine", "Bozener Quartzporphyr", ecc. degli Autori), coeva e comagmatica alle citate intrusioni granitiche. Le coperture sedimentarie permo-mesozoiche presentano spessori relativamente ridotti rispetto alle aeree adiacenti delle Dolomiti occidentali e delle Prealpi Venete. Sono inoltre abbondantemente lacunose, sia per quanto riguarda il Trias (in particolare per quanto riguarda l'intervallo Ladinico superiore - Carnico), sia per il Giurassico e Cretaceo (i Calcari Grigi sono assenti su gran parte del territorio).

In sostanza, l'area interposta tra la Val d'Adige e le Giudicarie della quale il

settore in carta rappresenta l'area centrale, confermerebbe la persistenza del suo carattere di alto relativo, già segnalato a livello del Permiano superiore - Trias inferiore da vari autori (Italian IGCP 203 Group, 1986; Cassinis *et al.*, 1988; 1999), attraverso l'intero Mesozoico.

Al substrato si sovrappone una copertura pleistocenico-olocenica che è caratterizzata da un'ampia varietà di corpi differenti legati per lo più alle dinamiche glaciali che nel Quaternario hanno fortemente controllato l'evoluzione di questo territorio.

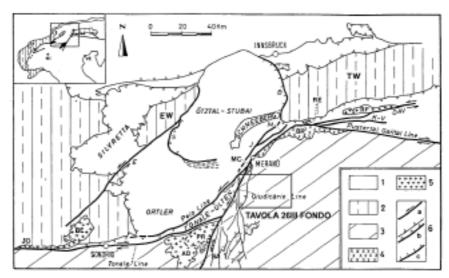


Fig.1 - Schema strutturale dei rapporti tra Australpino, Pennidico e Sudalpino nel settore in cui è localizzata la Tavola 26 III Fondo della carta geologica P.A.T. alla scala 1:25.000. 1) Austroalpino; 2) Pennidico e Austroalpino inferiore indifferenziati; 3) Sudalpino; 4) corpi intrusivi permiani di Bressanone (BR), Monte Croce (MC), Sabion (SA); corpi magmatici terziari: Bergell (BE), Jorio (JO), Adamello (AD), Presanella (PR), Resenspitz (RE), Riesenferner (RF); 6) faglie trascorrenti (a), sovrascorrimenti (b), faglie normali (c). E = Linea dell'Engadina; DAV = Linea Defereggental-Antoholz; KV= Kalkstein-Vallarga; S = Sovrascorrimento di Schinging; B = Linea del Brennero; J = Linea di Jaufen; M = Linea di Mauls; EW = Finestra dell'Engadina; TW = Finestra dei Tauri (da: Martin et. al., 1991 mod.).

2. - STUDI PRECEDENTI

(M. Avanzini, C. Neri)

2.1. - GLI STUDI GEOLOGICI

L'alta Valle di Non non è stata oggetto di studi geologici estensivi, verosimilmente per una sua posizione marginale rispetto alle aree classiche di studio della stratigrafia e della tettonica alpina, e, probabilmente anche per le oggettive difficoltà di indagine in un territorio prevalentemente coperto da boschi e intensivamente sfruttato dall'agricoltura fin dagli inizi del secolo scorso.

Dopo i lavori esplorativi di H. Wolf (1856-57), R. Lepsius (1878) G. Stache (1880) e Bittner (1881; 1883), i primi studi specifici sui terreni dell'alta anaunia si devono a Gumbel (1873) e a Richthofen (1874) che confrontano i terreni triassici delle pareti strapiombanti sulla Val d'Adige (zona della Mendola) a quelli delle Dolomiti orientali (Sciliar). Pochi anni dopo, G. Loss (1877) raccoglie i dati dei geologi dell'Istituto Geologico Federale di Vienna e completandoli con una serie di osservazioni di prima mano descrive le formazioni affioranti in Valle di Non con dovizia di particolari cercando confronti puntuali con le serie classiche delle Dolomiti orientali che in quegli anni erano oggetto di studi intensivi. Sono di poco successivi i lavori di M. Vaceck (1881; 1894) e W. Hammer (1911), volti alla realizzazione della Geologische Spezialkarte der Osterreichische-Ungarischen Monarchie alla scala 1:75.000 pubblicata nel 1903. Schubert (1900a; 1900b), studia i foraminiferi delle formazioni mesozoiche mentre, negli anni successivi, e con l'intervallo del primo conflitto mondiale, Salomon (1901; 1905), Heiritsh (1915), Spitz (1920) e Klebelsberg (1935) ne delineano un quadro stratigrafico e strutturale generale. Pia (1925; 1937) estende i suoi studi sul Triassico delle Dolomiti alle formazioni che affiorano ad ovest della valle dell'Adige e conferma le intuizioni di Richthofen sull'età e la posizione stratigrafica della Dolomia della Mendola.

Con il passaggio di questi territori all'Italia, anche i geologi italiani cominciano ad occuparsi dell'area. I primi studi sono probabilmente quelli di Fabiani, sul Terziario (1915; 1919; 1922; 1930), che fungono da premessa per i lavori di rilevamento dei nuovi fogli geologici alla scala 1:100.000 del Servizio

Geologico d'Italia quando l'area considerata è inserita nel foglio Bolzano pubblicato nel 1953 (AA.VV.; 1953). È tuttavia solo a partire dagli anni '60 del secolo scorso che alcune delle peculiarità geologiche dell'alta Valle di Non sono prese in considerazione gettando le basi per una moderna revisione della geologia dell'area.

Per quanto riguarda le coperture quaternarie dopo il lavoro dei primi anni del 1900 di Penk e Brückner (1909) sporadici e non sostanziali accenni alla Valle di Non sono stati fatti da vari autori. Tra essi, solo Sauro (1976), ha descritto in modo puntuale affioramenti e forme di un vasto settore dell'alta Anaunia mettendo in evidenza le complicazioni del sistema di valli e forre fluviali in parte sepolte o disattivate.

2.2. - CARTOGRAFIA PRECEDENTE

Il territorio della Tavola 1:25.000 "Fondo" ricade completamente nel Foglio geologico alla scala 1:100.000 "10 - Bolzano" (AA.VV., 1953): successivi aggiornamenti, principalmente a carattere strutturale e in scala 1:200.000, si devono a Castellarin *et al.* (1992). Le cartografia geologica più antica, come accennato in precedenza, risale ai tempi in cui nel Trentino e nel Tirolo meridionale operava il Servizio geologico austro-ungarico (Vacek, 1903b; Vacek e Hammer, 1911).

Una carta geologica al 50.000 dell'alta Val di Non è stata pubblicata da Van Hilten (1960). Esiste inoltre un limitato numero di lavori relativi a piccole aree, con allegate carte al 25.000: p.es., Fuganti (1965) (area del Lago di Caldaro, al margine sud del foglio), Ulcigrai (1969) (area di Tregiovo e Lauregno).

3. - STRATIGRAFIADELLE UNITÀ PRE-QUATERNARIE

(M. Avanzini, G. Bargossi, C. Morelli, C. Neri, G. Prosser)

3.1. - PROBLEMI DI RILEVAMENTO E STRATIGRAFIA

I rilevamenti condotti nell'area hanno ridefinito in dettaglio la stratigrafia delle successioni permo-mesozoiche seguendo moderni criteri di analisi di facies e proponendo l'istituzione di alcune formazioni che permettono una migliore ricostruzione paleogeografica dei sistemi deposizionali. Si elencano di seguito i principali problemi incontrati.

3.1.1. - VULCANITI PERMIANE

Rispetto ai rilievi precedenti (Foglio 100.000 Bolzano) e al limitrofo Foglio al 50.000 Bolzano, il metodo di rilevamento delle unità vulcaniche è stato modificato. Si è qui adottato un approccio vulcanologico-litostratigrafico, fondato sull'individuazione di corpi litologici in base alla tipologia dei prodotti vulcanici, alla loro composizione, alle superfici-limite dei suddetti corpi. Ne è risultata una stratigrafia basata su un considerevole numero di unità (che in gran parte devono essere considerate formazioni), molte delle quali indicate ancora in nomenclatura aperta.

3.1.2. - Intercalazioni sedimentarieall'interno della successione vulcanica

Oltre agli "Strati di Tregiovo" (qui riportati come Formazione di Tregiovo), sono note numerose lenti sedimentarie (conglomerati e arenarie fluviali, depositi pelitico-arenacei fluvio lacustri) inserite a vari livelli entro le vulcaniti permiane. Le intercalazioni sedimentarie sono un potenziale strumento di correlazione cronostratigrafica, nel caso contengano, come la Fm. di Tregiovo, peliti grigie o nerastre suscettibili di restituire palinoflore, orizzonti con resti vegetali e livelli con impronte di tetrapodi (Cassinis & Doubinger, 1991; 1992; Conti *et al.*, 1997; Neri *et al.*, 1999). Per il momento, sulla base dei rapporti geometricostratigrafici, sembra ragionevole ritenere che le intercalazioni sedimentarie rappresentate in questa carta appartengano a due episodi ben definiti:

a) un episodio inferiore, che è stato attribuito alla Formazione di Monticolo-Guncina, ben rappresentata in sinistra Adige e presente solo con limitatissimi affioramenti in questa carta;

b) un episodio più recente, la cui più classica espressione è rappresentata dalla Fm. di Tregiovo, chiusa a tetto dall'Ignimbrite di Predonico.

3.1.3. - COPERTURE SEDIMENTARIE PERMO-MESOZOICHE

La principale novità relativa a questo intervallo consiste nella eliminazione della Fm. a Bellerophon che compariva sul foglio geologico Bolzano alla scala 1:100.000 e su varie altra carte di sintesi: tale intervallo è stato infatti attribuito alla base della Fm. di Werfen (Membro di Tesero).

L'analisi approfondita della successione anisica ci ha condotti alla conclusione che in quest'area siano rappresentate, anche se in forma incompleta e lacunosa, tutte le tre sequenze anisiche riconosciute da De Zanche *et al.* (1992; 1993) nel Sudalpino orientale. Sopra l'insieme Dolomia del Serla Inferiore/Carniola di Bovegno, riferito all'Olenkiano superiore-Anisico inferiore, è presente un'unità calcarea di acque basse, a volte con un contenuto terrigeno più o meno rilevante, che è stata riferita dal punto di vista della nomenclatura al Calcare di Angolo (ma corrisponde pure con la Formazione a Gracilis nel settore più occidentale). Il contatto basale è di norma mascherato dalle coperture quaternarie, ma è visibile poco a nord lungo la S.S. delle Palade, poco oltre il Passo omonimo in direzione Lana. Segue un'unità clastica con intercalazioni di livelli conglomeratici metrici (Conglomerato di Voltago) che verso l'alto sfuma in un'alternanza di carbonati (prevalenti dolomie evaporitiche e calcari scuri nodulari) e arenarie, lateralmente discontinui.

Queste Formazioni sono ricoperte da un'unità definita "Giovoschichten" nei lavori di scuola austrica (Brandner, 1982) costituita da arenarie e peliti scure che evolvono verso l'alto in calcari bioclastici scuri. I recenti lavori di rilevamento nelle aree limitrofe a quelle rappresentate in carta hanno portato ad interpretare come Calcare di Recoaro l'unità calcareo-siltosa descritta in legenda come Formazione di Morbiac. Il Calcare di Recoaro passa transizionalmente alla Dolomia del Serla Superiore (in carta compresa nella parte basale della Formazione della Mendola). All'interno di quest'ultima unità l'identificazione di due principali superfici di discontinuità ha permesso di separare la Dolomia del Serla Superiore dalla Formazione del Contrin e quest'ultima dalla Dolomia dello Sciliar.

Le unità triassiche e giurassiche sono lacunose. Al tetto della Dolomia Principale d'età Triassico superiore, poggiano in paraconcordanza, su gran parte del territorio il Rosso Ammonitico (Dogger-Malm) od il Biancone (Cretaceo inf.) che molto spesso dolomitizzati alla base, offrono scarse possibilità d'inquadramento biostratigrafico (Fig. 2).

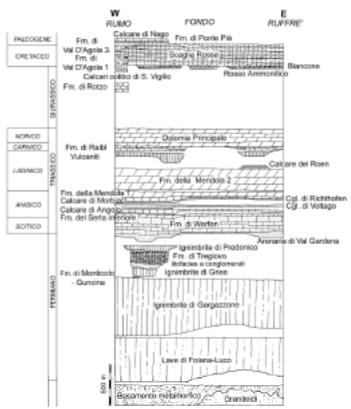


Fig. 2 - Schema stratigrafico delle formazioni presenti a sud-est della Linea delle Giudicarie Nord.

3.1.4. - NOMENCLATURA STRATIGRAFICA

Si è applicata alle successioni della Tavola Fondo la nomenclatura stratigrafica istituita nell'area delle Dolomiti Occidentali, delle Prealpi Venete o nello stesso territorio della Tavola in questione (es., Fm. della Mendola = "Dolomia della Mendola"/"Mendel - Dolomit", per indicare il complesso di piattaforma carbonatica dell'Anisico superiore/Ladinico inferiore; Fm. di Tregiovo = "Strati di Tregiovo"/"Tregiovo Schichten", "Scisti di Tregiovo", per le unità sedimentarie fluvio - lacustri intercalate nella successione vulcanica permiana, in prossimità del tetto). Riteniamo infatti che anche se l'area dell'alto strutturale Adige-Brenta rappresenta un raccordo tra successioni "lombarde" e successioni "venete", il suo settore orientale, che si affaccia sulla Val d'Adige, sia più affine all'area delle Dolomiti occidentali che non alla Lombardia orientale.

3.2. - UNITÀ DEL BASAMENTO AUSTROALPINO

Il basamento cristallino affiorante a tetto della linea delle Giudicarie Nord nel Foglio Appiano appartiene alla zona del Tonale, o falda del Tonale (Martin et al., 1998; estesa dal Lago di Como a Merano. Questo complesso di basamento è costituito in buona parte da paragneiss a sillimanite, con intercalazioni di anfiboliti e marmi, denominati Unità del Tonale, seguendo gli autori precedenti (*Tonaleschiefer* secondo Salomon, 1901). Nel settore nordoccidentale affiorano invece paragneiss migmatitici a cianite, con intercalazioni di metagranitoidi e rare eclogiti anfibolitizzate, riferiti all'Unità d'Ultimo. Nell'area del Foglio Appiano sono presenti entrambe le unità, separate dalla Linea di Rumo, un importante contatto tettonico di età alpina (Morten et al., 1977).

3.2.1. - FALDA DEL TONALE: UNITÀ D'ULTIMO

L'Unità d'Ultimo affiora lungo le creste più alte della dorsale delle Maddalene, al limite tra la Val d'Ultimo e la Val di Non. La caratteristica presenza di migmatiti indica che l'Unità d'Ultimo è stata metamorfosata in condizioni di medio-alto grado. È importante notare che le migmatiti contengono sempre cianite, e sono associate a metabasiti con relitti eclogitici. Pertanto, il metamorfismo di medio-alto grado è avvenuto in condizioni di alta pressione, all'interno di una crosta ispessita. Questo evento è di età varisica, come è documentato da dati radiometrici 207/206Pb sugli zirconi, e Rb/Sr sulle miche (Thöni, 1981; Martin *et al.*, 1998).

3.2.1.1. - Paragneiss (Gneiss stromatici a cianite e granato) (UPC_r)

Gli gneiss stromatici costituiscono una delle tipiche litologie del complesso migmatitico che costituisce l'Unità d'Ultimo. Questa litologia affiora solamente in corrispondenza della cima del M. Cornicolo, a tetto della Linea di Rumo. Si tratta di gneiss migmatitici a quarzo, plagioclasio, mica bianca, biotite, granato, rutilo e \pm cianite. La mica bianca è abbondante mentre la cianite è scarsa e scheletrica. Ascala dell'affioramento queste migmatiti sono caratterizzate da vene irregolari di leucosoma intercalate nel mesosoma che consentono di differenziare gli gneiss stromatici dai paragneiss della zona del Tonale.

La prima foliazione riconoscibile in questa unità (S_1) precede la migmatizzazione, in quanto le vene di leucosoma si impostano preferenzialmente lungo una anisotropia preesistente. Questa superficie è successivamente interessata da pieghe isoclinali, che determinano la formazione di una seconda foliazione di piano assiale (S_2) .

In questa unità sono stati inclusi corpi minori non cartografabili di nebuliti caratterizzate dall'associazione quarzo, plagioclasio, K-feldspato, mica bianca, biotite, granato, ± cianite e rutilo.

3.2.1. - FALDA DEL TONALE: UNITÀ DEL TONALE

L'Unità del Tonale è delimitata dalla Linea di Rumo a Ovest e dalla Linea del Tonale a Est. Si presenta come una sottile scaglia tettonica che tende a restringersi verso Nord, in quanto le due linee tettoniche convergono progressivamente fino ad unirsi nella zona di Rio Marano, in Val d'Ultimo. L'ampiezza massima dell'Unità del Tonale è circa 1,2 km in corrispondenza del M. Faiden, nel settore sudoccidentale della Tavola "Fondo".

L'evento metamorfico principale osservabile nei micascisti e nei paragneiss dell'unità del Tonale è in facies anfibolitica. Il metamorfismo è sicuramente prealpino, e probabilmente legato all'evento Varisico, come è documentato dalle età radiometriche Rb/Sr ottenute sulle miche (Thöni, 1981; Martin *et al.*, 1998).

3.2.2.1. - Paragneiss a sillimanite e granato (TPS)

I paragneiss dell'Unità del Tonale sono l'unità di basamento più diffusa nella porzione trentina del foglio "Appiano". Affiorano diffusamente nella zona del M. Faiden e alla base del versante orientale del M. Cornicolo. L'associazione mineralogica più frequente comprende plagioclasio, biotite, mica bianca, K-felspato, granato e sillimanite. La sillimanite può essere prismatica oppure fibrolitica, quando è concresciuta con la biotite. I granati sono generalmente di piccole dimensioni (da 0,2 a 1 mm circa) e subidiomorfi. I minerali accessori sono costituiti da zircone, apatite, rutilo e ilmenite. Nelle facies più micascistose generalmente mancano la sillimanite e il K-feldspato, mentre compare la staurolite.

Questa unità di basamento è contenuta come una sottile scaglia tettonica tra la linea delle Giudicarie e la Linea di Rumo, ed è quindi delimitata da fasce milonitiche in facies degli scisti verdi di basso grado.

La prima foliazione riconoscibile (S_1) è visibile localmente in corrispondenza della chiusura di pieghe serrate o isoclinali ed è legata a un'alternanza composizionale a scala centimetrica o decimetrica. Infatti, essa è evidenziata da bande leucocratiche o paragneissiche all'interno di facies più micascistose. La scistosità principale (S_2) è legata alla trasposizione della precedente foliazione (S_1) lungo pieghe serrate o isoclinali (D_2).

Lungo la scistosità principale cristallizza in prevalenza la biotite e subordinatamente la muscovite. In alcuni casi è presente una evidente alternanza composizionale, a scala millimetrica o centimetrica, legata alla presenza di bande leucocratiche (*Q-domains*) a plagioclasio, K-feldspato e quarzo, alternate a bande melanocratiche (*M-domains*) costituite in prevalenza da biotite e mica bianca.

Una fase deformativa successiva determina la formazione di pieghe aperte o serrate (D_3) , a scala metrica o centimetrica, talvolta associate a una foliazione di piano assiale (S_3) . In sezione sottile questa deformazione non è associata a una

cristallizzazione metamorfica, in quanto determina unicamente *kinking* nella biotite e nella mica bianca, e formazione di bande di deformazione e *deformation lamellae* nel quarzo. Talvolta la biotite e il granato sono trasformati in clorite. La foliazione S_3 è un clivaggio di crenulazione, legato a dissoluzione per pressione.

La presenza di quarzo stirato, *kinking* delle miche e cloritizzazione del granato è riferibile ad eventi alpini.

All'interno dei paragneiss sono presenti intercalazioni di gneiss a grana fine di spessore decimetrico o metrico. Sono stati individuati in corrispondenza del versante sinistro di Rio Valle, presso il Monte Faiden. Si tratta di gneiss caratterizzati dall'associazione quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite, muscovite e granato. Il granato è scheletrico ed include quarzo, K-feldspato e biotite. I minerali accessori sono apatite, zircone, rutilo e ilmenite. Il rutilo è incluso all'interno del plagioclasio e del K-feldspato, ed è spesso trasformato in ilmenite al bordo. La foliazione è delineata in prevalenza da biotite, ed è parallela alla S₂ riconosciuta nei paragneiss.

Gli gneiss sono frequentemente interessati da una retrocessione metamorfica, che determina la cloritizzazione del granato e della biotite. La retrocessione è associata una deformazione a bassa temperatura, che può essere messa in relazione ad eventi tettonici di età alpina. Ciò determina la presenza di *kink bands* nella biotite e nel plagioclasio e lo sviluppo di *shear zones* cataclastico-milonitiche, caratterizzate da incipiente plasticità cristallina.

3.2.2.2. - Ortogneiss granitici e aplitici (TPS_o)

Lungo il versante sinistro di Rio Valle, sul versante orientale del M. Faiden è presente una banda costituita da un ortogneiss pegmatoide. L'ortogneiss deriva da un leucogranito a due miche ed è composto da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, mica bianca e biotite. L'affioramento è interessato da numerose fasce cataclastiche e da deformazione a bassa temperatura. Ciò determina la completa cloritizzazione della biotite, la formazione di *deformation lamellae* nel quarzo e il *kinking* nel plagioclasio. Le fasce cataclastiche sono composte da una matrice microcristallina ricca in sericite, in cui si individuano frammenti di quarzo e plagioclasio.

3.2.2.3. - Marmi (TPS_m)

L'unico affioramento di marmo riconosciuto all'interno della Tavola "Fondo" è localizzato in corrispondenza del versante orientale del M. Cornicolo, immediatamente a letto della Linea di Rumo. Si tratta di una banda spessa circa 50 cm, intercalata tra livelli di gneiss anfibolico. La presenza di marmi, associati ad anfiboliti, è una caratteristica peculiare dell'unità del Tonale (Martin *et al.*, 1993). Per questo motivo l'orizzonte di marmi è stato cartografato, nonostante il suo modesto spessore.

3.2.2.4. - Anfiboliti a plagioclasio (e gneiss anfibolici) (TPS_a)

Nell'unità del Tonale affiorante nell'area considerata le anfiboliti e gli gneiss anfibolici sono scarsamente rappresentati. Infatti, sono state osservate solo due lenti di spessore decimetrico in prossimità della Linea di Rumo, presso la cima del M. Faiden e lungo il versante orientale del M. Cornicolo. Inoltre una lente piuttosto retrocessa affiora lungo la Linea delle Giudicarie, poco sopra Maso Stasal.

L'associazione mineralogica delle anfiboliti comprende orneblenda, plagioclasio, quarzo e granato. Tra gli accessori sono presenti titanite, minerali opachi e rutilo. Quest'ultimo minerale è stato osservato unicamente come incluso nel granato. Il plagioclasio è frequentemente trasformato in epidoto, mentre il granato è scheletrico e fratturato, ed è frequentemente associato ad epidoto e clorite. Talvolta sono presenti aggregati cloritici che probabilmente derivano dalla sostituzione di precedente granato.

Alle anfiboliti sono associati gneiss anfibolici ed epidotico-anfibolici costituiti da quarzo, epidoto, anfibolo, plagioclasio e \pm K-feldspato. Una caratteristica di queste rocce è la presenza di bande alternate ricche rispettivamente in epidoto e anfibolo.

La prima foliazione riconoscibile in queste rocce (S_1) è un'alternanza composizionale legata alla presenza di livelli melanocratici intercalati in orizzonti leucocratici. Questa superficie è interessata da pieghe isoclinali, e trasposta lungo la foliazione principale (S_2) . Infine, in prossimità della Linea di Rumo, gli gneiss anfibolici sono interessati da una foliazione milonitica di età alpina, lungo cui cristallizza la sericite.

3.3. - MILONITI DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD E DELLA LINEADI RUMO

3.3.1. - MILONITI DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD

La Linea delle Giudicarie Nord è caratterizzata da una sottile fascia milonitica (10-20 m) che interessa sia i carbonati mesozoici a letto che il basamento dell'unità del Tonale a tetto. L'affioramento migliore può essere osservato lungo una strada forestale a monte di Maso Stasal (Rumo). In quest'area i calcari milonitici presentano una foliazione e una lineazione di allungamento, definita dall'allineamento preferenziale dei cristalli di calcite. Sono inoltre presenti *boudins* di calcare dolomitico appiattiti lungo la foliazione milonitica. I calcari milonitici sono caratterizzati da una forte orientazione cristallografica preferenziale della calcite. Ciò suggerisce una deformazione per plasticità cristallina, derivante dalla formazione di geminati nella calcite.

Le miloniti derivanti dai paragneiss dell'unità del Tonale sono caratterizzate

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

da una foliazione milonitica e da una lineazione di allungamento definita dall'allineamento preferenziale degli aggregati cristallini di quarzo e clorite. La foliazione è definita da bande millimetriche ricche in quarzo e in sericite. Le zone ricche in sericite contengono porfiroclasti di quarzo e di feldspato. Il quarzo presenta ricristallizzazione dinamica, evidenziata dalla presenza di *subgrains* e nuovi grani, mentre il plagioclasio è fratturato con la formazione di strutture a domino. Gli indicatori cinematici osservati in queste miloniti suggeriscono una direzione di trasporto verso est (Fig. 3).

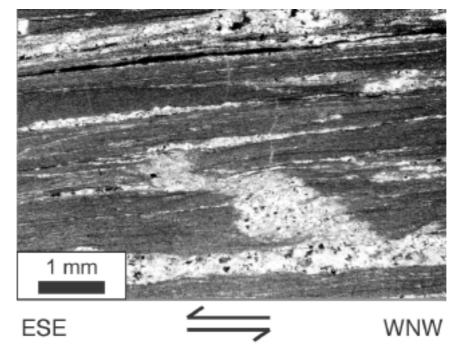


Fig. 3 - Milonite a grana fine derivante da un calcare marnoso, campionata lungo la Linea delle Giudicare Nord. Il senso di taglio è stato ricavato da una vena di calcite ripiegata e da shear bands a basso angolo. Modificato da Prosser (2000).

3.3.2. - MILONITI DELLA LINEA DI RUMO

La fascia milonitica della Linea di Rumo interessa prevalentemente i paragneiss e gli gneiss anfibolici dell'Unità del Tonale per uno spessore di 50-100 m. Gli affioramenti sono localizzati presso la cima del M. Faiden e lungo il versante orientale del M. Cornicolo.

Le miloniti derivate da paragneiss sono costituite da una matrice sericitica che contiene porfiroclasti di feldspato, mica bianca e opachi (Fig. 4). Il quarzo, che costituisce *ribbons* e lenti, è interessato da ricristallizzazione dinamica. Talvolta sono presenti ultramiloniti, con matrice sericitica fine e subordinati porfiroclasti di feldspato.

Le miloniti derivanti da gneiss anfibolici o da gneiss leucocratici hanno matrice costituita da quarzo in ribbons, talvolta completamente ricristallizzato. I porfiroclasti sono costituiti da K-feldspato, plagioclasio ed epidoto nelle rocce leucocratiche, mentre compaiono K-feldspato, plagioclasio, allanite ed anfibolo negli gneiss anfibolici milonitici. La foliazione è definita da sericite, clorite ed aggregati di epidoto.

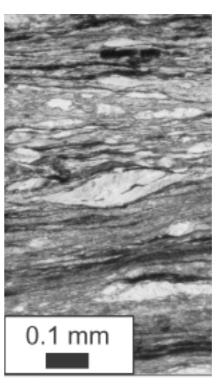




Fig.4 - Milonite-ultramilonite derivante da un micascisto, campionata lungo la Linea di Rumo. Il senso di taglio è stato ricavato da un evidente mica-fish. Modificato da Prosser (2000).

3.4. - UNITÀ DEL SUDALPINO

3.4.1. - Complesso Vulcanico Atesino e Sedimenti Intravulcanici

Le vulcaniti affioranti nel Foglio Appiano appartengono ad un articolato sistema eruttivo impostatosi nel Sudalpino nel tardo Paleozoico. In un intervallo temporale compreso circa tra 285 e 260 Ma, una imponente attività magmatica produsse grandi quantità di rocce vulcaniche e plutoniche comprendenti termini a diversa composizione da acidi a basici (D'Amico 1979; 1986, D'Amico e Del Moro, 1988; Di Battistini *et al.*, 1990; D'Amico *et al.* 1980; Bonin *et al.*, 1993;

Bargossi *et al.*, 1999a, 1999b; Bargossi e D'Amico, 1989; Bargossi *et al.*, 1983; Rottura *et al.*, 1997).

Secondo l'ipotesi più accreditata, l'attività magmatica si originò durante una fase tettonica transtensionale-estensionale con sviluppo di bacini delimitati da faglie di *strike-slip* destro nella crosta superiore fragile, che condizionò la risalita dei magmi e la loro messa in posto (Massari, 1988; Vai, 1991; Cassinis e Perotti, 1993; Dal Piaz, 1993).

I prodotti vulcanici appartenenti al Distretto Vulcanico Atesino (attualmente in fase di riesame), si estendono in affioramento su una superficie superiore a 2000 km² compresa fra il Lineamento Periadriatico a NW e la Linea della Valsugana a SE (Fig. 5). La messa in posto della successione vulcanica in

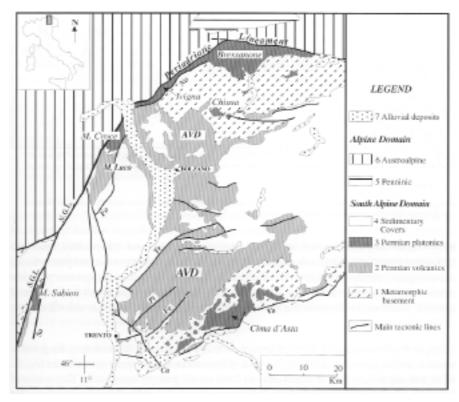


Fig. 5 - Distribuzione delle vulcaniti e delle plutoniti permiane nel Sudalpino centro-orientale. Distretto Vulcanico Atesino AVD. Principali lineazioni tettoniche: PL= Lineamento Periadriatico; NGL = Linea delle Giudicarie Nord; SGL = Linea delle Giudicarie sud; NO = Linea di Nova; Fo = Linea di Foiana; Tr = Linea di Trodena; Pi = Linea di Pinè; Fe = Linea del Fersina; Va = Linea della Valsugana; Ca = Linea del Calisio; Sa = Linea del Sabion (da: Bargossi et. al., 1999a).

ambiente continentale, è fortemente condizionata da una contemporanea attività vulcano-tettonica: i prodotti sono emessi da apparati di tipo fessurale e sono costituiti da dominanti depositi di flusso piroclastico con subordinate estrusioni domiformi e colate laviche ed ancor meno abbondanti depositi di caduta. Le vulcaniti possono raggiungere uno spessore massimo superiore a 2000 metri ed assottigliarsi sensibilmente nelle zone marginali (Selli, 1998); presentano un limite inferiore inconforme direttamente sul basamento metamorfico sudalpino o su conglomerati basali continentali; a loro volta sono ricoperte con limite inconforme da sedimenti clastici continentali dalla Formazione dell'Arenaria di Val Gardena. Sedimenti clastici continentali sono presenti a varie altezze stratigrafiche anche all'interno della successione vulcanica: il loro accumulo registra le stasi dell'attività eruttiva ed è fortemente condizionato dalla tettonica sinvulcanica (Fig. 6).

Nonostante l'età Permiana di questi prodotti vulcanici è ancora possibile, nelle zone meglio esposte, effettuare una interpretazione della dinamica e delle geometrie di messa in posto degli stessi. Infatti sono perfettamente riconoscibili gli edifici costruiti dall'accumulo di prodotti estrusi quali domi e colate che possono comprendere rocce a diverso grado di porfiricità, sia in facies massive, che con motivi di flusso magmatico evidenziato da marcato *banding* sia da facies a blocchi. Al contrario i depositi piroclastici ignimbritici ed i tufi, tendono a colmare le depressioni create dalla presenza di edifici lavici e dalla attività tettonica sinvulcanica distensiva. I prodotti piroclastici mostrano marcati motivi di flusso (fiamme) e di stratificazione.

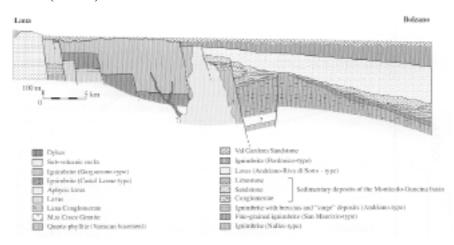


Fig. 6 - Sezione del margine occidentale del Distretto Vulcanico Atesino lungo la Valle dell'Adige tra Lana e Bolzano (da: Bargossi et al., 1999a).

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

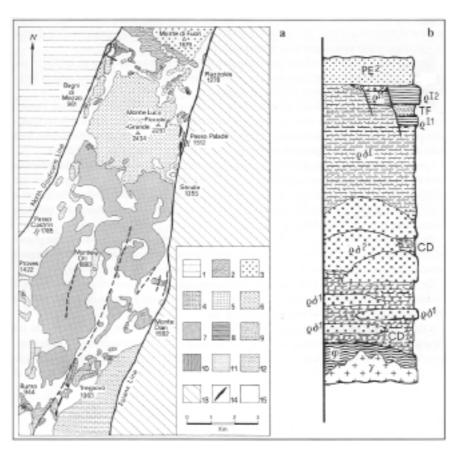


Fig. 7 - a) Schema della successione vulcanica di Monte Luco. 1) Basamento metamorfico Austroalpino; 2) filladi del Sudalpino; 3) granodioriti di Monte Croce; 4) depositi continentali terrigeni; 5) flussi e domi di lave riolitiche e riodacitiche; 6) flussi e domi di lave prevalentemente riodacitiche (Lave di Foiana – Luco); 7) ignimbriti riodacitiche (Ignimbrite di Gargazzone); 8) ignimbriti riolitiche agglomeratiche (Ignimbrite di Gries); 9) Formazione di Tregiovo; 10) ignimbriti riolitiche massive (Ignimbrite di Predonico); 11) Arenaria di Val Gardena; 12) successione sedimentaria Permo-Triassica indifferenziata; 13) successioni triassiche ad est della Linea di Foiana; 14) filoni alpini; 15) coperture quaternarie.

β) Successione vulcanica e vulcanoclastica di Monte Luco. φ) Basamento metamorfico; γ) granitoidi; CD) depositi clastici; $\rho \delta^1$) domi riodacitici inferiori; $\rho \delta^2$) (Lave di Foiana – Luco) flussi e domi di lave riolitico-riodacitiche; $\rho \delta^1$) ignimbriti riodacitiche (Ignimbrite di Gargazzone); ρ^{11}) ignimbriti riolitiche inferiori (Ignimbrite di Gries); ρ^{12}) ignimbriti riolitiche superiori (Ignimbrite di Predonico); TF) Formazione di Tregiovo; Pe^2) Arenaria di Val Gardena (da: Bargossi et al., 1999b).

L'intera area di Monte Luco costituisce una struttura antiforme immergente verso sud compresa fra la Linea delle Giudicarie Nord e la linea di Foiana. La successione vulcanica rappresenta una monoclinale debolmente inclinata (10°-20°) verso S-SW con abbassamento a gradinata del margine SE (Bargossi *et al.*, 1983) (Fig. 7). In questo settore l'interpretazione in chiave stratigrafico-vulcanologica dei litotipi del Distretto Vulcanico Atesino ha condotto al riconoscimento di diverse unità formazionali.

3.4.1.1. - Lave di Foiana - Luco (LFL) (Permiano inferiore p.p.)

Affiorano nell'area settentrionale del foglio alle pendici meridionali del M. Luco, nei pressi di Malga Lucar.

Da un punto di vista litologico si distinguono lave riodacitiche molto compatte con fratture irregolari e distanziate; colore da roseo-bruno a violaceo, che localmente assumono toni sul verde. Presentano aspetto sia massivo che con bande di flusso, dall'andamento parallelo e più raramente ondulato. Di frequente queste bande sono concentrate in livelli di qualche metro di spessore che si alternano con porzioni, sempre metriche, dall'aspetto massivo. La roccia presenta una struttura porfirica con abbondanti fenocristalli idiomorfi di feldspati di colore rosa intenso (2-4 mm) immersi in una pasta di fondo omogenea in cui si evidenziano minerali femici (biotite e pirosseni). Il quarzo, con morfologia sub-arrotondata, è meno abbondante. Localmente, sono presenti facies a blocchi. Queste porzioni sono caratterizzate da blocchi sub-angolosi, di dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, quasi a contatto tra loro e saldati in una massa più omogenea, che presenta a volte delle strutture fluidali. La composizione dei blocchi e della massa inglobante è, per quanto osservabile in campagna, identica a quella delle lave.

A diverse altezze stratigrafiche, intercalati alle lave, sono presenti lenti ed orizzonti piroclastici ed epiclastici. I primi sono costituiti da brecce piroclastiche e tufi. Le brecce sono *open framework* e costituiscono strati da spessi a molto spessi disorganizzati; i clasti, da centimetrici a pluridecimetrici, sono in genere subangolari e prevalentemente vulcanici, in subordine metamorfici. Sono anche presenti inclusi *juvenili* scuri in parte schiacciati ed orientati. La matrice, costituita da cristalli e componenti fini, presenta un medio grado di saldatura. I tufi (ad elementi della granulometria delle ceneri) sono spesso localizzati alla base degli orizzonti di brecce piroclastiche, si presentano in livelli da decimetrici a metrici laminati, in cui a volte si osservano dei lapilli accrezionari. Essi sono interpretabili sia come depositi di *surge* sia di caduta.

Le geometrie delle singole unità, sono nel dettaglio difficilmente ricostruibili ed anche la valutazione degli spessori è complicata dalla mancanza di succes-



Fig. 8 - Lave di Foiana - Luco a nord di Malga Lucar.

sioni continue. Gli spessori massimi (almeno 1300 metri) si registrano nell'area di Monte Luco dove peraltro esistono le migliori esposizioni ed è visibile a nord (in un'area non rappresentata in carta) il limite inferiore paraconcordante sulla Formazione di Plazzoles.

I depositi vulcanici di questa formazione sono il prodotto di accumulo di una intensa attività eruttiva esplicatasi principalmente con colate laviche più o meno estese (le giaciture delle colate laviche misurate presso Malga Lucar hanno valore medio circa N220/25°, discordante da quello delle sottostanti ignimbriti che immergono invece verso sud-est) e con formazione di ripetuti ed imponenti domi (Fig. 8). I singoli episodi effusivi sono separati da spessi orizzonti di lave in facies a blocchi e/o autobrecciata, da altrettanto potenti e discontinui orizzonti piroclastici e da sedimenti clastici che si accumulavano in piccoli bacini confinati.

3.4.1.2. - Ignimbrite di Gargazzone (IGA) (*Permiano inferiore p.p.*)

La formazione affiora su di una estesa area sia sui due versanti della Valle dell'Adige, a nord di Nalles e Terlano, sia nel settore meridionale del Monte Luco. Costituisce la più estesa e potente bancata di tutta la serie vulcanica presente nell'area studiata. Si rileva in una fascia di territorio, allungata in direzione Nord-Sud, che va dal paese di Corte Inferiore (presso Tregiovo) fino al limite con la provincia di Bolzano a nord (Monte Luco), passando attraverso l'Alpe Scura e la Valle del Rio Urban.

Litologicamente è caratterizzata da una potente successione di ignimbriti omogenee ed estremamente compatte di colore nero o grigio scuro-verdognolo che localmente possono assumere toni sul rosso violaceo lungo le fessurazioni, per progressiva ossidazione. Quest'ultima può talora essere pervasiva e sostituire completamente la colorazione originaria. In alterazione esterna presentano colori sul grigio chiaro e arancio. La roccia è in genere nettamente suddivisa in lastre molto regolari (1-30 cm) da fratture subverticali; sono inoltre presenti, meno evidenti, altri due sistemi di frattura circa ortogonali al primo e tra loro (Fig. 9). La roccia ha struttura clastoporfirica con numerosi cristalli (1-2 mm) di feldspato di colore bianco e/o rosa chiaro e quarzo in una massa di fondo omogenea, irrisolvibile alla lente. Sono presenti inclusi centimetrici afanitici di colore grigio scuro, verde, schiacciati ed allungati secondo il flusso piroclastico (fiamme).

