



**A P A T**

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



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

**Servizio Geologico d'Italia**

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

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

foglio 026

## **APPIANO**

A cura di

**M. Avanzini<sup>1</sup>, G.M. Bargossi<sup>2</sup>, A. Borsato<sup>1</sup>, G.B. Castiglioni<sup>3</sup>, M. Cucato<sup>4</sup>,  
C. Morelli<sup>5</sup>, G. Prosser<sup>6</sup>, & A. Sapelza<sup>7</sup>**

<sup>1</sup> Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

<sup>3</sup> Dipartimento di Geografia, Università di Padova

<sup>4</sup> Via Gambarare n. 25, Tribano (PD)

<sup>5</sup> Ufficio Geologia e prove materiali, Provincia Autonoma di Bolzano

<sup>6</sup> Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata

<sup>7</sup> Ufficio gestione risorse idriche, Provincia Autonoma di Bolzano

Enti realizzatori:



Provincia Autonoma di Trento  
Servizio Geologico



Provincia Autonoma di Bolzano  
Ufficio Geologia e prove materiali

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

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

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

*Responsabile del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Bolzano:*  
**L. Nössing.**

*Coordinamento scientifico:* **A. Bosellini**

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

*Revisione scientifica:*

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

*Coordinamento cartografico:*

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

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

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

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

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

PER LA PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO - SERVIZIO GEOLOGICO

*Coordinamento operativo:* **S. Cocco**

*Gestione tecnico-amministrativa:* **M. Balboni, F. Daminato**

*Informatizzazione dei dati geologici:* **M. Bertò, G. Tommasi, C. Tomazzolli**

PER LA PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO - SERVIZIO GEOLOGICO

*Coordinamento operativo:* **V. Mair**

*Gestione tecnico-amministrativa:* **L. Keim, C. Morelli, A. Sapelza**

*Informatizzazione dei dati geologici:* **M. Demozzi, L. Keim, C. Morelli, C. Strada**

***Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:***

a cura di SYSTEMCART - ROMA

***Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:***

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

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

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	pag. 7
<b>II</b>	<b>- STUDI PRECEDENTI</b> .....	« 11
<b>III</b>	<b>- CENNI DI GEOMORFOLOGIA</b> .....	« 15
<b>IV</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	« 17
<b>V</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> .....	« 19
1	- BASAMENTO METAMORFICO AUSTROALPINO .....	« 19
1.1	- FALDA DEL TONALE: UNITÀ DEL TONALE .....	« 21
1.1.1	- <i>Paragneiss a sillimanite</i> .....	« 21
1.1.2	- <i>Ortogneiss</i> .....	« 25
1.1.2.1	- Gneiss con occhi di feldspato .....	« 25
1.1.3	- <i>Anfiboliti</i> .....	« 26
1.1.4	- <i>Marmi</i> .....	« 27
1.2	- FALDA DEL TONALE: UNITÀ D'ULTIMO .....	« 27
1.2.1	- <i>Paragneiss a granato e cianite</i> .....	« 28
1.2.1.1	- Migmatiti stromatiche.....	« 29
1.2.2	- <i>Paragneiss a due miche</i> .....	« 31
1.2.3	- <i>Peridotiti</i> .....	« 32
1.2.4	- <i>Ortogneiss</i> .....	« 33
1.2.4.1	- Ortogneiss con occhi di feldspato .....	« 34
1.3	- FALDA DELL'ORTLES-CAMPO: UNITÀ DI PEJO.....	« 34
1.3.1	- <i>Micascisti a granato e staurolite</i> .....	« 35
1.3.1.1	- Litofacies quarzosa .....	« 35
1.3.2	- <i>Ortogneiss</i> .....	« 37
1.3.3	- <i>Anfiboliti</i> .....	« 37
1.3.4	- <i>Marmi</i> .....	« 37
1.3.5	- <i>Ortogneiss di Martello: filoni pegmatitici</i> .....	« 38
2	- ALPI MERIDIONALI .....	« 38
2.1	- BASAMENTO METAMORFICO: UNITÀ DI BRESSANONE.....	« 38
2.1.1	- <i>Fillade quarzifera</i> « .....	« 39
2.1.1.1	- Cornubianiti.....	« 39
2.2	- MAGMATISMO PERMIANO.....	« 39
2.2.1	- <i>Granodiorite di Monte Croce</i> .....	« 40
2.2.1.1	- Filoni aplitici .....	« 41
2.2.2	- <i>Filoni riodacitici</i> .....	« 41
2.2.3	- <i>Laccolite di Plazzoles</i> .....	« 42
2.2.4	- <i>Corpo di Terlano</i> .....	« 42
2.2.5	- <i>Filoni porfirici a megafeldspati</i> .....	« 43