Spesso l'alterazione è così spinta che non rimane traccia del colore originario, come accade per esempio lungo le pareti incombenti sulla strada che da Corte Inferiore va a Laureano. Per alterazioni di altra natura, presumibilmente autometamorfismo pneumatolitico, le ignimbriti possono assumere colorazione biancastra, giallastra o rosa chiaro, accompagnata da un'apparente perdita di compattezza. Questo tipo di fenomeno si evidenzia in modo particolare, sul cri-

nale che da Malga di Monte Toro scende verso sud-est, a quota 1850 m s.l.m. circa. I processi di alterazione possono modificare interamente l'aspetto originario delle ignimbriti, rendendole completamente prive di compattezza e di colore bruno. Si osservano, a nord est di Malga di Brez (a quota 1835 m s.l.m.), a sud di Palù Longa (a quota 1350 m s.l.m.) e frequentemente laddove vi siano dislocazioni tettoniche.

È una unità potente fino ad almeno 800 metri che presenta un limite inferiore netto paraconcordante sulla Formazione delle Lave di Foiana-Luco mentre al tetto può essere sigillata da unità sedimentarie o vulcaniche differenti secondo i settori. Nella zona settentrionale affiora in continuità stratigrafica



Fig. 9 - Ignimbrite di Gargazzone nei pressi di Lauregno.

con l'Arenaria di Val Gardena e con le Ignimbriti di Gries, a sud è sigillata dai depositi clastici o pelitici della Formazione di Tregiovo.

La Ignimbrite di Gargazzone rappresenta il prodotto di imponenti espandimenti ignimbritici che con più unità di flusso saldate ricoprono gran parte di questo settore del distretto vulcanico e riescono a colmare le depressioni createsi nelle fasi precedenti.

3.4.3. - Formazione di Monticolo-Guncina (FMG) (*Permiano inferiore p.p.*)

È una formazione clastica continentale ben stratificata che affiora con una certa continuità su entrambi i versanti della Valle dell'Adige tra Terlano e Bolzano con spessori e facies estremamente variabili in funzione della articolata fisiografia determinata dalla precedente attività vulcano-tettonica. Gli accumuli maggiori (250 metri) si registrano in corrispondenza del lato orientale della Valle dell'Adige (quindi in aree non rappresentate in carta), presso Guncina e presentano poi graduali riduzioni verso NW. Altri massimi si registrano a Monticolo e Grissiano dove sono localizzati in prossimità di una importante dislocazione sinvulcanica.

Nelle aree tipo, si differenziano due litofacies principali:

- a) conglomerati e brecce a diverso grado di organizzazione, ad elementi esclusivamente vulcanici intercalati a livelli prevalentemente arenitici massivi, in cui flottano rari clasti. Il grado di evoluzione dei clasti nei singoli strati è estremamente variabile da angolosi a ben arrotondati.
- b) arenarie generalmente rosse o brune a granulometria da media a grossolana (raramente fine), in strati da medi a molto spessi, a geometria piano parallela e laminazione per lo più parallela, raramente incrociata. Occasionalmente sono presenti anche intercalazioni sottili di calcari scuri laminati e livelli di selce.

La litofacies b è stata osservata in affioramento solo lungo la strada dei Frari (strada provinciale di Tregiovo n. 29), a quota 900 m s.l.m. circa, a nord-ovest di Tregiovo e in limitatissimi affioramenti (non cartografati) lungo l'incisione del torrente Rabiola, a quota 1450 m s.l.m. Lungo la strada dei Frari sono evidenti tufi conglomeratici ed arenacei. I conglomerati hanno tessitura variabile dall'irregolare al sub-orizzontale, con clasti di diametro variabile da 2 a 20 cm, in matrice arenacea e livelli arenacei della stessa natura dei clasti. Presentano colorazione rossa e ove visibile stratificazione debolmente inclinata verso sud-est.

La potenza dell'unità nella zona in esame non risulta superiore ai 20 m.

Questa unità è compresa stratigraficamente tra l'Ignimbrite di Gargazzone e l'Ignimbrite di Gries.

La deposizione della formazione rappresenta un momento importante ed abbastanza generalizzato di stasi dell'attività effusiva.

3.4.1.4. - Ignimbrite di Gries (Litofacies agglomeratiche) (ITG) (*Permiano inferiore p.p.*)

Questa unità affiora in zone limitate subito a Nord di Gries e per piccoli spessori alla base delle pareti della Valle dell'Adige tra Bolzano, Vadena e Bronzolo. Altri affioramenti, più consistenti sono presenti nella zona di Tregiovo.

Si tratta di ignimbriti di colore rosso scuro-violaceo ed aspetto massivo o fortemente orientato parallelamente alle linee di flusso. Sono poco fratturate. In genere prevalgono facies in cui la roccia ha una struttura clastoporfirica con abbondanti fenocristalli millimetrici di feldspato rosa intenso e quarzo immersi in una pasta di fondo rosso-violacea omogenea, irrisolvibile alla lente. Sono presenti inclusi litici sia vulcanici sia metamorfici con bordo di reazione termica; più di frequente si osservano numerosi inclusi lavici *juvenili*, anche di grandi dimensioni (50 cm) isorientati secondo le fiamme. Localmente, in genere verso l'alto, prevalgono facies a cristalli minuti e più radi di quasi solo feldspato.

In alcune zone, come nell'area della Tavola Fondo, la porzione superiore o tutta la formazione è formata da facies agglomeratiche. La roccia è costituita da blocchi e clasti da metrici a centimetrici, subarrotondati o subangolari, ad assetto caotico, immersi in una matrice meno coerente con colorazione bruno rossastra. I clasti così come la matrice sono esclusivamente costituiti da frammenti dell'ignimbrite stessa. Sono presenti occasionali vene di silice rossa (Fig. 10).



Fig. 10 - Litofacies agglomeratica dell'Ignimbrite di Gries a nord di Lauregno (Scala: 10 cm).

Questa facies particolare è ben rappresentata nella parte nord occidentale della Tavola, a quota 1400 m s.l.m. circa, lungo l'incisione del torrente Rabiola e nelle aree limitrofe. Estesi affioramenti sono visibili anche lungo il torrente Lavazzè, nei pressi della Val di Bugne e lungo la strada dei Frari. Qui affiora tutta la serie delle rioliti, in continuità stratigrafica, sia con le ignimbriti riodacitiche sia con la Formazione di Tregiovo.

Presentano spessori fino ad almeno 150 m, un limite inferiore concordante ed in parte erosivo sull'Ignimbrite di Gargazzone o sulla Formazione di Monticolo-Guncina.

3.4.1.5. - Formazione di Tregiovo (TRG)

(Permiano inferiore p.p.-superiore p.p.) (Kunguriano-Ufimiano)

È la formazione sedimentaria intravulcanica permiana più nota e studiata nei classici affioramenti pelitici nei dintorni di Tregiovo.

Ad essa sono dedicati numerosi lavori di carattere biostratigrafico (Conti *et al.*, 1997, Cassinis & Doubinger, 1991; 1992; Barth & Mohr, 1994), e giacimentologico (Mostler, 1965, 1966; Haditsch & Mostler 1974; Klau & Mostler, 1983). Il contesto stratigrafico e paleostrutturale, nonché alcuni aspetti sedimentologici, sono discussi in Fuganti e Ulcigrai (1965), Ulcigrai (1969); Giannotti (1963), Bargossi, D'Amico & Scipioni (1983), Cassinis & Neri (1990; 1992). Bampi (1994); Cassinis et al, (1992; 1993; 1998), Jin *et al.* (1998); Neri *et al.* (1999), Astl & Brezina J. (1986).

Alla Formazione di Tregiovo sono stati recentemente associati sedimenti in facies simile affioranti nella Val d'Adige e collocati nella stessa posizione stratigrafica.

Si distinguono due litofacies. Una facies conglomeratica (TRGc) ed una sostanzialmente pelitica (TRG) descritte in dettaglio in seguito (Fig. 11).

Lo spessore massimo è di 250 metri di cui i primi 50 possono essere costituiti dalle facies conglomeratiche o arenacee di base.

Il limite inferiore è netto concordante o erosivo sull'Ignimbrite di Gries o sull'Ignimbrite di Gargazzone. Il tetto è generalmente suturato dall'Ignimbrite di Predonico tranne in un caso particolare, dove gli "Scisti di Tregiovo" sono in contatto stratigrafico con la formazione dell'Arenaria di Val Gardena (sponda sinistra del Rio Pescara poche centinaia di metri a nord della confluenza con il rio Lavazzé). Qui, una superficie di *unconformity* separa una sezione ridotta di peliti della Formazione di Tregiovo dalle Arenarie di Val Gardena che qui sono rappresentate da una litofacies a microconglomerati ed arenarie di litologia porfirica. A pochi metri di distanza le Arenarie di Val Gardena poggiano direttamente sulle ignimbriti agglomeratiche (Ignimbrite di Gries - ITG) e sull'Ignimbrite di Gargazzone (IGA). Quest'affioramento, già noto a Vacek, costituisce ancor oggi l'esempio più frequentemente riportato, per dimostrare la

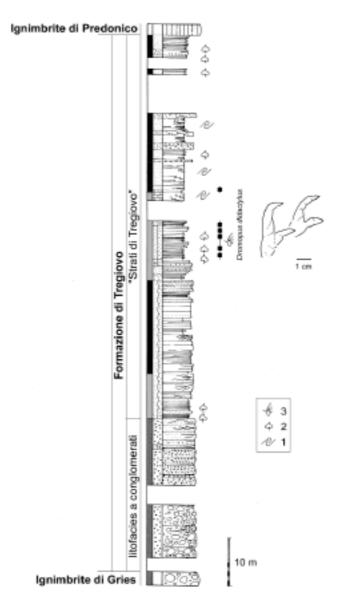


Fig. 11 - Serie stratigrafica semplificata della Formazione di Tregiovo sul fianco orientale del Monte Dian. Nell'unità superiore ("Strati di Tregiovo") sono comuni impronte di tetrapodi e resti vegetali.

1) slumpings; 2) resti vegetali; 3) impronte di tetrapodi.

diretta sovrapposizione delle Arenarie di Val Gardena sulla Formazione di Tregiovo. L'interpretazione da noi data è invece quella di una terminazione a becco di flauto (per erosione) delle vulcaniti superiori.

Nelle litofacies pelitiche le superfici di strato mostrano talvolta residui carboniosi, e, in qualche caso, resti di piante determinabili. Sono regolarmente presenti impronte di tetrapodi e molto abbondanti sono le palinoflore che ne hanno permesso un preciso inquadramento cronostratigrafico.

L'intera successione è il prodotto dello smantellamento dei paleorilievi permiani in un ambiente continentale simile, probabilmente per le caratteristiche climatiche, a quello di sedimentazione delle Arenarie di Val Gardena (Fels, 1982). I corsi d'acqua, a regime occasionale, devono essere stati i maggiori agenti responsabili dell'erosione, del trasporto e del deposito di questi materiali all'interno di bacini di bassa profondità. Come nel caso della precedente formazione clastica di Monticolo-Guncina si ha un forte controllo tettonico sulle geometrie deposizionali.

Formazione di Tregiovo: litofacies a conglomerati (TRG_c)

Gli affioramenti più significativi si localizzano alla destra idrografica del Rio Pescara a SE dell'abitato di Mione e a NE del M. Dian. Alcuni affioramenti del Monte Dian e dei dintorni di Tregiovo mostrano il passaggio graduale dalle facies conglomeratiche a quelle pelitiche sovrastanti attraverso una facies di transizione costituita da un'alternanza di conglomerati a piccoli ciottoli in livelli decimetrici e arenarie da grossolane a fini.

I conglomerati sono costituiti da blocchi di forma irregolare da spigolosi a sub-arrotondati di dimensioni da centimetriche a decimetriche quasi sempre monogenici a composizione da riolitica a riodacitica. Le proporzioni tra matrice e clasti sono variabili, come pure il grado di maturità tessiturale della matrice la cui composizione può essere molto vicina a quella dei clasti o presentare minerali derivati dall'alterazione di quelli originariamente presenti. La matrice arenacea è ricca di fenoscristalli di quarzo e biotite. L'assetto è caotico, non si riconosce un'organizzazione interna soprattutto nei livelli inferiori. Solo sporadicamente sono visibili i segni della stratificazione che confermano l'origine sedimentaria del deposito.

Lo spessore di questa litofacies può raggiungere i 50 m nella zona del Monte Dian e ridursi rapidamente fino a scomparire alla confluenza tra Torrente Pescara e Lavazzè. Questa variabilità è legata all'intensa tettonica sinsedimentaria responsabile dell'articolazione del bacino sedimentario intravulcanico.

Formazione di Tregiovo s.s.: litofacies pelitica (TRG)

Litologicamente è caratterizzata da alternanze di arenarie siltose, calcari siltosi a volte dolomitizzati; peliti più o meno carbonatiche alla base. Il colore é grigio scuro o nero; le intercalazioni arenacee così come le marne argillose possono assumere toni tendenti al rosso (Fig. 12). La fitta stratificazione è la

caratteristica più appariscente di tutti gli affioramenti: lo spessore dei singoli strati dipende dalla granulometria dei costituenti e varia dai 10-70 cm per i termini arenacei ai 1-10 cm per i termini pelitici in cui i sedimenti sono organizzati in lamine millimetriche. Spesso sono interessati da pieghe intraformazionali "slumpings". Poligoni da disseccamento (mud cracks) e increspature da onda (ripple marks) sono le strutture sedimentarie più comuni.

Lo spessore di questa unità raggiunge i 200 metri a sud-ovest di Tregiovo, lungo la valle del Torrente Pescara. In essa sono comuni resti di vegetali e impronte di tetrapodi che hanno permesso di precisarne la collocazione cronostratigrafica al passaggio Kunguriano - Ufimiano (Neri et al. 1999).



Fig. 12 - Unità superiore ("Strati di Tregiovo") della Formazione di Tregiovo lungo la strada Revò-Tregiovo.

3.4.1.6. - Ignimbrite di Predonico (IDI) (*Permiano inferiore p.p.- superiore p.p.*)

Rappresentano l'ultimo prodotto dell'attività del Distretto Vulcanico Atesino nel settore analizzato. Si rilevano in tutto il settore centrale della Tavola; estesi affioramenti sono presenti nella zona di Lauregno - Tregiovo (ben visibili lungo la strada Revò - Tregiovo), costituiscono l'ossatura principale del Monte Dian e più in generale affiorano con relativa continuità nell'area della Val d'Adige fino all'altezza di Meltina e Nalles.

Litologicamente la formazione è costituita da ignimbriti rosse, ricche in cristalli ed inclusi afanitici, molto compatte, con netta fessurazione verticale. Esse formano pareti e scarpate molto omogenee con colore talora grigiastro. La roccia ha una struttura clastoporfirica con cristalli di piccole dimensioni (<1 mm) di feld-

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico



Fig. 13 - Ignimbrite di Predonico nei pressi di Tregiovo (scala: 20 cm).

spato bianco, quarzo e rara biotite in una pasta di fondo irrisolvibile alla lente (Fig.13). Sono sempre presenti inclusi afirici rossi millimetrici e centimetrici, che localmente possono divenire abbondantissimi nel qual caso la roccia si presenta leggermente meno compatta e con scarsa fratturazione. A luoghi alla base dell'ignimbrite si individuano dei livelli vitrofirici neri di alcuni metri di spessore. Essi sono molto compatti, la struttura e la composizione è identica a quella dell'ignimbrite sovrastante, unica differenza la presenza del vetro inalterato in pasta di fondo, che conferisce alla roccia il colore nero. Spesso il passaggio vitrofiro-ignimbrite è caratterizzato dalla presenza di fasce metriche più o meno intensamente caolinizzate.

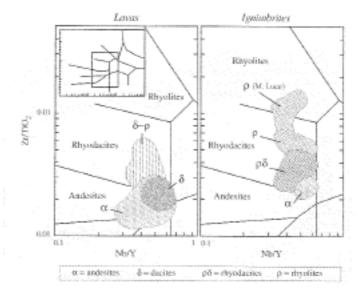


Fig. 14 - Diagramma classificativo Zr/TiO_2 vs. Nb/Y delle vulcaniti permiane del Distretto Vulcanico Atesino e del Monte Luco (da: Bargossi et. al., 1999a).

Gli spessori massimi (250 metri) si registrano nel settore meridionale della Valle dell'Adige, nella Tavola Fondo raggiunge i 150 metri in corrispondenza del Monte Dian.

Presenta un limite inferiore netto discordante o paraconcordante sulla Formazione di Tregiovo.

Questa Fm. corrisponde, con buona approssimazione, alla Formazione delle Ignimbriti (ρ^{w3}) del Foglio geologico 027 Bolzano 1:50.000, presente nel lato sinistro della Valle dell'Adige (Fig. 14).

3.4.2. - COPERTURE SEDIMENTARIE

3.4.2.1. - Arenaria di Val Gardena (GAR) (Permiano superiore)

La formazione dell'Arenaria di Val Gardena è stata recentemente ridescritta dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico da Massari *et al.* (1988;1994), e Massari e Neri (1997) che presentano alcune sezioni (Rio Gaido, Rio del Bavaro, S. Genesio) affioranti poco a nord dell'area rappresentata in carta. Gli aspetti giacimentologici dell'Arenaria di Val Gardena, con notevoli riferimenti all'area, sono stati trattati da Wopfner *et al.* (1983).

Gli affioramenti più significativi di questa formazione sono visibili lungo il greto del torrente Pescara ed lungo una ristretta fascia lungo le pendici orientali del Monte Ozol. Limitati affioramenti sono documentati anche alla base del Monte Cornicolo, ad ovest di Malga Castrin.

Si tratta di arenarie rosse, grigie e bianche poco compatte, alternate a siltiti rosse o grigie, siltiti marnose e marne. Mineralizzazioni a galena sono concentrate nei livelli grigiastri ricchi di frustoli carboniosi e resti vegetali.

I componenti mineralogici testimoniano la natura vulcanica e metamorfica dei clasti. Il quarzo, abbondante, presenta sia cristalli con estinzione ondulata sia cristalli con golfi di erosione. I primi denunciano una provenienza dal basamento cristallino, i secondi testimoniano il contributo delle vulcaniti atesine. L'apporto del basamento sarebbe testimoniato anche dalla presenza di muscovite deformata. Il legante delle arenarie è costituito sia da cemento calcitico sia da una matrice argillo-ferruginosa; quando prevale il primo, la colorazione della roccia assume toni decisamente grigiastri, quando invece prevale la matrice del secondo tipo, i litotipi assumono il caratteristico colore rosso. Frequente è la presenza di frustoli carboniosi.

I termini più fini sono prevalentemente di colore rossastro; i componenti mineralogici appaiono gli stessi delle arenarie più grossolane, con un forte aumento percentuale di muscovite.

Entro le marne sono comuni livelli di intraclasti carbonatici e sono talvolta presenti concrezioni carbonatiche nodulari (*caliche*). Le strutture sedimen-

tarie più comuni sono rappresentate da laminazioni incrociate a grande scala, sono anche relativamente comuni *ripples* da corrente, stratificazioni incrociate a festoni, strutture da canalizzazione con alla base episodi conglomeratici centimetrici, sulle superfici di strato sono state notate frequentemente strutture da essiccazione (Fig. 15).

La loro potenza é variabile da 50 a poco meno di 180 m. Le cause di questa forte variabilità, anche nell'ambito di aree contigue, sono da riferirsi alla tettonica permiana che, determinando paleorilievi e paleovalli nelle sottostanti vulcaniti avrebbe determinato particolari gradienti deposizionali nelle arenarie sovrastanti.

Il limite inferiore è paraconcordante ma più comunemente chiaramente erosivo su Ignimbrite di Gargazzone, Formazione di Tregiovo, Ignimbrite di Predonico.

L'ambiente di sedimentazione dell'Arenaria di Val Gardena deve essere stato di tipo fluviale meandriforme. La presenza di noduli carbonatici stile "caliche" é testimonianza di un clima semi-arido, caratteristica confermata in altre aree dall'esistenza di salgemma, gesso di sabkha e dalla colorazione rossa ematica causata da vari processi di umidificazione ed essiccamento di depositi di overbank o di playa.



Fig. 15 - Arenaria di Val Gardena a nord di Marcena (Rumo).

Arenaria di Val Gardena: litofacies di base (GARc)

Descritte da Bargossi e D'Amico (1989) come Conglomerato di Rumo, affiorano alla base dell'Arenaria di Val Gardena e sono particolarmente ben rappresentate nella zona di Rumo, lungo il greto del torrente Lavazzè.

Si tratta di depositi conglomeratici con clasti di dimensioni variabili da pochi a 20 cm con colore variabile dal grigio violetto al rosa anche se il colore rosso cupo è dominante. Sono costituiti da ignimbriti riolitiche e da ignimbriti riodacitiche, sono inoltre presenti caratteristici frammenti di selce rossa. Mostrano debole grado di arrotondamento, ed in taluni casi assumono le caratteristiche di una breccia. La matrice dei conglomerati è arenacea, di color grigio-rossastro.

Lo spessore di queste lenti non supera i 20-25 m.

I corpi conglomeratici suturano ampie depressioni erose nelle unità vulcaniche (Ignimbrite di Gries, Ignimbrite di Gargazzone) o sedimentarie (Formazione di Tregiovo) sottostanti ed evolvono verso l'alto nei depositi più fini dell'Arenaria di Val Gardena.

3.4.2.2. - Il limite Permiano - Triassico

Come detto nei capitoli introduttivi, la Formazione a Bellerophon non si è depositata nell'area rappresentata in carta. L'unità cartografata come "Bellerophon" nel foglio geologico "Bolzano" 1:100.000 è in realtà la parte bassa della Formazione di Werfen (Orizzonte di Tesero), piuttosto dolomitizzata e localmente mineralizzata a Pb-Zn (dintorni di Proves). Nel settore considerato la Fm. di Werfen è stratigraficamente sovrapposta all'Arenaria di Valgardena. Alcuni affioramenti come quelli a nord di Marcena, quelli sul versante meridionale del

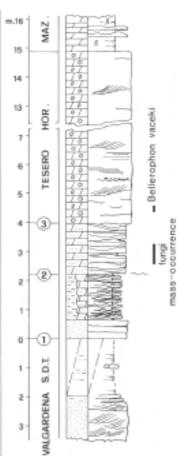


Fig. 16 - Limite Arenaria di Val Gardena – Formazione di Werfen nei dintorni di Tregiovo. Il limite inferiore dell'Orizzonte di Tesero è qui collocato alla base delle calcareniti oolitiche sovrapposte ad una sequenza metrica di marne siltose e calcari scuri. 1, 2, 3,) altri ipotizzabili limiti formazionali (da: Broglio Loriga et. al., 1990 mod.).

Monte Pin a monte di Rumo, o quelli a Nord della Forcella di Brez, espongono con chiarezza le caratteristiche di questo limite (Fig. 16).

I 3-3,5 metri sommitali dell'Arenaria di Val Gardena sono costituiti da un'alternanza di arenarie e dolomie arenacee prevalenti con interstrati millimetrici o centimetrici di marne siltose. I litotipi più grossolani mostrano una transizione ad arenarie a cemento carbonatico anche abbondante. Sono presenti laminazioni parallele o incrociate a basso angolo e increspature da onda (*ripples*) che, talvolta molto frequenti, modellano i giunti di strato. Le dolomie arenacee scure (fino a nere) sono talvolta interessate da bioturbazione rappresentata da bioturbazioni verticali. Sono altresì riconoscibili tematiche deposizionali del tipo *flaser* o *wavy bedding*, con i litotipi più grossolani rappresentati da arenarie e quelli fini da siltiti.

Le dolomie del sovrastante Orizzonte di Tesero (base della Fm. di Werfen), generalmente di colore grigio scuro, mostrano al microscopio un mosaico di cristalli di dolomite senza apparente struttura. Alla base sono ancora presenti cristalli di quarzo e muscovite che divengono praticamente assenti nei termini superiori del membro.

Nel complesso le strutture sedimentarie e le tematiche deposizionali al tetto dell'Arenaria di Valgardena testimoniano una decisa transizione da un ambiente fluviale o fluvio-deltizio ad un ambiente marino che sarà proprio della successiva formazione di Werfen.

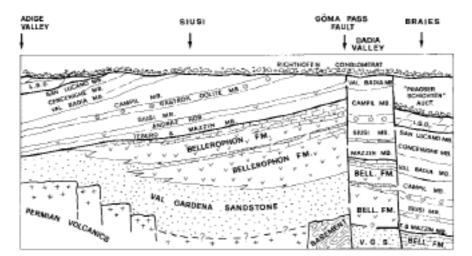


Fig. 17 - Schema stratigrafico della Formazione di Werfen nelle Dolomiti occidentali e Val d'Adige (da: Broglio Loriga et al., 1990).

3.4.2.3. - Formazione di Werfen (WER) (*Trias inferiore: Induano - Olenekiano p.p.*)

Per la Formazione di Werfen (Bosellini, 1968; Rossi, 1969; Farabegoli *et al.*, 1977; Pisa *et al.*, 1979; Broglio Loriga *et al.* 1983, 1990; Neri & Posenato, 1988) non esistono per l'area compresa nella Tavola "Fondo" studi stratigrafici pubblicati a mezzo stampa (fanno eccezione i riferimenti alla parte inferiore della formazione, corrispondente all'Orizzonte di Tesero, affiorante nei dintorni di Tregiovo contenuti in Broglio Loriga *et al.*,1990 e in Cassinis *et al.*, 1993).

La formazione affiora in corrispondenza dell'angolo sud-occidentale della Tavola. Successioni pressoché continue sono documentate lungo il versante occidentale del Monte Ozol. Ampi affioramenti sono visibili anche a nor-dest di Rumo.

La formazione di Werfen nell'alta Valle di Non è rappresentata, come in Valle dell'Adige e nell'area dolomitica, da una complessa successione di sedimenti carbonatici, terrigeni e misti. I litotipi presenti sono svariati: calcari e dolomie arenacee e siltose, calcari e dolomie marnose, marne, siltiti ed arenarie rosse e grigie, calcareniti (*grainstone* e *packstone*) oolitiche, bioclastiche, intraclastiche, a volte dolomitizzate, micriti (*mudstone* e *wackestone*) più o meno dolomitiche (Fig. 17).

Lo spessore dell'intera Formazione varia tra i 230 e i 250 m; tale potenza é leggermente minore rispetto a quella misurata lungo la Valle dell'Adige (250-290 m nella zona di Appiano) ed è nettamente inferiore a quelle delle Dolomiti occidentali (400-500 m).

Il limite inferiore è netto e concordante sull'Arenaria di Val Gardena.

Il contenuto fossilifero è relativamente abbondante e significativo dal punto di vista della cronostratigrafia della Formazione come sarà meglio illustrato in seguito.

La successione sedimentaria é costituita da facies marine di mare sottile, rappresentanti l'inizio della trasgressione marina triassica.

La Formazione di Werfen é stata suddivisa in nove unità minori rappresentate in questa carta suddivisibili in quattro grandi cicli sedimentari a carattere regressivo (Pisa et. al., 1978; Broglio Loriga *et al.*, 1982; Neri e Posenato, 1985, Broglio Loriga *et al.*, 1990) (Fig. 18).

Orizzonte di Tesero (WER₁)

Affiora con relativa continuità lungo il fianco occidentale del Monte Ozol e a nord di Marcena (Rumo).

È costituito da dolomie a grana grossolana di colore variabile dal grigio giallastro al marrone nelle quali é possibile talvolta riconoscere l'originaria tessitura oolitica. L'aspetto é massiccio con banchi potenti fino 50-60 cm che mostrano una suddivisione interna in livelli più sottili saldati da giunti stilolitici; talora si riconoscono tracce di stratificazioni incrociate. I litotipi più grossolani contengono abbastanza frequentemente cavità irregolari, talvolta noduli di gesso e strutture da essicamento. La base dell'orizzonte è caratterizzata dalla presenza

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

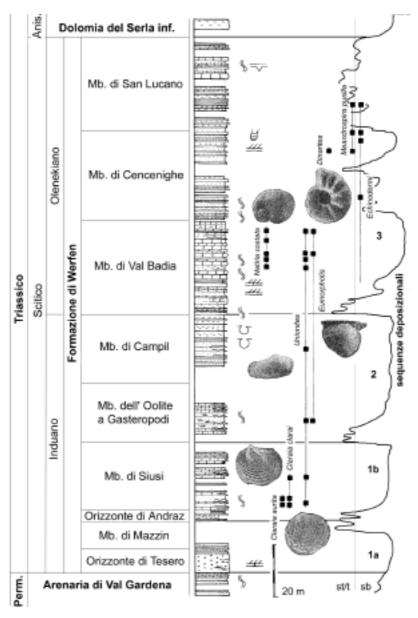


Fig. 18 - Serie stratigrafica della Formazione di Werfen a Proves. Le sequenze deposizionali indicate in figura sono evidenziate cromaticamente nella carta geologica.

di un bancone nerastro di dolomie granulari dello spessore di 2,5 - 3 m abbondantemente mineralizzato a galena e sono riconoscibili in più aree gli imbocchi delle gallerie minerarie medioevali ed ottocentesche (es. Marcena, Forcella di Brez).

Dalla parte media dell'orizzonte fino al tetto si intercalano ai banchi di dolomie oolitiche, dolomicriti e dolomie marnoso-siltose, dapprima formanti lenticelle tipo *flaser* poi sempre più potenti fino al limite superiore dell'orizzonte.

Il membro di Tesero, con spessore che oscilla tra i 10 e 15 metri, poggia sulle Arenarie di Val Gardena tramite l'interposizione di una unità descritta in precedenza costituita da siltiti ed arenarie fini con *ripples* da onda e *burrows* verticali ed orizzontali segui-

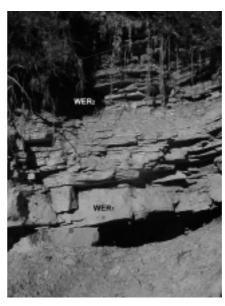


Fig. 19 - Limite tra Orizzonte di Tesero e Membro di Mazzin nei pressi di Marcena (Rumo).

te da dolomie fortemente arenacee con *hummocky*. Il limite superiore con il sovrastante Membro di Mazzin è transizionale ed è caratterizzato dalla progressiva riduzione, fino alla totale scomparsa dei livelli oolitici.

Dal punto di vista paleontologico si sono riconosciute tracce di lamellibranchi del genere *Unionites* ed il gasteropode *Bellerophon vaceki*.

L'ambiente di deposizione dell'orizzonte di Tesero è di tipo marino poco profondo (subtidale) tale da permettere la formazione di corpi oolitici ed il loro rimaneggiamento da parte del moto ondoso. Tali corpi dovevano essere soggetti, di tanto in tanto ad emersione, come testimonia la presenza di noduli di gesso e strutture da esposizione subaerea. Temporanee variazioni del regime idraulico verso condizioni idrodinamiche più tranquille avrebbero permesso la decantazione degli orizzonti più fini (Fig. 19).

Membro di Mazzin (WER₂)

Nell'area considerata é quasi sempre nascosto dalla copertura vegetale tranne lungo il corso del Rio Pescara, a nord di Proves nell'area di Marcena.

È costituito dall'alternanza di calcari marnosi grigi e marne. I calcari marnosi, in lamine centimetriche o più raramente in strati decimetrici, hanno una debole frazione siltosa quarzoso-micacea e sono spesso bioturbati con struttura nodu-

lare. Ad essi si intercalano, apparentemente in modo aciclico, livelli di calcari più marnosi e marne con lenti bioclastiche gradate. In entrambi i litotipi sono frequenti laminazioni parallele e più raramente incrociate a basso angolo con talvolta livelli gradati (Fig. 19).

Il membro di Mazzin presenta spessore variabile da 5 a circa 20 m.

Il passaggio all'unità sovrastante è graduale mediante un rapido aumento della frazione siltosa.

Il contenuto paleontologico è relativamente povero. Alla diffusa presenza di *Unionites* si associa nella parte alta la comparsa di *Claraia* (*Claraia* gr. *wangi-griesbachi*). Molto frequenti sono gli ostracodi, abbondantissimi in alcuni strati dove arrivano a costituire l'impalcatura granulare del sedimento.

L'ambiente deposizionale è riferibile a bassi fondali fangosi a debole gradiente e caratterizzati da bassa energia idrodinamica. Le intercalazioni siltose e bioclastiche sono riferibili a temporanei eventi di tempesta che avrebbero favorito il rimaneggiamento dei fondali.

Orizzonte di Andraz (ADR)

Le caratteristiche litologiche di questo intervallo stratigrafico lo rendono facilmente erodibile; per questo motivo è difficilmente visibile in affioramento. L'orizzonte di Andraz é visibile, nella sua parte superiore, solo lungo la riva destra del Torrente Pescara.

È costituito da una fitta alternanza di dolomie evaporitiche marnose o marnoso-siltose giallastre vacuolari e siltiti rossastre. Le dolomie possono essere arenacee o granulari, talora bioclastiche. In questi casi, i diversi rapporti quantitativi tra la componente grossolana e quella fangosa danno luogo ad oscillazioni dello stile deposizionale con stratificazione incrociata a geometria variabile. Le vacularità sono diffuse in tutto l'orizzonte. Frequente è anche la presenza di strutture da essiccamento (*mud-cracks*, piccoli *teepee*).

È un orizzone poco potente (non supera i 7 metri) privo di fossili ricoperto con contatto brusco dal sovrastante Membro di Siusi.

L'ambiente deposizionale è quello di un una piana tidale (*tidal flat*) arida con oscillazioni di condizioni inter-sopratidali. È il primo di una serie di una serie di episodi peritidali intercalati entro la Formazione di Werfen e segna il tetto del primo dei quattro cicli sedimentari maggiori a trend regressivo documentati nella Formazione stessa.

Membro di Siusi (WER₃)

Affiora in modo discontinuo lungo il fianco occidentale del Monte Ozol (Malgolari) e a nord di Marcena (Rumo). È costituito dall'alternanza di calcari

marnosi e marnoso-siltosi grigi e/o rossastri, talvolta bioturbati, con calcareniti oolitico-bioclastiche (*Gastropodenoolith*). Le calcareniti (*grainstone* e *packstone*) sono costituite da ooliti, lamellibranchi e microgasteropodi; più raramente sono caratterizzate da una elevatissima percentuale (*packstone*) di peloidi ricristalizzati. I litotipi pelitici formano per lo più lamine centimetriche di colore grigio, più raramente si presentano in banchi massicci che possono arrivare al metro di spessore (Fig. 20). Le calcareniti formano *sets* da centimetrici a decimetrici, con frequente geometria da onda (*ripple* o *megaripple*) e frequente gradazione.

Con contatto graduale si passa verso l'alto ad un orizzonte evaporitico costituito da dolomie siltose e siltiti rosso-giallastre, generalmente male esposto, dello spessore valutabile nell'ordine della decina di metri che rappresenta il limite superiore dell'unità.

L'unità è intensamente rielaborata da organismi fossatori. La bioturbazione è

rappresentata da piste orizzontali di limivori particolarmente
frequenti nella parte bassa del
Membro e può portare alla completa amalgamazione del sedimento. Per quanto riguarda il
contenuto fossilifero il Membro
di Siusi è caratterizzato dalla
presenza di Claraia aurita fin
dai livelli più bassi, in associazione con Claraia clarai
(Emmrich), Unionites e talora
Neoschizodus.

L'ambiente deposizionale è quello di una piattaforma marina subtidale a forte moto ondoso interessata da ricorrenti eventi di tempesta, responsabili della messa in posto delle sabbie bioclastiche.

L'orizzonte evaporitico con il quale si chiude il Membro di Siusi segna il tetto del secondo dei quattro cicli sedimentari maggiori a trend regressivo documentati nella Formazione stessa.



Fig. 20 - Formazione di Werfen. Membro di Siusi nei pressi di Marcena.

Membro dell'Oolite a Gasteropodi (WER₄).

Come il sottostante Membro di Siusi, affiora in modo discontinuo lungo il fianco occidentale del Monte Ozol (Malgolari) e a nord di Marcena (Rumo).

Si presenta come una fitta alternanza delle seguenti litologie:

- a) Marne calcaree grigiastre, costituenti la parte pelitica del membro. Possono essere talvolta debolmente siltose. Formano lamine centimetriche e subcentimetriche e presentano bioturbazione. Tra i litotipi riscontrati è quello meno rappresentato;
- b) Calcari siltosi, siltiti calcaree, calcari arenacei e arenarie calcaree grigio-rossastre: formano strati di spessore variabile da meno di un centimetro a 10-15 cm., frequentemente modellati da *ripples* da onda al tetto e contenenti laminazioni parallele. Gli strati sono talvolta lenticolari;
- c) Calcareniti oolitico-bioclastiche rossastre contenenti gusci di lamellibranchi e microgasteropodi. Formano *set* da centimetrici a decimetrici, con geometrie da onda (*ripples* e *megaripples*). Sono frequentemente gradati e contengono laminazioni parallele ed incrociate a basso angolo.

In quest'unità sono frequenti anche caratteristici livelli di brecce a clasti angolosi (Conglomerato di Koken) derivanti dalla rielborazione erosiva delle litologie descritte in precedenza. Lo spessore si aggira attorno ai 20-25 metri.

Il limite tra il Membro dell'Oolite a Gasteropodi ed il sovrastante membro di Campil è transizionale; nella parte alta dell'Oolite a Gasteropodi i litotipi pelitici assumono infatti una colorazione grigio-rossastra, e i litotipi arenacei virano decisamente al rosso.

La bioturbazione è diffusa e per quanto riguarda il contenuto fossilifero, oltre agli accumuli di microgasteropodi che caratterizzano questa unità, esso è dato da lamellibranchi del genere *Unionites* ed *Eumorphotis* che si rinvengono soprattutto nei calcari siltosi.

L'ambiente deposizionale è lo stesso del Membro di Siusi: una piattaforma marina subtidale a forte moto ondoso. La differenza consiste nel grado di energia idrodinamica decisamente maggiore e nell'aumento del contenuto terrigeno che sembrano legati ad una diminuita profondità della piattaforma stessa.

Membro di Campil (WER 5)

Il membro di Campil è caratterizzato da una generalizzata cattiva esposizione. Affiora per lo più sottoforma di una coltre detritica rossastra a nord di Rumo e in limitati affioramenti a est di Tregiovo.

È costituito da una alternanza fitta di arenarie rosse in *set* decimetrici e siltiti/marne siltose rossastre in strati centimetrici di aspetto talvolta massiccio simili alla parte superiore dell'Oolite a Gasteropodi. Rispetto al membro sottostante si nota un deciso incremento del contenuto terrigeno che qui prevale decisamente. Siltiti e marne siltose rosse sono organizzate in lamine centimetriche che costituiscono *set* di circa 1 cm di spessore. Più comuni sono le litofacies miste caratterizzate dalla fitta alternanza delle litofacies precedenti con areniti rosse in strati centimetrici a base netta o erosiva. Le strutture sedimentarie sono abbondanti e comprendono vari tipi di laminazioni incrociate e parallele. In questo membro sono particolarmente frequenti le strutture da carico sotto forma di grandi cuscini sporgenti dal tetto degli strati (*ball-and-pillows*) (Fig. 21).

Il suo spessore è valutabile tra 30 e 35 metri. Il membro si chiude con un orizzonte evaporitico di spessore non superiore ai 2-3 m costituito da una alternanza di tipo peritidale di dolomie siltoso-arenacee, dolomie granulari gialle talvolta bioturbate, dolomie marnose giallastre e marne rosse e grigie che culminano in livelli con strutture da esposizione subaerea.

La bioturbazione è spesso presente. Dal punto di vista paleontologico si osservano in questo membro notevoli variazioni rispetto ai membri sottostanti, rappresentate essenzialmente dal decremento dei microgasteropodi cui si contrappone una notevole frequenza di pettinidi, praticamente sconosciuti nei membri inferiori della Formazione di Werfen. Tra il lamellibranchi sono rappresentati il genere *Unionites*, *Neoschizodus*, *Eumorphotis*. È caratteristica la presenza di *Costatoria costata*. Nella parte medio alta non è infrequente l'icnite *Asteriacites* (impronte di riposo di ofiuroidi).



Fig. 21 - Formazione di Werfen. Membro di Campil sul fianco occidentale del Monte Ozol.

Le facies del Membro di Campil indicano condizioni di sedimentazione legate a fondali prevalentemente fangosi posti al di sotto del livello di base delle onde ma a profondità sempre più ridotta rispetto ai membri sottostanti. L'episodio peritidale che chiude al tetto il Membro di Campil costituiscie il tetto del terzo ciclo regressivo maggiore individuato nella Formazione di Werfen e attesta la formazione di specchi d'acqua poco profondi di limitata estensione e isolati tra loro.

Membro di Val Badia (WER₆)

Limitati affioramenti sono visibili a monte di Rumo (alla base del Monte Faiden) e lungo la Linea di Foiana (Rio Rabiola).