2.2.6	- Conglomerato basale Auct. ....	«	45
2.2.6.1	- Tuff riolitici .....	«	46
2.2.7	- Formazione di Monte Luco .....	«	46
2.2.7.1	- Tuff-breccia e tuff .....	«	49
2.2.7.2	- Epiclastiti .....	«	50
2.2.7.3	- Lave andesitiche .....	«	50
2.2.7.4	- Lave riolitiche .....	«	50
2.2.8	- Formazione di Castel Leone .....	«	51
2.2.9	- Formazione di Gargazzone .....	«	52
2.2.10	- Formazione di Verano .....	«	53
2.2.11	- Formazione di Avelengo .....	«	53
2.2.12	- Formazione di Nalles .....	«	54
2.2.12.1	- Membro di San Maurizio .....	«	55
2.2.12.2	- Membro di S.S. Cosma e Damiano .....	«	56
2.2.13	- Formazione di Guncina .....	«	57
2.2.13.1	- Facies conglomeratica .....	«	58
2.2.13.2	- Facies arenitica e/o pelitica .....	«	58
2.2.14	- Formazione di Gries .....	«	58
2.2.14.1	- Breccie vulcanoclastiche .....	«	59
2.2.15	- Formazione di Andriano .....	«	59
2.2.15.1	- Filone andesitico .....	«	61
2.2.15.2	- Lava andesitica .....	«	61
2.2.16	- Formazione di Tregiovo .....	«	62
2.2.16.1	- Facies conglomeratica .....	«	62
2.2.16.2	- Facies pelitica .....	«	63
2.2.17	- Formazione di Ora .....	«	64
2.2.17.1	- Membro di Predonico .....	«	65
2.2.17.2	- Vitrofiro .....	«	67
2.2.18	- Cenni sull'evoluzione vulcano-tettonica .....	«	67
2.2.19	- Geochimica .....	«	68
2.2.20	- Età radiometriche .....	«	71
2.3	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-CENOZOICA .....	«	73
2.3.1	- Arenaria di Val Gardena .....	«	74
2.3.2	- Formazione di Werfen .....	«	75
2.3.2.1	- Membri di Tesero e Mazzin .....	«	75
2.3.2.2	- Orizzonte di Andraz e membro di Siusi .....	«	76
2.3.2.3	- Oolite a gasteropodi e membro di Campil .....	«	77
2.3.2.4	- Membri di Val Badia, Cencenighe e San Lucano .....	«	78
2.3.3	- Dolomia del Serla inferiore .....	«	79
2.3.4	- Carniola di Bovegno .....	«	81
2.3.5	- Calcare di Angolo .....	«	81
2.3.6	- Formazione a Gracilis .....	«	82