Questo membro, è costituito in prevalenza da calcari marnosi e siltosi grigi e giallastri in strati di spessore decimetrico, calcareniti bioclastiche a Lamellibranchi e calcareniti oolitiche rossastre o giallastre che danno luogo a litofacies pelitiche e litofacies miste. Queste ultime sono caratterizzate dalla fitta alternanza di calcari fini (*mudstones*) marnosi con litotipi più grossolani (calcari siltosi e oolitico bioclastici) in strati centimetrici spesso gradati con base talvolta erosiva e tetto sfumato. Le litologie granulari possono essere rappresentate anche da calcari a peloidi (*packstone*) grigi. Presentano talvolta geometria lenticolare, laminazioni parallele e incrociate a basso angolo (tipo *hummocky*). Nella parte alta del membro è rappresentata una sequenza metrica costituita da calcari siltosi grigiastri alla base, passanti verso l'alto a dolomie siltose gialle a *fenestrae* e suoli poligonali (*mud cracks*).

Lo spessore è di 30-35 m. Il passaggio al sovrastante Membro di Cencenighe è graduale, con la sostituzione delle dolomie siltose gialle da parte di facies sabbiose di barra litorale controllate da correnti di marea.

Il contenuto fossilifero è complessivamente abbondante e risulta caratteristica la prima comparsa di cefalopodi (*Tirolites cassianus* Quenstedt) che contribuì in passato a definire questo intervallo della Formazione di Werfen come *Tirolites beds*. Caratteristica risulta anche la prima comparsa dei gasteropodi *Natiria costata* (Munster) e *Turbo recteocostatus* (Hauer). Per i lamellibranchi, oltre ad *Unionites* sono presenti esemplari di *Eumophotis* e associazioni di tipo gregario a *Praeplocoma hessi* Broglio Loriga. Importante risulta anche la comparsa di foraminiferi del tipo *Glomospira* e *Glomospirella*. Nei livelli marnosi si rinvengono talvolta frustoli vegetali.

La sedimentazione è caratteristica di una piattaforma subtidale spazzata episodicamente da correnti di tempesta che evolve verso condizioni di minore profondità e temporanea emersione.

Membro di Cencenighe (WER₇)

Affiora in modo discontinuo lungo il versante occidentale del Monte Ozol. È costituito da una grande varietà di tipi litologici raggruppati a formare due sequenze principali che prevedono la transizione graduale da corpi di calcareniti oolitiche subtidali a siltiti rosse con strutture da onda e suoli poligonali. I litototipi variano da siltiti, marne, calcari dolomitici grigio-rossastri a dolomie oolitiche o oolitico bioclastiche giallastre a lamellibranchi ed echinodermi (talora abbondantissimi) in strati spessi fino a 50 cm. Sono anche frequenti livelletti di peliti di spessore contimetrico che si intercalano alle litofacies più grossolane. Le dolomie oolitiche presentano stratificazione incrociata mentre le siltiti sono in prevalenza caratterizzate da increspature da onda (ripple marks). Al tetto delle sequenza dolomie oolitiche e siltiti mostrano laminazione millimetrica parallela deformata da strutture tipiche di esposizione subaerea (mud craks e teepee associati anche a dolomie afanitiche e brecce autoclastiche).

Lo spessore varia tra i 20 e i 35 metri. Il limite con il membro superiore è transizionale e avviene mediante l'aumento delle facies pelitiche che prendono il sopravvento su quelle più grossolane.

La persistenza di faune a cefalopodi (*Tirolites*) gasteropodi (*Turbo*) e lamellibranchi sostanzialmente analoghi a quelli del sottostante Membro di Val Badia confermano la forte affinità tra i due membri già evidenziata dalle litofacies. Per contro la presenza pressoché esclusiva di *Dinarites* e di alcuni lamellibranchi (*Eumorphotis telleri* Bittner, *Scythentolium tirolicum* Wittenburg) assieme alla frequenza del foraminifero *Meandrosipra pusilla* Ho e alla grande quantità di resti di Crinoidi conferiscono al Membro di Cencenighe una propria identità paleontologica.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad un complesso di piana tidale con sequenze tipiche di diversi subambienti a bassa profondità e spesso emersi.

Membro di San Lucano (WER8)

È praticamente sempre mascherato dalla copertura quaternaria ad esclusione di alcuni limitati affioramenti corrispondenti alla parte medio-alta dell'unità localizzati tra il Giovat e la Forcella di Brez.

Come il sottostante Membro di Cencenighe anche questa è una unità litologicamente molto eterogenea costituita in prevalenza da dolomie marnose, siltose ed arenacee, siltiti, marne e arenarie di colore rosso cupo e in subordine giallastro o grigio. L'organizzazione interna delle litofacies prevede la sovrapposizione delle siltiti e marne spesso deformate da strutture da esposizione subaerea alle dolomie subtidali di base ciclo. Nella parte alta di queste sequenze di base è

spesso presente gesso bianco-rosato in noduli o lenti discontinue. Il tetto dell'unità è caratterizzato dalla quasi esclusiva presenza di siltiti rosso cupo alternate a livelli centimetrici di dolomie evaporitiche giallastre.

Lo spessore è variabile da 20 a 70 metri. Tale variabilità è da mettere verosimilmente in relazione ad una fase tettonica sinsedimentaria che ne ha fortemente controllato le modalità di deposizione. Il limite superiore con la sovrastante Formazione del Serla inferiore (o Carniola di Bovegno) è sempre netto e concordante evidenziato per la marcata diversità cromatica e litologica delle due unità in contatto.

Il contenuto paleontologico è scarso e non dissimile da quello del sottostante Membro di Cencenighe; sono anche qui presenti i lamellibranchi appartenenti ai generi *Eumorphotis* e *Scythentolium* e il foraminifero *Meandrosipra pusilla* Ho. Nelle facies calcarenitiche sono molto abbondanti le faune a *Costatoria costata*.

L'ambiente deposizionale è quello di una piana tidale a bassa profondità in cui sono riconoscibili subambienti emersi che isolano aree a circolazione ristretta e forte evaporazione.

La parte alta del Membro di San Lucano rappresenta l'ultimo dei quattro cicli sedimentari maggiori a trend regressivo documentati nella Formazione di Werfen.

3.4.2.4. - Formazione del Serla Inferiore (FSE)

(Trias inferiore p.p. - Trias medio p.p.: Olenekiano sup.-Anisico inf.)

La Formazione del Serla (Farabegoli *et al.*,1977; Pisa *et al.*, 1979), nei precedenti studi sull'area, risulta inglobata nella Formazione di Werfen (vedi p.e. Ulcigrai 1969).

È una successione sedimentaria di alcune decine di metri di spessore che si sovrappone in continuità di sedimentazione alla Formazione di Werfen. È rappresentata da limitatissimi affioramenti posti immediatamente ad est della Linea di Foiana nella zona del Dòs dela Cièura (limite nord della Tavola "Fondo") e della Forcella di Brez.

I litotipi più caratteristici sono costituiti da dolomie microcristalline di color grigio chiaro o biancastro organizzate in strati planari (10-30 cm) separati da giunti stilolitici che si alternano a sottili livelli di dolomie evaporitiche grigio-giallastre (talvolta a cellette) e marne policrome (verdi e rosse). L'organizzazione di tali litofacies prevede la sovrapposizione dei livelli evaporitici o marnosi alle dolomie microcristalline secondo una chiara ciclicità di tipo peritidale con i termini intersopratidali marcati da evaporiti, superfici arrossate e *paleokarst* (Fig. 22).

Localmente, in particolare modo nella parte basale dell'unità sono presenti calcari dolomitici scuri in strati sottili (10 - 20 cm) laminati intercalati a gessi ed anidriti (Mb. di Lusnizza *sensu* Venturini, 2000).

Lungo la dorsale del Monte Ozol le facies dolomitiche sono progressiva-

mente sostituite da dolomie evaporitiche e dolomie vacuolari che, dapprima organizzate in banconi al tetto di cicli peritidali, divengono dominanti.

Passa con limite netto e concordante al sovrastante Calcare di Angolo o mediante una superficie di erosione a volte canalizzata alle facies clastiche dei Conglomerati di Voltago e di Richthofen. Potente fino a 60 metri, è sostituita lateralmente (in corrispondenza della Linea di Foiana) dalla Carniola di Bovegno con la quale spartisce molti caratteri. Il contenuto paleontologico è dato da rari foraminiferi (*Meandrospira*) e frammenti di crinoidi.

L'ambiente deposizionale è quello di una piana tidale a ridotta profondità e forte evaporazione che passava verso ovest (ad ovest della Linea di Foiana) a bacini costieri con circolazione ristretta da subtidale a intertidale in climi caldi - aridi (sabka) (Carniola di Bovegno).



Fig. 22 - Dolomie evaporitiche al tetto della Formazione del Serla inferiore nei pressi della Forcella di Brez.

A causa delle sue caratteristiche meccaniche la parte basale dell'unità (evaporiti) rappresenta un orizzonte plastico in corrispondenza del quale si sono impostate le superfici di scollamento tettonico di età alpina.

3.4.2.5. - Carniola di Bovegno (BOV)

(Trias inferiore p.p. - Trias medio p.p.: Olenekiano sup.-Anisico inf.)

Nella carta in oggetto, quest'unità è stata distinta dalla Formazione del Serla inferiore, cui sostanzialmente corrisponde, ove le litofacies mostrano una chiara affinità con l'unità formalizzata da Assereto e Casati (1965) nell'area lombarda.

Gli affioramenti più significativi sono localizzati in prossimità della Forcella e del Giovat di Brez, immediatamente ad ovest della Linea di Foiana.

La Carniola di Bovegno è costituita da calcari dolomitici e dolomie grigie giallastre dal caratteristico aspetto "a cellette" con sottili intercalazioni argillose in strati o più spesso in grossi banchi a stratificazione indistinta.

Le frequenti cavità, delle dimensioni massime di un centimetro, sono riem-

pite da litotipi meno resistenti, solitamente gesso o peliti ocracee. Sono anche presenti intercalazioni decimetriche o metriche di brecce a cemento carbonatico giallastro con clasti spigolosi costituiti da dolomie laminate e calcari argillosi verdastri (Fig. 23).

L'origine delle dolomie vacuolari (o a cellette) tipo "rauhwacke" e delle brecce tettoniche non è ancora del tutto chiara; esse potrebbero derivare dalla dissoluzione delle evaporiti con conseguente collasso degli strati sovrastanti, dalla fratturazione idraulica della roccia sotto pressioni di fluidi derivanti dalla disidratazione delle evaporiti, da una brecciazione tettonica a spese di alternanze di carbonati, marne ed evaporiti (Müller, 1982).

Lo spessore varia tra i 20 e i 50 m. La Carniola di Bovegno, parzialmente o totalmente eteropica con la Formazione del Serla Inferiore, è in continuità stratigrafica con il Membro di San Lucano della Formazione di Werfen ed è a sua volta ricoperta (paraconcordanza) dal Calcare di Angolo o dalle unità clastiche del Conglomerato di Richthofen.

Il contenuto paleontologico è molto povero, limitato alle sottili intercalazioni di dolomie subtidali, ed è costituito da rari foraminiferi e frammenti di crinoidi.

Le litofacies presenti nella Carniola di Bovegno e la loro associazione con evaporiti sono da mettere in relazione ad un ambiente di sedimentazione marino

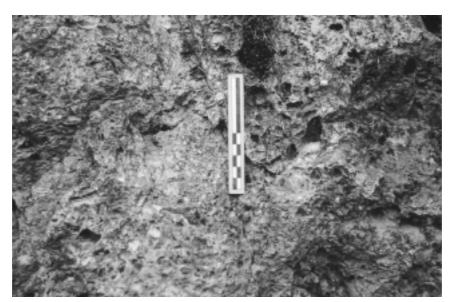


Fig. 23 - Dolomie a cellette tipiche della Camiola di Bovegno ampiamente affioranti ad ovest del Monte Ozol (Scala: 10cm).

costiero con circolazione ristretta da subtidale a intertidale in climi caldo aridi (sabkha) che passava verso est (ad est della Linea di Foiana) ad una piana tidale a ridotta profondità (Fm. del Serla Inferiore).

A causa delle sue caratteristiche meccaniche l'unità rappresenta, come avviene per la Formazione del Serla Inferiore un orizzonte plastico preferenziale in corrispondenza del quale si sono impostate le superfici di scollamento tettonico di età alpina.

3.4.2.6. - Calcare di Angolo (ANG) (Bitinico -? Pelsonico Inf.)

È ben rappresentato nel settore più occidentale della Tavola "Fondo" sul versante destro della valle del Pescara in corrispondenza del fascio tettonico legato alla Linea Trento-Cles con facies tipiche dell'unità formalizzata in Lombardia da Assereto e Casati (1965). Affioramenti più discontinui e con caratteristiche sedimentologiche differenti sono rappresentati lungo il fianco occidentale del Monte Ozol e più a nord lungo la Linea di Foiana.

La litologia di questa unità presenta, infatti, variazioni significative dal settore sud-ovest a quello orientale. Sul fianco destro della valle del Rio Pescara sono distinguibili due litofacies sovrapposte (Assereto e Casati, 1965) che non sono state distinte nella carta geologica. Quella inferiore è costituita da calcari microcristallini e dolomie da grigio scuri a nerastri in strati pluridecimetrici con frequenti intercalazioni di calcareniti bioclastiche a prevalenti crinoidi (Fig. 24). Quella superiore è contraddistinta invece da una fitta alternanza di calcari neri in strati centimetrici a superficie piana o ondulata e argilliti micacee nerastre in straterelli centimetrici fittamente laminati (Jadoul e Gnaccolini, 1992). Abbastanza caratteristica è la presenza, al limite superiore, di sequenze negative con siltiti laminate alla base e calcari bioclastici al tetto (thickening up) (Fig. 25).



Fig. 24 - Banchi nerastri nella parte inferiore del Calcare di Angolo ad ovest di Preghena (Scala: 10 cm).

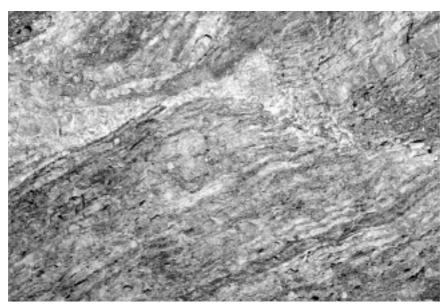


Fig. 25 - Alternanze decimetriche di calcari neri e argilliti micaee della parte superiore del Calcare di Angolo visibili sul versante destro della valle del Rio Pescara.

Le strutture sedimentarie più frequenti sono rappresentate da laminazioni parallele di origine trattiva e da onda (*ripples* e *hummocky*).

Verso est la bipartizione descritta in precedenza non è più distinguibile e l'unità è rappresentata da un'alternanza di dolomie calcareo marnose e di calcareniti grigiastre a bioclasti e peloidi in strati centimetrico-decimetrici con giunti moderatamente nodulari (Forcella di Brez). Procedendo verso l'alto aumenta il contenuto di materiale terrigeno e la stratificazione si fa più massiccia fino a che compaiono calcari siltosi e siltiti. Una tale successione mostra strette affinità con la Formazione a Gracilis delle Dolomiti Orientali (De Zanche *et al.*, 1992), che però, in carta, non è stata distinta.

Lo spessore totale dell'unità è variabile da poco più di 30 m nei settori più orientali fino a superare i 100 m nell'area sudoccidentale. Il limite inferiore con la Carniola di Bovegno, è generalmente transizionale segnato dalla comparsa di calcari scuri stratificati sopra le dolomie cariate ocracee. Lo stesso limite è invece netto con la Formazione del Serla Inferiore marcato dalla sovrapposizione delle facies calcaree grigiastre sulle dolomie microcristalline della Formazione sottostante. Il limite superiore corrisponde sempre ad una superficie erosiva su cui poggiano in disocordanza (o paraconcordanza) la successione clastica del Conglomerato di Richthofen.

Il contenuto fossilifero è dato da brachiopodi (tra cui *Tetractinella trigonella* Schloteim), lamellibranchi, gasteropodi, ostracodi, frammenti di crinoidi (tra cui *Dadocrinus gracilis* Buch e *Encrinus liliiformis* Lamarck), alghe *Dasicladacee* e foraminiferi del genere *Glomospirella*.

Il Calcare di Angolo rappresenta un ambiente deposizionale a sedimentazione mista prevalentemente carbonatica di baia subtidale verso ovest (Rumo) che fa transizione laterale, verso est (Monte Ozol) a piane tidali e piccole piattaforme carbonatiche al margine di ambienti costieri a sedimentazione prevalentemente terrigena.

3.4.2.7. - Conglomerato di Voltago (CVO) (Pelsonico p.p.)

Il Conglomerato di Voltago, formalizzato in Dolomiti da Pisa *et al.* (1979) affiora a nord di Cis nel settore della Linea Trento - Cles, sul fianco destro del torrente Pescara e lungo il versante occidentale del Monte Ozol.

Nell'area è stato riconosciuto da Kreis (1970), che ha descritto due sezioni stratigrafiche affioranti presso il Passo Palade attribuendogli un'età Pelsonica. Corrisponde ai Mittlere Peresschicten di Bechstadt e Brandner (1971) e a luoghi alla parte basale dei "Giovo Schicthen" di Brandner *et al.* (1982) (Fig. 26).

È caratterizzato alla base da calcari siltosi e dolomie arenacee rossastri o grigiastri spesso bioturbati in strati massicci di spessore da decimetrico a metrico che si alternano a livelli decimetrici di siltiti ed arenarie. Seguono arenarie fini e medie alternate a siltiti di colore rosso e grigio omogeneizzate per bioturbazione. Laminazioni (ripples) da onda e laminazioni parallele o a basso angolo sono le strutture sedimentarie predominanti. A queste litofacies si intercalano livelli conglomeratici discontinui potenti fino a 2 metri. Tali intervalli sono caotici nella parte più bassa mentre verso l'alto mostrano più spesso gradazione diretta e laminazione incrociata. I livelli più bassi sono costituiti integralmente da clasti dolomitici bianchi (Formazione del Serla inferiore) in matrice arenacea biancastra o gialla (Fig. 27). I conglomerati superiori, clasto-sostenuti, caotici ed eterogenei, sono costituiti da ciottoli piatti, dispersi in una matrice composta da sedimenti di taglia variabile da quella di una sabbia fine a quella di una sabbia grossolana. Evidente é la provenienza dei costituenti: le litologie dei clasti, calcareniti oolitiche o dolomie siltose provenienti dalla Dolomia del Serla inferiore e dai membri di San Lucano e Cencenighe della Formazione di Werfen. Verso l'alto, il Conglomerato di Voltago evolve rapidamente verso una alternanza di calcari chiari, dolomie stromatolitiche, dolomie arenacee evaporitiche e siltiti verdastre o rosse, in strati decimetrici. Particolarmente intensa è la bioturbazione accompagnata da bioturbazioni in epirilievo. Ripples da onda e fessure da disseccamento (mud craks) sono le strutture sedimentarie più comuni di questa

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

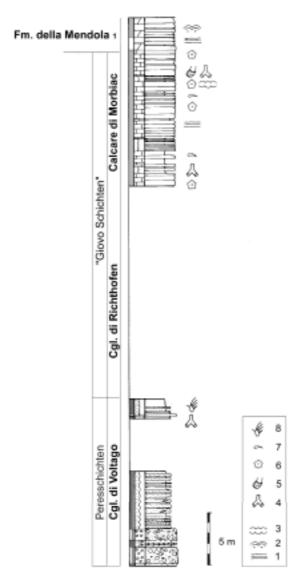


Fig. 26 - Serie stratigrafica anisica lungo il Torrente Novella a nord del Dòs della Cièura. I conglomerati a clasti dolomitici alla base passano rapidamente a siltiti grigie e calcari bioclastici. E' utilizzata anche la nomenclatura istituita per le Dolomiti nord – orientali.

- 1) stratificazione parallela; 2) stromatoliti, 3) strutture nodulari; 4) bioturbazioni orizzontali,
- 5) Rhyzocorallium; 6) bioclasti; 7) crinoidi; 8) orme di tetrapodi.

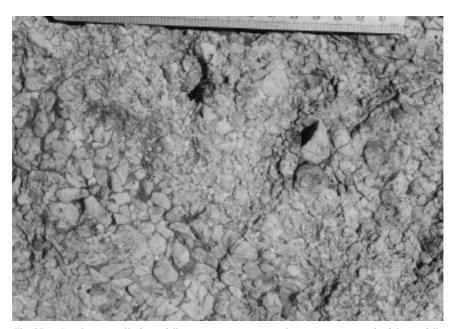


Fig. 27 - Conglomerati alla base della succesione anisica. I clasti sono costituiti da dolomie della Formazione del Serla inferiore immersi in una matrice arenacea biancastra.

unità al limite superiore della formazione, nella quale sono anche intercalati sottili livelli di argille smectitiche legate all'alterazione di originari livelli di cineriti vulcaniche.

Nella zona di Cis, ad ovest della linea Trento-Cles, il Conglomerato di Voltago evolve in una potente successione di siltiti e arenarie fini grigiastre in strati decimetrici ricche di resti vegetali e crinoidi ("Giovo Schichten") saldati senza soluzione di continuità alle unità sovrastanti (Fig. 28).

Lo spessore può raggiungere i 120 metri soprattutto nei settori nord orientali della Tavola. La base è in genere netta e sempre fortemente erosiva, talora discordante sul Calcare di Angolo. Il limite superiore con il Calcare di Recoaro (erroneamente Calcare di Morbiac in carta) è netto, marcato dalla rapida diminuzione delle litofacies clastiche che vengono sostituita da calcareniti arenacee grigie e calcari nodulari giallo-grigiastri.

Il contenuto fossilifero è generalmente scarso, limitato alla presenza di foraminiferi quali *Glomospira* sp. e *Meandrospira pusilla* Ho, quest'ultima evidentemente rimaneggiata dai termini superiori della Fm. di Werfen. Sono invece comuni orme di tetrapodi tra le quali sono caratteristiche *Parasynaptichnium gracilis* e *Synaptichnium pseudosuchoides* (Fig. 29). Sono anche presenti frusto-

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

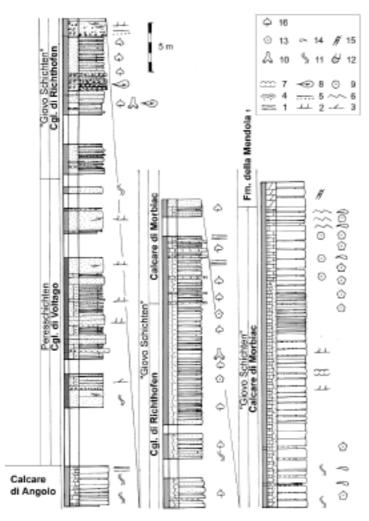


Fig. 28 - Serie stratigrafica anisica del Rio Barnes a nord di Cis. Le succesioni clastiche dei Conglomerati di Voltago e di Richthofen poggiano sul Calcare di Angolo. Alla base della serie vi sono alcuni metri di arenarie rossastre con intercalazioni conglomeratiche (Conglomerato di Voltago), seguono conglomerati e litareniti grigio-giallastre ricche di resti vegetali (Conglomerato di Richthofen in carta) e quindi calcari bioclastici grigio-scuri a crinoidi (Calcare di Morbiac). È utilizzata anche la nomenclatura istituita per le Dolomiti nord-orientali.

1) stratificazione parallela; 2) stratificazione incrociata concava; 3) stratificazione incrociata; 4) stromatoliti; 5) stratificazione gradata; 6) ripple marks; 7) strutture nodulari; 8) impronte di corrente; 9) ooliti; 10) bioturbazione orizzontale; 11) bioturbazione verticale; 12) Rhyzocorallium; 13) crinoidi; 14) bioclasti; 15) alghe calcaree; 16) resti vegetali.



Fig. 29 - Le orme di tetrapodi sono il fossile più comune nelle facies continentali anisiche. Nella parte bassa della sequenza (Conglomerato di Voltago) è caratteristica la presenza di Synaptichnium pseudosuchoides (Scala: 10 cm).

li vegetali tra cui è riconoscibile Voltzia.

L'ambiente di deposizione è di tipo continentale o marino marginale, riferibile dapprima a delta-conoidi prossimi a paludi vegetate con saltuari influssi marini lagunari e con la tendenza, verso l'alto, alla formazione di una piana tidale carbonatica a forte evaporazione.

3.4.2.8. - Conglomerato di Richthofen (RIC) (*Illirico p.p.*)

L'unità clastica cartografata nella Tavola "Fondo" come Conglomerato di Richthofen, in realtà corrisponde alla parte alta del Conglomerato di Voltago.

Al Conglomerato di Richthofen è invece da attribuire la più bassa delle discontinuità stratigrafiche riconosciute nella Formazione della Mendola (vedi paragrafo relativo) (Fig. 34).

3.4.2.9. - Calcare di Morbiac (MRB) (*Illirico sup.*)

L'unità carbonatica cartografata nella Tavola "Fondo" come Calcare di Morbiac, in realtà corrisponde al Calcare di Recoaro (Pelsonico sup.).

Questa unità, erroneamente attribuita al Calcare di Morbiac, affiora nel settore della Linea Trento - Cles e lungo il versante occidentale del Monte Ozol.

Corrisponde alla parte alta dei "Giovo Schicthen" di Brandner et al. (1982).

Si tratta di una successione caratterizzata alla base da un livello sempre riconoscibile di siltiti e argille grigio scure ricche di frustoli vegetali. Ad esso si sovrappone un'alternanza di tipo peritidale di calcari e arenarie siltose grigiogiallastri, con *mud-cracks* e impronte di tetrapodi. Gli strati hanno spessori variabili da 5 a 20 cm, e sono spesso caratterizzati da un'intensa bioturbazione che conferisce un aspetto nodulare alla roccia obliterando la stratificazione più fine. Le porzioni subtidali dei cicli di base sono costituiti da calcareniti (*wack-stone-packstone*) bioclastiche giallastre intensamente bioturbate, i livelli inter sopratidali sono costituiti essenzialmente da materiale terrigeno fine: in prevalenza siltiti e arenarie micacee grigio- nerastre ma anche calcari con laminazioni stromatolitiche (Fig. 31). Verso l'alto aumentano progressivamente i livelli calcarei subtidali costituiti calcareniti bioturbate e spesso nodulari ad ostracodi, crinoidi e brachiopodi che possono passare a vere e proprie encriniti (Fig. 28).

Lo spessore varia tra i 20 e i 50 metri. Il limite inferiore con il Conglomerato di Voltago è netto, così come il passaggio alle facies della Dolomia del Serla

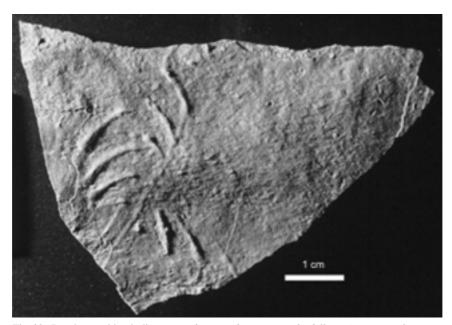


Fig. 30 - Rynchosauroides tirolicus, orme di tetrapodi caratteristiche delle unità continentali e marino marginali anisiche più recenti (Conglomerato di Richthofen e parte basale del Calcare di Morbiac).

Note Illustrative della Tavola 26 III - "Fondo"

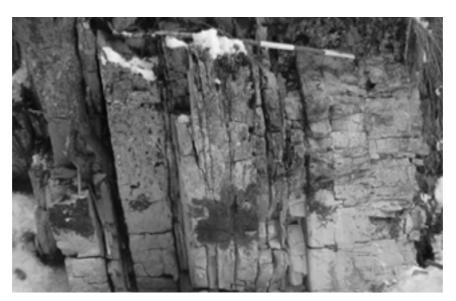
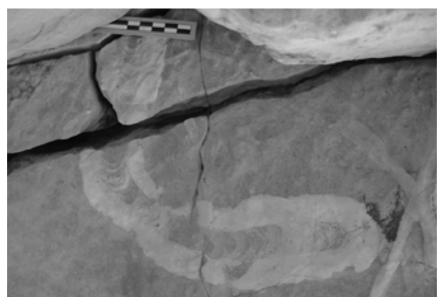


Fig. 31 - Calcare di Morbiac lungo il Torrente Novella a nord del Dòs della Cièura.



 $Fig.\ 32-Rhyzocorallium\ nel\ Calcare\ di\ Morbiac\ (Scala\ in\ centimetri).$

Superiore (in carta compresa nella Formazione della Mendola).

Nei livelli basali sono abbondanti i frustoli carboniosi, resti di piante e tracce fossili (*Rizocorallium*) (Fig. 32). Sono saltuariamente presenti alghe (*Diplopora* sp.) e foraminiferi (*Glomospira* sp.) che si associano a più abbondanti ostracodi, brachiopodi (*Tetractinella trigonella, Rhynchonella decurtata, Coenothyis vulgaris*) coralli (*Montlivaltia, Thamnasteria* cf. *silesiaca*) e crinoidi (*Encrinus liliiformis, Dadocrinus gracilis*).

L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un articolato complesso di lagune e bracci di mare a debole profondità (e temporaneamente emersi) passanti gradualmente ad un ambiente più aperto, sede di sedimentazione carbonatica di piattaforma subtidale (Fig. 33).

3.4.2.10. - Formazione della Mendola (FME)

(Trias medio: Anisico sup.-Ladinico inf.)

Con il termine Fm. della Mendola è distinto in questa carta geologica il corpo di piattaforma carbonatica (costituito in realtà da più piattaforme sovrapposte), di età Anisico superiore-Ladinico inferiore definito "Mendola-Dolomit" (Mendel-Dolomit per gli autori di lingua tedesca e Dolomia della Mendola per gli italiani) da Richthofen (1874). Si usa qui il termine generale Formazione (della Mendola) al posto del termine litologico Dolomia (della Mendola), in quanto alla base dell'unità in questione sono compresi termini calcarei, distinguibili dall'unità superiore francamente dolomitica, e con tematica deposizionale diversa. Il primo tentativo di distinguere la Formazione della Mendola, (considerata all'inizio un'unica piattaforma di età Anisico superiore) in unità di rango minore si deve a Oglive Gordon (1927). La Gordon vi riconobbe, una zona superiore a *Diplopora annulata* (corrispondente a suo avviso alla Schlern-Dolomit)

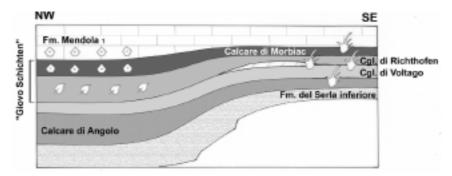


Fig. 33 - Sezione schematica dei sedimenti anisici ad est e ad ovest della Linea di Foiana. A SE successioni clastiche ad arenarie e conglomerati, a NW (zona di Cis) litareniti ricche di resti vegetali fluitati e carbonati bioclastici (crinoidi).

ed una inferiore a *Diplopora annulatissima* e *Physioporella pauciforata* (corrispondente alla Sarl-Dolomit). Tali conclusioni vennero condivise da von Klebelsberg (1935), che basandosi sui criteri biocronologici di Pia (1925) distinse una Mendel-Dolomit dell'Anisico superiore ed una Schlern Dolomit del Ladinico. Tale distinzione è accettata dagli autori seguenti e Van Hilten (1960) indica nella sua carta geologica della Valle di Non una dolomia anisica che chiama Mendeldolomit separata da una dolomia del Ladinico inferiore che chiama Nonsbergdolomit. Venzo e Fuganti (1965) tentano di fornire una chiave di distinzione litostratigrafica delle due unità riconoscendo un membro I (datato all'Anisico superiore) dai membri II, III, IV (attribuiti al Ladinico) sulla base di una prevalente tendenza alla presenza di facies subtidali nei membri I e II.

Le analisi stratigrafiche condotte in funzione del rilevamento della tavola Fondo, hanno permesso di riconoscere due unità informali distinguibili in campagna corrispondenti ai corpi di piattaforma distinti dai precedenti autori (Fig. 34):

Formazione della Mendola. Membro subtidale (FME₁)

Affiora essenzialmente lungo il fianco occidentale del Monte Ozol e nella zona di Cis, al margine sud-ovest della carta.

E'costituito alla base da dolomie e calcari bioclastici grigio-nerastri, a volte con interstrati marnosi e calcari arenacei in strati decimetrici o metrici moderatamente bioturbati di aspetto massiccio (Fig. 35). Verso l'alto l'unità evolve progressivamente in dolomie grigio scure, subtidali e microcristalline sempre contraddistinte da stratificazione decimetrica con alghe calcaree. I bioclasti sono rappresentati quasi esclusivamente da frammenti di crinoidi, che sono talora così abbondanti, da formare dei veri e propri livelli (*lags*) encrinitici nei quali si rinvengono frequentemente grossi frammenti di *columnalia*.

Questa prima unità potente circa 50 metri al Passo Mendola, non affiora nella valle del Rio Novella e non supera i 30 metri lungo il versante occidentale del Monte Ozol.

Tale unità corrisponderebbe alla Dolomia del Serla superiore di età pelsonica. Il limite superiore di questa unità di base, non distinta in carta, è marcato da un livello di erosione subaerea talvolta associato a peliti gialle e rossastre correlabile con il Conglomerato di Richthofen (Fig. 36).

È quindi riconoscibile una succesione potente un centinaio di metri di dolomie subtidali chiare o biancastre ad alghe calcaree, organizzata in strati potenti fino al metro cui si sovrappongono sottili livelli intertidali (10 a 30 cm) di doloareniti grigio- verdastre. Spesso la tessitura è grossolana ed è possibile riconoscere calcareniti a Gasteropodi, lamellibranchi ed alghe Dasycladacee (*Diplopora annulata* Schafhaul) spesso isoorientate secondo direzioni di corrente. I giunti sono generalmente piano paralleli od ondulati, talvolta la base dei banconi subti-

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

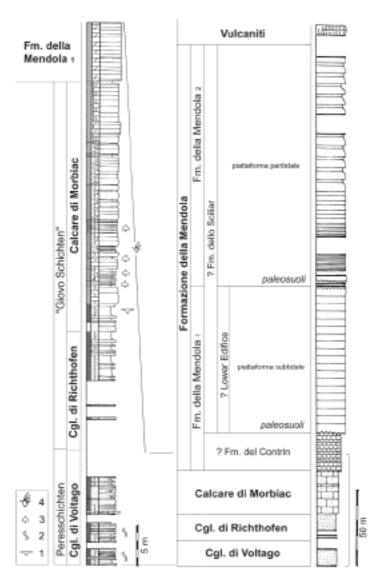


Fig. 34 - Serie stratigrafica schematica della succesione sedimentaria affiorante sul versante occidentale del Monte Ozol, lungo la strada Revò – Tregiovo. E'rappresentata tutta la Formazione della Mendola sovrapposta al Calcare di Morbiac e alle unità continentali clastiche anisiche (ingrandite nello schema a sinistra).

1) mud cracks; 2) bioturbazioni verticali; 3) resti vegetali; 4) impronte di tetrapodi (Rhynchosauroides tirolicus).

dali mostra contatti erosivi con i livelli sottostanti.

In corrispondenza di una diminuzione dello spessore degli strati sono quindi frequenti livelli decimetrici di peliti rosse in tasche e dolomie siltose rosso-giallastre interpretabili come un secondo livello a paleosuoli.

Il limite inferiore con il Calcare di Morbiac è graduale rapido e ben visibile lungo la strada Revò-Tregiovo (Fig. 35); quello superiore è netto, marcato da un importante evento di esposizione subaerea e dal cambio litologico da dolomie subtidali a dolomie stromatolitiche.

Il contenuto paleontologico è dato da brachiopodi, lamellibranchi e crinoidi talvolta abbondantissimi (Encrinus liliiformis) nelle litofacies carbonatiche basali ed essenzialmente da alghe Dasycladacee (Diplopora annulissima) nelle dolomie superiori.

L'ambiente deposizionale passa da una laguna con forti apporti terri-

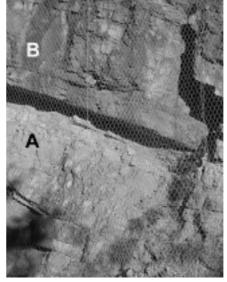


Fig. 35 - Passaggio dal Calcare di Morbiac (A) alla Formazione della Mendola (B) lungo la strada Revò-Tregiovo. Da notare la diminuzione del contenuto terrigeno al tetto del Calcare di Morbiac e la fitta stratificazione tipica della parte basale della Formazione della Mendola.

geni alla base dell'unità ad un sistema deposizionale più articolato rappresentato da una piattaforma carbonatica subtidale ad est collegata ad un settore maggiormente subsidente verso ovest.

La litozona inferiore corrisponderebbe alla Dolomia del Serla superiore e la parte a grossi banconi subtidali fino ai paleosuoli superiori alla Formazione del Contrin delle Dolomiti orientali (sequenza An4, sensu De Zanche *et al.*, 1993) (Fig. 37).

Formazione della Mendola. Membro peritidale (FME₂)

È l'unità carbonatica che affiora più diffusamente nel territorio della Tavola "Fondo". Costituisce la cresta del Monte Ozol e la parte più elevata della catena Mendola-Macaion.

Pochi metri al di sopra dei livelli a paleosuoli basali compaiono dolomie sottilmente stratificate organizzate in cicli peritidali contraddistinte da dolomie stromatolitiche organizzate in strati di 15-25 cm, localmente caratterizzate da chiusure laterali a lingua e dallo sviluppo di stromatoliti planari continue con

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

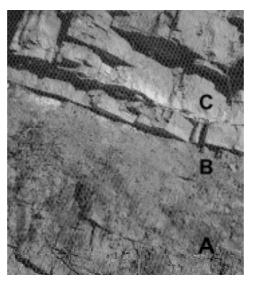


Fig. 36 - Membro subtidale della Formazione della Mendola (FMEa) lungo la strada Revò-Tregiovo. Un paleosuolo metrico (B) si sovrappone alle dolomie scure stratificate della litozona inferiore (A). Al di sopra del paleosuolo è netto il cambio cromatico e di spessore e degli strati (C).



Fig. 37 - Parte inferiore della Formazione della Mendola appena a nord del Passo Palade (Bad Gfrill). La neve evidenzia la litozona basale (B), e quella subtidale immediatamente sovrastante (C). La successione poggia sopra i 20 metri circa del Calcare di Morbiac (A).

fenestrae laminari (sheet crack). I livelli stromatolitici possono essere sostituiti da intervalli argillitici in strati millimetrici, o dolomie marnose giallastre screziate in rosso, con gli strati inarcati e deformati a dare teepee o superfici di paleokarst. (Fig. 38).

Lo spessore del membro varia tra 150 e 300 metri. Le successioni più espanse sono quelle orientali dove questo membro superiore occupa gran parte dell'intera formazione.

Il limite inferiore con il sottostante membro subtidale è netto marcato da un paleosuolo a sviluppo regionale talora associato ad orizzonti a teepee. Il limite superiore presenta variazioni significative nei diversi settori della carta geologica. Nei settori più orientali (Passo Mendola) aree con superficie fortemente incarsita suturata dalle Vulcaniti andesitico-basaltiche sono in contatto con set-

tori a continuità di sedimentazione di tipo subtidale (che passano alla successione bacinale del Calcare del Roen). Nei settori centrali (forra del Rio Novella a nord di Fondo) il tetto della piattaforma ladinica profondamente incarsita è separato dalla Dolomia Principale tramite un contatto erosivo. Nell'area più occidentale, il tetto della piattaforma carbonatica è sigillato dalle Vulcaniti andesitiche tramite una superficie di paraconcordanza (Fig. 39).

Il contenuto paleontologico è limitato a piccoli bivalvi, Gasteropodi e alghe Dasycladacee (*Diplopora* sp.). Alla base sono presenti sporadiche ammoniti della zona ad *Avisianum* (*Anisico* sup.).

L'ambiente di deposizione dell'unità corrisponde ad una piattaforma carbonatica tidale aggradante, periodicamente e anche lungamente emersa in vasti settori, delimitata, verso sud-est da stretti bacini subsidenti.

L'unità troverebbe corrispondenza con la Formazione dello Sciliar delle Dolomiti orientali.



Fig. 38 - Stromatoliti nel Membro peritidale della Formazione della Mendola. Tra il Membro inferiore e quello superiore vi sono una ventina di metri di strati dolomitici sottili alternati a paleosuoli e teepee.

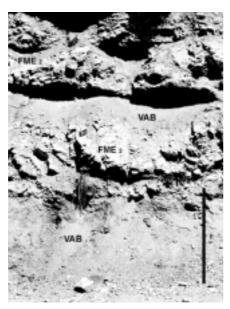


Fig. 39 - Tetto della Formazione della Mendola sul monte Ozol. Sono visibili alternanze di dolomia (FME₂) e vulcanoclastiti alterate (VAB).

3.4.2.11. - Calcare del Roen (CMN) (*Trias medio: ? Longobardico*)

Affiorante in modo discontinuo e segnalato da Venzo & Fuganti (1965) nell'area della Mendola, venne descritto come un insieme di calcari stratificati scuri con noduli e liste di selce.

Dal punto di vista areale, questa unità non ancora formalizzata, è limitata ad un settore ampio circa 0,5 kmq localizzato poco a sud del Passo Mendola lungo il versante settentrionale del Monte Roen.

L'unità è costituita alla base, da una fitta alternanza di dolomie e livelli calcari-dolomitici grigi o verdastri sottilmente stratificati (5-10 cm) con intercalazioni decimetriche di argille smectitiche giallo-verdastre. Segue quindi una sequenza di calcari laminati nerastri o grigio scuri organizzati in

strati di 10-15 cm con selce nera sia in liste sia in noduli (Fig. 40). Sono presenti in questo intervallo numerosi esemplari di *Daonella* sp., spesso con le valve aperte ma articolate, e crinoidi con grandi frammenti di *columnalia*. Al di sopra di questi livelli, compare una frazione terrigena che si fa sempre più abbondante fino a divenire dominante nella parte superiore dell'unità. I livelli calcarei con selce evolvono verso calcari arenacei giallastri contenenti una ricca fauna vertebrata a pesci e rettili continentali. Ad essi si intercalano livelli torbiditici arenacei grossolani con frammenti di bivalvi, gasteropodi, ed alghe Dasycladacee.

Lo spessore di questa unità è stimato, con qualche incertezza, in 50 metri. Poggia stratigraficamente con contatto transizionale sulla piattaforma carbonatica della Formazione della Mendola ed è suturato dalle Vulcaniti Andesitico-Basaltiche.

Il contenuto paleontologico è abbondante e ancora in fase di studio. Sono presenti lamellibranchi (*Daonella* sp.) gasteropodi, brachiopodi, crinoidi, alghe Dasycladacee. Sono anche comuni i resti di vegetali di tipo continentale oltre ad una abbondante e diversificata fauna vertebrata che comprende pesci e rettili tra i quali *Thanistropheus* sp. (Dalla Vecchia e Avanzini, in stampa).

L'età della formazione, sulla base delle associazioni faunistiche a vertebrati, risulterebbe Ladinico sommitale (Longobardico).

L'unità potrebbe corrispondere analoghe formazioni individuate da De



Fig. 40 - Parte basale dei Calcari del Monte Roen al Passo Mendola. La stratificazione è sottile con frequenti letti e noduli di selce scura.

Zanche e Mietto (1986; 1989) nella zona di Trento e in Val Sugana. Tuttavia le caratteristiche sedimentologiche non risultano del tutto analoghe, si prospetta quindi per questi sedimenti una storia del tutto autonoma legata all'evoluzione di un ridottissimo bacino intrapiattaforma di età Ladinico sommitale ben presto colmato da apporti terrigeni e suturato dalle vulcaniti andesitiche.

3.4.2.12. - Vulcaniti andesitico-basaltiche (VAB) (Trias medio: Ladinico sup)

Vulcaniti collegate al ciclo vulcanico medio-Triassico (Ladinico), sono documentate in vari settori della Tavola "Fondo". Gli spessori maggiori sono rappresentati lungo il versante sud-ovest del Monte Ozol, ma estesi affioramenti sono presenti anche nel settore orientale, in prossimità del Passo Mendola (Fig. 41).

Sono descritte dal punto geologico-stratigrafico nei lavori di Venzo & Fuganti (1965), Cadrobbi & Ulcigrai (1967) e Ulcigrai (1969), mentre un contributo di tipo petrografico è rappresentato dal lavoro di Rossi *et al.* (1980).

Litologicamente sono rappresentate da lave andesitico-basaltiche, alterate e spesso fratturate di colore che varia dal grigio bruno al violetto (rossastro in superfici di alterazione). Nella maggior parte degli affioramenti sono visibili strutture di esfoliazione concentriche interpretate in passato come *pillows*. Il loro ripetersi al tetto di episodi di colata con alterazioni tipiche da esposizione subaerea portano ad interpretare anche queste strutture piuttosto come conseguenza di processi di alterazione in ambiente subaereo. Dal punto di vista petrografico mostrano struttura porfirica, con plagioclasio zonato, augite e fenocristalli di anfiboli in una pasta di fondo costituita essenzialmente da plagioclasio. I dati geochimici suggeriscono affi-



Fig.41 - Vulcaniti andesitico-basaltiche nei pressi di Passo Mendola. Lo spessore delle vulcaniti diminuisce rapidamente verso ovest fino a scomparire in corrispondenza del solco del Torrente Novella.



Fig. 42 - Vulcaniti andesitico basaltiche: litofacies a blocchi sul versante meridionale del Monte Toval.

nità da calc-alcalina a shoshonitica, in accordo con quanto è stato accertato per le vulcaniti del ciclo Ladinico-Carnico in area dolomitica.

Nell'area considerata il vulcanismo medio triassico ha prodotto l'accumulo di più colate laviche con uno spessore massimo di 80-100 m nella zona del monte Ozol, che si assottigliano radialmente allontanandosi da questa località fino a scomparire verso nord, lungo il Torrente Novella.

Vulcaniti andesitico-basaltiche: litofacies delle lave a blocchi (VAB_b)

Al tetto dell'unità vulcanica è presente, in modo discontinuo un livello di lave a blocchi e brecce vulcaniche (Passo Mendola). I clasti vulcanici possono essere arrotondati o spigolosi inglobati in una matrice arenacea in alterazione ma legata geneticamente alle vulcaniti sottostanti (Fig. 42).

3.4.2.13. - Formazione di Raibl (RBA)

(Trias medio: Carnico superiore - Tuvalico)

Sedimenti riferibili al Gruppo di Raibl sono stati riconosciuti nella zona del Passo Mendola da Loss (1870) con il nome di "Strati Rossi di Ruffrè" e successivamente interpretati come Strati di Raibl da Gümbel (1873). Successivamente vi sono stati fatti sporadici riferimenti da Venzo & Fuganti (1965) (Fig. 43).

La successione inizia localmente con un conglomerato ad elementi arrotondati prevalentemente calcarei (Ruffrè-Passo Mendola), più raramente quarzosi e subordinati clasti spigolosi o subarrotondati di selce nera, grigia o rossa, suddiviso in strati lenticolari e discontinui. La matrice è dolomitica, chiara o rossastra completamente ricristallizzata, le dimensioni dei clasti sono centimetriche e raggiungono un massimo di 10 cm.

Segue una litozona formata da prevalenti dolomie grigio-biancastre, talora con fiamme gialle o rosate in strati decimetrici cui si intercalano livelletti centimetrico-millimetrici di peliti verdi e grigie. Sono comuni intraclasti scuri e sottili lenti di microconglomerati. Nella parte bassa di questa litozona solo talora presenti livelli argillosi scuri a radici (paleosuoli) che possono raggiungere spessore decimetrico. Verso l'alto compaiono dolomie siltose chiare con stromatoliti e *fenestrae* con intercalazioni marnose verdi e rosse spesse fino a 50-60 cm (Fig. 44). Gli ultimi metri dell'unità sono costituiti da dolomie grigio chiare fino a biancastre in strati di spessore metrico a giunti piani separate da livelletti centimetrici di peliti rosse.

Lo spessore è variabile. Il gruppo di Raibl può essere completamente assente per erosione o non deposizione (Rio Novella a nord di Fondo), ridotto nelle zone di alto paleogeografico relativo (Monte Toval, Monte Ozol settentrionale) o potente fino a 50-70 metri in corrispondenza di aree più subsidenti (Ruffrè, Monte Ozol meridionale). Il limite inferiore è netto, spesso erosivo sulle vulcaniti sottostanti, o in limitatissimi settori sul calcare del Roen. Dove il conglomerato di base non è presente (settore sud-ovest) la successione inizia con la litozona a dolomie chiare separate da peliti varicolori. Il limite superiore con la Dolomia Principale è graduale con la progressiva scomparsa delle intercalazioni pelitiche e la comparsa di megalodontidi e Worthenia contabulata Costa.

Il contenuto fossilifero è scarso dato da bivalvi del genere *Trigonodus (T. carniolicus* Waagen) e *Costatoria (C. inaequicostata* Klipstein).

L'ambiente deposizionale è riferibile ad un'area prevalentemente continentale e lagunare evaporitica prossima ad aree in erosione e settori a sedimentazione prevalentemente peritidale.

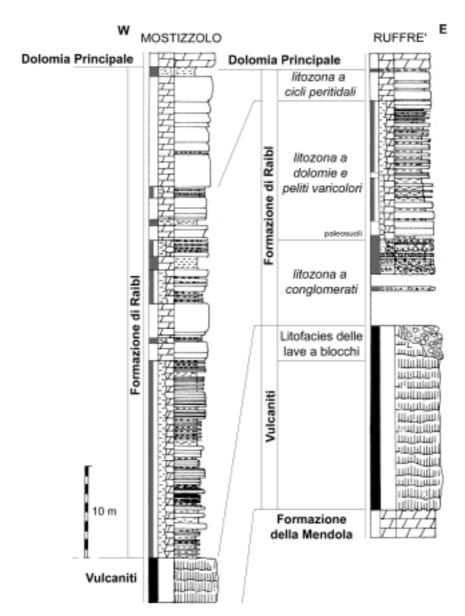


Fig. 43 - Raffronto della serie stratigrafica ladinico-carnica di Ruffrè con quella di Mostizzolo. Il conglomerato della litozona inferiore della serie di Ruffrè è limitato al settore orientale del bacino del Novella.

3.4.2.14. - Dolomia Principale (DPR) (*Trias superiore: Carnico-?Retico*)

Occupa il settore centrale dell'area rappresentata in carta e affiora, in un stretta lama lungo il fianco orientale del Monte Ozol (Fig. 45).

La Dolomia Principale dell'alta valle di Non è caratterizzata, per ampi settori, da una associazione di facies del tutto peculiare. Nel complesso, la formazione si presenta ben stratificata ed appare costituita da una monotona successione di cicli peritidali metrici. Nella porzione inferiore dell'unità, nei cicli peritidali si distingue una parte basale subtidale, con dolomie microcristalline a Megalodonti e Gasteropodi, cui si sovrappone un intervallo a lamine con tappeti algali e fenestrae interessati da processi di disseccamento (mud crack e sheet crack) che smembra il sedimento sottostante formando intraclasti, spesso rimaneggiati da correnti di tempesta.



Fig.44 - Alternanza di dolomie afanitiche e peliti rosse e verdi nella litozona mediana della Formazione di Raibl.

Il ciclo successivo ricomincia poi con una nuova bancata subtidale. La porzione medio-superiore di questa formazione è rappresentata da banchi subtidali molto potenti (fino a 2-3 m) costituiti da dolomie massicce vacuolari di colore grigio chiaro, con frequenti accumuli tempestitici di Lamellibranchi (*Costatoria*), Gasteropodi (*Worthenia* sp.), Alghe (tra cui *Dasycladaceae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri), Foraminiferi (*Glomospirella*), Ostracodi, peloidi ed intraclasti. Tali banconi si sovrappongono con l'interposizione di sottili livelli intertidali nei quali sono talora riconoscibili *teepee*, accumuli di pisoidi di origine vadosa. In questi intervalli sono frequenti cavità di dissoluzione strato-concordanti, di spessore centimetrico, riempite sia da cementi fibroso raggiati sia da dolosiltiti laminate.

In un vasto settore che va da Fondo fino al margine occidentale della carta, la parte centrale della Formazione è caratterizzata da una scarsa o assente dolomitizzazione e da una diffusa vacuolarità (micriti a *fenestrae*). Le porzioni subtidali dei cicli peritidali sono in questo caso costituite da calcari neri o grigio scuri con abbon-

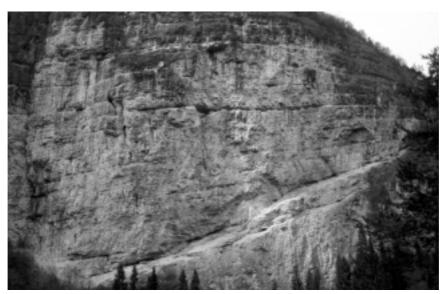


Fig. 45 - Dolomia Principale nella Forra del Torrente Novella a nord di Fondo. Un sentiero escursionistico (Mondino) è tracciato su un piano di movimento che taglia obliquamente la parete.

danti solfuri mentre le porzioni intertidali con *fenestrae* laminari e stromatoliti (sempre micritiche e di colore bruno scuro) mostrano evidenze di paleocarsismo e dissoluzione vadosa (Fig. 46). Cavità di dissoluzione molto ampie (dimensioni metriche) si sviluppano a più livelli della formazione riempiti da siltiti o dolosiltiti rossastre laminate. Alcuni di questi *paleokarst* plurimetrici, sono visibili lungo la strada statale delle Palade tra Fondo e Tret (Fig. 47).

Nell'alta Val di Non la Dolomia Principale presenta uno spessore esiguo: circa 230-250 metri. Ad est prevalgono le litofacies dolomitiche sostituite da quelle calcaree ad ovest.

Il limite inferiore è graduale. Verso ovest il passaggio dal Gruppo di Raibl avviene tramite la progressiva scomparsa degli intervalli pelitici. Ad est il passaggio è più rapido con la comparsa di grossi banchi di dolomie subtidali (talora a noduli di selce rossa) che si sovrappongono in modo netto alle dolomie e peliti policrome. Nel settore centrale la Dolomia Principale si appoggia direttamente alla Formazione della Mendola tramite una superficie di discordanza (unconformity) associata a livelli di brecce e paleokarst metrici. Il limite superiore è di solito netto: alle ultime bancate di dolomie con Megalodon e Wortenia si sovrappongono una o due superfici di hard-ground con crostoni e noduli ferromanganesiferi su cui poggiano le unità sovrastanti (Fig. 48).

La Dolomia Principale fin dalla sua base contiene Megalodon gümbeli e

Wortenia escherii. Sono anche frequenti alghe Dasycladacee (*Gryphoporella* sp., *Giroporella* sp.), piccoli bivalvi (*Isognomon* sp. e *Costatoria* sp.) e problematica (*Thaumatoporella parvovesciculifera*).

L'ambiente deposizionale è quello di una vasta ed articolata piattaforma carbonatica dolomitizzata precocemente, con prevalenti facies lagunari e di piana tidale maggiormente subsidente nella porzione occidentale.

3.4.2.15. - Formazione di Rotzo (RTZ)

(Giurassico inferiore: ?Hettangiano-Plienbachiano)

Si tratta di una formazione ben poco rappresentata nell'area, in cui frequentemente è assente per lacuna. Affiora in modo discontinuo solo lungo la Linea delle Giudicarie Nord dove la sua lettura è complicata dalla tettonizzazione, talvolta intensa.

Risulta organizzata in sequenze di spessore variabile (da sub-metriche a metriche), generatesi in ambiente subtidale. Strati sottili e lamine di micriti brune a peloidi (packstone, wackestone) e di marne grigio-verdastre, sono alternati a calcari micritici (mudstone) in strati via via più spessi. Mancano in questi affioramenti i grossi strati e bancate metriche ricche di gusci di bivalvi (strati a *Lithiotis*) tipici di questa unità negli altri settori della Piattaforma di Trento. Intercalate alla successione sono invece sempre ben rappresentati biocalcareniti ruditiche, calcari ooliticointraclastico-bioclastici in strati e banchi superiori al metro che danno luogo ad una successione composta in prevalenza da alternanze di bancate di sedimenti micritici fangosi e di sabbie grossolane, tipica della parte alta delle successioni affioranti. Gli strati a granulometria più fine sono caratterizzati dalla presenza di abbondanti ooliti, oncoliti algali, miliolidi, pellet e bioclasti dispersi in matrice micritica in strati metrici. Le bancate granulari bioclastiche intercalate, sono invece rappresentate da biocalcareniti ruditiche algali di color grigio chiaro o grigio-giallastre, composte da sabbie pellettifere, bioclasti, granuli rivestiti (lump) e resti algali in matrice micritica.

Questa unità mostra affinità con il Membro del Calcare di Tovel della Formazione di Rotzo, riconosciuto nelle

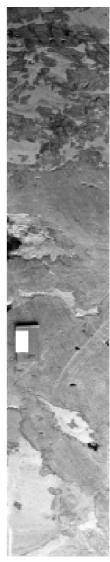


Fig. 46 - Sezione lucida dalla parte sommitale della Dolomia Principale di Castelfondo. Sono diffuse cavità di dissoluzione con riempimenti di silt vadosi (Scala: 1 cm).

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

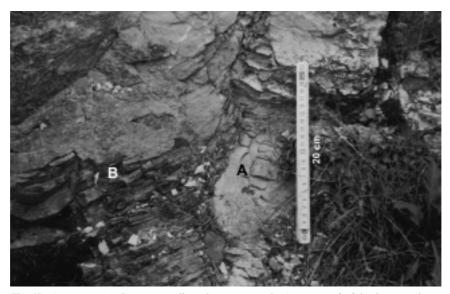


Fig. 47 - Ampia cavità paleocarsica nella Dolomia Principale (A) riempita da dolosiltiti rosse laminate (B). Strada statale delle Palade, presso Tret.

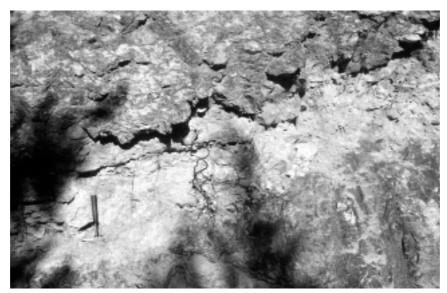


Fig. 48 - Paleosuoli al tetto della Dolomia Principale nei pressi di Castelfondo testimoni di un importante evento di esposizione subaerea.

limitrofe aree del Gruppo di Brenta.

Lo spessore non è valutabile in quanto il tetto ed il letto dell'unità sono elisi da piani di faglia; non risulta comunque inferiore ai 150 metri.

Dal punto di vista paleontologico la formazione risulta relativamente povera. Sono presenti brachiopodi, bivalvi, crinoidi talvolta in accumuli tempestitici. Tra le alghe sono frequenti le Dasycladacee, tra cui prevalgono le associazioni a *Palaeodasycladus mediterraneus*.

L'ambiente di formazione viene riferito ad una piana tidale carbonatica subtidale posta al margine della piattaforma.

3.4.2.16. - Oolite di San Vigilio (OSV)

(Giurassico inferiore: Toarciano-Aaleniano inf.)

Discontinui affioramenti lungo la Linea delle Giudicarie Nord.

È formata da una alternanza di calcari oolitici a Crinoidi ed encriniti rosse o giallastre e grigie talora seguite verso l'alto da encriniti rosse (Encriniti del Peller). Le ooliti sono caratterizzate da una tipica struttura radiale a volte interrotta da fini cortici micritici concentrici. Le strutture sedimentarie più frequenti sono rappresentate da laminazione e stratificazione incrociata.

L'unità presenta uno spessore fino a 50 m.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una piana carbonatica subtidale ad elevata energia.

3.4.2.17. - Rosso Ammonitico (ARV)

(Giurassico superiore: Dogger -Malm: ?Bajociano - Titoniano)

È presente nella zona di Fondo, Castelfondo e Cavareno.

Sebbene si tratti di una successione di ridotto spessore è riconoscibile la suddivisione nei tre principali intervalli noti in letteratura (Castellarin, 1972; Ferrari, 1982; Martire, 1989). La parte basale, immediatamente al di sopra dell'*hard ground* che la separa dalla sottostante Dolomia Principale, contiene una abbondante frazione argillosa rosso bruna; è costituita da calcari micritici parzialmente dolomitizzati a lamellibranchi pelagici (tipo *Bositra*) e *Protoglobigerine*, mal stratificati e a struttura nodulare di colore rosato o rosso e di spessore metrico. Segue un intervallo metrico di calcari micritici rosso cupo a struttura nodulare ad Aptici. La parte superiore (Titoniano) è costituita da calcari rossi e biancastri ad Ammoniti con la tipica struttura nodulare all'interno di una successione generalmente mal stratificata.

Lo spessore totale della Formazione non supera i 15 metri. Il Rosso Ammonitico Veronese è separato dalla Dolomia Principale sottostante da un orizzonte di *hard ground* centimetrico in prevalenza ferro-manganesifero

(Castelfondo). Il passaggio al Biancone è graduale attraverso litofacies micritiche biancastre che sostituiscono quelle nodulari di tetto (Fig. 49).

Nella parte basale sono rappresentati piccoli bivalvi a guscio sottile (*Bositra buchi*), nella parte mediana sono frequenti Aptici e nella parte superiore si rinvengono frammenti di ammoniti mal conservate.

L'ambiente deposizionale è di tipo marino emipelagico con fenomeni di condensazione legati alla sedimentazione in zona di alto strutturale.

3.4.2.18. - Biancone (e Scaglia Variegata) (BIA) (*Cretaceo inferiore: Titoniano-Turoniano*)

Nell'area rilevata il Biancone affiora in lembi molto limitati e con spessori ridotti. A Castelfondo al tetto del Rosso Ammonitico seguono pochi metri di calcari ben stratificati color bianco latte, rosato fino a rosso che passano verso l'alto ad un intervallo attribuibile alla Scaglia Variegata che non è stata distinta in carta (Fuganti,1964; Fuganti & Mosna, 1963). (Fig. 49, 50).

Si tratta di micriti pellettifere a nannoplancton calcareo e radiolari, in strati da 5 a 20 cm separati da sottili livelli argilloso-marnosi. La selce, di solito bruna o nerastra, si presenta in noduli o liste irregolari spesse fino a 10 cm. Verso la base l'unità può mostrare una facies nodulare, nella quale sono riconoscibili nannofossili che suggeriscono l'appartenenza alla Zona a *Crassicollaria* (A1) del Titonico superiore. Verso l'alto la stratificazione si fa più netta e regolare e i calcari mostrano una caratteristica frattura concoide con associazioni a Radiolari riferibili alla Zona a *Rotalipora appenninica* (Albiano superiore). Il passaggio alla sovrasatante Scaglia Rossa avviene tramite una sequenza di circa 3-4 metri di calcari micritici grigi, verdi e biancastri di solito bioturbati (*Chondrites*) a Radiolari e Foraminiferi, ben stratificati (5-15 cm) e a volte selciferi (noduli e letti di selci nere) alternati a marne grigio-verdastre nere e rossastre (Scaglia Variegata). I livelli più bassi sono costituiti da calcari glauconitici, marne nere e bituminose laminate con noduli e cristalli idiomorfi di pirite (nei pressi di Castelfondo).

Nella parte superiore dell'unità sono talvolta presenti livelli di calcari marnosi e marne nere ad elevato contenuto si sostanza organica (*black shales*) (Livello Bonarelli) nei quali sono presenti pochissime forme di Radiolari per lo più di piccole dimensioni e rarissimi microbentonici riferibili alla Zona a *R. cushmani*, in particolare alla sottozona superiore a *Dicarinella algeriana* del Cenomaniano superiore. Superiormente ad essi, in micriti rosate sottilmente stratificate, potenti poco meno di un metro, si sono riscontrate associazione a foraminiferi planctonici riferibili alla Zona a *Whiteinella archaeocretacea* del tetto Cenomaniano-base Turoniano.

Lo spessore dell'unità è ridotto. Il Biancone non sembra superare i 3 metri. La parte inquadrabile nella Scaglia Variegata può invece raggiungere i 7 metri. Il limite inferiore con il Rosso Ammonitico Veronese è graduale; netto è invece con la

Note Illustrative della Tavola 26 III - "Fondo"

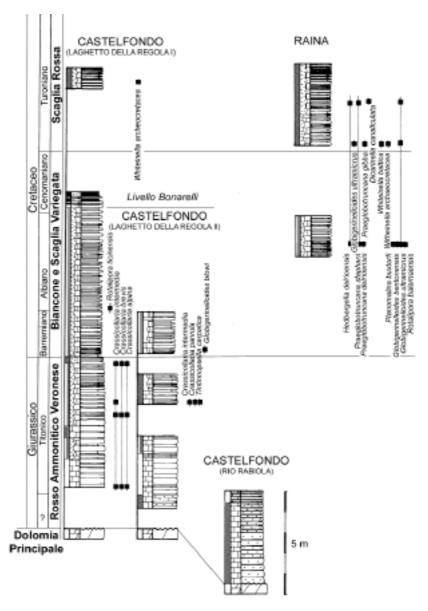


Fig. 49 - Serie stratigrafiche al passaggio Giurassico-Cretaceo nel settore occidentale della Tavola Fondo. Da notare l'importante lacuna corrispondente a gran parte del Giurassico e la lacuna di ordine minore alla base del Cretaceo (Neocomiano).



Fig. 50 - Scaglia variegata nei pressi del Laghetto della Regola di Castelfondo (Scala: 20 cm).

Dolomia Principale ove il Rosso Ammonitico Veronese non sia presente (Regola di Castelfondo). Il limite superiore con la Scaglia Rossa è graduale con il progressivo incremento della componente marnosa rossastra.

L'ambiente deposizionale corrisponde ad un bacino marino emipelagico caratterizzato da locali settori a circolazione ristretta e con serie condensate in situazione di alto strutturale.

3.4.2.19. - Formazione di Val d'Agola (VAG) (*Cretaceo sup. - Eocene*)

Ridotti affioramenti inquadrabili nella Formazione di Val d'Agola sono presenti a nord di Rumo lungo una stretta fascia a ridosso della Linea delle Giudicarie Nord e in destra Novella a sud di Fondo.

Si tratta di una successione in prevalenza terrigena che rappresenta un'equivalente N-orientale del Flysch

Lombardo. Quest'unità, che è formalmente divisa in due membri riconosciuti e descritti da Castellarin (1972), è stata anche indicata come Flysch Insubrico (Castellarin, 1977); costituisce il deposito sinorogenico di avanfossa indeformata della catena eoalpina, pre Adamello.

Formazione di Val d'Agola - Membro inferiore (VAG₁) (*Turoniano-Santoniano*)

Marne calcaree, marne, marne argillose e siltose fittamente fogliettate, nerastre, grigio-verdastre, grigio scure, localmente rosso scure con intercalazioni di areniti ibride torbiditiche (a volte prevalenti sulle emipelagiti), in intervalli da pochi decimetri a parecchi metri presenti prevalentemente nella parte superiore della successione. Contenuto in foraminiferi molto povero. Lo spessore non è inferiore ai 60 m. Non è possibile definire i rapporti con le formazioni a tetto e a letto in quanto i contatti tra il membro inferiore della Formazione di Val d'Agola e le formazioni a contatto è sempre di tipo tettonico. Tuttavia, alcuni affioramenti lungo la Linea delle Giudicarie nord mostrano lenti e brandelli di Oolite di San Vigilio inclusi nella parte basale del membro suggerendo una possibile diretta sovrapposizione delle due unità stratigrafiche.

Formazione di Val d'Agola - Membro superiore (VAG₃) (Campaniano Eocene medio)

Alternanze di strati torbiditici a biocalcareniti, arenarie e areniti ibride di composizione mista terrigeno-carbonatica, intercalate a marne in facies di Scaglia Rossa nella parte inferiore della successione e a marne calcaree grigie in quella superiore. Sono presenti anche diversi livelli metrici di conglomerati a clasti arrotondati di quarzo, selci, rocce metamorfiche, vulcaniti, calcari micritici e dolomie (Fig. 51). I banchi torbiditici raggiungono spessori metrici con ben riconoscibili tutti i termini della sequenza di Bouma. L'analisi delle direzioni di flusso mostra una concentrazione delle direzioni di trasporto da nord verso sud. Alcuni campioni hanno dato una età Campaniano inferiore (Globotruncanita elevata, Rosita fornicata, Globotruncana arca, Pseudotextularia, Heterohelix). Le torbiditi carbonatiche al tetto, con notevole frazione terrigena, rappresentata soprattuttto da quarzo e biotite,



Fig. 51 - Membro superiore della Formazione di Val D'Agola nei dintorni di Traversara. Nell'affioramento è riconoscibile la parte superiore dell'unità (marne grigiastre). Quella sottostante (in facies di Scaglia Rossa) è parzialmente mascherata dalla neve. Gli strati messi in evidenza dall'erosione sono costituiti da torbiditi a biocalcareniti ed arenarie.

contengono foraminiferi planctonici (*Morozovella spinulosa*, *Acarinina spinuloinflata*, *A. rohri*, *Truncorotaloides topilensis*, *Orbulinoides bekmanni*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*, *Globigerinatheka gr. Mexicana*), microbentonici, rare e piccole Discocycline, framenti di alghe rosse, *Gypsina*. Questa associazione è riferibile all'Eocene medio (Zona a *Orbulinoides beckmanni*).

Lo spessore di questa unità varia tra 5 e 50 metri. La base del membro corrisponde al primo livello di conglomerati che appoggia sulla scaglia Rossa e sfuma verso l'alto nel primo e più potente corpo torbiditico biocalcarenitico canalizzato. Al tetto passa in modo graduale alla Formazione di Ponte Pià.

L'ambiente di sedimentazione è di tipo emipelagico con importanti apporti clastici da aree settentrionali di piattaforma carbonatica e/o in emersione.

3.4.2.20. - Scaglia Rossa (SAA) (Cretaceo sup.- Paleocene)

Costituisce la parte più depressa della sinclinale anaune.

È costituita da calcari micritici più o meno marnosi di colore rosa, rosso, violaceo ed a volte bianco, con sparsi noduli e letti di selce, ricchissimi in Foraminiferi planctonici (*Rotalipore*, *Globotruncane*). Alla base la formazione è più calcarea e



Fig. 52 - Scaglia Rossa a Dambel.

ben stratificata; la parte superiore è più marnosa, con una componente siltosoargillosa, e la stratificazione è spesso indistinta (Fig. 52).

La parte basale della formazione (Turoniano) è caratterizzata da pochi metri (5-6) di calcari micritici marnosi color rosso-rosato, ben stratificati con noduli di selce rossa; seguono calcari marnosi e marne color rosso mattone a stratificazione indistinta che hanno dato associazioni a foraminiferi planctonici riferibili alla parte alta della zona a D. asymetrica (Santoniano sup.). La base dell'unità può presentare dei livelli calciruditici. Sono presenti all'interno della Scaglia Rossa hard grounds, lacune stratigrafiche ed orizzonti condensati. Sono frequenti, specie nella parte basale dell'unità, slumpings, livelli torbiditici e piccoli filoni sedimentari riempiti da calcari micritici verdastri

oliva. A due terzi della formazione si localizza un evidente livello dello spessore di una quindicina di metri di Scaglia Rossa in facies grigio cenere o verdastra. Verso l'alto ricompaiono calcari marnosi spesso bioturbati, con colorazioni dal rosso al grigio-verde (Fig. 53).

Lo spessore della formazione supera i 300 metri. Nell'area considerata la Scaglia Rossa appoggia sempre in continuità stratigrafica sulla Scaglia Variegata del Cenomaniano-Turoniano. Al tetto passa al membro superiore della Formazione di Val d'Agola mediante la comparsa dei primi livelli a torbiditi bioclastiche.

L'ambiente di sedimentazione è di tipo emipelagico con forti apporti terrigeni da aree settentrionali in emersione.

3.4.2.21. - Formazione di Ponte Pià (FPP) (Eocene inf -medio)

Le successioni paleoceniche-eoceniche dell'area già citate da Vacek (1881) e Fabiani (1919), sono state successivamente studiate da Cita & Palmieri (1960) e Premoli Silva & Palmieri (1962). Tra esse la Formazione di Ponte Pià affiora lungo il versante orientale del Monte Ozol e lungo la forra del Rio Novella.

È costituita da calcilutiti lastriformi, in strati più potenti verso l'alto che pas-

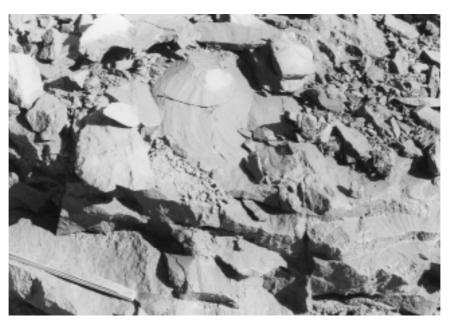


Fig. 53 - Scaglia Rossa con Zoophycos a nord di Salobbi (Castelfondo).

sano a calcari marnosi grigi e marne argillose azzurrognole. Nella parte alta prevalgono le calcareniti con intervalli calcitorbiditici a Nummuliti dell'Eocene medio (*N. polygyratus*, *N. millecaput*). Nella abbondante frazione terrigena, rappresentata quasi esclusivamente da quarzo, sono presenti rari foraminiferi planctonici che confermerebbero l'età Eocene medio per la presenza di Acarinina spinuloinflata, Morozovella spinulosa T. c. pomeroli.

Lo spessore non supera i 20 metri. Il limite inferiore è graduale sul Membro superiore della formazione di Val d'Agola, quello superiore è graduale con il Calcare di Nago.

L'ambiente deposizionale corrisponde ad un bacino mediamente profondo prossimo a piattaforme carbonatiche.

3.4.2.22. - Calcare di Nago (NAG) (Eocene medio - sup.)

Corrisponde alle successioni di piattaforma della sequenza deposizionale eocenica ed è rappresentato da limitati affioramenti a sud-ovest di Dambel individuati già dal Fabiani (1919).

Consiste principalmente di calcari nummulitici in strati e banchi organizzati in ripetute sequenze metriche in cui si alternano calcari marnosi e marne, calcari micritici a Melobesie e macroforaminiferi in strati sottili, calcareniti a rodoli-

ti e macroforaminiferi, calcari a coralli, Melobesie e briozoi. Tra i macroforaminiferi è presente *Nummulites fabianii, Nummulites incrassatus, Operculina, Spiroclypeus* e *Discocyclina sp.* riferibili all'Eocene superiore.

Lo spessore affiorante è di circa 30 metri. Il limite inferiore è graduale, quello superiore è coperto dai depositi continentali quaternari (Fig. 54).

L'ambiente di formazione è tipico di una piattaforma carbonatica subtidale a bassa profondità.

3.4.3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

3.4.3.1. - Tonalite della Val dei Rivi

La Tonalite della Val dei Rivi (Morten, 1974) fa parte di un insieme di "lamelle tonalitiche" che affiorano in sottili scaglie lungo l'intera Linea delle Giudicarie Nord, dalla Val di Sole alla zona di Merano (Exner, 1976).

La composizione mineralogica è quella tipica delle tonaliti. La composizione chimica è da quarzo-dioritica a quarzo-gabbrica, con un'affinità calcalcalina e *I-type* analoga a quella documentata per il batolite dell'Adamello (Macera *et al.*, 1985). La "lamella" della Val dei Rivi presenta una associazione mineralogica magmatica costituita da plagioclasio subedrale zonato, cummingtonite, orneblenda da bruna a verde o blu-verde, biotite, subordinato quarzo e, talvolta, K-feldspato. Le fasi accessorie sono ilmenite, apatite, zircone e solfuri.

Questi corpi intrusivi hanno spessori variabili da pochi metri fino a circa 20-30



Fig. 54 - Il terrazzo di Marzelena a sud di Cloz. A) Scaglia Rossa; B) Formazione di Ponte Pià; C) Calcare di Nago; D) anticlinale da rampa della Linea di Foiana; E) Dolomia Principale del Monte Ozol.

m e sono inseriti all'interno del piano di faglia della Linea delle Giudicarie Nord. I contatti delle "lamelle" con i paragneiss della zona del Tonale a tetto e con la Formazione di Val D'Agola a letto sono sempre tettonici, e caratterizzati da ampie fasce di cataclasite e breccia di faglia (Fig. 55).

Il contatto superiore è bene affiorante in Val dei Rivi, dove, tra la "lamella" e i paragneiss, è presente una fascia di spessore plurimetrico costituita da breccia di faglia incoerente e argillificata. Inoltre, in questa località, nella parte superiore della lamella tonalitica, è presente un frammento dell'originario contatto intrusivo (Martin *et al.*, 1993). Si tratta di una roccia Ca-silicatica, intensamente foliata, che potrebbe derivare da un precedente marmo a silicati dell'unità del Tonale.

L'età delle "lamelle", determinata con il metodo Rb-Sr sulla biotite, è di 28±1 Ma, ed è analoga a quella riscontrata nella porzione settentrionale del plutone della Presanella, che costituisce il corpo intrusivo più settentrionale del batolite dell'Adamello (Martin, *et al.*, 1993; Del Moro *et al.*, 1985).

Le "lamelle" sono caratterizzate da una foliazione moderata o intensa, che si è formata inizialmente per flusso magmatico, ed è stata successivamente accentuata in seguito a deformazione allo stato solido. La foliazione è delineata dall'orientazione preferenziale dell'orneblenda, la biotite e il quarzo. Generalmente la biotite è stabile lungo la foliazione mentre l'orneblenda si trasforma assumendo un colore blu-verde.

La roccia di contatto affiorante in Val dei Rivi è caratterizzata da una foliazione milonitica definita da letti millimetrici ricchi in carbonato e anfibolo alternati a bande quarzo-feldspatiche. I letti ricchi in carbonato contengono clinopirosseno parzialmente trasformato in orneblenda verde, oltre a scapolite, plagioclasio ed epidoto, mentre gli orizzonti quarzo-feldspatici sono caratterizzati da

orneblenda verde, epidoto e biotite. La foliazione è parallela a quella riconosciuta nelle lamelle tonalitiche ed è quindi legata alla stesso evento deformativo. deformazione è avvenuta quando le condizioni di temperatura della "lamella" consentivano la cristallizzazione di orneblenda verde e biotite sincinematici rispetto alla foliazione milonitica della roccia di contatto (Martin et al., 1993).

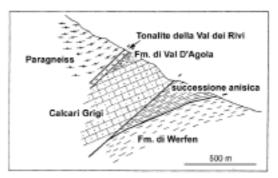


Fig. 55 - Sezione schematica attraverso la Linea delle Giudicarie Nord nei pressi di Rumo (Val dei Rivi). Da notare in particolare la "lamella tonalitica" (Tonalite della Val dei Rivi) lungo il piano di faglia (da: Prosser, 1992 mod.).

3.4.4. - CORPI FILONIANI DI ETÀ NON DEFINITA

Le successioni permiane vulcaniche e sedimentarie e le unità del basamento cristallino sono attraversate da filoni di differente litologia e di diversa età. Nell'ambito della tavola Fondo ne sono stati distinti due tipi principali.

3.4.4.1. - Filoni porfirici a megafeldspati

Affiorano al confine con la Provincia di Bolzano in prossimità della Forcella di Brez.

Litologicamente si tratta di filoni porfirici di colore grigio verde fino a bruno con due tipi di fenocristalli: il primo tipo è costituito da individui idiomorfi di K-feldspato rosa con dimensioni centimetriche (fino a 5 cm), questi flottano in una porzione porfirica con fenocristalli feldspatici bianchi e quarzo di 3-5 mm in pasta di fondo da microcristallina ad afanitica in cui si osservano numerosi femici (Fig. 56).

I filoni hanno spessori da alcuni metri fino a massimo 20-30 metri; essi presentano tipicamente una zonazione in fasce per cui le porzioni esterne sono afanitiche, quelle immediatamente più interne porfiriche con assenza dei grandi fenocristalli e quelle centrali presentano la massima concentrazione di questi ultimi; i contatti tra le varie zone sono però molto graduali.

Risultano incassati nelle unità vulcaniche permiane corrispondenti all'Ignimbrite di Gargazzone e all'Ignimbrite di Gries con contatti netti e talvolta tettonizzati.



Fig. 56 - Filone porfirico nell'Ignimbrite di Gargazzone a nord di Lauregno.

3.4.4.2. - Filoni basici

Affiorano nell'area sud-ovest della tavola e tagliano sia le unità vulcaniche permiane sia le coperture sedimentarie permo-mesozoiche. Sono ben rappresentati sul versante meridionale del Monte Luco, nell'area di Lauregno-Tregiovo.

Si tratta di filoni da intermedi a basici a composizione andesitica (l.s.), di colore grigio scuro quasi nero o verdastro in cui generalmente non si distinguono fenocristalli, solo raramente sono stati osservati rari plagioclasi e pirosseni (Fig. 57). La composizione è data da plagioclasio, anfibolo, rara biotite, rarissimo quarzo.

Questi filoni hanno in genere spessore variabile da alcuni decimetri fino ad 1 metro e mostrano quasi sempre andamento subparallelo alla linea delle Giudicarie. Non di rado essi si impostano sfruttando le anisotropie preesistenti e presentano contatti molto netti con la roccia incassante.



Fig. 57 - Filone basico di probabile età triassica. Questi filoni diffusi soprattutto nel bacino del Rio Pescara tagliano le unità vulcaniche permiane e gran parte della successione sedimentaria permomesozoica.