2.3.7	- <i>Conglomerato di Voltago</i> .....	«	83
2.3.8	- <i>Formazione di Giovo</i> .....	«	84
2.3.8.1	- <i>Membro del Passo Palade</i> .....	«	84
2.3.8.2	- <i>Membro di Cortaccia</i> .....	«	86
2.3.8.3	- <i>Membro del Monte Ozol</i> .....	«	87
2.3.9	- <i>Formazione del Contrin</i> .....	«	87
2.3.10	- <i>Formazione dello Sciliar</i> .....	«	89
2.3.11	- <i>Calcare della Val Vela</i> .....	«	90
2.3.12	- <i>Vulcaniti basaltiche</i> .....	«	91
2.3.12.1	- <i>Lave a blocchi e brecce vulcaniche</i> .....	«	92
2.3.13	- <i>Conglomerato di Ruffrè</i> .....	«	92
2.3.14	- <i>Formazione di Travenanzes</i> .....	«	93
2.3.15	- <i>Dolomia Principale</i> .....	«	94
2.3.16	- <i>Formazione di Rotzo</i> .....	«	96
2.3.17	- <i>Oolite di San Vigilio</i> .....	«	97
2.3.18	- <i>Rosso Ammonitico Veronese</i> .....	«	97
2.3.19	- <i>Scaglia Variegata Alpina</i> .....	«	98
2.3.20	- <i>Scaglia Rossa</i> .....	«	99
2.3.21	- <i>Formazione di Val d'Agola</i> .....	«	100
2.3.21.1	- <i>Membro di Bregn da l'Ors</i> .....	«	100
2.3.21.2	- <i>Membri delle Coste di Grial e</i> <i>Sarca di Campiglio</i> .....	«	101
2.3.22	- <i>Formazione di Ponte Pià</i> .....	«	102
2.3.23	- <i>Calcare di Nago</i> .....	«	102
2.3.24	- <i>Calcari milonitici</i> .....	«	103
3	- <b>MAGMATISMO TARDO-ALPINO</b> .....	«	103
3.0.1	- <i>Tonalite</i> .....	«	104
3.0.2	- <i>Filoni ultrabasici</i> .....	«	105
3.0.3	- <i>Filoni basico-intermedi</i> .....	«	105
4	- <b>QUATERNARIO</b> .....	«	106
4.1	- <b>CRITERI DI RILEVAMENTO E STRATIGRAFIA</b> .....	«	106
4.2	- <b>UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE</b> <b>GLACIALE, INCLUSE NEL "SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE"</b> .....	«	108
4.2.1	- <i>Sintema di Foiana (FOI)</i> .....	«	108
4.2.2	- <i>Sintema di Caldaro</i> .....	«	109
4.2.3	- <i>Sintema di San Nicolò</i> .....	«	112
4.2.4	- <i>Sintema del Rio Pescara (Bacino del T. Noce)</i> .....	«	115
4.2.5	- <i>Sintema del Rio Barnes (Bacino del T. Noce)</i> .....	«	115
4.3	- <b>UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE</b> <b>("LAST GLACIAL MAXIMUM")</b> .....	«	117
4.3.1	- <i>Sintema del Garda</i> .....	«	119
4.3.1.1	- <i>Subsintema di Cloz (Bacino del T. Noce)</i> .....	«	122