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

4. - FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE

(M. Avanzini, G.B. Castiglioni)

4.1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GENERALE

I depositi continentali quaternari presenti nell'area della Tavola Fondo mostrano distribuzione e spessori fortemente legati all'assetto altimetrico e morfologico del territorio rappresentato. Al di sopra i 2000 m s.l.m. il substrato è per lo più sempre affiorante o al massimo sub-affiorante mascherato da una trascurabile copertura eluviale o colluviale, mentre tra i 1800 e i 2000 m tutta l'area è stabilizzata da abbondante copertura vegetale, prativa alle quote più elevate e boschiva a quelle inferiori.

Diversa è la situazione al di sotto di questa fascia altitudinale tanto che nei fondovalle principali si hanno evidenze di depositi quaternari che superano di frequente i 20-30 metri di potenza. Anche qui tuttavia, gli affioramenti in senso stretto sono ridotti rispetto all'estensione dell'area ed all'importanza dei depositi superficiali, questo perché il territorio ha morfologia generalmente dolce ed è diffusamente coperto dalla vegetazione.

I depositi quaternari dell'area, pur essendo generalmente stabilizzati dalla copertura vegetale, sono soggetti a fenomeni franosi ed erosivi dipendenti dall'acclività dei versanti lungo le valli più incise o, talora, da condizioni di particolare instabilità. Affioramenti di una certa consistenza si rilevano proprio lungo le scarpate in erosione sia di origine torrentizia sia gravitativa, soprattutto lungo i principali corsi d'acqua, ma sono stati osservati anche in tagli e scavi antropici.

I depositi continentali quaternari sono distinti nella carta geologica secondo un criterio riassuntivo prevalentemente genetico e litologico; tenendo conto delle finalità della carta stessa, le distinzioni secondo l'età sono ridotte al minimo. Inoltre la posizione delle caselle della legenda non segna un particolare ordine di tipo cronologico.

Vengono tuttavia forniti in carta alcuni dati geocronologici supplementari; in particolare il colore di fondo (giallo più o meno carico) per i depositi attuali e recenti e quello verdastro per i depositi antichi devono essere interpretati come

indicazioni di massima: depositi antichi sono considerati quelli la cui messa in posto si ricollega alle vicende del glacialismo pleistocenico (in gran parte Pleistocene superiore) anche nelle sue fasi finali. I depositi indicati come attuali e recenti riguardano invece eventi svoltisi, o in corso di svolgimento in situazioni morfoclimatiche e ambientali non profondamente dissimili da quelle dei nostri giorni; per questo motivo, esse si legano a processi esogeni che possono essere ancora attivi o che, almeno in parte, potrebbero riattivarsi.

In queste note vengono invece distinti, dal punto di vista descrittivo, i depositi precedenti l'ultima grande espansione glaciale da quelli ad essi successiva utilizzando un criterio stratigrafico, seppure molto ampio, che permetta al lettore di ricostruire un quadro evolutivo degli eventi sedimentari del territorio rappresentato in carta.

4.1.1. - DEPOSITI PRECEDENTI L'ULTIMAGRANDE ESPANSIONE GLACIALE

4.1.1.1. - Depositi glaciali antichi del Rio Barnes

Depositi glaciali riferibili a fasi precedenti l'ultima grande espansione glaciale affiorano in un settore estremamente limitato lungo la parte più meridionale della Valle del Rio Barnes (Fig. 58).

Sono costituiti da depositi eterogenei (*diamicton*) massivi a supporto di matrice limo-argillosa e sabbiosa. I clasti sono in maggior percentuale di natura metamorfica (filladi e gneiss) e tonalitici, per lo più smussati o arrotondati e variamente degradati fino a risultare completamente argillificati.

Lo spessore massimo è di 40 metri.

Il limite inferiore è prevalentemente mascherato, quello superiore è rappresentato da una successione clastica fluvioglaciale, con cementazione discontinua (descritta nel paragrafo successivo), anch'essa riferibile a fasi precedenti l'ultima espansione glaciale.

4.1.1.2. - Depositi fluvioglaciali antichi del Rio Pescara e del Rio Barnes

Depositi di questo tipo sono ben rappresentati nel settore sud-occidentale della Tavola Fondo, tagliato dalle valli del Rio Barnes e il Rio Pescara.

Sono costituiti da ghiaie da fini a grossolane con ciottoli e sabbie da fini a medie, stratificate, localmente massive e a supporto di clasti, localmente di matrice a seconda delle diverse granulometrie. Prevalentemente si rilevano alternanze di ghiaie e sabbie stratificate. I ciottoli, più o meno arrotondati, sia di natura carbonatica sia cristallina (metamorfici, tonalitici e porfirici), appaiono piuttosto alterati o completamente decarbonatati o argillificati. Mostrano cementazione diffusa anche se discontinua.

Tali depositi cementati, nella valle del Rio Pescara sono distinguibili in due

corpi sovrapposti.

Il corpo inferiore che poggia sul substrato roccioso o su depositi lacustri antichi sovraconsolidati, non supera i 20 metri di spessore, è matrice-sostenuto e costituito da clasti carbonatici per lo più di origine prossimale cui si aggiungono rare metamorfiti e ignimbriti. Il grado di arrotondamento e la classazione sono scarsi. I ciottoli non superano i dieci centimetri di diametro.

Il corpo superiore, potente parecchie decine di metri (fino a 70), è invece caratterizzato dalla presenza di ciottoli di dimensioni nettamente maggiori con grado di cementazione variabile sia verticalmente sia lateralmente, da un maggior grado di arrotondamento e da una netta predominanza di clasti ignimbritici e granitici.

La base è erosiva sull'unità conglomeratica sottostante, il limite superiore è costituito dalle successioni glaciali, glaciolacustri o fluvioglaciali pertinenti l'ultima fase di espansione glaciale.

4.1.1.3. - Depositi glaciolacustri antichi del Pescara

Depositi lacustri antichi affiorano in modo discontinuo lungo il fondo della Valle del Rio Pescara al di sotto dei depositi fluvioglaciali cementati (intorno a quota 560).

Si tratta di depositi di limi e sabbie fini laminati di colore bruno-rossiccio, fortemente sovraconsolidati, con frequenti intercalazioni, di sabbie medie e ghiaie, in lenti discontinue (Fig. 59). Sono potenti poco più di 15 metri.

Non mostrano base evidente mentre al tetto è suturato, con limite netto ed erosivo, dal corpo inferiore dei depositi fluvioglaciali cementati descritti nel paragrafo precedente.

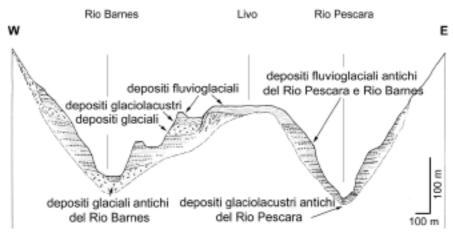


Fig. 58 - Schema dei depositi continentali quaternari nell'area sud -occidentale della Tavola Fondo.

4.1.2. - Depositi pertinenti all'ultima grande espansione glaciale ("Last Glacial Maximum")

4.1.2.1. - Depositi glaciali

Sono depositi distribuiti con differenze di spessori e caratteristiche sedimentologiche su tutta l'area considerata. I depositi glaciali della Tavola "Fondo" sono costituiti solitamente da depositi eterogenei (*diamicton*) massivi a supporto di matrice con tessitura dei clasti dalle ghiaie ai blocchi e matrice limo-argillosa e/o sabbiosa. I clasti sono in maggior percentuale di natura carbonatica, per lo più smussati o arrotondati, talvolta decarbonatati (es: ciottoli con *cortex*), con intensità variabile in funzione del grado di alterazione (quindi del trasporto subito, del tempo trascorso e delle condizioni fisico-chimiche dell'ambiente).

In percentuale minore sono rappresentati i clasti porfirici, metamorfici (filladi e gneiss) e tonalitici, anch'essi per lo più smussati o arrotondati e variamente degradati. Talvolta l'alterazione è così intensa che i ciottoli, sia carbonatici sia cristallini, sono completamente argillificati e appaiono come fantasmi nella matrice, anch'essa argillosa, di fondo.

Nelle aree settentrionali la differenziazione dei depositi secondo la litologia dei clasti è marcata: in destra Novella sono ben rappresentati inclusi porfirici mentre in sinistra i clasti sono generalmente granitici. In corrispondenza della valle di Bresimo i litotipi sono essenzialmente metamorfici, mentre dominano i porfidi nei depositi della valle del Pescara. Spostandosi verso sud la caratterizzazione si fa meno evidente, essendo i depositi condizionati anche da apporti provenienti dalla Valle di Sole. I till delle aree meridionali sono infatti eterogenei con una percentuale dominante di tonaliti.

Localmente, lungo i versanti, come a nord-ovest di M.ga Lucar, o sui fianchi del Monte Dian si notano accumuli di massi coperti dalla vegetazione che sono stati qui interpretati come depositi glaciali a grandi massi dilavati. La frequente presenza di accumuli e/o di sparsi blocchi di grandi dimensioni non è sempre di chiara e univoca interpretazione genetica, in quanto potrebbero derivare sia da trasporto glaciale, sia gravitativo sia torrentizio. Si è propensi a pensare che spesso la messa in posto di questi depositi sia mista, dovuta cioè a due o più di questi processi.

I depositi glaciali della Tavola Fondo sono caratterizzati da una potenza variabile che può raggiungere in taluni luoghi 80-90 m. Gli spessori maggiori si hanno normalmente nei depositi ubicati lungo i torrenti principali (Torrente Novella nella zona di Cloz), mentre i più esigui caratterizzano per lo più le coperture glaciali del versante destro della valle di Non e quelle dell'altipiano ad ovest del Rio Novella (dove risultano di poco superiori ai 2 metri) (Fig. 60).

Il limite inferiore è netto sul substrato roccioso o sulle unità quaternarie ante-

cedenti l'ultima grande espansione glaciale (depositi glaciali e fluvioglaciali antichi delle valli del Rio Pescara e Rio Barnes). Il limite superiore è netto con i depositi fluvioglaciali (es. castel S. Anna a Cloz) o postglaciali.

Dal punto di vista genetico i sedimenti glaciali dell'area rappresentata nella carta sono stati interpretati prevalentemente come till di alloggiamento (morene di fondo *auctorum*) (es. area di Fondo) mentre sono interpretabili come till di ablazione (morene di fusione *auctorum*) prevalentemente sul versante destro della valle, dal Castello di Castelfondo e Carnalez, a Nord, fino a S. Maria di Cloz, a Sud.

Il till di alloggiamento si differenzia generalmente da quello di ablazione per la maggior percentuale di matrice fine che a volte costituisce depositi limosi potenti parecchi metri, talvolta per un certo grado di sovraconsolidazione e per la locale presenza di lenti di sabbia. Nel till di ablazione, caratterizzato in genere da una morfologia superficiale più accidentata, oltre ad un aumento in percentuale dei clasti rispetto alla matrice, vi è un aumento delle loro dimensioni.

Massi erratici

Massi erratici sono distribuiti prevalentemente nella metà occidentale della Tavola Fondo, in destra e in sinistra idrografica dell'alto Novella. Grandi massi caratterizzano il paesaggio della cresta che dalla cima del Monte Penegal, si snoda fino alla forcella di Gaida. Si tratta essenzialmente di massi granitici con volumi a volte notevoli ed usati spesso come segnacoli nelle suddivisioni tra i territori comunali. Nel settore posto ad Ovest del Monte Ozol i massi erratici, seppur presenti, hanno dimensioni minori. Grandi blocchi di porfido sono presenti solo nella parte settentrionale, alle pendici del Monte Luco, nei pressi di Palù Longa. Asud sono visibili sporadici erratici allo sbocco della valle di Bresimo nei pressi di Rumo e Marcena o lungo i terrazzi che orlano il Pescara, tuttavia, data la scarsa rilevanza, spesso non sono stati cartografati.



Fig. 59 - Depositi glaciolacustri sovraconsolidati precedenti l'ultima grande espansione glaciale. Alveo del Rio Pescara.

4.1.2.2. - Depositi di contatto glaciale

Depositi di contatto glaciale sono stati cartografati solo nell'area di Tregiovo, a sud del paese omonimo in sinistra orografica del Torrente Pescara. Costituiscono morfologicamente un terrazzo pianeggiante con ripida scarpata a valle.

Sono depositi fini, costituiti in prevalenza da ghiaie sabbiose e sabbie, misti a più grandi ciottoli risedimentati dopo trasporto glaciale. È visibile una grossolana stratificazione, anche se molto discontinua.

Lo spessore non è elevato; alcuni scassi hanno messo in luce sezioni non più alte di 4-5 metri.

Tali sedimenti poggiano con deboli discordanze angolari direttamente sulla roccia in posto o, in subordine, sui depositi glaciali di alloggiamento costituiti da limi e argille sovraconsolidate che inglobano ciottoli striati.

La morfologia risultante dall'accumulo di tali facies ha dato luogo a zone terrazzate dove si sono generati ampi ripiani noti come terrazzi di *kame*. La loro origine è legata all'accumulo di materiale in bacini sedimentari che si appoggiavano alla lingua glaciale del Pescara nelle fasi finali dell'ultima glaciazione.



Fig. 60 - Till di alloggiamento (morene di fondo auctorum) erosi dal Torrente Novella ad est di Cloz.

4.1.2.3. - Depositi fluvioglaciali

Nella carta geologica i depositi alluvionali e quelli fluvioglaciali sono accorpati. Tuttavia, l'importanza stratigrafica di tali depositi suggerisce una descrizione separata degli stessi nelle presenti note illustrative. I depositi alluvionali in senso stretto, non collegati con la storia glaciale dell'area, verranno descritti nel paragrafo "Depositi torrentizi".

Questo tipo di sedimenti è ben rappresentato lungo tutto il versante destro del Rio Novella fino ad una quota massima di 1000 m s.l.m.; in sinistra idrografica, dalla Val di Combra al paese di Vasio e più a sud, presso il paese di Cavareno. Depositi fluvioglaciali caratterizzano anche la zona immediatamente a sud del paese di Castelfondo. Qui sono presenti due cave abbandonate dove affiorano in sezione i depositi stessi. La cava in destra Rabiola mostra la sezione di un vasto conoide torrentizio che si apriva allo sbocco della stretta valle omonima, inciso successivamente dal torrente; i depositi si estendono verso Salobbi e costituiscono la sommità del terrazzo inclinato a sud di Dovena.

I depositi di tipo fluvioglaciale sono costituiti da ghiaie da fini a grossolane con ciottoli e sabbie da fini a medie, stratificate, localmente massive e a supporto di clasti, localmente di matrice a seconda delle diverse granulometrie. Prevalentemente si rilevano alternanze di ghiaie e sabbie stratificate. I ciottoli, più o meno arrotondati, sia di natura carbonatica sia cristallina (metamorfici, tonalitici e porfirici), appaiono generalmente piuttosto alterati o completamente decarbonatati o argillificati (Fig. 61).

Verso il tetto delle successioni si assiste dovunque ad una progressiva diminuzione del materiale grossolano che lascia il posto a sabbie da medie a fini. Una facies particolarmente fine, costituita essenzialmente da sabbie giallastre potenti più di 5 metri caratterizza la dorsale sulla quale sorge Livo.

I depositi di tipo fluvioglaciale della Tavola "Fondo" hanno spessore variabile che può superare spesso i 50 metri. Gli spessori maggiori sono rappresentati nei depositi ubicati sul versante destro del Rio Novella, in particolare in corrispondenza di tre antiche conoidi di genesi mista (alluvionali e da *debris flow*), tutt'oggi non completamente disattivate. I più esigui invece caratterizzano per lo più i sedimenti ubicati in sinistra del Rio Novella (Fig. 62).

La composizione litologica varia tra la destra e la sinistra del Torrente Novella. In destra Novella le ghiaie e le sabbie sono essenzialmente porfiriche, in sinistra la componente carbonatica e granitica sono bilanciate a dimostrazione di una rielaborazione di sedimenti glaciali che già possedevano questo tipo di differenziazione.

Generalmente i depositi fluvioglaciali (riferibili al Pleistocene Sup. p.p.) con superficie limite superiore che presenta un suolo bruno profondo fino a 1,5 m (solitamente decarbonatato), si rilevano in continuità stratigrafica a quelli gla-

ciali. Localmente, tuttavia, i rapporti stratigrafici con le unità sovra e sottostanti sono più complessi. Alla confluenza tra la valle del Rio Barnes e la Valle del Torrente Noce (Livo) i depositi fluvioglaciali sono fortemente deformati con strutture plicative alla meso-macroscala e faglie. Alcune sezioni nella zona mostrano depositi torrentizi e fluvioglaciali costituiti da ghiaie grossolanamente stratificate e sabbie fini, sottostanti a depositi glaciali attribuiti al Pleniglaciale.

Si tratta evidentemente di sedimenti messi in posto in fasi di deglaciazione, o di stasi glaciale ad opera di acque correnti dotate di elevato trasporto solido.

Le giaciture dei depositi in sinistra idrografica del Rio Novella indicano direzioni attorno a N170/25°. In destra sono invece distinguibili due settori; in quello a nord i depositi hanno mediamente giaciture N155/16°, mentre a sud i valori medi si attestano attorno a N237/8°. Le giaciture prevalenti e direzioni di trasporto relative a ciottoli embriciati o strutture trattive nei livelli sabbiosi indicano quindi direzioni di trasporto verso sud, comprese tra i 220 e i 240 N, grosso modo coincidenti con la direzione dell'asse vallivo principale.

4.1.2.4. - Depositi glaciolacustri e lacustri

Depositi glaciolacustri da ricollegare con le fasi finali dell'ultima espansione glaciale sono presenti lungo le incisioni del Rio Barnes, del Rio Pescara compresi tra quota 665 e 710.

Si tratta prevalentemente di sabbie fini micacee e argille fittamente laminate, deformate talvolta da clasti tonalitici o metamorfici staccatisi da masse di ghiaccio galleggiante (*drop-stones*). Mostrano comunemente un notevole grado di sovraconsolidazione e spesso risultano tiltati o fagliati.

I depositi sono costituiti da sabbie fini ed argille laminate. Sono spesso rappresentate strutture da deformazione sia plastica sia fragile (Fig. 63). Tra queste ultime le più comuni sono famiglie di faglie distensive. In alcuni affioramenti nei pressi di Livo, sono stati riscontrati *dropstones* tonalitici con evidentissime strutture da impatto. La polarità delle stesse



Fig. 61 - Alternanze di sabbie e ghiaie fluvioglaciali nella zona di Cis (Scala: 10 cm).

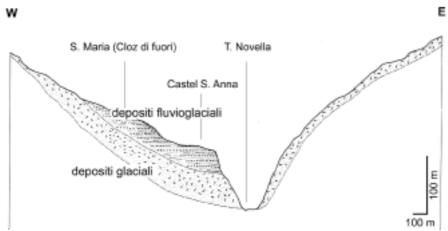


Fig. 62 - Depositi glaciali e fluvioglaciali lungo il corso meridionale del Torrente Novella.

tende a farli interpretare come clasti rotolati dalle ripide pareti del bacino cui i sedimenti lacustri si appoggiano.

La potenza massima è di circa 30 metri.

Poggiano su *diamicton* massivi eterogenei interpretabili come *till*, o su depositi di tipo fluvioglaciale; a tetto sono sigillati da una sequenza di sedimenti fluvioglaciali potente parecchie decine di metri. Talvolta sono visibili contatti laterali, come nella zona di Livo, che evidenziano appoggi in discordanza angolare su sedimenti fluvioglaciali fortemente deformati e verticalizzati.

Tali depositi sono verosimilmente legati a fenomeni di sbarramento temporaneo in relazione alle dinamiche delle lingue glaciali dell'Adige e del Noce. In particolare, è ipotizzabile che, nonostante la piccola differenza di quota degli affioramenti, le evidenze di campagna siano da collegare ad un esteso bacino lacustre localizzato alla confluenza delle due valli del Barnes e del Pescara con quella del torrente Noce all'altezza della stretta di Mostizzolo. A conferma di questa interpretazione sarebbero i depositi analoghi, affioranti attorno a quota 695, lungo la strada Cles-Mostizzolo in prossimità di quest'ultima località.

4.1.2.5. - Depositi eolici

Affiorano in un'area limitata posta a 1500 m (località Crosara) sul versante occidentale della catena del Monte Penegal.

Si tratta di sedimenti limosi giallastri con abbondante frazione micacea. Lo spessore stimato è esiguo, non superiore al metro. Sono stati cartografati, per lo più in funzione della loro valenza in chiave di interpretazione paleoambientale dell'area.

Colmano limitate depressioni al tetto di depositi di tipo glaciale. Tali rapporti stratigrafici sembrano indicare che i depositi eolici siano più recenti e che si colleghino ad un ambiente ancora freddo e asciutto, con scarsa copertura vegetale in una fase di riduzione delle masse glaciali che avevano ricoperto l'area.

4.1.3. - CONSIDERAZIONI D'INSIEME SUI DEPOSITI COLLEGATI ALL'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE

Tutta l'area compresa nella carta fu investita dalle masse glaciali dell'ultima grande glaciazione (da circa 25.000 a 12.000 anni fa). Solo i punti più elevati (posti all'estremità settentrionale della carta), che costituiscono il M. Cornicoletto e il Monte Luco emergevano come *nunatak* dalla superficie del grande ghiacciaio nella fase del suo massimo rigonfiamento. Il ghiaccio, quando copriva questa parte della Val di Non, proveniva da tre direzioni: da SW, cioè dalla Val di Sole, da NW, cioè dai circhi incavati nei Monti delle Maddalene, e da Nord, cioè trasfluiva dalla Valle dell'Adige attraverso le insellature poste ai due lati del Monte Luco (Passo di Castrin e Passo Palade) scavalcando anche, seppur con modesto spessore, tutta la dorsale (Catena del Penegal) che dal Passo Palade arriva al Passo Mendola (Fig. 64). Ciò spiega perché ciottoli e massi erratici si trovino dispersi fino a quote alte e la larga diffusione di depositi glaciali a quote medio-basse. Alla stessa causa è riconducibile anche il parziale arrotonda-

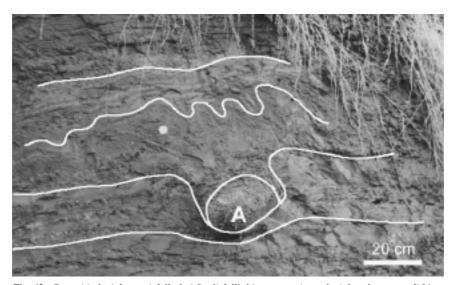


Fig. 63 - Depositi glaciolacustri delle fasi finali dell'ultima espansione glaciale sul terrazzo di Livo. A = ciottolo tonalitico e strutture da impatto che deformano la fitta laminazione del deposito.

mento dei rilievi costituiti dal *bedrock*, dovuto al rimodellamento per erosione glaciale (Fig. 65).

I depositi presenti nel territorio ricollegabili al fenomeno glaciale documentano in parte alcune situazioni evolutive delle fasi precedenti o della fase di crescita dell'ultima espansione glaciale (v. paragrafo dedicato alla morfologia), ma
soprattutto quegli eventi che caratterizzano le fasi di progressiva riduzione del
grande ghiacciaio nell'arco di tempo che corrisponde al "Tardiglaciale" (circa
15.000-10.000 anni fa, età radiometriche "non calibrate"). Di queste fasi sono
tracce, ad esempio, l'argine morenico riconosciuto ad Ovest di Passo Castrin
(quota piuttosto elevata: ghiacciaio che ancora trasfluiva da nord) e gli argini
riportati sulla carta a NE di Rumo (morene di sponda sinistra di un ghiacciaio
locale proveniente da NW, cioè dalle Maddalene).

Considerando ora le tre direzioni di flusso del ghiacciaio indicate sopra, si ritiene che il flusso da nord si sia interrotto per primo, in rapporto con la progressiva perdita di spessore della grande colata atesina, la quale cessò di avere ogni rapporto con l'alta Valle di Non quando l'altezza della sua superficie scese verso quota 1500 (la quota del Passo Palade) o verso quota 1360 (Passo della Mendola). Di conseguenza, il ghiacciaio presente nel bacino del Rio Novella si trovò in condizioni di "ghiaccio morto" e, per fusione in *situ*, perse via via spessore. Situazioni non molto dissimili si realizzavano lungo la Valle



Fig. 64 - La sella del Passo Mendola vista dal Monte Ozol. Durante l'ultima grande espansione glaciale il ghiacciaio atesino scavalcava tutta la catena del Penegal.

del Torrente Pescara. Nelle varie aree si deposero coltri di "till di ablazione" su "till di alloggiamento", mentre altri processi sedimentari legati all'attività dell'acqua di fusione (depositi di "contatto glaciale", "fluvioglaciali", "glacio-lacustri"), venivano favoriti ma anche condizionati dal progressivo aprirsi di spazi irregolari lasciati liberi di fianco alle residue masse di ghiaccio, a quote via via più basse. Non trascurabile l'attività dei torrenti subglaciali, che probabilmente era soprattutto erosiva oltre che di trasporto; attività già presente nelle fasi "pleniglaciali". Anche i ghiacciai provenienti dalle Maddalene non ebbero vita lunga dopo la fase tardiglaciale e di costruzione delle morene sovramenzionate presso Rumo. Invece il ghiacciaio della Val di Sole, che costituiva la colata più importante, per un certo tempo continuò a fornire uno sbarramento rispetto alle due valli minori confluenti da sinistra: quella del Rio Barnes e quella del Rio Pescara, ma probabilmente anche quella del Rio Novella. Queste circostanze possono spiegare i fenomeni di riempimento per

ostruzione allo sbocco di tali valli con depositi fluvioglaciali e glaciolacustri (Fig. 66). L'importanza del ghiacciaio della valle di Sole è attestata, oltre che nei depositi glaciali che esso ha lasciato (caratterizzati da clasti tonalitici) anche dalle deformazioni indotte per fenomeni di spinta sui sedimenti già presenti e consolidati, da fenomeni di seppellimento di tratti di paleovalli e dalle altre complicazioni nella giacitura dei vari depositi descritti per l'area di Livo (Fig. 67).

4.1.4. - Depositi postglaciali

4.1.4.1. - Depositi palustri

La torbiera delle Regole a monte di Castelfondo rappresenta l'affioramento più importante per questo tipo di depositi; tuttavia depositi palustri subattuali o paludi attuali, frequentemente eredità di antichi laghetti postglaciali, si rilevano abbondantemente in tutta l'area in oggetto. Nella zona più a nord, alle pendici del Monte



Fig. 65 - Rocce montonate con parziale copertura detritica sul ripiano strutturale di Dovena. Le strie indicano un flusso del ghiacciaio atesino verso SSE (N210°).

Luco, aree palustri di dimensioni considerevoli si trovano sul fondo della valletta del Rio Novella, mentre altre minori si collocano sui terrazzi glaciali.

Si tratta di depositi generalmente discontinui e poco potenti. Nella conca di malga Lucar il Rio Novella taglia una sezione in cui poco più di 40 cm di torbe sono sovrapposte a depositi di origine torrentizia. Nell'area di Sarnonico, limitati specchi palustri sostenuti da depositi glaciali, mostrano una successione di limi e torbe non più potente di 2-3 metri.

Decisamente più significativa è la torbiera delle Regole, situata nella parte più depressa di una blanda piega sinclinale in Scaglia Rossa cui si sovrappone una coltre di depositi glaciali. Un sondaggio meccanico ha messo in evidenza una serie di più di 8 metri di limi, sabbie ed argille laminate cui si sovrappongono poco meno di 4 metri di torbe. Datazioni radiometriche effettuate su campioni prelevati nei limi a -7,7 m dal piano campagna, hanno dato una data calibrata di 8.426 anni a.C.. Recenti rinvenimenti archeologici hanno messo in evidenza frequentazioni umane datate alle fasi finali del Paleolitico (circa 11.000 anni dal presente) localizzate all'interfaccia limo-torba lungo le sponde del bacino (vedi paragrafo "Archeologia").

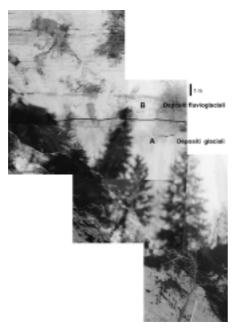


Fig. 66 - Contatto fra depositi glaciali (A) e fluvioglaciali (B) lungo il Torrente Novella nella zona di Cloz (Castel S. Anna).

La torbiera è stata quasi completamente scavata per l'estrazione del materiale e attualmente la coltivazione è abbandonata.

4.1.4.2. - Depositi torrentizi

Risultano inclusi cartograficamente nei depositi alluvionali e fluvioglaciali. Nell'area di questa carta non si ha lo sviluppo continuo di fondovalle alluvionali perché le valli sono per lo più incassate; ma non mancano depositi prevalentemente torrentizi di interesse prettamente locale.

Depositi di questo tipo, attuali e/o sub-attuali di una certa rilevanza sono presenti solo lungo il Rio Novella e lungo il Torrente Lavazzé (affluente del Pescara) nei pressi di Rumo, dove è presente un certo spazio per la sedimentazione di depositi torrentizi e di debris

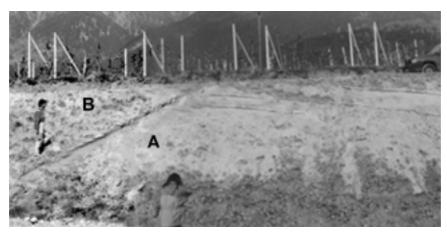


Fig. 67 - Contatto erosivo tra depositi fluvioglaciali sabbiosi (A) e sedimenti di origine glaciale (B) nei pressi di Livo (campo sportivo). Un suolo lungo il contatto contiene resti organici datati 25.940 ±200 B.P. ("Interstadiale Wurm"- pre L.G.M.).

flow, che ora in gran parte sono terrazzati.

Sono costituiti prevalentemente da sabbie stratificate, ghiaie grossolane, ciottoli e blocchi sub-angolari anche di grandi dimensioni con presenza talora di diamicton.

I tre ampi conoidi che insistono sugli abitati di Cloz, Arsio e Traversara hanno genesi legata a meccanismi misti di trasporto torrentizio e da *debris flow*. La struttura è data dall'alternanza di ghiaie a spigoli vivi gradate e sabbie limose che si interdigitano con i depositi fluvioglaciali a testimoniare una costante evoluzione delle forme a partire dal Tardiglaciale. Alcuni scassi hanno messo in evidenza una netta diminuzione delle dimensioni dei clasti dalla zona prossimale alla distale dei conoidi. L'area sorgente del materiale è rappresentata dalla vasta fascia cataclastica legata alla Linea di Foiana che corre lungo il versante orientale del Monte Ozol e dai depositi glaciali che in parte la ricoprono. Attualmente le aree distali dei coni sono stabilizzate mentre le aree prossimali sono tutt'oggi soggette ad episodici fenomeni di trasporto e deposizione massiva in occasione delle precipitazioni autunnali e/o primaverili.

Anche i depositi nei pressi di Rumo devono essersi formati in prevalenza quando l'incisione verticale lungo il torrente Lavazzè non era ancora molto spinta, mentre a partire dai bacini torrentizi poco estesi a monte, il trasporto di detriti poteva essere intenso (detriti derivanti da depositi glaciali o da rocce tettonizzate lungo la linea delle Giudicarie).

4.1.4.3. - Depositi di versante

Falde detritiche fasciano, con acclività e granulometrie diverse la base delle pareti rocciose di tutta l'area considerata.

Si tratta in prevalenza di accumuli detritici gravitativi eterometrici, per lo più privi di matrice fine con classazione variabile dalle ghiaie fini ai blocchi.

Lo spessore di questi depositi è estremamente variabile. Si va da pochi metri per le fascie di detriti che orlano i versanti meno acclivi a depositi superiori ai 40 metri ai piedi delle pareti più ripide.

Appaiono significativi quelli che caratterizzano il versante orientale del monte Ozol, a monte di Revò. Qui grossi blocchi di Dolomia sono inglobati in una matrice ghiaiosa fine, nella quale si riconoscono spesso accumuli di clasti di Scaglia Rossa tipo *grèze litée*.

Ad ovest, a monte di Preghena una imponente falda detritica alimentata da materiale cataclastico caratterizza il fianco sinistro della valle del Rio Barnes. I depositi stratificati sono spessi più di 30 m ed hanno giacitura 150/10°. Tale giacitura è più coerente con l'asse vallivo principale che con la pendenza del versante con il quale i depositi ghiaiosi formano quindi un angolo (Fig. 68).

Un'area con depositi di versante di particolare interesse si trova ad ovest di Traversara e Carnalez in Comune di Brez: qui un notevole contributo alla formazione dei depositi è dato dalla grande abbondanza di cataclasiti presenti lungo la Linea di Foiana. Da sottolineare poi che i depositi glaciali qui ubicati sono talvolta posteriori a quelli gravitativi in oggetto. La fascia cataclastica lungo la linea di Foiana alimenta anche le falde detritiche attraversate dalla strada che sale alla Forcella di Brez. Il materiale mobilizzato dalle precipitazioni si espande alla base del pendio dando origine ad un deposito sub-pianeggiante potente parecchi metri che copre il materiale di origine glaciale.

4.1.4.4. - Depositi di frana

La più estesa frana dell'area studiata si colloca a nord di Fondo. Si tratta di una frana di crollo in roccia la cui nicchia di distacco si localizza lungo i contrafforti occidentali del monte Crozze. Il volume del deposito di frana è ingente ed occupa tutta la località Pinech per un fronte di circa 600 metri e per una lunghezza di poco più di un chilometro. Il deposito, potente mediamente una ventina di metri (lo spessore è desunto dai fronti di alcune cave di materiale che ne intaccano l'unghia), è costituito da blocchi eterometrici di Dolomia Principale e da qualche blocco appartenente alla sottostante Formazione di Raibl. La frazione fine è costituita da ghiaia e argilla prodotte dal dilavamento della formazione di Raibl messa a nudo lungo il versante dal movimento franoso. Sul deposito è presente una fustaia che colonizza un suolo bruno di qualche decina di centimetri di spessore.

Nel settore occidentale, nella zona di Rumo, sono presenti modesti smottamenti contraddistinti da nicchie di distacco e relativi depositi a valle. Per la zona di Rumo sono comunque da evidenziare anche deformazioni gravitative profonde di versante.

Distacchi che hanno interessato essenzialmente la copertura quaternaria sono identificabili più a valle lungo la sponda destra del torrente Lavazzè e del torrente Pescara. Anche per essi comunque la massa mobilizzata è di dimensioni modeste.

Frane e smottamenti sono più comuni sulla sponda destra del Novella dove l'acclività del versante si combina all'azione erosiva del torrente. Alcune nicchie di distacco hanno messo in luce la stratigrafia dei depositi superficiali. Raramente tuttavia i fenomeni sono così intensi da interessare il substrato roccioso. Le frane principali possono essere considerate quelle nei pressi del Castello di S. Anna (Lavinia di S.Anna) dove si assiste ad un progressivo arretramento dell'orlo del terrazzo di quasi 1 metro ogni anno.

4.1.4.5. - Depositi eluviali e colluviali

Depositi subattuali ed attuali di esiguo spessore sono distribuiti un po'ovunque. Essi sono stabilizzati dalla copertura vegetale e quindi non sempre distinguibili. Depositi di questo tipo ricoprono in qualche caso aree denudate dall'a-



Fig. 68 - Deposito di versante stratificato in sinistra del Rio Barnes (Preghena).

zione erosiva dei ghiacciai o aree soggette a dilavamento o creep superficiale.

Si tratta di sedimenti difficilmente inquadrabili, per lo più di genesi mista con contributi gravitativi e rielaborazione alluvionale.

Hanno spessore estremamente variabile. In alcune aree, come da esempio in corrispondenza del Monte Macaion o sui terrazzi di Livo, sono potenti poche decine di centimetri. In altri contesti possono raggiungere spessori considerevoli come ad esempio nella conca di Fondo o nella zona di Tret dove i depositi sono di ordine metrico.

Sedimenti eluviali prodotti di disfacimento delle sottostanti ignimbriti riodacitiche, sono per esempio cartografati a sud-ovest di Malga Lucar. Essi sono caratterizzati da clasti a spigoli vivi di diametro variabile dal cm ai 20 cm e da una matrice più fine costituita prevalentemente da sabbia grossolana.

Nella zona di Tret, subito al di sopra della Formazione della Mendola, per lo più subaffiorante si nota una successione che raggiunge i tre metri, data da una commistione di clasti di provenienza glaciale o fluvioglaciale sostenuti da una matrice ghiaiosa dolomitica. Sono talvolta riconoscibili evidenze di stratificazione con alternanze di ghiaie a granulometria diversa e suoli rimaneggiati.

A Fondo, alcuni scavi hanno evidenziato la presenza a poca profondità di depositi fluvioglaciali con evidenti strutture deformative ricoperti da 1-2 metri di depositi massivi con ciottoli glaciali e fluvioglaciali sostenuti da un'abbondante matrice argillosa rossastra (Fig. 69). Il tetto di questi depositi è solcato da canalizzazioni erosive riempite di sabbie fini e depositi eluviali con tracce antropiche. Il fondo ed i fianchi dei canali mostrano spesso tacce di paleosuoli contenenti frustoli carboniosi che hanno restituito date comprese tra 3654 ± 43 (2031 a. C. calibrata) e 3438 \pm 41 (1.604 a.C. calibrata). Presso Malosco analoghi depositi potenti poco meno di un metro ricoprono un till d'alloggiamento poggiante su rocce montonate. Alcuni carboni inglobati nella matrice argillosa hanno restituite date alto-medioevali (1538 ± 41). Il medesimo corpo massivo rossastro identificato a Fondo e Malosco è presente anche più a sud, nella zona di Sarnonico e Cavareno dove al di sopra dei sedimenti glaciali è presente una coltre potente fino a due metri di diamicton sostenuto da una matrice argillosa rossastra (derivante probabilmente dal disfacimento della sottostante Scaglia Rossa) (Fig. 70).

Queste coltri, facilmente confondibili con un *till* di ablazione, sembrano piuttosto da mettere in relazione a processi di lento movimento olocenici dei versanti con la mobilizzazione di sedimenti di origine glaciale ad opera del dilavamento sui versanti a monte e distribuiti sul territorio sotto forma di ampi lobi di colata saldati tra loro, che non sono stati distinti sulla carta dai sedimenti di origine glaciale.

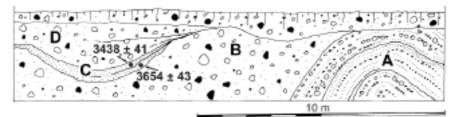


Fig. 69 - Schema dei rapporti stratigrafici tra sedimenti fluvioglaciali deformati (A) e depositi massivi olocenici (B) talora canalizzati (C, D), messi in evidenza in uno scavo a Fondo.

4.2. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'assetto orografico dell'Alta Valle di Non ha un impianto che riflette vistosamente l'assetto tettonico. In questi brevi cenni vengono esposti i dati essenziali dal

di vista morfostrutturale. Secondo Sauro (1974) il bacino del Rio Novella (escludendo il tratto iniziale) assume la configurazione di una "depressione di angolo di faglia". Nella metà occidentale della carta i principali elementi sono infatti determinati dalla presenza di dislocazioni tettoniche di primaria importanza ad andamento NNE-SSW o N-S, quali la Linea delle Giudicarie e la Linea di Foiana, con le loro vicarianti. Compresi tra queste, emergono con grande risalto la massa del Monte Luco (fuori carta verso nord) e la dorsale del Monte Ozol. Diverso è l'assetto della metà orientale, posta ad est del Torrente Novella, che può interpretarsi nell'insieme come il dorso di una grande cuesta, o "rilievo omoclinale" culminante lungo la catena del Penegal-Macaion e digradante verso ovest; il fronte di questa grande cuesta scende a picco verso la Valle dell'Adige (fuori carta verso est). All'interno di questa morfostruttura inclinata si individuano blocchi minori separati da faglie,



Fig. 70 - Particolare di deposito massivo con ciottoli glaciali e fluvioglaciali in matrice argillosa rossastra. Questi depositi sono diffusi in una vasta fascia tra Fondo e Sarnonico e sono da mettere in relazione a processi di lento movimento olocenico dei versanti.

tra cui la dorsale di Dolomia Principale, culminante nel Dòs de Solómp, assume a sua volta l'aspetto di una *cuesta* secondaria.

Altri aspetti sono pure importanti nel quadro evolutivo dell'Alta Valle di Non: essi riguardano le forme risultanti dall'alternarsi di processi di erosione e di sedimentazione in parte precedenti o forse concomitanti con le ultime espansioni glaciali. Un elemento caratteristico è la conformazione delle valli, che hanno prevalentemente solchi d'erosione fluviale molto incisi sul fondo, e forme blande sui fianchi, spesso con aspetto di gobbe dolcemente arrotondate o di terrazzi moderatamente inclinati. Di questi, alcuni sono in roccia ed hanno una motivazione strutturale; altri sono costituiti da materiali di origine glaciale o fluvioglaciale in senso lato (nella piana a sud di Fondo), e risultano pertanto da fenomeni diversi.