4.3.1.2	- Subsintema di S. Pancrazio (Bacino del Rio Valsura)...	« 124
4.3.1.3	- Subsintema di S. Paolo.....	« 125
4.3.1.4	- Subsintema di Malga Fontana Bianca .....	« 127
4.4	- UNITÀ PERTINENTI AL POST GLACIALE.....	« 128
4.4.1	- <i>Sintema Postglaciale Alpino</i> .....	« 128
4.4.1.1	- Depositi del fondovalle atesino .....	« 128
4.4.1.2	- Depositi lacustri e palustri (fuori del fondovalle atesino)	132
4.4.1.3	- Depositi di origine mista (torrentizi e/o da debris-flow e/o da valanga) (fuori dal fondovalle atesino).....	« 133
4.4.1.4	- Depositi di frana.....	« 134
4.4.1.5	- Detriti di versante e detriti di falda; <i>rock glacier</i> ..	« 135
4.4.1.6	- Depositi colluviali ed antropici .....	« 135
<b>VI</b>	<b>- ASSETTO STRUTTURALE</b> .....	« 137
1	- LE PRINCIPALI STRUTTURE TETTONICHE .....	« 138
1.1	- LA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD .....	« 138
1.2	- LA LINEA DI RUMO.....	« 141
1.3	- LINEA DI S. ELENA .....	« 143
1.4	- LINEA DI S. VIGILIO.....	« 144
1.5	- LINEA DI FOIANA .....	« 145
1.6	- LINEA TRENTO-CLES .....	« 146
1.7	- STRUTTURE MINORI ALL'INTERNO DEL SUDALPINO.....	« 147
1.8	- LA STRUTTURA INTERNA DELLE UNITÀ AUSTROALPINE .....	« 148
1.8.1	- <i>Falda dell'Ortles-Campo</i> .....	« 148
1.8.2	- <i>Falda del Tonale</i> .....	« 150
2	- EVOLUZIONE STRUTTURALE.....	« 151
2.1	- EVOLUZIONE TETTONICA DEL BASAMENTO AUSTROALPINO .....	« 154
2.2	- LA MESSA IN POSTO DELLE "LAMELLETONALITICHE" LUNGO LA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD E LA FASE INSUBRICA (OLIGOCENE SUP.- MIOCENE INF.) .....	« 155
2.3	- L'EVOLUZIONE TETTONICA DELLE ALPI MERIDIONALI.....	« 156
2.3.1	- <i>L'evento Valsuganese (Miocene medio-superiore)</i> .....	« 156
2.3.2	- <i>L'evento Giudicariense (Messiniano-?Pliocene inf.)</i> .....	« 157
<b>VII</b>	<b>- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA</b> ..	« 159
1	- FRANE, STABILITÀ DEI VERSANTI, SUBSIDENZA .....	« 159
2	- IDROGEOLOGIA .....	« 161
3	- MINIERE .....	« 165
4	- CAVE .....	« 167
	<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	« 171

## I. - INTRODUZIONE

Il foglio 026 Appiano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 appartiene per poco più di due terzi della sua superficie alla Provincia Autonoma di Bolzano (P.A.B.) e per la restante parte alla Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.). Il settore sudoccidentale è caratterizzato dai paesaggi dell'alta Valle di Non, un'ampia conca con caratteri di altopiano rispetto al profondo solco erosivo della valle dell'Adige che lo delimita ad Est. Il massiccio del Monte Luco (2434 m) e le cime della Vedetta Alta (2627 m) separano questo comparto geografico dall'incisione della Val d'Ultimo e dai rilievi più settentrionali che culminano nella cima dei Quattro Pastori (2536 m). Ad est della valle dell'Adige si aprono i vasti altopiani di Meltina (1081 m) e San Genesio (1089 m) che digradano verso est fino alla città di Bolzano. La valle dell'Adige attraversa in diagonale l'intero territorio studiato. A nord il solco è relativamente stretto (2-3 km) allargandosi in corrispondenza della confluenza con l'Isarco presso Bolzano (240 m s.l.m.). Verso Sud il solco principale è separato mediante una stretta dorsale rocciosa (Pareti di Vadena, 638 m s.l.m.) dalla conca di Caldaro (425 m s.l.m.), una vasta piana ondulata leggermente sopraelevata rispetto al corso dell'Adige. La varietà del paesaggio che passa da culminazioni montuose elevate nel settore nord-occidentale ad ampie valli con caratteri di altopiano (Valle del Novella) e poi al solco atesino, è in gran parte il riflesso dell'alternarsi di processi di erosione e di sedimentazione in parte precedenti o forse concomitanti con le ultime espansioni glaciali.

Una parte del modellamento del territorio è riflessa nel paesaggio a forme morbide che probabilmente si presentava alla fine della glaciazione (conca di Caldaro, area di Fondo e Malosco, altopiano di Meltina e S. Ginesio); oggi, in gran parte, i centri abitati e gli spazi per le colture si dispongono su pendii poco acclivi,

posti ad altezze diverse. Sovente questi sono delimitati da scarpate d'erosione che si possono attribuire ai tipici fenomeni di incisione fluviale forse avviati già nel "Tardiglaciale", poi continuati e sviluppati nell'Olocene.