Una parte del modellamento è riflessa nel paesaggio a forme morbide che probabilmente si presentava alla fine della glaciazione; oggi, in gran parte, i centri abitati e gli spazi per le colture si dispongono su pendii poco acclivi, posti ad altezze diverse. Ma questi sono delimitati da scarpate d'erosione che si possono invece attribuire ai tipici fenomeni di incisione fluviale forse avviati già nel "Tardiglaciale", poi continuati e sviluppati nell'Olocene. Nei pressi del paese di Vasio sono evidenti tre ordini di terrazzi: il più antico e più esteso è sito a quota 900 m circa s.l.m., il secondo si trova intorno agli 800 m s.l.m. e infine l'ultimo a quota 730 m circa s.l.m. In destra del Novella ne sono visibili solo due, più frammentati, come ad est di Brez (quote e 730 m s.l.m. e 780 m s.l.m.) e in località Tervor (quote 710 m s.l.m. e 720 m s.l.m.).

La carta riporta l'andamento di molti "orli di terrazzo", e si può aggiungere che, proprio al di sotto di questi orli, i fianchi ripidi delle incisioni fluviali sono ora i luoghi privilegiati per lo sviluppo di fenomeni di degradazione e di frane in occasione di eventi piovosi intensi; fenomeni da un lato ostacolati dalla presenza della vegetazione boschiva, dall'altro facilitati dalla diffusione di depositi quaternari non consolidati, talora limosi e sabbiosi (nel caso dei depositi glaciolacustri), spesso comunque con abbondante matrice fine. Se tali frane non danno luogo a durevoli accumuli di frana in questi luoghi, lo si deve all'attività sempre vivace dei processi torrentizi sul fondo delle incisioni (nell'insieme si tratta di "morfogenesi attiva").

Per la morfologia della Valle di Non un altro elemento molto caratteristico è la presenza di incisioni fluviali in roccia, talora vere "forre", il cui interesse è stato da tempo ben evidenziato negli studi precedenti (Callegari, 1934; Sauro, 1976).

Nel nostro caso sono stati cartografati con il segno "paleoalvei" i brevi tratti di alvei abbandonati dai torrenti che si sono aperti una via diversa. È il caso delle forre sepolte dai sedimenti glaciali o fluvioglaciali nella zona di Fondo o di Cis, ma anche delle divagazioni di torrenti minori come da esempio il Rio della

Malga lungo la valle omonima.

La rete delle valli fluviali presenta aspetti tipici. Prendiamo ad esempio il bacino del Rio Novella, che è asimmetrico per la situazione morfostrutturale sopra ricordata. Il versante orientale è suddiviso fra i bacini idrografici degli affluenti di sinistra, in particolare il Rio della Malga e la Roggia di Fondo. Le valli di questi corsi d'acqua spesso, nei loro primi tratti, mostrano direzioni N-S (o NNE-SSW) quindi direzioni E-W. Talora in una stessa valle sono suddivisibili più tratti di direzioni N-S e E-W. Come già evidenziato da Sauro (1976), la rete idrografica presenta quindi delle maglie rettangolari-romboidali. I tronchi della rete idrografica si presentano secondo aspetti vari, condizionati, in parte, dalla litologia e dall'assetto strutturale. Si distinguono:

- valli strette e profonde con versanti molto inclinati e pareti rocciose (es. Rio Della Malga);
- valli asimmetriche con un versante molto inclinato dal profilo a gradinata ed un versante subverticale dato da un'altra parete (es. Valle del Novella a nord di Fondo);
- gole con pareti verticali; fra le gole se ne possono distinguere di piuttosto larghe (dell'ordine della decina o di qualche decina di metri) e di molto strette (qualche metro).

Lungo una stessa valle spesso si succedono tratti corrispondenti ai diversi tipi sopra elencati.

Sono frequenti i casi di solchi vallivi abbandonati per fenomeni di sbarramento e colmamento glaciale, alvei epigenetici, deviazioni per cattura, vallette susseguenti.

L'assetto geomorfologico attuale deriva sicuramente da una o più fasi di incisione fluviale alternate o contemporanee alla morfogenesi glaciale oltre che successive al ritiro dei ghiacciai. Vi si associano la formazione di piane lacustri e palustri stagionalmente occupate dall'acqua e i fenomeni di degradazione e accumulo di detriti.

Le vistose anomalie della rete idrografica sono state senz'altro determinate dalla glaciazione di questo territorio; con buona probabilità le molte gole della Valle di Non sono forme poligeniche scavate dapprima dai corsi d'acqua sottoglaciali ed evolutisi quindi come forme subaeree, soggette ad un approfondimento fluviale e ad un allargamento per vari processi di degradazione delle pareti.

Il centro di Fondo occupa un ripiano che si trova allo sbocco di una grande valle (Roggia di Fondo) diretta da NE a SW e domina una valle asimmetrica ancora più grande (quella del Rio Novella), di direzione NNE-SSW. Subito a nord del paese il corso d'acqua della Roggia di Fondo entra in una stretta gola larga 2-6 m e profonda 10-20 m (Rio Sass). Dopo circa 80 m la gola si allarga bruscamente e, per quasi 500 m è larga 10-15 m e profonda 20-40 m.

In corrispondenza di un'ansa del corso d'acqua la gola, che si apre nella parte vecchia del paese, si restringe ed assume i caratteri del primo tratto (larghezza di qualche metro soltanto). Nell'ambito di questa situazione idrografica si possono inquadrare anche la testata della Valle Combra (subito a NW dell'inizio della gola) che rappresenta un profondo affluente del Rio Novella in erosione regressiva nei depositi fluvioglaciali che lo separano dal tracciato attuale della Roggia di Fondo. Molto probabilmente il Vallone di Combra rappresentava il tracciato originario del torrente. In prossimità dell'abitato di Fondo, il Rio Sass ha evidentemente abbandonato un tracciato che lo portava a scorrere più a sud, verso il vallone dei Bagni.

Anche nella zona della confluenza fra il Rio Rabiola ed il Novella l'idrografia presenta aspetti particolari. La valle del Novella, che è una specie di ampia gola asimmetrica con il versante destro costituito da una parete alta quasi 200 m, sembra terminare bruscamente contro una scarpata costituita da materiali sciolti. Poco prima dello sbarramento, sul versante destro in roccia, inizia una strettissima gola, larga pochi metri e profonda circa 75, dove attualmente scorre il rio. Questa stretta gola confluisce dopo circa 250 m con quella più ampia del Rabiola. Perciò alla confluenza il corso d'acqua principale percorre una gola molto più stretta del corso d'acqua secondario. Questa configurazione viene interpretata facilmente come deviazione del Rio Novella per fenomeno di sbarramento. L'antica valle è stata infatti colmata da una considerevole coltre di depositi glaciali (Fig. 71). Analoghi fenomeni di colmamento sono stati recentemente messi in risalto da indagini sismiche nella zona di Cis. Qui i depositi fluvioglaciali e glaciali sembrano sigillare una valle trasversale rispetto al corso attuale del Barnes relativamente ampia e profonda poco meno di 160 metri.

I massicci carbonatici dell'alta Anaunia, in special modo verso il margine orientale dell'area di studio mostrano evidenti fenomeni carsici superficiali. Sono comuni macro- e microforme di dissoluzione epigee, doline, inghiottitoi, valli carsiche. Sono ben documentate anche cavità ipogee, talvolta di considerevole sviluppo. Mentre nell'area occidentale sono presenti solo due piccole cavità nella Dolomia Principale del Monte Ozol, tutto il versante orientale dell'area studiata mostra evidenze di carsismo superficiale e profondo. Le cavità carsiche e gli inghiottitoi si aprono nei sedimenti carbonatici della Dolomia Principale e delle sottostanti unità carbonatiche di epoca anisico-ladinica. Lungo il crinale che separa la Valle di Non dal fondovalle atesino sono diffuse doline ed inghiottitoi che alimentano un complesso reticolo carsico ipogeo. Nella zona del monte Toval si aprono alcune depressioni da sprofondamento aperte per il collasso della copertura di Dolomia Principale su complessi carsici localizzati a poche decine o pochi metri di profondità tra la Formazione della Mendola e la Formazione di Raibl.

Grotte e cunicoli a sviluppo orizzontale si affacciano sulle pareti che borda-

no la Forra del Novella a nord (Bus della Cronaccia, profondo 172 m) e ad ovest dell'abitato di Fondo e più a nord nei pressi di Dovena e Raina. In quest'ultima zona il Rio Molini si infossa in una sorta di lungo tunnel carsico e fuoriesce dopo un centinaio di metri (Ortenloch) (Perna, 1958).

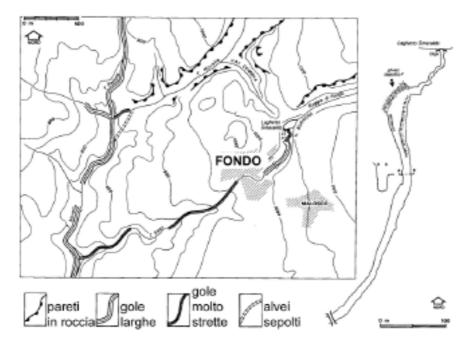


Fig. 71 - Schizzo topografico dell'area circostante l'abitato di Fondo con il reticolo di forre e alvei sepolti che caratteristici di quest'area (da: Sauro, 1976).

5. - TETTONICA

(M. Avanzini, G. Prosser)

5.1.- INQUADRAMENTO STRUTTURALE

La zona compresa nella Tavola "Fondo" è localizzata in un settore di contatto tra Austroalpino e Alpi Meridionali. La maggior parte del territorio rappresentato fa parte del margine settentrionale delle Alpi Meridionali (Sudalpino) ma in subordine l'area include anche un limitato settore del prisma orogenico alpino a vergenza europea, rappresentato da unità dell'Austroalpino Superiore (Fig. 63).

Le unità austroalpine e sudalpine sono giustapposte lungo il Lineamento Periadriatico (o Linea Insubrica). Nel settore centrale delle Alpi il Lineamento Periadriatico è rappresentato dalla Linea del Tonale e dalla Linea delle Giudicarie Nord. Questo fondamentale lineamento strutturale ha agito soprattutto tra l'Oligocene ed il Miocene come sistema transpressivo generando una trascorrenza destra lungo la Linea del Tonale (che si congiunge alla linea delle Giudicarie Nord nei pressi di Dimaro) e causando il sollevamento della catena che ha riesumato per erosione la crosta profonda austroalpina. Carattere fortemente transpressivo è stato riconosciuto anche per la Linea delle Giudicarie ed il fascio strutturale ad essa connesso; gli spostamenti orizzontali lungo la linea e il sistema associato sembrano superiori ai 50 km (Trevisan, 1939; Doglioni & Bosellini, 1988; Laubscher, 1990).

La Linea delle Giudicarie è tradizionalmente divisa in due segmenti, separati dalla giunzione con la Linea del Tonale. Il segmento settentrionale (Linea delle Giudicarie Nord) è la porzione di Lineamento Periadriatico che nella tavola "Fondo" affiora ad ovest di Rumo. Il segmento meridionale (Linea delle Giudicarie Sud) prosegue all'interno delle Alpi Meridionali al di fuori dal settore rappresentato.

La nucleazione recente del fascio giudicariese deriva da una sovrapposizione di più eventi compressivi ad una strutturazione complessa, per lo più a carattere distensivo, ereditata dalla tettonica permo-mesozoica (Castellarin *et al.*, 1988, 1992) (Fig. 72).

La compressione più antica è riconducibile all'Oligocene (29-32 Ma) ("fase

gonfolitica" o fase Insubrica del Cattiano superiore-Burdigaliano) con sforzi principali (σ_1) attualmente orientati intorno a NNE-SSO. Ciò è documentato, per la la Linea delle Giudicarie Nord, dalla presenza di intrusioni sintettoniche (Tonaliti della Val dei Rivi) lungo il piano di faglia, e da età radiometriche effettuate su miloniti e pseudotachiliti. Gli indicatori cinematici suggeriscono che questo primo evento sia legato al sovrascorrimento est-vergente del basamento austroalpino sulla copertura delle Alpi Meridionali (Prosser, 1998).

Una successiva fase compressiva con sforzi principali (σ_1) orientati intorno a NNO-SSE è riferita al Serravalliano-Tortoniano. Questo evento ebbe notevole estensione regionale generando le associazioni di pieghe e sovrascorrimenti, circa E-O, dei sistemi della Valsugana e della Val Trompia. L'età di questa deformazione è ricavabile dall'età dei sedimenti sintettonici rinvenuti in corrispondenza dei sovrascorrimenti lombardi (Pieri e Groppi, 1981) e dalle datazioni radiometriche effettuate con il metodo delle tracce di fissione sull'Apatite sul tetto della Linea delle Giudicarie (Martin *et al.*, 1998). In questa fase la linea delle Giudicarie Nord viene attivata con movimenti transpressivi sinistri e si attivano i sovrascorrimenti della catena del Monte Roen (Linea Vigo di Ton-Termeno), appena a sud dell'area compresa in carta, con le loro rampe laterali (Linea di Ruffrè) (Fig. 73).

Un terzo ed ultimo evento compressivo con asse di massima compressione (σ_1) intorno a NO-SE, ONO-ESE é riferito con qualche incertezza al Miocene superiore - (?) Pliocene.

A questa fase sarebbe legato l'assetto attuale del sistema delle Giudicarie con pieghe e sovrascorrimenti orientamenti NNE-SSO ben riconoscibili soprattutto in Trentino meridionale in un ampio comparto geografico compreso tra la Linea delle Giudicarie Sud e la Val d'Adige. In questa fase, di minore importanza per l'area in oggetto, vengono probabilmente rimobilizzati i sovrascorrimenti della catena del Monte Roen e le loro rampe laterali (Linea di Ruffrè) (Fig. 73, 74).

Nell'area in esame il fascio deformativo delle Giudicarie può essere distinto in alcuni settori che coinvolgono differenti unità litologiche e strutturali.

- a) La linea delle Giudicarie Nord in senso stretto che corrisponde ad un sovrascorrimento del Basamento Austroalpino sopra la copertura sedimentaria sudalpina. Il piano di faglia principale immerge di 45-50° verso WNW.
- b) La Linea di Foiana, lungo la quale le coperture permiane e triassiche sovrascorrono le unità giurassiche e cretaciche dando origine ad una ampia piega da rampa frontale e da propagazione di faglia (Fig. 75).
- c) La Linea Trento-Cles, fascio strutturale che funge da limite tra le unità sedimentarie mesozoiche a ridotto spessore della Valle di Non orientale e quelle occidentali a spessore elevato ed affinità bacinale.
- d) Una serie di sovrascorrimenti pellicolari SE vergenti (*embricated belt*) con geometrie a *ramp-flat* (Vigo di Ton Termeno *thrust* e Mezzocorona-Cortaccia

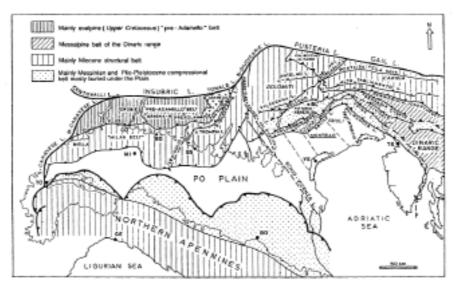


Fig. 72 - Schema strutturale semplificato delle Alpi meridionali e dell'Appenino settentrionale con indicata la cronologia delle principali fasi deformative (da: Castellarin et.al., 1992).

thrust). Questi sovrascorrimenti appartengono ad un sistema deformativo che si estende da Trento a Bolzano. Il sistema è diviso in due segmenti principali, a sud della Valle di Non da una serie di linee (*transfert faults*) orientate N-NW delle quali le principali sono la Linea Mezzolombardo Taio (non in area) e la Linea Trento Cles. A nord il sistema è delimitato da uno svincolo cinematico rappresentato da dalla Linea di Ruffrè.

5.2. - LE STRUTTURE PRINCIPALI

5.2.1. - Linea delle Giudicarie Nord

La Linea delle Giudicarie Nord affiora come importante faglia inversa (con componente di movimento orizzontale) inclinata di circa 45-50° che porta il basamento Austroalpino a sovrascorrere la copertura delle Alpi Meridionali. La scistosità del Basamento, in prossimità della faglia tende ad essere subparallela o tagliata a basso angolo dal contatto tettonico. Allontanandosi dalla linea, la scistosità è interessata da un complesso sistema di pieghe descritte come *schlingen* dagli autori precedenti (Andreatta, 1948). Queste strutture derivano probabilmente dalla sovrapposizione di due fasi plicative, con la formazione di figure di interferenza *tipo "duomo e bacino"*. A NW la struttura del Basamento è caratterizzata da più sistemi di pieghe quasi coassiali orientate NE-SW. Il piano di faglia, contiene una scaglia tettonica di tonaliti foliate potente alcune decine di metri (lamel-

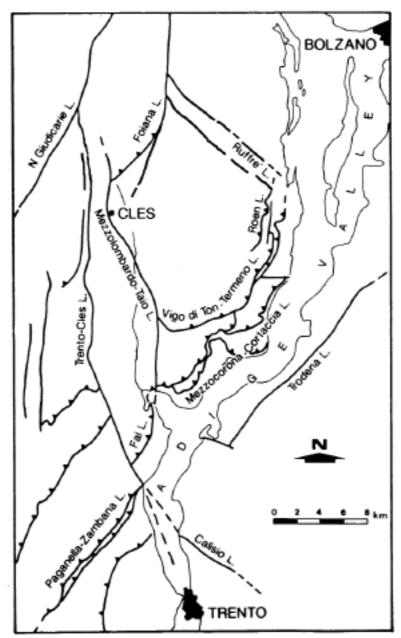


Fig. 73 - Schema strutturale della valle di Non e territori limitrofi (da: Prosser, 1992 mod.).

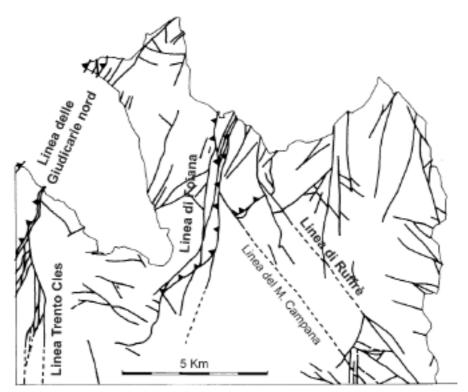


Fig. 74- Schema strutturale della Tavola Fondo con le principali lineazioni tettoniche descritte nel testo.

le tonalitiche). Il contatto tettonico è caratterizzato da una fascia di cataclasiti e breccia di faglia di spessore metrico, mentre le miloniti, derivanti dalla deformazione del basamento austroalpino, sono presenti in orizzonti discontinui. Queste tettoniti sono costituite da una matrice sericitica, in cui compaiono porfiroclasti di feldspato e quarzo. La tonaliti presentano invece una foliazione magmatica seguita da una deformazione allo stato solido ad alta temperatura (Martin *et al.*, 1993). La successiva deformazione fragile determina la formazione di pseudotachiliti e *shear zones* cataclastiche associate alla cloritizzazione dell'anfibolo e la biotite. La formazione di Val d'Agola in prossimità del contatto tettonico è caratterizzata da un clivaggio spaziato che generalmente immerge di 50° verso NW, a basso angolo rispetto alla stratificazione. Asua volta la Formazione della Val d'Agola sovrascorre con piano di movimento inclinato di circa 50° l'Oolite di San Vigilio e la Dolomia Principale. La presenza di blocchi di Calcari Grigi nella parte inferiore della Formazione di Val d'Agola fa supporre che il contatto derivi dalla parziale inversione di una faglia distensiva del Cretacico superiore.



Fig. 75 - Il versante orientale del Monte Ozol tagliato dalla Linea di Foiana.

5.2.2. - Linea Trento-Cles

La successione sedimentaria a letto della Linea delle Giudicarie Nord è delimitata verso est, da un sistema di faglie ad apparente rigetto distensivo, orientato NNE-SSW, che rappresenta la prosecuzione settentrionale della Linea Trento-Cles. Nella porzione più settentrionale dell'area (nord della Valle di Bresimo) la linea delle Giudicarie Nord e la linea Trento - Cles sono molto ravvicinate e la copertura sedimentaria è contenuta all'interno di una lama tettonica compresa tra il basamento ad ovest e le coperture permo-scitiche ad est. A sud della Valle di Bresimo, lo spazio tra le faglie si allarga, in quanto la Linea Trento-Cles assume una orientazione N-S. In corrispondenza di questa linea sono presenti notevoli variazioni di spessori e di facies soprattutto nelle unità norico-giurassiche. Si può infatti osservare come ad est della linea vengano completamente a mancare i Calcari Grigi (i calcari pelagici del Rosso Ammonitico o del Biancone poggiano direttamente sulla Dolomia Principale) e come anche le formazioni triassiche subiscano una netta riduzione di spessori. La Linea Trento-Cles doveva quindi rappresentare un importante lineamento paleotettonico tra il Triassico superiore ed il Giurassico. L'originario sistema di faglie è però stato fortemente riattivato ed invertito dalla tettonica neogenica e le geometrie originarie non sono più facilmente riconoscibili.

5.2.3. - LINEA DI FOIANA

Rappresenta un'importante faglia a componente transpressiva sinistra con piano ad alto angolo (45-50°) orientato mediamente NNE-SSW. Nella parte più settentrionale la linea ha andamento quasi N-S e mette a contatto le vulcaniti permiane ad ovest con i terreni sedimentari mesozoici ad est. In questo settore i rigetti orizzontale e verticale sono dell'ordine del chilometro (Fig. 76). Lungo il fascio di faglie sono contenute lame tettoniche di sedimenti di età Triassico inferiore e permiano fortemente deformati. Asud di Castelfondo (Traversara), la Linea subisce una ondulazione che la porta ad assumere direzione NE-SW. In questa zona la faglia attraversa terreni triassici, e mentre a tetto si sviluppa una ampia rampa frontale a letto

si sviluppa una imponente fascia cataclastica che caratterizza tutto il fianco orientale del Monte Ozol (Fig. 77). In prossimità dell'ondulazione parte della compressione si trasferisce verso sud mediante faglie transpressive sinistre orientate NE-SW. Il
piano principale di movimento immerge verso sud con una netta diminuzione dei
rigetti verticali ed orizzontali tanto che al limite meridionale dell'area (Revò), la
Linea di Foiana perde il suo carattere di deformazione fragile e continua verso sud
sottoforma di piega per propagazione di faglia con una ampia anticlinale a tetto.

5.2.4. - LINEA DI RUFFRÈ

È una faglia ad alto angolo (70°) orientata NW-SE a carattere trascorrente con più fasi di riattivazione ed inversione del movimento (Fig. 78). Funge molto probabilmente da trasferimento in rampa laterale del Sovrascorrimento del Monte Roen e più in profondità di quello Vigo di Ton-Termeno. È parallela e verosimilmente ha lo stesso significato della Linea del Monte Campana localizzata poco più a sud.



Fig. 76 - Piani di faglia nella cataclasite della Linea di Foiana al Dòs della Cièura. Si noti il sedimento di origine glaciale (A) insinuato lungo un piano di taglio.

5.3. - EVOLUZIONE STRUTTU-RALE DELL'AREA

La Linea delle Giudicarie Nord rappresenta la principale irregolarità del Lineamento Periadriatico in quanto avendo direzione NNE-SSW interrompe la continuità E-W fra linea del Tonale e della Pusteria. L'ancestralità di questo lineamento, proposta da Van Hilten (1960) come probabile confine permiano tra le serie sedimentarie del Collio (a ovest) e le serie vulcaniche (a est), é riconosciuta oggi da numerosi autori (Cassinis et al., 1982; Castellarin, 1982, Bargossi e D'Amico, 1988; Cassinis al., 1993). et L'incurvamento del lineamento insubrico che da E-W diventa NNE-SSW, sarebbe il risultato dell'ostacolo al movimento opposto dalle strutture permiane e giurassiche che sono state ereditate dai successivi eventi compressivi alpini (Bosellini, 1965a; Castellarin, 1982; Prosser, 1990). Anche le caratteristiche cinematiche della linea di Foiana (di influenza più locale rispetto alla Linea delle Giudicarie), e le strutture ad essa associate, sono pienamente inseribili nel contesto tettonico giudicariense legato alle fasi orogenetiche alpine. Recenti studi sulla paleotettonica della Lombardia orientale e del Trentino occidentale (Cassinis *et al.*, 1993) proporrebbero, anche per questo lineamento, un'origine ed un'evoluzione del tutto simile a quella avanzata per la Linea delle Giudicarie.

La linea della Giudicarie Nord definisce inoltre il margine della Piattaforma di Trento e marca il limite occidentale degli espandimenti delle vulcaniti permiane del Trentino centro orientale.

5.3.1. - L'EVOLUZIONE DEI BACINI SEDIMENTARI PERMIANI

La messa in posto delle vulcaniti permiane è collegata ad una intensa attività tettonica distensiva sinvulcanica. Le evidenze più marcate sono rintracciabili in Valle dell'Adige, in corrispondenza delle manifestazioni vulcaniche che costituiscono la base delle successioni sedimentarie rappresentate in carta.

La fase tettonica permiana più antica visibile nell'area è quella documentata

dalla messa in posto dei depositi clastici della Formazione di Monticolo Guncina che in Val d'Adige (Nalles-Andriano) hanno colmato depressioni tettoniche profonde centinaia di metri controllate dalla tettonica distensiva attiva secondo direzioni WNW-ESE.

Le maggiori evidenze, tuttavia, sono legate all'evoluzione del bacino sedimentario di Tregiovo (Permiano inf p.p.-sup p.p.). Una fase tettonica distensiva iniziale, caratterizzata dalla formazione di un *graben* orientato NE-SW, ha imposto limiti fisici allo sviluppo degli ambienti deposizionali sia in senso longitudinale che orizzontale come dimostrerebbe la presenza di una soglia tettonica localizzata poco a NW della Forcella di Brez.

Contestualmente a questa prima fase si sarebbe impostato un sistema



Fig. 77 - Cataclasiti della Linea di Foiana a monte di Brez. Questi depositi sciolti alimentano flussi di debris flow che nel tardiglaciale hanno costruito le conoidi su cui sorgono Arsio e Brez.

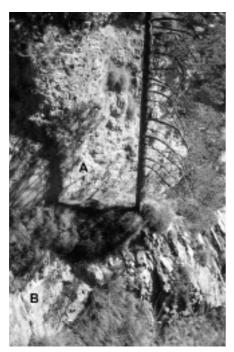


Fig. 78 - Linea di Ruffrè sul fianco sinistro del Torrente Rabiola a nord di Castelfondo. La Dolomia Principale (A) è a contatto con la Scaglia Rossa (B) caratterizzata da intenso clivaggio.

di faglie listriche ortogonali all'asse del graben e la cui orientazione attuale è ca. ESE- WNW. Le suddette faglie devono aver controllato in maniera persistente l'intera fase deposizionale del bacino agendo come faglie di crescita. Le notevoli variazioni di spessore delle facies bacinali separate da queste discontinuità anche a brevi distanze ne sarebbero la dimostrazione. L'innesco di una nuova fase tettonica, forse di maggiore entità, interrompe la sedimentazione e con essa l'attività delle faglie listriche che appaiono suturate dalle vulcaniti superiori.

Il bacino di Tregiovo si inserisce bene nel contesto della tettonica permiana del Sudalpino in particolare della fascia di confine tra il Trentino e la Lombardia. La Linea delle Giudicarie, interpretata come importante centro di eruzione magmatica, sarebbe stata caratterizzata, nel Permiano, da un movimento trans-

tensivo destro come verrebbero a dimostrare la presenza dei bacini di Tione, del Collio e di Tregiovo; in particolare il bacino del Collio potrebbe essere interpretato come un bacino di *pull-apart* (Cassinis *et al.*, 1993).

Nonostante la sua struttura originaria sia stata obliterata dalla tettonica recente, le caratteristiche del bacino di Tregiovo risultano compatibili con la proposta di un modello di tipo *pull-apart* limitato ad ovest dalla Linea delle Giudicarie e a est dalla linea di Foiana. L'articolazione interna al bacino sarebbe stata definita dal sistema di faglie listriche. Le faglie avrebbero agito suddividendo il bacino in settori minori in cui la differenziazione dei depositi dipendeva strettamente dall'attività delle singole linee di discontinuità.

5.3.1.1. - La discordanza al tetto dei depositi del Permiano superiore

Un ultimo evento Permiano può essere evidenziato in base alla discordanza regionale che separa i depositi permiani del 1° ciclo sedimentario (vulcaniti e

depositi sedimentari associati) dall'Arenaria di Val Gardena; tale discordanza è chiaramente riconoscibile anche nella zona rilevata. L'Arenaria di Val Gardena sigilla, con base erosiva un substrato deformato tettonicamente nel quale sono riconoscibili alti e bassi strutturali che fungono relativamente da aree sorgente e aree di accumulo dei clastici che ne caratterizzano la base.

5.3.2. - LA TETTONICA SINSEDIMENTRIA MESOZOICA

Le successioni del Triassico inferiore (Fm. di Werfen) mostrano un aumento di spessore da nord verso sud e sud-est, testimonianza di un substrato con un gradiente a scala regionale. Una intensa fase tettonica è documentata tra lo Scitico sup e l'Anisico. I termini superiori della Formazione di Werfen (Mb. di S. Lucano) mostrano una accentuata variabilità di spessore che è anche riconoscibile nelle sovrastanti unità dell'Anisico caratterizzate inoltre da frequenti variazioni di facies anche su scala arealmente limitata.

In alcuni settori il Calcare di Angolo non è presente e le facies clastiche del Conglomerato di Richthofen poggiano sulla Formazione del Serla inferiore fortemente erosa ed incarsita. Anche le piattaforme carbonatiche medioanisiche non sono uniformemente distribuite nell'ambito del foglio; la loro continuità si interrompe a nord, sostituite dalle facies terrigene del Conglomerato di Richthofen.

La tettonica di tipo estesionale continua nell'Anisico superiore favorendo la differenziazione di facies alla base della Formazione della Mendola. Verso ovest i prismi deposizionali documentano condizioni di maggiore profondità con facies di ambiente più aperto e con spessori relativamente più elevati di quanto si può riscontrare verso est. Tali differenziazioni non possono essere spiegate con normali gradienti deposizionali. È necessario pensare quindi ad una serie di faglie orientate NW-SE che, al limite Anisico-Ladinico ribassarono a gradoni il settore occidentale.

Nel Ladinico superiore, l'area venne interessata da movimenti di tipo transtensivo secondo direzioni E-W e WNW-ESE; nell'area di Passo Mendola si forma un piccolo bacino subsidente che viene colmato molto rapidamente e suturato da un evento vulcanico correlabile a quello che conteporaneamente si è attivato nelle Dolomiti orientali.

La distribuzione delle vulcaniti andesitico basaltiche dell'area appare significativa, in particolar modo nel settore sudoccidentale dove risulta evidente la loro progressiva riduzione di spessore determinata dall'allontanamento dal presunto centro eruttivo (posto a sud), e da faglie sinsedimentarie che ne controllavano la messa in posto.

Tra il Norico ed il Giurassico è attivo un sistema di faglie distensive NNE-SSW (Linea Trento-Cles) che separa nettamente due domini sedimentari. Ad ovest si depositano grandi spessori di Dolomia Principale (Norico), Calcare di Zu (Retico), Calcari Grigi (Giurassico). Ad est i terreni del Cretaceo poggiano direttamente sulla Dolomia Principale di età norica.

Il fascio distensivo è nuovamente attivo nel Cretaceo quando funge da soglia tettonica che impedisce la sedimentazione, a sud, delle parti basali della Formazione di Val d'Agola.

5.3.3. - LA TETTONICAALPINA

L'evoluzione della Linea delle Giudicarie Nord e delle aree limitrofe, durante la tettonica alpina è stata oggetto di numerose interpretazioni.

Alcuni autori (Trevisan, 1938; Laubscher, 1971, 1988, Ogniben, 1986) hanno ipotizzato che la linea delle Giudicarie Nord abbia dislocato il lineamento insubrico originariamente rettilineo con uno scivolamento orizzontale avvenuto nel Miocene e stimato di 80 km (Laubscher, 1990). Altre interpretazioni strutturali attribuiscono alla Linea delle Giudicarie una cinematica da prevalente sforzo normale (Vecchia, 1957, Boni, 1964; Castellarin e Sartori, 1985).

Analisi recenti riferiscono la pronunciata inflessione dell'arco alpino lungo questa linea ad una eredità degli eventi eoalpini di Gosau (Cretacico superiore) e la Linea delle Giudicarie Nord ad una zona di trasferimento sinistro tra la catena sudalpina pre-Adamello e gli elementi della catena nordalpina (Austroalpino) (Cassinis & Castellarin, 1988; Castellarin *et al.*, 1988; 1992; Doglioni & Bosellini, 1987).

D'altra parte la presenza di accumuli torbiditici silicoclastici in facies di flysch, equivalenti per facies e per età a quelli della Lombardia lungo il margine orientale della Linea della Giudicarie attesta inequivocabilmente l'attività del lineamento nel Cretaceo superiore. Secondo questa interpretazione gli eventi compressivi miocenici si sarebbero adattati su un arco orogenico già sviluppato. Va comunque ricordato che la Linea delle Giudicarie Nord è stata fortemente riattivata durante l'evoluzione più recente (post collisionale) delle Alpi.

È quindi verosimile che il movimento trascorrente sinistro della linea delle Giudicarie Nord sia legato soprattutto alla compressione post-cretacica e in particolar modo alla fase compressiva valsuganese (compressioni NNO-SSE) durante la quale l'evoluzione trascorrente sinistra unificò i due settori (N e S) delle Giudicarie.

Castellarin *et al.* (1987), infine, individuano tre eventi tettonici lungo il sistema delle Giudicarie. In particolare, il secondo, di età Serravalliano-Tortoniana sarebbe il responsabile dei movimenti sinistri, mentre il terzo di probabile età Messiniana, avrebbe determinato la formazione dei sovrascorrimenti est-vergenti.

5.3.4. - EVOLUZIONE DELL'AREA DAL NORICO AL MIOCENE SUPERIORE

5.3.4.1. - L'eredità norico-giurassica e la tettonica cretacica

I dati attualmente a disposizione indicano che la Linea delle Giudicarie Nord si è sviluppata in prossimità della prosecuzione settentrionale della Linea Trento-Cles. Come si è già visto quest'ultima struttura è interpretabile come una importante discontinuità di età Norico-Giurassica che separa le successioni a forte spessore del Gruppo di Brenta da quelle ridotte della Valle di Non. Durante il Cretacico superiore, in corrispondenza della Linea delle Giudicarie Nord era presente un sistema di faglie con componente distensiva, lungo cui avveniva la separazione tra bacino di Flysch insubrico (VAG₁) ad ovest e le successioni di altofondo della Scaglia Rossa ad est in un regime dominato dalla formazione di bacini di *pull apart* in contesto di trascorrenza sinistra.

5.3.4.2. - La messa in posto delle "lamelle tonalitiche" lungo la Linea delle Giudicarie Nord e la fase insubrica

La messa in posto di magmi quarzodioritici (Tonaliti della Val dei Rivi) lungo la Linea delle Giudicarie Nord è contemporanea con l'intrusione della parte settentrionale del batolite dell'Adamello (Plutone della Presanella) avvenuta durante l'Oligocene superiore. Laubscher (1988) ipotizza che i plutoni insubrici abbiano occupato fratture *en echelon* derivanti da movimenti transtensivi sinistri lungo la Linea del Tonale. In questo quadro è giustificata la contemporanea presenza di movimenti destri lungo la Linea delle Giudicarie Nord. L'intrusione delle tonaliti potrebbe essere legata proprio a questi movimenti (Prosser, 1990).

Le "lamelle tonalitiche" sono interessate da una foliazione derivante da deformazioni allo stato solido, analoga a quella presente nella porzione marginale del corpo della Presanella, lungo la Linea del Tonale. Alcuni indicatori cinematici, coerenti con movimenti da E-ENE vergenti lungo la Linea delle Giudicarie Nord compaiono in parte nelle miloniti del basamento austroalpino e nei sedimenti triassici deformati. Inoltre alcuni assi di massima compressione diretti NE-SW sono ricavabili dall'analisi delle popolazioni di faglie, soprattuto in corrispondenza di fascie cataclastiche nel basamento cristallino. Tutti questi indicatori, coerenti con movimenti di tipo transpressivo destro lungo la linea delle Giudicarie Nord sono tuttavia di difficile interpretazione, sia per quanto riguarda l'età della deformazione, sia perchè possono essere stati ruotati dagli eventi tettonici successivi. Essi possono essere collegati alla fase insubrica del Miocene inferiore responsabile di uno scivolamento destro di notevole entità lungo la linea del Tonale, che non ancora completamente formata rappresentava una irregolarità nel sistema insubrico (Fig. 79).

5.3.4.3. - La tettonica del Miocene medio-superiore

1) L'evento Valsugana - Val Trompia (Serravalliano - Tortoniano)

Nella zona gli indicatori cinematici coerenti con un asse di massima compressione orientato NNW-SSE sono i più frequenti. Essi sono i responsabili dell'attivazione della Linea delle Giudicarie Nord e della Linea di Foiana come faglie transpressive sinistre. Le deformazioni associate a questo evento tettonico sono rappresentate da sistemi di pieghe, faglie e clivaggio nelle parti più meridionali mentre nel settore settentrionale, lungo la Linea delle Giudicarie Nord, compaiono le miloniti. Ciò deriva dalla deformazione di livelli crostali sempre più profondi andando da sud verso nord.

Durante questo evento tettonico la Linea delle Giudicarie Nord assume la forma attuale, con notevoli rigetti, sia orizzontali che verticali. Le lamelle tonalitiche vengono scollate dall'aureola di contatto e smembrate lungo la linea. Si sviluppa una tettonica compressiva rappresentata a sud est da sistemi di faglie inverse e di sovrascorrimenti della Valle di Non. I sovrascorrimenti si muovono, limitati da svincoli trascorrenti destri (es. Linea di Ruffrè e Linea del Monte Campana), verso SSE provocando un raccorciamento dell'ordine dei 6 km della zona compresa tra la Linea delle Giudicarie Nord e la Valle dell'Adige. La rampa profonda di queste strutture è riconoscibile a Nord, lungo la Linea di Foiana. La Linea Trento-Cles trasferisce parte della componente sinistra della Linea delle Giudicarie Nord verso i sovrascorrimenti del Gruppo di Brenta più a meridione. Per questo motivo, le scaglie di coperture sedimentarie affioranti lungo la Linea delle Giudicarie Nord nella zona di Bresimo possono essere considerate un relitto delle unità del gruppo di Brenta, oramai traslate verso sud. Nella zona in esame, mancando i sedimenti sintettonici non è possibile ricavare l'età di questo evento deformativo. Sulla base di dati raccolti più a sud, lungo la prosecuzione sud-occidentale del sistema delle Giudicarie sepolto sotto la pianura lombarda si può assegnare un età miocenica (Serravalliano-Tortoniano) a questo evento (Castellarin et al., 1988) (Fig. 80). In questa fase è stimato uno scivolamento orizzontale lungo la Linea delle Giudicarie Nord di circa 18 km (Prosser, 1990).

2) L'evento Giudicariese (Messiniano - ?Pliocene inf.)

La presenza di due generazioni di strie sui piani di faglia indica che la direzione del paleostress è successivamente ruotata da NNW-SSE a WNW-ESE (e fino a E-W) dopo l'evento deformativo principale del Serravalliano-Tortoniano.