La rete idrografica si presenta secondo aspetti vari, condizionati dalla litologia e dall'assetto strutturale con valli strette e profonde, valli asimmetriche, gole, valli ampie e a fondo pianeggiante.

Il Fiume Adige rappresenta il corso d'acqua principale ed attraversa il Foglio da nord-ovest a sud-est raccogliendo, all'altezza di Bolzano, il contributo del fiume Isarco. Il torrente Valsura, che scorre lungo la Val d'Ultimo a nord, ed il torrente Novella in alta valle di Non drenano il comparto occidentale e si riversano nell'Adige fuori carta.

I rilevamenti condotti nell'area, nell'ambito del Progetto CARG, 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. Qui di seguito sono riassunti alcuni problemi generali relativi alla classificazione stratigrafica adottata per i rilievi geologici.

### **Basamento Austroalpino**

Il rilevamento del basamento Austroalpino ha privilegiato l'individuazione delle zone di taglio in facies degli scisti verdi, che permettono di separare differenti unità tettoniche messe in posto durante l'evoluzione alpina. Questa analisi è stata accompagnata da accurate osservazioni petrografiche, indispensabili per descrivere correttamente l'insieme di litologie tipico di ogni unità. Il lavoro svolto ha permesso una suddivisione completamente nuova rispetto al precedente Foglio 10 Bolzano a scala 1:100.000 (FABIANI *et alii*, 1957), dove il basamento era cartografato sulla base delle "facies metamorfiche" di catazona, mesozona ed epizona. Buona parte dei contatti tettonici individuati nel corso del rilevamento non era nota, o era stata male interpretata. Per questo motivo il lavoro effettuato potrà fornire importanti contributi all'interpretazione tettonica di questo settore particolarmente complesso della catena alpina.

### **Vulcaniti permiane**

Rispetto al precedente e limitrofo Foglio 027 Bolzano a scala 1:50.000, nel rilevamento delle unità vulcaniche si è adottato un approccio vulcanologico-litostratigrafico, fondato sull'individuazione dei corpi in base alla litologia, alla loro facies vulcanica, nonché sul riconoscimento delle relative geometrie e conseguente mappatura delle superfici limite secondo i metodi della stratigrafia fisica. A questo si è affiancato lo studio della composizione definita attraverso l'analisi ottico-petrografica e geochemica. Ne è risultata una stratigrafia basata su un considerevole numero di unità formazionali di nuova istituzione.



### **Coperture sedimentarie permo-cenozoiche**

Rispetto al precedente foglio geologico alla scala 1:100.000 Bolzano è stata eliminata la Formazione a Bellerophon che, in realtà, nell'area corrisponde alla base della Fm. di Werfen, profondamente dolomitizzata e localmente mineralizzata a Pb-Zn.

I problemi principali di stratigrafia sono posti dalla successione anisica che qui rappresenta una innovazione rispetto alla cartografia precedente. Sopra l'insieme dolomia del Serla inferiore/carniola di Bovegno è stata distinta un'unità calcarea di acque basse riferita alla formazione a Gracilis. Segue verso l'alto una unità clastica riferita al conglomerato di Voltago (Pelsonico *p.p.*), cui succede una successione mista clastico/carbonatica indicata come formazione di Giovo (Pelsonico *p.p.*) separata dalla Formazione del Contrin mediante una superficie di esposizione subaerea o da livelli vulcanoclastici. Ad essa segue la Formazione dello Sciliar.

La nomenclatura applicata alle successioni permo-mesozoiche del Foglio Apiano ricalca quella istituita nell'area delle Dolomiti Occidentali e delle Prealpi Venete. 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.