Quest'ultimo evento, riconoscibile lungo buona parte del sistema delle Giudicarie è stato assegnato al Messiniano-?Pliocene inferiore da Castellarin *et al.* (1987) e da Prosser e Selli (1991) ed è il responsabile della più recente riat-

Provincia Autonoma di Trento - Servizio Geologico

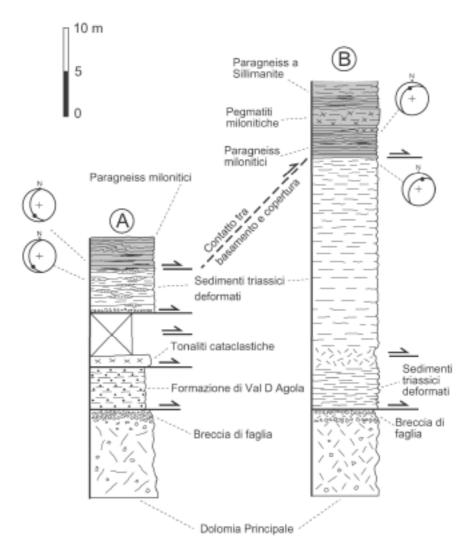


Fig. 79 - Due sezioni di dettaglio che riportano la distribuzione verticale delle tettoniti lungo il contatto tettonico principale della Linea delle Giudicare Nord. I piccoli stereoplot riportano la giacitura della filiazione milonitica (grande cerchio) e la lineazione di estensione (punto) misurata sulle miloniti derivanti da paragneiss e sui sedimenti triassici deformati. L'intervallo barrato non è affiorante. Modificato da Prosser (2000)

tivazione come faglie a dominante componete compressiva della Linea delle Giudicarie, della Linea Trento-Cles e della Linea di Foiana. Tale compressione non genera grandi strutture (come invece avviene lungo la Linea delle Giudicarie sud), in quanto la Linea Trento-Cles blocca in parte la propagazione delle deformazioni verso ENE. Questa linea (come anche alcuni tratti della Linea di Foiana) viene localmente riattivata come faglia inversa, mentre gli svincoli trascorrenti (es. Linea di Ruffrè e Linea del Monte Campana) diventano sinistri e vengono rimobilizzati alcuni tratti del sovrascorrimento di Termeno (zona del Monte Roen-Passo Mendola) (Fig. 81).

5.4. - QUADRO D'INSIEME DELLA EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA MESO-CENOZOICADEL SUDALPINO (M.Avanzini, V. Picotti)

L'evoluzione strutturale dell'area descritta nei paragrafi precedenti viene qui inserita nell'evoluzione paleogeografica del Sudalpino centrale. Per ragioni di sintesi, verranno illustrati solo i principali cicli tettono-sedimentari, con riferimento alle formazioni presenti nella Tavola. I cicli sono separati sulla base dei maggiori eventi geodinamici che si sono succeduti, con diverse polarità e localizzazione e sono stati influenzati in particolare dagli eventi di apertura (dal Permiano superiore) e chiusura (dall'Anisico superiore) di un oceano noto come Paleotetide, posto ad Est delle Alpi Meridionali.

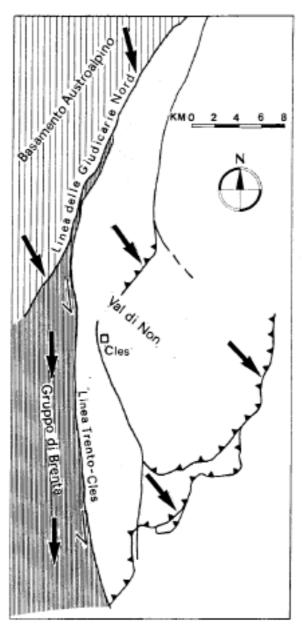
La separazione della Pangea, portò nel Triassico superiore alla formazione di una zona mobile, che si sviluppò fino a evolvere tra il Toarciano ed il Bajociano in oceano: la Neotetide.

È con il Barremiano che il margine passivo del Sudalpino venne a risentire dell'inversione di movimenti in regime compressivo dovuta all'apertura dell'Atlantico meridionale.

Tale compressione durò per tutto il resto del Cretaceo e del Cenozoico, con la creazione dell'orogene alpino, di cui le Alpi Meridionali costituirono sin dall'inizio il *retrowedge*, cioè il cuneo orogenico retrovergente, posto sulla placca superiore.

5.4.1. - CICLO PALEOTETIDEO

Nel Permiano superiore, successivamente alle fasi magmato-tettoniche del Permiano inferiore (Complesso vulcanico atesino), si verifica una importante trasgressione marina. Proveniente da Est, il mare trasgredisce rapidamente sui depositi continentali delle Arenarie di Val Gardena. Dal momento della massima trasgressione, avvenuta nello Scitico (Induano e Olenekiano, Formazioni di Werfen e di Bovegno), e per tutto il Trias medio, le Alpi Meridionali costituiscono un margine aperto verso un bacino marino profondo a crosta oceanica in direzione Est-Nordest: la Paleotetide.



 $\label{thm:continuous} \mbox{Fig. 80 - Schema cinematico dell'evento deformativo principale del Miocene medio-superiore (da: Prosser, 1992).}$

In queste condizioni paleogeografiche si assiste con l'Anisico alla ripresa significativa della produttività del benthos carbonatico, inibita per cause ancora sconosciute durante lo Scitico. La deposizione dei calcari durante questo intervallo di tempo (Calcare di Angolo/Formazione a Gracilis) avviene tramite il condizionamento di faglie distensive che cominciano a dare effetti in superficie, separando settori di alto con sviluppo di piattaforme carbonatiche, da bacini più o meno profondi ed ampi, che raccoglievano il materiale esportato dalle piattaforme, e dagli alti strutturali posti nei settori orientali (Conglomerato di Voltago e Richthofen). Lo sviluppo di un reticolo di piccole faglie ad orientamento prevalente NW o NE, sembra legato a deformazioni che si propagavano nel margine Sudalpino della placca Adriatica e che potevano produrre una diffusa deformazione anche a causa dell'avvenuto raffreddamento crostale. Questo tipo di tettonica subisce un cambiamento con l'Anisico sommitale e per tutta la parte inferiore del Ladinico, quando le faglie in superficie sembrano meno attive, ma l'intero margine continentale risente di un impulso di subsidenza, che arriva a valori più che doppi rispetto al precedente (deposizione della Formazione della Mendola). In questo momento vengono trasgrediti anche settori di alto precedentemente in erosione (alto del Biellese-Canavese, Pianura Padana occidentale). Si accompagna a questo impulso una notevole attività vulcanica essenzialmente riolitica i cui centri erano forse localizzati ad Est, testimoniate dalle frequenti tufiti cineritiche (finissime nell'Anisico superiore e intercalate al Conglomerato di Richthofen, poi più grossolane nel Ladinico inferiore). Vulcanesimo e impulso regionale di subsidenza sono espressione di un unico evento geodinamico, forse collegato all'instaurarsi della subduzione continentale del margine orientale della placca nella subduzione cimmerica (ad Est delle Ellenidi).

Con il Ladinico superiore si assiste ad un parossisma nell'attività vulcanica in stretta associazione ad una diminuzione della subsidenza ed all'attivazione di nuove faglie distensive (Vulcaniti andesitico basaltiche della Tavola Fondo). Numerosi sono i centri eruttivi nelle Alpi Meridionali e nel sottosuolo padano, attivi nella parte media del Ladinico e rapidamente erosi tra Ladinico superiore e Carnico. Intenso smantellamento degli edifici vulcanici e diminuzione regionale della subsidenza portarono durante il Carnico tutta l'area ad un generale livellamento delle precedenti paleobatimetrie a condizioni prossime al livello del mare, con deposizione di carbonati in condizioni tidali e locali tendenze a deposizione in lagune ristrette (Formazione di Raibl).

5.4.2. - CICLO NEOTETIDEO

Nel Carnico superiore la paleogeografia si presenta dunque notevolmente omogeneizzata in tutte le Alpi Meridionali. In questo periodo, un nuovo impulso di subsidenza, insieme ad una notevole produttività carbonatica, portano alla

Fig. 81 - Indicatori cinematici ricavati da faglie e da fasce milonitiche, raccolti lungo la zona di taglio della Linea delle Giudicare Nord e le strutture ad essa associate. Le frecce sulle tracce delle faglie principali sono state riportate quando il senso di taglio è stato osservato direttamente sul terreno. Negli stereoplot che riportano il senso di movimento ricavato da sistemi di faglie i grandi cerchi indicano la giacitura media delle faglie principali (Linea delle Giudicare Nord e Linea Trento-Cles), mentre le frecce sono state tracciate parallelamente alla direzione di massima compressione (σ_1). Eventi differenti riconoscibili a partire dall'analisi dei sistemi di faglie sono stati indicati con I e II. Una freccia singola indica che il sistema di faglie è legato a compressione, mentre due facce sono state utilizzate se il sistema di faglie deriva da movimenti trascorrenti. Modificato da Prosser (1988).

deposizione di una ampia piattaforma carbonatica: la Dolomia Principale. Questa piattaforma era solcata da numerose faglie che ne condizionano gli spessori (variabili da 100 a 2500 m) e le facies, venendo ad individuare veri bacini intrapiattaforma, soprattutto nel settore più subsidente: il Bacino Lombardo. Con il Retico, in un contesto di clima complessivamente più umido e di apporti terrigeni fini, la maggior subsidenza del Bacino Lombardo viene compensata dalla deposizione di potenti successioni argillitico-calcaree e calcareo-marnose mentre il settore della Tavola Fondo permane in condizioni di alto strutturale. Dalla forte subsidenza norica, accompagnata dalla attività di numerose faglie anche di piccola dimensione, ma di orientazione molto variabile, si passa ad una riduzione retica, ove si assiste alla progressiva localizzazione della deformazione lungo alcune strutture, capaci di individuare i principali domini paleogeografici del margine continentale Sudalpino. Tra esse la Paleolinea Ballino-Garda, e la Paleolinea Trento-Cles.

Apartire dall'Hettangiano, ed ancor più dopo il Sinemuriano inferiore, queste paleolinee vengono a costituire il margine di un'ampia piattaforma, ove i Calcari Grigi si sviluppano per tutto il Giurassico inferiore fino al Pliensbachiano. I coevi depositi di mare profondo si formano nelle aree più subsidenti (Bacino Lombardo) che venivano rifornite dai sedimenti di piattaforma. Ad est della Trento-Cles il permanere in condizioni di alto strutturale impedisce ancora, di fatto, la sedimentazione e le unità del Giurassico risultano estremamente lacunose. A tetto del Pliensbachiano un evento di rapido abbassamento del livello marino porta all'emersione buona parte della Piattaforma Veneta, cosicchè la successiva trasgressione toarciana inferiore può portare depositi di mare profondo ampiamente all'interno della piattaforma temporaneamente inattiva. Una ripresa di produttività carbonatica, anche se con caratteristiche molto diverse da quelle precedenti, porta tra il Toarciano medio e l'Aaleniano alla progradazione dei depositi di mare basso (Oolite di S. Vigilio) fino all'antico margine liassico medio.

L'annegamento definitivo della Piattaforma, nell'area in esame avvenuto sin dall'Aaleniano inferiore, porta ad una generale sottoalimentazione del sistema piattaforma-bacino, con progressivo aumento della batimetria, sino a che la piattaforma non evolve in *plateau* pelagico. A partire dal Bajociano superiore, tutto il sistema risente solo dei lontani apporti di peripiattaforma provenienti dalla piattaforma friulana e da altre più meridionali. Sul *plateau* si forma il Rosso Ammonitico Veronese. Tra l'Oxfordiano superiore ed il Kimmeridgiano inferiore, sottili ma continui livelli di cineriti documentano l'attività di un arco vulcanico, forse posizionato ad Est della Placca Adriatica, ove la subduzione di litosfera continentale e/o oceanica paleotetidea avveniva sotto la spinta del drifting neotetideo. Con la fine del Giurassico e l'inizio del Cretaceo, l'intero set-

tore viene interessato dalla deposizione di fanghi calcarei di origine planctonica e aragonitici di peripiattaforma (Formazione del Biancone) anche ad opera di correnti di torbida.

5.4.3. - CICLO ALPINO

A partire dal Barremiano il settore Sudalpino viene interessato da un campo di sforzi compressivo, associato alla inversione di movimento ed inizio di subduzione neotetidea (ciclo Eoalpino). Nel periodo Aptiano-Cenomaniano si assiste alla inversione dei bacini, con riattivazione di molte faglie preesistenti. Le variazioni laterali di facies (Scaglia Variegata) e la lacuna in Piattaforma di Trento sono da imputarsi a questi movimenti, ben documentati nel settore settentrionale del Gruppo di Brenta.

Il regime geodinamico cambia abbastanza rapidamente nel Turoniano: con l'instaurarsi della subsidenza flessurale, legata al carico tettonico del retropaese. Le faglie vengono riattivate in distensione ed il bacino viene rifornito di sedimenti dalla catena alpina in smantellamento (Formazione di Val d'Agola). Al termine del Cretaceo la catena Alpina non rifornisce più di sedimenti il bacino sudalpino, se non in modo parziale e per tutto il Paleogene sembra che la velocità di convergenza Africa-Europa sia stata molto bassa.

Durante l'Eocene si sviluppa una tettonica distensiva che nel settore Roveretano e Lessineo è associata a manifestazioni vulcaniche. Grazie al rinnovato tettonismo, il margine della Piattaforma di Trento, ormai annegato, viene riportato in condizioni di profondità tali da permettere l'attecchimento di piattaforme carbonatiche (Calcare di Nago), che andranno ad alimentare i bacini circostanti (Formazione di Ponte Pià). La fine della deposizione in condizioni marine è dovuta all'instaurarsi di un vigoroso regime compressivo (inizio del Miocene) che porta il Sudalpino alla definitiva emersione.

La sedimentazione riprende solo con il Quaternario in contesto continentale e periglaciale.

6. - IDROGEOLOGIA

(M. Avanzini)

Il territorio rappresentato in carta è caratterizzato dalla presenza di terreni a diverso grado di permeabilità messi a contatto da importanti linee di discontinuità tettonica (Callegari, 1934).

Si possono individuare unità idrogeologiche inglobanti litotipi di età diversa ma con caratteristiche idrogeologiche analoghe.

- Quaternario: depositi alluvionali, fluvioglaciali e glaciali, detrito di falda, depositi conglomeratici debolmente cementati. Sono dotati di permeabilità primaria sia orizzontale che verticale per porosità. La presenza di livelli impermeabili argillosi o limosi (es. dep. lacustri o till di alloggiamento) può localmente alterare il grado di permebilità dell'unità, che viene a costituire un multiacquifero con falde freatiche e falde in pressione.
 - Giurassico-Eocene inferiore: rocce calcareo-marnose ben stratificate.

Costituiscono un complesso tendenzialmente impermeabile (Formazione di Ponte Pià, di Val D'Agola, Scaglia Rossa e Biancone) o dotato localmente di permeabilità secondaria per fratturazione dove sono conservati livelli più carbonatici (Calcare di Nago, Rosso Ammonitico).

- Carnico-Norico: dolomie e calcari dolomitici (Dolomia Principale) ben stratificati dotati di elevata permeabilità secondaria per fessurazione rappresentano un importante acquifero. Le dolomie marnose (Fm. di Raibl) e le vulcaniti rappresentano il livello di base impermeabile.
- Scitico-Ladinico: complesso dolomitico dotato di elevata permeabilità secondaria per fessurazione che costituisce un importante acquifero sostenuto dalle impermeabili formazioni anisiche e triassico inferiori (Fm. di Werfen).
- Permiano: arenarie e vulcaniti. Sono da considerare tendenzialmente impermeabili. Possono localmente acquisire un certo grado di permeabilità secondaria per fessurazione concentrata per lo più nella parte corticale.
- Basamento metamorfico: gneiss, marmi e anfiboliti. Sono da considerare tendenzialmente impermeabili. Possono acquisire localmente un certo grado di permeabilità secondaria per fessurazione.

Questi termini della serie idrogeologica sono articolati in elementi definiti

geometricamente, o strutture acquifere, costituiti dall'insieme serbatoio-substrato impermeabile e possono essere divisi nei seguenti due gruppi:

Strutture carbonatiche a permeabilità secondaria

Fra le strutture carbonatiche sono incluse strutture tettoniche quali sinclinali, monoclinali, trappole tettoniche, sia stratigrafiche nelle quali la soglia idraulica è rappresentata da variazioni laterali o verticali di facies. Frequentemente queste strutture rappresentano un multiacquifero per l'esistenza di livelli impermeabili intercalati. Questi corpi sono dotati di pereabilità secondaria per fessurazione e carsismo.

- Strutture delle coltri eluviali e dei depositi quaternari sciolti.

Il materasso di terreni sciolti quaternari che costituisce gran parte della copertura del settore centrale della Valle di Non, non possiede caratteri uniformi di composizione e permebilità . Questo gruppo include strutture di limitata estensione (anche se talora di importanza locale) dotate in prevalenza di modeste riserve idriche, rappresentate in prevalenza da falde freatiche.

Nel settore orientale la maggior parte delle emergenze si trova lungo il contatto tra i terreni carbonatici della Dolomia Principale e Fm. di Raibl e le sottostanti Vulcaniti andesitico-basaltiche cosicchè l'affioramento di questo limite litologico è pressochè ininterrottamente segnato da una serie di emergenze puntiformi e/o diffuse e da zone umide. Il caso più evidente di questa stretta relazione è quello della zona del Monte Toval (1653 m), a nord-est di Ruffrè. Tale rilievo, isolato quasi a formare un isola carbonatica è costituito da Dolomia Principale che poggia sulle vulcaniti andesitiche. Tutte le sorgenti scaturiscono in corrispondenza del contatto stratigrafico, sia a nord (tra 1400 e 1660 m) che, nella maggior parte, ad ovest del rilievo (tra 1300 e 1360 m). Le sorgenti sono tutte di piccola portata ma tuttavia perenni; anche durante i periodi di eccezionale siccità, pur diminuendo sensibilmente di portata si mantengono attive e alimentano gli acquedotti di Ruffrè, Ronzone, Sarnonico e Seio. La quantità di acqua fornita da questa zolla dolomitica può sembrare sorprendente se paragonata alla sua superficie (circa 3 Kmq) e al suo spessore (60-70 m), tanto più che le sorgenti settentrionali si collocano solo a pochi metri dalla sommità del rilievo. Si deve quindi ammettere la presenza di una falda consistente sostenuta dalle vulcaniti e che occupi, di fatto, praticamente tutto lo spessore del piastrone dolomitico.

Un consistente allineamento di sorgenti si sviluppa lungo tutto il fianco orientale del Monte Ozol. Tali sorgenti si collocano in corrispondenza della linea di Foiana e delle sue vicarianti, dove sono messi a contatto i litotipi carbonatici della Formazione della Mendola e i litotipi calcareo-marnosi delle formazioni cretacico-terziarie.

Un gruppo relativamente consistente di emergenze puntiformi è localizzato a monte di Brez e Cloz. Le emergenze si evidenziano in piccoli solchi sca-

vati nella copertura quaternaria ma sembrano corrispondere con il tracciato profondo di superfici di faglia che isolano un cuneo di Dolomia Principale entro la Scaglia Rossa.

A sud ovest di Cloz, un allineamento di sorgenti per emergenza della falda nei depositi fluvioglaciali, corrisponde alla parte più depressa di una sinclinale in Scaglia Rossa.

Nel settore occidentale le emergenze più importanti (solitamente di tipo puntiforme) si localizzano lungo la fascia cataclastica della Linea Trento-Cles.

Le portate di tutte queste emergenze sono estremamente modeste (mediamente inferiori ai 0,25 e.sec.) e solo la captazione in numero elevato permette di sostenere i fabbisogni dei centri abitati, che localmente sono integrati da pozzi.

Il chimismo delle acque non mostra sostanziali diversità per l'area considerata se si esclude una minore presenza dello ione calcio e Idrocarbonico (HCO $_3$) ed una minore durezza (< 8 $^{\circ}$ F) nelle sorgenti del settore occidentale, legata, evidentemente alla natura silicatica del substrato.

Più evidente è la caratterizzazione chimica delle sorgenti localizzate lungo il settore sud (Brez e Cloz) della Linea di Foiana e nei pressi di Ruffè (Fig. 82). La maggior parte delle emergenze mostra tenori dello ione Magnesio > 29 mg/l, decisamente più elevati della maggior parte delle sorgenti della zona. Tale caratterizzazione potrebbe essere in relazione al confinamento dell'acquifero all'interno della fascia cataclastica di Dolomia della Mendola e nella Dolomia Principale, con il conseguente arricchimento significativo in questo ione (Tomazzolli, 1999).

7. - STABILITÀ DEI VERSANTI E DISSESTO IDROGEOLOGICO

(G. Zambotti)

Frane e smottamenti di piccola entità sono diffusi su tutta la Tavola Fondo.

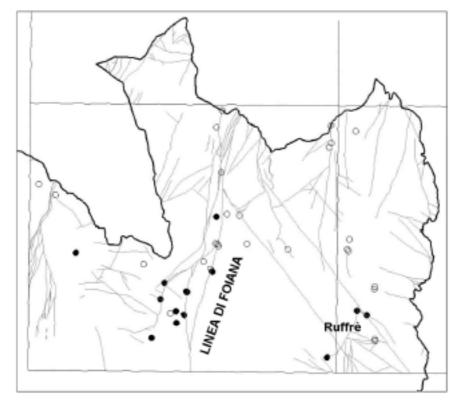


Fig. 82 - Localizzazione delle sorgenti con concentrazione di magnesio superiore 29,6 mg/l. Tale valore rappresenta il limite inferiore per le acque particolarmente ricche in questo ione (da Tomazzolli, 1999 mod.).

Si tratta per lo più di scorrimenti rotazionali, o di scivolamenti traslativi superficiali che spesso, a causa delle pendenze caratterizzanti la zona di distacco e quella immediatamente a valle di essa, evolvono in colate detritiche di significativa estensione. I distacchi interessano essenzialmente la copertura quaternaria e sono maggiormente localizzati lungo i fianchi vallivi dei torrenti Lavazzè, Pescara e Novella, dove la recente intensa azione erosiva operata da questi corpi idrici, accentuando l'acclività dei versanti, ne ha comportato il sensibile disequilibrio.

Spesso si tratta di forme di dissesto antiche poste su linee di impluvio poco riconoscibili, riattivate durante eventi di pioggia eccezionali, come quelli verificatisi nei mesi di novembre 2000 e 2002.

Una zona con forte concentrazione di fenomeni di erosione superficiale attiva si localizzata sul versante orientale del M.te Ozol; essa è caratterizzata da una morfologia simile a quella dei territori a calanchi, determinata dal susseguirsi di scoscendimenti contigui incisi nella copertura triassica, ed evidenziati sulla carta con il simbolo di orlo di scarpata attivo. A NO di Traversara (Brez) i ripidi versanti sono costituiti da dolomie appartenenti alla Formazione della Mendola, particolarmente fratturate e interessate da un ampia fascia cataclastica associata alla tettonica transpressiva della Linea di Foiana; si tratta dell'ultimo incremento di deformazione sviluppatasi in ambiente fragile, registrabile in questo settore al letto della faglia, che ha prodotto un'intensa tettonisi della roccia, localmente ridotta ad un fine detrito incoerente, predisponendo la bancata rocciosa all'azione dilavante meteorica resa incisiva dall'acclività. Sul versante restano evidenti i segni dei processi di dilavamento ed erosione concentrata che hanno determinato profondi solchi in arretramento, scarpate di degradazione e ampie superfici di denudazione entro il substrato roccioso, al piede delle quali si sono accumulate estese falde di sfasciume detritico, incise a loro volta da solchi di erosione incanalata.

La più estesa frana della Tavola Fondo si colloca a SE dell'abitato di Tret. Si tratta di una frana di scivolamento a prevalente componente traslativa che si sviluppa come lenta e progressiva deformazione di un grosso accumulo di frana di crollo la cui nicchia di distacco si localizza lungo la dorsale rocciosa che scende dal M. Crozze, in direzione SO. Il processo avviene per dislocazioni differenziali estremamente lente, lungo una serie di piani discontinui il cui piano di scollamento principale è verosimilmente allocato in corrispondenza dell'intervallo con forte componente siltitico-argillosa costituito dalle vulcaniti andesitico-basaltiche alterate di età Ladinico sup. – Carnico e dalla Formazione di Raibl, in giacitura poco inclinata verso SE; si tratta tuttavia di un fenomeno geneticamente complesso, controllato da meccanismi non anco-

ra del tutto chiariti ed in fase di studio.

L'accumulo di frana, potente mediamente diverse decine di metri, occupa un' estesa porzione di versante che include tutta località Pinech, per un fronte di circa 500 m ed una lunghezza di poco superiore ad 1 km, tuttavia la deformazione sembra coinvolgere una più ampia porzione di versante che si estende a nord, fino all'incisione del Rio Vèier. Sul deposito, costituito da blocchi eterometrici di Dolomia Principale che "galleggiano" in un abbondante matrice sabbioso-ghiaiosa, prodotta dalla disfacimento del substrato roccioso, è presente una fustaia mista che colonizza un suolo bruno di qualche decina di centimetri di spessore.

Superficialmente il pendio, debolmente inclinato verso SO, appare interessato da fratture di trazione, trincee e solchi circa perpendicolari alla linea di massima pendenza, con una morfologia estremamente accidentata che evidenzia il lento collasso gravitativo con traslazioni e basculamenti differenziali all'interno del corpo interessato dal movimento.

Nella porzione intermedia, l'accumulo di frana, tagliato trasversalmente dalla S.S. n. 238 delle Palade, è oggetto di un'importante attività estrattiva (Cava della Santa) per la coltivazione di ghiaia calcarea a spigoli vivi, con granulometria che va dalla sabbia grossolana ai grandi blocchi eterometrici, e che ha messo a nudo il tetto della Formazione di Raibl, evidenziando strutture deformative fragili.

8. - GEOLOGIAANTROPICA

(M. Avanzini)

L'impatto antropico sul territorio è di portata modesta. Le principali modificazioni indotte dall'attività dell'uomo riguardano la porzione centro-meridionale della tavola. Qui sono stati eseguiti in passato estesi interventi di bonifica e regolarizzazione del suolo finalizzati allo sfruttamento intensivo del territorio a fini agricoli. Di questo comparto fanno parte il terrazzo che si espande alle pendici orientali del Monte Ozol con i paesi di Cloz e Brez e la fascia in sinistra Novella tra Dambel e Fondo.

Ampi interventi riguardano la zona di Mione (Rumo) dove è stato operato un vasto sbancamento nei depositi glaciali che ha addolcito la pendenza del versante verso la confluenza tra Rio Pescara e Rio Lavazzè e l'area a sud di Seio dove la realizzazione di un vasto impianto sportivo (campi da golf) ha richiesto il colmamento di aree umide e lo spianamento di colline modellate nei depositi glaciali. Nei depositi fluvioglaciali a monte dell'abitato di Fondo, è stata recentemente regolarizzata una vasta superficie (in parte il fondo di una cava di ghiaia) adibita ad insediamento artigianale.

L'area del Monte Penegal e di Passo Mendola sono state sede negli anni '60 e '70 del secolo scorso di un discreto sviluppo turistico legato allo sci. Tale attività si è poi gradatamente ridotta, ed è rimasta fino ad oggi solo in prossimità del Passo Mendola.

Nei dintorni di Malosco e Ruffrè si sono sviluppati insediamenti legati al turismo estivo ed invernale. Recentemente non è stato approvato un progetto sottoposto alla Valutazione di Impatto Ambientale per lo sviluppo sciistico intensivo del Monte Roen.

Negli anni '20 del secolo scorso, la fornitura di energia elettrica in alta Valle di Non era erogata dalla STE (Società Trentina Elettrica), di cui si lamentavano i disservizi e gli alti costi. Nacquero piccole centraline (es. sul Rio Barnes) che fornivano elettricità ad uso domestico e prese forma l'idea di costruire una centrale elettrica autonoma che sfruttasse le acque del Torrente Novella e che dovesse servire i paesi di Fondo, Castelfondo, Malosco, Tret e Vasio. I lavori presero avvio nel 1924 e vennero conclusi in poco più di due anni nonostante elevate dif-

ficoltà tecniche e logistiche. La centrale, localizzata a circa 1000 m di quota, lungo l'alveo del torrente Novella, rimase in attività fino agli anni '70 ed ora è totalmente abbandonata (Fig. 83).

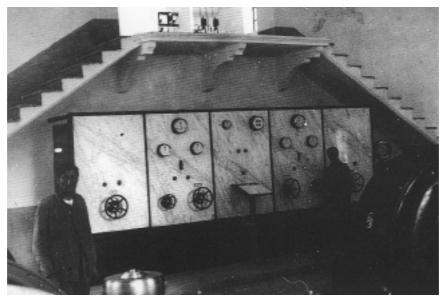


Fig. 83 - La sala macchine della centrale idroelettrica Alta Novella come era nel 1926 (da: Romano, 2001).

9. - RISORSE DEL SOTTOSUOLO

(M. Avanzini)

9.1. - UTILIZZO DELLE SOSTANZE MINERALI

L'alta Valle di Non è relativamente povera di risorse minerali, fanno tuttavia eccezione le cospicue coperture sedimentarie quaternarie che sono state intensamente coltivate fino a pochi anni fa.

9.1.1. - INERTI, PIETRISCO, SABBIA E GHIAIA

Dai dati riportati nel Piano Provinciale di utilizzazione delle sostanze minerali (P.A.T., 1999) emerge che nell'intera Provincia di Trento solo il 55% del materiale utilizzato per la produzione di ghiaia e sabbia proviene da cave mentre il rimanente 45 % viene ricavato dalla sistemazione di alvei fluviali e da scavi occasionali (bonifiche agrarie, scavi di fondazione, sterri in generale e da riciclaggi di scarti). Questa tendenza si rispecchia anche sull'attività estrattiva dell'Alta Valle di Non dove parecchie cave di ghiaia, alcune anche di estensione notevole, sono state attive fino a pochi anni fa. Le coltivazioni interessavano essenzialmente i depositi ghiaiosi fluvioglaciali sfruttandone la diversità litologica (in destra Novella le ghiaie e le sabbie sono essenzialmente porfiriche mentre in sinistra carbonatiche). Ora le cave sono parzialmente (Castelfondo-cava Pontaut) o del tutto inattive (Castelfondo, Cloz, Traversara), riutilizzate come discariche per inerti (Castelfondo), riconvertite per altri usi industriali (es. produzione di asfalto a Cis, frantoio per materiali proveniente da demolizioni e scavi a Castelfondo) o bonificate per fare spazio ad insediamenti artigianali (Fondo-cava Sedrena).

Cave di inerti sono state aperte in passato nelle falde detritiche in più zone della Tavola. La più vasta è quella sita allo sbocco della val di Bresimo (Cava A Val) con più di 66.000 mq di superficie, anch'essa parzialmente abbandonata.

Altre cave intaccano la fascia di dolomie cataclastiche lungo il fianco orientale del Monte Ozol. Tra esse la principale è quella di Arsio che occupa una superficie di 44.600 m². Qualche altra cava, di minore rilevanza, viene utilizzata in modo saltuario per trarne inerti per le sistemazioni stradali forestali (es.

Forcella di Brez, Dòs dela Cièura).

La cava più ampia ed anche l'unica in piena coltivazione è quella che intacca il deposito di Frana del Dosso di Solomp a sud di Tret (Cava della Santa). Da qui, su una superficie di poco più di 107.000 mq, si estrae ghiaia calcarea a spigoli vivi con granulometria che va dalla sabbia grossolana ai grandi blocchi eterometrici (P.A.T., 1999).

9.1.2. - MARMI, PIETRE ORNAMENTALI, PIETRE DA COSTRUZIONE

Anton Roschmann, nel 1738 affermava ".....osserverai, in primo luogo, nella Valle di Rumo, non senza delizia della vista, quale ornamento dell'architettura, l'esimio marmo......". Non ci è dato sapere se il riferimento fosse specificatamente alle sottili intercalazioni di marmi del Monte Cornicolo, tuttavia questa è il più antico riferimento allo sfruttamento delle risorse del sottosuolo di questo settore geografico (Roschmann 1738). Tuttavia, all'inizio del 1800, la Valle di Non era considerata un territorio geologicamente di scarso valore per la povertà delle materie prime che da essa potevano essere tratte. Jacopo Antonio Maffei, nel 1805, osservava infatti che nell'alta Valle di Non "assai meschino è il regno de



Fig. 83 - Cava del Cattani nella Dolomia Principale tra Fondo e Tret alla metà del '900 (da: Romano, 2001).

fossili. Se ne scavano delle pietre alla Mendola, ma tenere e poco resistenti nell'intemperie..... Sta una abbondante miniera di bianchissima marmorina ne monti della pieve di Arsio (la fascia cataclastica nelle dolomie ladiniche e noriche), che meriterebbe miglior destino. Nella Pieve di Dambel sopra il villaggio una miniera di pietre da falce, abbandonata atteso il poco lucro".

La scarsa qualità dei litotipi calcarei, unitamente al ridotto spessore dei banchi potenzialmente coltivabili hanno legato l'attività estrattiva ad una dimensione prettamente locale (Fig. 84). Oltre alle località citate dal Maffei, piccole cave di pietra da costruzione (Rosso Ammonitico) erano localizzate a sud di Cavareno e nella zona di Ruffrè (Dolomia Principale), attive verosimilmente fino all'immediato dopoguerra. Piccole cave dove si estraevano blocchi di arenaria (Arenaria di Val Gardena),

che poi venivano lavorati per ricavarne mole e pietre da cote, si aprirono fino ai primi anni del 1900 nei boschi a monte dell'abitato di Marcena.

9.1.3. - MINIERE

La Formazione di Tregiovo è conosciuta dalla fine del 1800 per la presenza di mineralizzazioni a solfuri misti (galena, blenda e calcopirite) (Vacek, 1881). Nei primi anni del 1900 furono aperte alcune brevi gallerie esplorative presso il torrente Pescara (Blaas, 1902), dove evidenti patine di alterazione dal colore azzurro indaco e verde testimoniano l'esistenza di mineralizzazioni a Cu, Zn, e Pb. Di tali ricerche sono ancora visibili quattro imbocchi in parte franati in Loc. Port: poco sotto la confluenza tra Rio Pescara e T. Lavazzè.

Gli studi si moltiplicarono negli anni successivi dal momento che le percentuali di piombo, zinco e rame contenute nei sedimenti sembravano giustificarne un interesse minerario e, alla fine degli anni '60 del secolo scorso, la Formazione di Tregiovo diventò oggetto di studio da parte di alcuni ricercatori dell'Università di Innsbruck che tentarono di valutarne il potenziale minerario (due imbocchi a q. 1160 nei pressi di Tregiovo), (Mostler, 1966). Una stima fatta alla fine degli anni sessanta portò addirittura a quantificare la quantità di metalli presente nel giacimento in un ordine di 1-2 milioni di tonnellate (Dessau e Perna, 1968). Tuttavia il tenore di metallo contenuto per unità di volume è molto basso (1,5% Zn+Pb), decisamente insufficiente per rendere il giacimento di interesse estrattivo (Fels, 1982).

Miniere di solfuri misti (galena argentifera) e barite, erano in attività in epoca medioevale nella zona di Prada di Rumo, di Marcena e di Brez (Fig. 85). Le mineralizzazioni sono concentrate nella parte basale della Formazione di Werfen, e più precisamente nel Membro di Tesero. Il versante a nord-est di Marcena mostra frequenti tracce dei vecchi scavi sottoforma di imbocchi di gallerie e piccoli cadini seminascosti dalla vegetazione. Le maggiori concentrazioni sono visibili in località Ori a quota 1150 sopra Placeri dove sono preservati gli imbocchi di almeno dodici gallerie riprese ed allargate attorno al 1920, a q. 1350 nei pressi di Prada - Claset e in località Prà Posin a q. 850, a sud di Marcena sulla destra orografica del T. Lavazzè dove quattro imbocchi relativi ai lavori minerari sono conosciuti con il nome di "Bus del Cianci". Un intenso sfruttamento è documentato anche nella zona della Forcella di Brez (q. 1400), dove, a fronte di una grande quantità di depressioni legate al collasso dei pozzi verticali di accesso alle gallerie, rimangono solo due imbocchi orizzontali ancora aperti.

All'inizio dello sfruttamento, probabilmente attorno all'anno mille, tutta la lavorazione delle miniere era soggetta al controllo dei signori del Castello di Cagnò. Qui veniva convogliato da tutta la valle il metallo grezzo (il cosiddetto piombo d'opera) il quale poi veniva separato dall'argento. È proprio il controllo



Fig. 85 - Cunicolo minerario a nord di Marcena.

sull'attività mineraria che giustifica l'importanza che il castello di Cagnò rivestiva attorno al 1200.

La situazione cambiò quando, all'inizio del 1500, la gestione dell'attività mineraria passò ai Principi Vescovi e furono abolite le antiche servitù feudali. Gli operai cominciarono a lavorare in proprio estraendo il minerale e pagando le concessioni per lo sfruttamento.

È questo il periodo in cui i minatori lasciarono più ricordi. Nel registro dei morti della parrocchia di Rumo , specialmente negli anni tra il 1500 e il 1600 sono elencati numerosi minatori caduti in miniera. Al fianco di ognuno di loro è riportata la formula: "mortus in fodinis argenti e plumbei". I minatori erano per lo più di origine tedesca ed erano raggruppati in una corporazione detta "Fredaglia di San Sebastiano" della quale spesso si trova la dicitura in tedesco "S. Sebastian Brudershaft". Il motto della loro confraternita compare su alcuni degli arredi sacri della chiesa di San Paolo a Marcena. In corrispondenza dei vecchi lavori minerari, nel primo dopoguerra la società Romeno tracciò alcune gallerie, in parte tuttora percorribili, che seguono per qualche decina di metri i banchi metalliferi. La mineralizzazione era però così scarsa che i lavori furono ben presto abbandonati.

Anche il Basamento è interessato da mineralizzazioni a solfuri di prevalente interesse scientifico. Aquota 1220, sul fianco della valletta a nordovest dell'abitato di Lanza è visibile uno scavo esplorativo che penetra per quattro metri entro i Paragneiss a sillimanite e granato del Basamento Austroalpino. La ricerca doveva rivestire carattere analogo a quelle di Malga Montanzana (ad ovest di Maso Stanchina, ma fuori carta) dove sono presenti mineralizzazioni a Fe-Cu disseminate nelle anfiboliti.

10. - ILCLIMA

(E. Eccel)

Il clima dell'Alta Val di Non può essere ascritto al tipo continentale-alpino. Secondo la classificazione di Köppen si configura come clima temperato senza stagione asciutta (Cfb). Naturalmente le porzioni a quota più elevata presentano un carattere alpino più spiccato, pur non raggiungendo i rilievi compresi nell'area la caratteristica del clima glaciale.

11.1. - REGIME TERMICO

Sono stati utilizzati per queste elaborazioni i dati della stazione di Passo Mendola (1360 m), di proprietà dell'Ufficio Idrografico della P.A.T.. Il mese più freddo risulta gennaio (medie delle minime: - 6,3 °C); il mese più caldo è mediamente luglio (media delle massime: 22,0 °C). La differenza tra le temperature di gennaio e febbraio e tra quelle di luglio ed agosto indica un notevole ritardo nel raggiungimento delle minime e delle massime rispetto ai solstizi, evidenziando il carattere montano del clima. L'escursione termica risulta, come di norma, superiore nei mesi estivi.

Le temperature misurate al suolo decrescono mediamente nell'area con gradienti differenziati nel corso dell'anno, più accentuati in estate. I valori riferiti alle minime risentono delle inversioni termiche, più frequenti in inverno, che tendono a far abbassare maggiormente le temperature alle basse quote. I valori medi annui variano tra - 0,45°C/100 m e - 0,66 °C/100m, rispettivamente per le minime e per le massime (valori ricavati per l'intero bacino del torrente Noce).

10.2. - REGIME PLUVIOMETRICO

Sono stati esaminati i dati della stazione di Fondo (987 m), di proprietà dell'Ufficio Idrografico della P.A.T.. Il regime pluviometrico manifesta un carattere spiccatamente alpino, con massimi di precipitazione nei mesi estivi (agosto: 90 mm) e minimi in inverno (gennaio: 33 mm). In realtà, le precipitazioni medie sono piuttosto regolarmente distribuite nell'anno, con l'esclusione del periodo invernale. I quantitativi risultano piuttosto bassi, evidenziando il carattere conti-

nentale dell'area. Il totale annuo ammonta a soli 793 mm/anno, valori inferiori a gran parte delle aree di fondovalle del bacino dell'Adige.

I giorni con precipitazioni risultano massimi in giugno (in media 10), minimi in dicembre e gennaio (mediamente 4). A differenza di quanto si verifica mediamente nelle aree meno montane del bacino dell'Adige, quando a giugno si inizia ad avvertire un calo delle precipitazioni associato alla minor incidenza delle perturbazioni nel periodo estivo, in quest'area il mese di giugno risulta quello con maggior numero medio di eventi, aggiungendosi alle precipitazioni di origine frontale quelle locali, favorite dall'orografia. Tale caratteristica, peraltro comune a molte vallate alpine, caratterizza il regime pluviometrico di tutta l'estate, con frequente formazione di celle temporalesche a sviluppo locale.

11. - I SUOLI

(A. Mancabelli, G. Sartori)

Il territorio oggetto della carta è caratterizzato da una notevole eterogeneità litologica, morfologica e climatica. Tale complessità ambientale si riflette in una ampia gamma di suoli, più o meno profondi, più o meno sviluppati e da estremamente acidi a subalcalini.

Sui substrati cristallini e sui depositi glaciali a prevalente componente cristallina e/o metamorfica della porzione nord-occidentale dell'area dominano suoli acidi a tessitura grossolana e con evidenze più o meno spinte di podzolizzazione (suoli bruni ocrici e podzoli umo-ferrici). Sulle dolomie dominano suoli calcarei con elevata pietrosità, superficiali (rendzina) o poco profondi (bruni calcarei). Ampie zone dolomitiche della porzione nord-orientale sono però interessate da depositi glaciali a litologia mista carbonato-silicatica, che originano suoli decarbonatati e evoluti (suoli bruni lisciviati), con scheletro scarso e tessitura fine. Tali depositi, più frequenti dove le morfologie sono dolci, sono riportati dalla carta geologica solo laddove hanno rilevante spessore (>1 metro) e notevole estensione. I materiali glaciali presenti su molte superfici da subpianeggianti a moderatamente inclinate hanno però spessori molto ridotti, o sono interamente pedogenizzati: il suolo, sviluppato dai materiali parentali di origine glaciale, poggia direttamente sul substrato carbonatico. Ne consegue che i suoli bruni lisciviati derivati dai depositi glaciali a litologia mista hanno una diffusione spaziale superiore a quella degli stessi depositi indicati sulla carta geologica.

La copertura pedologica dei depositi glaciali e fluvioglaciali dell'alta valle del Novella era costituita in origine da suoli bruni lisciviati, profondi e privi di carbonati. Per effetto delle lavorazioni agrarie, delle sistemazioni e del pascolo i suoli attuali possono presentare invece vari gradi di carbonatazione.

I principali tipi di suolo presenti sui più diffusi litotipi della carta geologica possono quindi essere riassunti a seconda del substrato geologico, molto schematicamente, come segue.

Ignimbriti, lave e metamorfiti del settore nord-occidentale, e depositi glaciali prevalentemente cristallini associati.

Alle quote più basse (<1400 metri) suoli *bruni ocrici*, suoli acidi con una podzolizzazione molto leggera, a profilo AE-Bs-(BC)-C (o R) (classificazione ISSS-ISRIC-FAO, 1998: *Dystric Cambisols, Dystri-Skeletic Cambisols, Chromi-Dystric Cambisols, Entic Podzols*); alle quote più alte (>1400 metri): *suoli ocra podzolici*, suoli a profilo AE-Bhs-Bs-C (o R) (*Entic Podzols*), e *podzoli umo-ferrici*, suoli molto acidi a profilo A-E-Bhs-Bs-(BC)-C (o R) (*Haplic* o *Hapli-Skeletic Podzols*).

Substrati carbonatici (Formazione della Mendola e Dolomia Principale) del settore orientale e occidentale.

Rendzina forestali, suoli calcarei da superficiali a poco profondi, ricchi di scheletro, a profilo di tipo A-(AC)-C (o R) (Humi-Rendzic Leptosols, Hyperskeleti-Rendzic Leptosols).

Sulle superfici meno inclinate e/o più stabili, e in particolar modo sotto vegetazione arborea, sono presenti anche *suoli bruni calcarei*, suoli carbonatici di colore bruno, moderatamente profondi, e ricchi di scheletro, a profilo A-Bw-(BC)-C (o R) (*Calcari-Mollic Cambisols (Skeletic)*, *Skeleti-Calcaric Phaeozems*, *Calcari-Leptic Phaeozems* (*Skeletic*).

Calcari marnosi (Scaglia Rossa, Formazione di Val d'Agola, Formazione di Ponte Pià) del settore centrale

Suoli bruni calcarei a tessitura fine, suoli carbonatici di colore bruno, da moderatamente profondi a profondi, a profilo A-Bw-(BC)-C (o R) (Calcari-Mollic Cambisols, Calcaric Phaeozems e Skeleti-Calcaric Phaeozems).

Depositi glaciali e fluvioglaciali a litologia mista carbonato-silicatica

Suoli bruni lisciviati (Cutanic Luvisols o Cutani-Chromic Luvisols), con tessiture che rispecchiano quelle dei materiali parentali, e con accumulo illuviale di argilla in profondità, acidi e desaturati in superficie, da moderatamente profondi a profondi, con profilo A-BE-Bt-(BC)-C; nelle zone di antica coltivazione dell'alto bacino del Rio Novella il profilo si presenta spesso rimaneggiato e ricarbonatato.

12. - ARCHEOLOGIA

(G. Dalmeri, M. Avanzini)

Dall'alta Valle di Non provengono interessanti documentazioni relative alla preistoria più antica della regione trentina, con materiali archeologici diffusi lungo la catena delle Maddalene, alle pendici del Monte Luco (Malga Lucàr, Malga Castrin), sulle sponde del laghetto della Regola di Castelfondo e nei pressi del Passo Mendola.

I reperti attestano la frequentazione di quest'area a partire dal ritiro delle fronti glaciali (Tardiglaciale), con una continuità di insediamenti temporanei (bivacchi di caccia), articolata in più di sei millenni.

I siti a quota più elevata, nell'area settentrionale, sono riferiti sia al Mesolitico antico (Sauveterriano - 8mila anni circa dal presente) che al recente (Castelnoviano - 6mila anni circa dal presente) e sono distribuiti in una fascia altitudinale compresa tra i 1.250 e i 2.350 m (Avanzini, 1994; Kompatscher, 1996). Le ubicazioni sono analoghe a quelle riscontrate nel territorio dolomitico e nella catena del Lagorai, in Trentino orientale; sono preferiti i siti in prossimità di laghetti di media e alta quota, i piccoli terrazzi, i dossi e le dorsali rilevate. Le frequentazioni mesolitiche trovano continuità a sud nei numerosi siti segnalati nel corso degli ultimi anni lungo il crinale che delimita ad est la Valle di Non ed a strapiombo sulla valle dell'Adige come ad esempio quelli ai margini delle piccole torbiere presenti nell'area del Passo Mendola (Niederwanger, 1991; Dalmeri & Sebesta, 1993).

Proprio questi ultimi elementi morfologici si sono dimostrati, negli ultimi anni, particolarmente significativi, per la possibilità di inquadrare in un contesto ambientale e cronologico le frequentazioni umane in essi custodite.

Ricerche archeologiche e paleoambientali sono state avviate di recente ai margini del bacino torboso del laghetto della Regola di Castelfondo ad ovest della profonda incisione valliva del Rio Novella, a quota 1.240 m (Fig. 86). Le prospezioni dell'anno 2001 con scavi sistematici hanno consentito di riconoscere tre siti di frequentazione antropica ubicati sull'antica sponda lacustre, riferiti alla fase finale del Paleolitico Superiore ed agli inizi del Mesolitico.

In particolare il sito situato sulla sponda meridionale e indagato per un'area

di circa 16 mq, ha restituito il maggior numero di manufatti in selce scheggiata e di frustoli di carbone. La tipologia di alcune armature di forma geometrica unitamente ai caratteri generali dell'insieme litico hanno permesso di attribuire l'occupazione umana all'Epigravettiano recente. Una prima data radiocarbonica di 11.460±50 BP (KIA14195-LR1-US2) relativa a carbone di focolare, colloca il sito all'Interstadio di Allerød. Un secondo sito, articolato in due aree di antropizzazione, è situato sulla sponda nord-est del bacino torboso e si è rilevato di particolare interesse per la presenza di manufatti litici e forte concentrazioni di frustoli di carbone. La frequentazione antropica è da riferire ad un ambito cronologico più recente in base alla tipologia delle armature microlitiche rinvenute ed alle datazioni radiometriche, che segnano il passaggio dal Dryas Recente al Preboreale, da 10.500 a 9.500 anni dal presente (KIA14196-8). L'ubicazione altimetrica dei siti indagati e le caratteristiche dell'industria fanno ipotizzare una frequentazione temporanea; sembrano inserirsi in un modello insediativo articolato tra fondovalle, media e alta montagna. Questi dati preliminari permettono di avviare una serie di indagini mirate alla ricostruzione paleoambientale con le fasi di riempimento del bacino del lago delle Regole e comprensione delle modalità insediative dei gruppi umani alla fine del Pleistocene ed all'inizio dell'Olocene in questo contesto alpino.



Fig. 86 - Il Laghetto della Regola a nord di Castelfondo.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C., (1948b) La tettonca a vortici nef monti della Val di Sole. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. fis. mat. nat, 5, 60-67.
- Assereto R. & Casati P. (1965) Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia). Riv. Ital. Paleont. Strat., v.71/4, pp. 490-1097.
- AA.VV. (1953) Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 10, Bolzano. Magistr. Acque, Venezia.
- AA.VV. (1972) Carta geologica delle Prealpi Bresciane a sud dell'Adamello. Istituto di Geologia di Pavia, Pavia
- AA.VV. (1992) Carta Geologica d'Italia, 1:50.000, Guida al rilevamento. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, **1**, 203
- ASTL G. & BREZINA J. (1986) Bemerkungen zur Stratigraphie und randfazies der Mittelpermischen Tregiovo-Schichten (Provinz Bozen/Trient, Italien). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14, 109 -114.
- AVANZINI M. (1994) *Primi risultati delle ricerche nella catena delle Maddalene* (*Trentino occidentale-Italia*). Preistoria Alpina, **28**/1 (1992), 231-235.
- Avanzini M. (1999) New Anisian vertebrate tracks from the Southern Alps (Val d'Adige and Valle di Non Italy). Rivista Museo Civico Scienze Naturali "E.Caffi", **20**, 17-21.
- AVANZINI M., CEOLONI P., CONTI M. A., LEONARDI G., MANNI R., MARIOTTI N., MIETTO P., NICOSIA U., SANTI G., SPEZZAMONTE M. (2001) Tetrapod footprints as key elements of the Permo-Triassic continental biochronology. "Natura Bresciana", Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, Monografia 25, 89-107.
- AVANZINI M. & NERI C. (1998) Impronte di tetrapodi da sedimenti anisici della Valle di Non (Trentino occidentale Italia): nota preliminare. Annali Museo Civico Storia Naturale Ferrara, 1, 5-19.
- Bampi T. (1994) *Geologia del bacino intraporfirico di Tregiovo*. Tesi di Laurea inedita, Università di Ferrara, 58
- BARBUJANI C., BOSELLINI A. & SARTI M. (1986) L'Oolite di San Vigilio nel Monte Baldo (Giurassico, Prealpi Venete). Ann. Univ. Ferrara, sez. IX, vol. 9 (2), 19-47.
- Bargossi G.M., Mair V., Morelli C., & Sapelza A. (1999) The Athesian Volcanic District (Bolzano Trento area): a general outline. In: G.Cassinis et al. (Eds): Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites Field Trip Guidebook, 21-24.
- BARGOSSI G.M., AVANZINI M., MAIR V., MORELLI C., NERI C. & SAPELZA S. (1999b) The Monte Luco volcanic sequence (Bolzano-Trento area). In: G.Cassinis et al. (Eds): Stratigraphy and facies of the Permian deposits

- between Eastern Lombardy and the Western Dolomites Field Trip Guidebook, 25-26, Pavia.
- BARGOSSI G. M. & D'AMICO C. (1989) Significance of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino Alto Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps. Miner. Petrogr. Acta, 31 (1988), 131-157.
- BARGOSSI G. M., D'AMICO C. & SCIPIONI P. (1983) Posizione degli Strati di Tregiovo nella successione vulcanica atesina del Trentino Alto Adige. Rend. Soc. Geol. It., 5(1982), 31-137.
- BARGOSSI G.M., MAIR V., MORELLI C. & SAPELZA A. (1999a) The Athesian volcanic district (Bolzano-Trento area): a general outline. In: G.Cassinis et al. (Eds): Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites Field Trip Guidebook, 21-24, Pavia.
- BARTH S. & MOHR B.A.R. (1994) Palynostratigraphically determined age of the Tregiovo sedimentary complex in relation to radiometric emplacement ages of the Atesina volcanic complex (Permian, Southern Alps, N Italy). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 192, 273-292.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. In S. Cloetingh, W. Sassi, F. Horvath and C. Puigdefabregas (Eds.), Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution. Sedimentary Geology, v. 86, 55-76.
- BINI G. S. (1994) *Stratigrafia delle successioni Anisiche dell'alta Val di Non*. Tesi di Laurea inedita, Università di Ferrara, 107 pp.
- BITTNER A. (1881) *Ueber die geologische Aufnahmen in Judikarien un Val Sabbia*. Jahrb. k. k. geolog. Reichsant. Anst., **31** (3), 219-370.
- BITTNER A. (1883) Nachtrage zum Berichte über die geologische Aufnahmen in Judikarien un Val Sabbia. Jahrb. k. k. geolog. Reichsant. Anst., 33, 405-443.
- BLAAS J. (1892) Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, Wien, pp. 217-222.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1971) Das Anis zwischen St. Vigil und dem Hölensteintal (Pragser und Orlanger Dolomiten, Südtirol). Festband Geologische Institut 300-Jahr-Feier Universität Innsbruck: 9-103, Innsbruck.
- Boni A. (1964) La ligne judicarienne et la limite nord-ouest de l'Apennin Septentrional. Geol. Rundschau, **53** (1), 84-100.
- Boni A. (1979) Note giudicariensi. 1) La struttura geologica attorno alla Linea delle Giudicarie. 1a) La struttura geologica ad ovest della Linea delle Giudicarie. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27-28, 133-172.
- Boni A. (1981) Note giudicariensi. 1) La struttura geologica attorno alla Linea delle Giudicarie. 1b) La struttura geologica a levante della Linea delle Giudicarie. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 29, 88-114.

- Boni A. & Cassinis G. (1973) Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 23, 119-158.
- 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. & Vivier G. (1993) Late variscan Magmatic evolution of the Alpine basement. In: Raumer von J., Neubauer F. and (Eds). *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 169-199. Spinger Verlag, Berlin.
- Borghesi P. (1984) La Formazione di Werfen della Val d'Adige tra Montagna e Tesimo, con particolare riguardo alla zona mineraria di Nalles. Tesi di Laurea inedita, Università di Ferrara, 197 pp..
- Bosellini A. (1965a) *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias.* Mem. Mus. Storia Nat. Ven. Trident., **15** (3), 1-73.
- Bosellini A. (1965b) Analisi petrografica della Dolomia Principale nel Gruppo di Sella (Regione Dolomitica). Mem. Geopal. Univ. Ferrara, 1 (2), 49-109.
- Bosellini A. (1967) La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). Boll. Soc. Geol. It., **86**, 133-169.
- Bosellini A. (1968) Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. Mem. Acc. Naz. Lincei, s. 8, 9, 3-32.
- Brandner R., D'Onofrio D.A. & Mostler H. (1982) *Mittle und Ober trias in Frötschbach und Seiser Alm.* Jarest. Österr. Geol. Gesell. Seis am Schlern, Südtirol 1982. Exursionführer: 80-97.
- Broglio Loriga C., Masetti D. & Neri C. (1983) La Formazione di Werfen nelle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia. Riv. Ital. Paleont. Strat., 88 (1982), 501-598.
- Broglio Loriga C., Goczan F., Haas J., Lenner K., Neri C., Oravecz Scheffer A., Posenato R., Szabo I. & Toth Makk A. (1990) *The Lower Triassic sequence of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation.* Mem. Sc. Geol., **42**, 41-103.
- Brondi A., Fuganti A., Lunz L., Mittempergher M., Murara G., Nardin M., Nascimben P., Perna G., Rossi D., Scudeler Baccelle L., Sommavilla E. & Zirpoli G. (1976) *Commento al foglio geologico 027: Bolzano 1:50.000*. Studi Trent. Sc. Nat., **53**, 107-218.
- Brondi A., Mittempergher M., Murara G., Nardin M., Perna G., Rossi D., Sommavilla E. & Nascimben P. (1972) *Carta Geologica d'Italia. Foglio 027: Bolzano, scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Brondi A., Polizzano C., Anselmi B. & Benvegnu F. (1970) *Rinvenimento di una mineralizzazione a Galena nelle arenarie permiane di Nalles (Bolzano)*. In: L'Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige, Economia Trentina, 3, 171-182.

- CADROBBI M. (1965) Escursioni geologiche lungo la Linea di Foiana (Valle di Non occidentale). Mem. Acc. Patavina, 77, 165-182.
- CADROBBI M. & ULCIGRAI F. (1967) Tettonica del versante orientale del Monte Ozol (Val di Non, Trentino). Studi Trentini SC. Nat., s. A, 44, 275-286.
- Callegari P. (1934) La circolazione superficiale e profonda delle acque dell'Anaunia (Trentino). Magistrato alle acque, Ufficio idrografico, pubbl. 136, 74 pp.
- CAREY E. (1979) Recherche des directions principales de cointraintes associées au jeu dune population de failles. Rev. Geol. Dynam et de Geogr. Phys., 21 (1), 57-66.
- Cassinis G. (1971) *Lineamenti paleogeografici del Retico bresciano*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **18**, 50-64.
- Cassinis G., Avanzini M., Cortesogno L., Dallagiovanna G., Di stefano P., Gaggero L., Gullo M., Massari F., Neri C., Ronchi A., Seno S., Vanossi M. & Venturini C. (1998) *Synthetic Upper Paleozoic correlation charts of selected italian areas*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**, 65-120.
- Cassinis G. & Castellarin A. (1981) Foglio 35 Riva. In: A. Castellarin (a cura di), Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000), Pubb. 441, Prog. Final. Geodinamica (S.P.5) CNR, Tecnoprint, Bologna, 124-134.
- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1988) Il significato delle Linee della Gallinera e delle Giudicarie Sud nella geologia dell'Adamello e zone circostanti. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 31, 446-462.
- Cassinis G, Castellarin A., Peloso G.F., Sartori R. & Vercesi P.L.. (1982) Il settore della Linea delle Giudicarie Sud: evoluzione tettonica permo-triassica ed assetto strutturale attuale. In: A. Castellarin & G.B. Vai (a cura di), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Guide Geol. Reg., S.G.I.,125-130.
- Cassinis G. & Doubinger J. (1991) On the geological time of the typical Collio and Tregiovo continental beds in the Southalpine Permian (italy) and some additional observations. Atti Ticin. Sc. Terra, 34, 1-20.
- Cassinis G. & Doubinger J. (1992) Artinskian to Ufimian palynomorph assemblages from the central Southern Alps, Italy, and their regional stratigraphic implications. Contribution to Eurasian Geology: Permian Congress Papers Part 1 (1991), 9-18.
- Cassinis G., Massari F., Neri C. & Venturini C. (1988) *The continental Permian in the Southern Alps (Italy): a review.* Z. Geol. Wiss., Berlin, **16**, 1117-1126.
- Cassinis G. & Neri C. (1990) Collio and Tregiovo Permian continental basins (Southern Alps, Italy): a general comparison. Atti Ticin. Sc. Terra, 33 (N. b.), 11-15.

- Cassinis G. & Neri C. (1992) Sedimentary and paleotectonic evolution of some *Permian continental basins in the central Southern Alps, Italy.* Continental Permian in Europe. Cuadernos Geologia Iberica, **16**, 145-176.
- CASSINIS G., NERI C. & PEROTTI C.R.(1993) The Permian and the Permian-Triassic boundary in eastern Lombardy and western Trentino (Southern Alps, Italy). In: SG. Lucas & M. Morales, (Eds.), The Nonmarine Triassic. New Mexico Museum of Natural History & Science Bull. 3, 51-63.
- Cassinis G. & Perotti C.R. (1994) Interazione strutturale permiana tra la Linea delle Giudicarie ed i Bacini di Collio e Tregiovo (Sudalpino centrale N Italia). Boll. Soc. Geol. Ital., 112, 1021-1036.
- CASTELLARIN A. (1977) Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretacico. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 501-511.
- CASTELLARIN A. (1982) Lineamenti ancestrali Sudalpini. In: A. Castellarin e G.B. Vai (Eds): "Guida alla geologia del Sudalpino Centro Orientale", Guide Geologiche Regionali, S. G. I., 41-55.
- Castellarin A., Cantelli L., Fesce A.M., Mercier J.L., Picotti V., Pini G.A., Prosser G. & Selli L. (1992) Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relations with the Northern Apennines. Annales Tectonicae, 6 (1), 62-94.
- Castellarin A. & Ferrari A. (1972) Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda. Giorn. Geol., 38, 11-212.
- CASTELLARIN A., FESCE A. M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps. Min. Petr. Acta., 30, pp. 287-310, Bologna.
- Castellarin A., Fesce A.M., Picotti V., Pini G.A., Prosser G., Sartori R., Selli L., Cantelli L. & Ricci R. (1988) Structural and kinematik analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps. Miner. Petrogr. Acta, 30, 287-310.
- Castellarin A., Gatto G.O. & Semenza E. (1981) Foglio 10 Bolzano. In: A. Castellarin (ed), Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000), Pubbl. n. 441 Prog. Final. geodinamica (S.P. 5), CNR, 155-160.
- Castellarin A., Morten L. & Bargossi G.M. (1977) Conglomerati di conoide sottomarina nel Flysch di Malé e Rumo (Trento). Boll. Soc. Geol. It., 95, 313-325.
- Castellarin A., Piccioni S., Prosser G., Sanguinetti E., Sartori R. & selli L. (1993) Mesozoic continental rifting and neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwestern Brenta Dolomites). Mem. Soc. Geol. Ital., 49, 125-144.

- Castellarin A. & Picotti V. (1990) Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin. Eclogae geol. Helv., **83**/3, 683-700.
- Castellarin A. & Sartori R., 1985 Il sistema tettonico delle Giudicarie, della Val Trompia e del sottosuolo dell'alta Pianura Lombarda. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 31-37, 2 ff.
- CAVAZZINI F. (1973) Studi geologici sul Trias inferiore in Val di Non e nelle aree circostanti. Tesi di Laurea inedita, Università di Ferrara.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., NICOSIA U. & PITTAU P. (1997) Succession of selected bioevents in the continental Permian of the Southern Alps (Italy): improvements in intrabasinal and interregional correlations. in: Dickins J.M., Zunyi Yang, Hhongfu Yin, Lucas S.G. & Acharyya S.J. (Eds), Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events and their global correlation, Cambridge Univ. Press, 51-65.
- Dalmeri G., Sebesta C., (1993) *Nota sulla Pietra di Romeno*. Studi Trentini di Scienze Storiche, LXXII sez. I, **2**, 261-273.
- DAL PIAZ G. B. (1942) Geologia della bassa Val d'Ultimo e del massiccio di Monte Croce con considerazioni sull'età e la giacitura delle masse intrusive periadriatiche e sulla tettonica del bacino dell'Adige. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., 5(2), 179-360.
- DAL PIAZ G. V. (1993) Evolution of Austro-Alpine and Upper Pennidic basement in the northwestern Alps from Variscan covergence to post-Variscan extension. In: Raumer von J., Neubauer F. and (Eds). *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 327-344. Spinger Verlag, Berlin.
- D'AMICO C. (1979) General picture of Hercynian magmatism in the Alps, Calabria-peloritani and Sardinia-Corsica. In: F.P. Sassi (a cura di), IGCP n. 5, Newsletter, 1, 33-68.
- D'AMICO C. (1986) Volcanic sequence in Trentino-Alto Adige. In: Italian IGCP 203 Group (ed), Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the south-Alpine segment of the western Tethys, Field Guide-book, 16-22 pp.
- D'AMICO C. & DEL MORO A. (1988) Permian and Triassic Rb-Sr dating in the Permian 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.
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S., CALLEGARI E. (1985) *Rb-Sr systematics on rocks from the Adamello batholith (Southern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 261-284.
- Dessau G. & Perna G. (1968) Le mineralizzazioni a galena e blenda del Trentino Alto Adige e loro contenuto in minerali accessori. Simposium inter-

- nazionale sui giacimenti minerari delle Alpi, 646-657.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C. (1992) The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites (Italy). Eclogae geologicae Helvetiae, 85(1), 127-143.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1986) Stratigrafia delle Zwischenbildungen (Triassico medio) nei dintorni di Trento. Mem. Sc. Geol., 38, 479-488.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1989) *Il Triassico della Valsugana*. Mem. Sc. Geol., **41**, 163-189.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P. R.(1993) *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Mem. Sc. Geol., **45**, 1-27.
- DI BATTISTINI G., GALLO F., GIANNETTI F. & VERNIA L. (1990) Permian andesites from Val d'Isarco and Val di Funes volcanic sequence (Bolzano, northern Italy). Miner. Petrogr. Acta., 32, 123-137.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. Geol. Rundschau, **76**, 735-754.
- Exner C. H.(1976) *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Linaments*. Verh. Geol. B-A. Wien, 1976, 3-64.
- Fabiani R. (1915) *Il Paleogene veneto*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **3**, 1-336. Fabiani R. (1919) *Sul Terziario dell'alta Val di Non (Trentino)*. Atti Acc. Scient. Veneto-Tridentino Istriana, s. 3, **10**, 117-123.
- Fabiani R. (1922) *Il Terziario del Trentino*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **6**, 1-60.
- Fabiani R. (1930) Sviluppo e caratteri del Terziario del Trentino. Atti 19° Riunione Soc. It. Progr. Sc., **2**, 119-150.
- Farabegoli E., Pisa G. & Ott E. (1977) Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). Boll. Soc. Geol. It., **95**, 659-703.
- FERRARI A. (1982) Note stratigrafiche sull'area veneto-trentina (dal Triassico superiore al Cretacico), in A. Castellarin & G.B. Vai (Eds.), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Guide Geologiche Regionali*. S.G.I., pp. 59-66, Bologna.
- FELS H. (1982) Die Sedimentologische Entwicklung der Permabfolge im Westlichen Südtirol (N-Italien). Geol. Inst. Univ. Köln Sonderveröffentlichungen, **42**, 1-145.
- Fuganti A.. (1964) Le "pulsazioni tettoniche" turoniane nel Trentino occidentale (Alpi orientali). Studi Trent. Sc. Nat., **41**(2), 138-158.
- Fuganti A. (1965) *La geologia dei dintorni del Lago di Caldaro*. Studi Trentini Sc. Nat., sez. A, **42**, 34-56.
- FUGANTI A. & MOSNA S. (1963) Il Cretaceo nel Trentino Centrale. Atti Ist.

- Geol. Univ. Pavia, 4, 81-116.
- FUGANTI A. & MOSNA S. (1966) Studio stratigrafico, sedimentologico, micropaleontologico delle facies giurassiche del Trentino occidentale. Studi Trent. Sc. Nat., sez. A, 43, 25-105.
- FUGANTI A. & ULCIGRAI F. (1965) Analisi strutturale della Formazione di Tregiovo. Studi Trent. Sc. Nat., 44, 14-46.
- GIANNOTTI G. P. (1963) Intercalazioni lacustri entro le vulcaniti paleozoiche atesine. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., s. A, 2 (1962), 3-22.
- GÜMBEL C.W. (1873) Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. I, Das Mendel und Schlerngebierge. Sitzungsber. Ak. D. Wiss., 13-88.
- HADITSCH J.G. & MOSTLER H. (1974) Mineralizationen im Perm der Ostalpen. Forschunergebnisse im Ost- und Südalpinen Perm. Carinthia II, 164/84, 63-71.
- HERITSCH H. (1915) Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. d. Regional. Geologie, 2, Heidelberg, 153 pp.
- KLAU W. & MOSTLER H. (1983) Zn-Pb mineralizations in Middle Permian of Tregiovo (Province of Bozen/Trient, Italy). In: H. J. Schneider (Ed.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 70-80.
- KLEBERSBERG R. (1935) Geologie von Tirol. Bornträger, Berlin, 872 pp.
- KOMPATSCHER K. (1996) Zum räumlichen Verhalten mittelsteinzeitlicher Jäger. Der Schlern, **170**, 30-41.
- Kreis H.H. (1970) Sedimentologische untersuchungen des "Unteren Muschelkalks" (Anis) im bereich des Gampen-Pass (Passo delle Palade) (Süd Tirol). Festband d. Geol. Inst. Univ. Innsbruck, 139-164.
- ITALIAN IGCP 203 GROUP (Ed.)(1986) Permian and Permian/Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys. Field Guide Book. Field Conf. SGI-IGCP 203 Project, July 1986, Pavia, 180 pp.
- Jadul F. & Gnaccolini M. (1992) Sedimentazione ciclica nel Trias Lombardo: osservazioni e prospettive. Riv. It. Pal. Strat., **97** (1991), 307-328.
- JIN Y., WANG W., WANG Y. & CAI C. (1998) Prospects for global correlation of Permian sequences. Proc. Royal Soc. of Victoria, 110 (1-2), 73-83.
- LAUBSCHER H. P. (1971) Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der sudlichen Tethys. Geol. Rundsch., **60**, 813-833.
- LAUBSCHER H.P. (1974) *The tectonics of subduction in the alpine system*. Mem. Soc. Geol.It., **13**, suppl. 2, 275-282.
- LAUBSCHER H.P. (1988) Material balance in Alpine orogeny. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1313-1328.
- LAUBSCHER H.P. (1990) The problem of the deep structure of the Southern Apls: 3-D material balance considerations and regional consequences. Tectonophysics, 176, 103-121.

- LEPSIUS R. (1878) Das westliche Südtirol W. Hertz, Berlin.372 pp.
- LOSS G. (1877) L'Anaunia: saggio di geologia delle Alpi tridentine. 323p. Trento.
 LUCIANI V. (1989a) Stratigrafia sequenziale del Terziario nella catena del Monte Baldo (provincie di Verona e Trento). Tesi di dottorato inedita, Università di Ferrara, 2 v, 1-204, 1-67.
- MAFFEI J.A.(1805) Periodi istorici e topografia delle Valli di Non e di Sole nel Tirolo meridionale. 145 pp.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1991) Alpine deformation along the Insubric lineament in the Italian Eastern Alps. Annales Tectonicae, 5, 118-140.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the north Giudicarie line (Northern Italy). Geol. Rundschau, 88, 51-66.
- Martire L. (1989) Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese dell'Altopiano di Asiago (Vi). Ph. D. Thesis, Torino.
- MASSARI F. (1988) Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine Area (Italy). In: Cassinis G. (Ed.), *Permian and Permian-Triassic Boundary in the South Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports.* 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 the Bellerophon Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology*. Mem. Sc. Geol., **60**, 229-273.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy). Mem. Scienze Geologiche, Padova, 46, 119-243.
- MASSARI F. & NERI C., 1997 The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy). Sedimentary Geology, 110, 181-221.
- MENNING M. (1995) A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. In: Scholle P.A., Peryt T.M. & Ulmer Scholle D.S. (eds), The Permian of Northern Pangea, Springer-Verlag, Berlin, 77-97.
- MICHELI P. 1979 Dalla Rocca dell'Ozolo. Artigianelli. Trento
- MORTEN L. (1974) *La tonalile di Valle dei Rivi (Rumo)*. Miner. Petrogr. Acta, **20**, 79-90.
- Morten L., Bargossi G.M., Landini Bargossi M. (1976) *Notizie preliminari* sulle metamorfiti della Valle di Rumo, Val di Non Trento. Mineral. Petrogr. Acta, **21**, 137-144.
- MOSTLER H. (1965) Bemerkungen zur genese der sedimentären blei-zinkver-

- erzung im Sudalpinen Perm. Archiv. für Lagerstattenforschung in den Ostalpen, 3, 55-70.
- MOSTLER H. (1966) Sedimentare Blei-Zink Vererzung in den Mittelpermischen "Schichten von Tregiovo" (Nonsberg, Nord-Italien). Mineralium Deposita, 2, 89-103.
- Müller W.H. (1982) Zur Entstehung der Rauhwacke. Eclogae Geol. Helv., 75, 481-494.
- NERI C. & POSENATO R. (1988) New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14/3 (1985), 83-107.
- NERI C., AVANZINI M., BAMPI T., BARGOSSI G.M., MAIR V., MORELLI C., PITTAU P., RONCHI A. & SAPELZA A. (1999) The Tregiovo Formation and related volcanics in the Tregiovo section. In: G. Cassinis et al. (Eds): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites* Field Trip Guidebook, 81-89.
- Niederwanger G., 1991- *Steinzeitfunde auf der Mendelkamm*. Der Schlern, n. **11-12**, 608-628.
- OGLIVE GORDON M.M. (1927) Das Grödener- Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. I. und II Teil, pp. 376, III Teil, pp.89. Geol. Bundesanstalt, Wien.
- OGNIBEN L. (1986) Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti. Studi Trent. Sc. Nat., Acta Geologica, 63, 1-165.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) Die Alpen in Eiszeitalter. V. III Leipzig, 1909. PIA J. (1925) – Die Gliederung der Alpinen Mitteltrias auf der Diploporen Anzeiger, Wien.
- PIA J. (1937) Stratigraphie und tektonik der Dolomiten von Prags. 248 pp., Selbstverlag, Wien.
- Pieri M., Groppi G. (1981) Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. n. 414, 1-11.
- Prosser G. (1998) Analisi strutturale e cinematica lungo la Linea delle Giudicarie Nord tra la Valle di Sole e La Val di Non (Trentino occidentale). St. Trent. Sc. Nat. Acta Geol., 67, 87-115.
- PROSSER G. (1998b) Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy). Tectonics, 17, 921-937.
- PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO (1999) *Piano di utilizzazione delle sostanze minerali*. Rapporto interno, del. Giunta provinciale 7512, d.d.5. 11. 1999.
- Picotti V., Prosser G. & Castellarin A. (1995) Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy). Mem. Sc. Geol. Univ. Padova, 47, 54-76.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1979) Stratigrafia e paleogeografia dei ter-

- reni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). Mem. Soc. Geol. It., **18** (1978), 63-92.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H.P. (1966) *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy)*. Riv. Ital. Paleont.Strat., **72**, 1183-1266.
- Premoli Silva I. & Palmieri V. (1962) Osservazioni stratigrafiche sul Paleocene della Val di Non. Mem. Soc. Geol. It., 3, 191-212.
- Prosser G. (1990) Evoluzione e significato delle strutture tettoniche appartenenti alla Linea delle Giudicarie Nord. Tesi inedita di Dottorato, Università di Padova.
- Prosser G. (1992) Analisi strutturale e cinematica lungo la Linea delle Gioudicarie Nord tra la Val di Sole e la Val di Non (Trentino occidentale). Studi Trentini Sc. Nat., "Acta Geologica", 67 (1990), 87-115.
- Prosser G. & Selli L. (1991) Thrust of the Mezzocorona-Mendola Pass area (Southern Alps, Italy): structural analysis and kinematic reconstruction. Boll. Soc. Geol. It., 110, 805-821.
- RATHORE J. S. (1980) Evidence for sinistrl movements along the Judicarian line drawn from a study of magnetic fabricsin the regions of Mt. Croce and Asten (South Tyrol). Geol. Rundschau, **69** (3), 678-694.
- RICHTHOFEN F. VON (1874) Ueber Mendola- und Schlern Dolomite. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Berlin, **26**, 225-256.
- ROMANO M. (2001) *Fondo una volta: la memoria fotografica*. Coop. Soc. Stella Montis, S.A.T. sez. Fondo: 221pp.
- ROSCHMANN A. (1738) Regnum Animale Vegetabile et Minerale Medicum Tyrolense. 495p. Innsbruck.
- Rossi D. (1969) Formazione di Werfen. In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 11 "M. Marmolada", Serv. Geol. Ital., 9-10.
- ROSSI P.L., MORTEN L. & PETERSEN J.S. (1980) The Middle Triassic volcanic rocks from Non Valley, North Italy. Riv. Ital. Paleont. Strat., 85, 1081-1092.
- ROTTURA S., DEL MORO A., CAGGIANELLI A., BARGOSSI G.M. & GASPAROTTO G. (1997) Petrogenesis of the Monte Croce granitoids in the contexts of Permian magmatism in the Southern Alps, Italy. Eur. J. Mineral., 9, 293-1310.
- Sauro U. (1976) *Cenni morfologici sulla Val di Non*. Aspetti geografici del Trentino Alto Adige occidentale. 34a escursione geografica interuniversitaria 1974. Istituto Geografia Università di Padova, pp. 113-125.
- SALOMON W. (1901) Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzb. k. Preuss Akad. Wiss., 1, 170-185.
- Salomon W. (1908-1910) Die Adamello Gruppe. Eine alpin Zentral-Massive und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntniss von dem Mechanismus der Intrusionen. Abh. Geol. Reichsan., 21, 1-433 (Teil 1) und 435-603 (Teil 2).

- SALOMON W. (1905) *Die Alpino-dinarische Grenze*. Verh. K.K. geol. R.-A., **16**, 241-343.
- SCHUBERT R.J. (1900a) Der Clavulina szaboi horizont im oberen Val di Non (Süd-Tirol). Verh. K.K. geol. Reichsandst., 79-85.
- Schubert R.J. (1900b) Über Oligocän Bildungen aus dem Südlichen Tirol. Verh. K.K. geol. Reichsandst., 370-372.
- Selli L. (1998) Il Lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia). Mem. Soc. Geol. It., 53, 503-541.
- SEMENZA E. (1974) La fase giudicariense, nel quadro di una nuoa ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area Italo-Dinarica. Mem. Soc. geol. It., 13, 87-226.
- SPITZ A. (1920) *Die Nonsberg Störungbündel*. Jahrbuch Geol. Reichsanst., **49**, 205-220.
- STACHE G. (1880) Der kristallinische Gebirgsabschnitt zwischen dem hinteren Ultental und Untersulzberg. Verhandl. k.k. geol. Reichanstalt, 250-252.
- Thöni M. (1981) Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations in Micas. Jb. Geol. B-A., 124, 111-174.
- Tosi R. (1994) *Rilevamento geologico nella zona di Castelfondo e Brez (Val di Non, Trento)*. Tesi inedita, Università di Ferrara.
- Trevisan L. (1937) Il motivo tettonico della regione montuosa tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie e il suo significato. Boll. Soc. Geol. It., **58**, 34-42.
- Trevisan L. (1938) Il fascio di fratture tra l'Adige e la Linea delle Giudicarie e i suoi rapporti con il massiccio intrusivo dell'Adamello. Studi Trent. Sc. Nat., 19 (2), 177-188.
- Trevisan L. (1939) *Il Gruppo di Brenta (Trentino Occidentale)*. Mem. Ist. R. Univ. Padova, **13**, 1-128.
- ULCIGRAI F. (1969) Geologia dei dintorni di Tregiovo (Trentino-Alto Adige). St. Trentini Sc. Nat., sez. A, **46**, 243-300.
- VACEK M. (1881) Vorlage der geologischen Karte des Nonsberges. Verh. K. K. Geol.Reichs Anst., 42-47, Wien.
- VACEK M. (1894) Über die Geologische Verhältnisse des . Nonsberges. Verh. K. K. Geol.Reichs Anst, 431-446.
- VACEK M. (1903a) Exkursion durch Etschbucht (Mendola, Trient, Rovereto, Riva). Führer für die Exkursionen in Österreich. IX International Geol. Kongr., 7, 1-49.
- VACEK M. (1903b) Geologische Spezialkarte SW.- Gruppe nr. 79, 1/75.000, Cles. Verh. K. k. Geol.Reichs Anst., Wien.
- VACEK M. & HAMMER W. (1911) Erläuterungen zur geologischen Karte der österreichen Monarchie. Blatt: Cles 1:75.000. Verh. K. k. Geol. Reichs Anst.,

79, 1-104.

- VAI G.B. (1991) Palaeozoic strike-slip pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm. Pal. Pal., 87, 223-252.
- VAN HILTEN D. (1960) Geology and Permian paleomagnetism of the Val di Non area. Geologica Ultraiectina, 5, 1-95, Utrecht.
- VECCHIA O. (1957) Significato del fascio tettonico Giudicario Atesino. Dal Benaco a Merano: un problema geologico. Boll. Soc. Geol. It., **76** (1), 81-135.
- VENTURINI C. (2000) La successione Permo-Anisica. In: Carulli G.B. (Ed) *Guida alle escursioni, 80a riunione estiva Soc. Geol. It.*, 14-18, Trieste.
- VENZO S. (1934) Il Neogene del Trentino, del Veronese occidentale e del Bresciano. Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina, 2, 11-207.
- VENZO G.A. & FUGANTI A. (1965) *Il Trias della Mendola (Trentino-Alto Adige)*. Studi Trentini Sc. Nat., sez. A., **42**, 55-86.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 65, 394-421.
- WEBER S. (1972) Le chiese della valle di non nella storia e nell'Arte. La grafica anastatica. Mori.
- WOPFNER H., GRIESECKE S., KOCH J & FELS H. (1983) New aspects on Metal Deposits of the Groeden Sandstone (South Tyrol, Italy). In: H. J. Schneider (Ed.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 70-80.
- ZAIOTTI A. (1986) Traduzione e descrizione illustrativa dell'opera di Anton Roschmann – Innsbruck 1738: Regnum Animale Vegetabile et Minerale Medicum Tyrolense. Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento, 495 pp.

Finito di stampare nel mese di Dicembre 2002 da **ELELEA - Fina**