### **Quaternario**

Per il Quaternario si sono seguiti i criteri innovativi raccomandati nei Quaderni del Serv. Geol. d'Italia (AA.VV., 1992 e [www.apat.gov.it](http://www.apat.gov.it)) e i risultati del coordinamento realizzato dal "Sottocomitato Alpi" nel 2002-2003. In particolare il criterio di base sta nella scelta delle "unità stratigrafiche a limiti inconformi" (UBSU), adattandolo alle situazioni osservate nelle aree montagnose interne delle Alpi. Si distinguono supersintemi, sintemi e subsintemi, questi ultimi per le unità definite in base a discontinuità di significato locale (e non correlate, per ora, tra area ed area).

PROGETTO  
CARG

## II. - STUDI PRECEDENTI

### Gli studi geologici

Dopo i lavori esplorativi di LEPSIUS (1878), STACHE (1880), BITTNER (1881, 1883) e WOLF (1905, 1908), i primi studi specifici sui terreni della catena della Mendola, della conca di Merano e dell'alta Anaunia si devono a GUÉMBEL (1873) e a RICHTHOFEN (1874) che confrontano i terreni triassici delle pareti strapiombanti sulla Val d'Adige (zona della Mendola) a quelli delle Dolomiti occidentali (Sciliar). Pochi anni dopo, 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 VACECK (1881, 1894) e HAMMER (1911), volti alla realizzazione della *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie* alla scala 1:75.000 pubblicata nel 1903. SCHUBERT (1900a, b), studia i foraminiferi delle formazioni mesozoiche, mentre negli anni successivi e con l'intervallo del primo conflitto mondiale, SALOMON (1905), HERITSCH (1915), SPITZ (1920) e KLEBELSBERG (1935) ne delineano un quadro stratigrafico e strutturale generale. PIA (1929, 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 (1915, 1919, 1922, 1930) sul Terziario, 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'area del Foglio Appiano sono prese in considerazione gettando le basi per una moderna revisione della geologia dell'area.

Il riconoscimento della natura ignimbritica di molte vulcaniti atesine ("porfidi quarziferi") si deve a MITTEMPERGHER (1958, 1962). D'AMICO & GHEZZO (1963) e BRONDI *et alii* (1970a) svolgono studi petrografici e stratigrafici rispettivamente nel settore meridionale (area Val di Cembra ed Altopiano di Piné) ed in quello settentrionale (Val d'Isarco e Val Sarentino). In particolare nell'area settentrionale si individua una successione tipo, consistente di un Gruppo inferiore a composizione latitandesitico-dacitica con prevalenti lave e tufi, un Gruppo intermedio con prevalenti ignimbriti rioclitiche e sottili livelli epiclastici, ed un Gruppo superiore costituito da ignimbriti e lave riolitiche, separato dal precedente da una potente successione alluvionale. Questo quadro viene sostanzialmente confermato da BRONDI *et alii* (1972; 1976), BRANDNER & MOSTLER (1982), MOSTLER (1986) e da BARGOSSO *et alii* (1996). BARGOSSO & D'AMICO (1988) studiano la successione del Luco e ne riconoscono il carattere peculiare rispetto alla rimanente piattaforma porfirica. Parte della successione vulcanica è stata negli anni '80 e '90 oggetto di studi che ne hanno meglio definito la stratigrafia (D'AMICO, 1979, 1986; BARGOSSO *et alii*, 1983; BARGOSSO & D'AMICO, 1988; D'AMICO & DEL MORO, 1988; BARGOSSO *et alii*, 1999a, b).

Tra i depositi clastici intravulcanici la formazione probabilmente più studiata è indubbiamente quella di Tregiovo. Ad essa sono dedicati numerosi lavori di carattere biostratigrafico (CASSINIS & DOUBINGER, 1991, 1992; BARTH & MOHR, 1994; CONTI *et alii*, 1997), e giacimentologico (MOSTLER, 1965, 1966; HADITSCH & MOSTLER, 1974; KLAU & MOSTLER, 1983). Il contesto stratigrafico e paleostrutturale, nonché alcuni aspetti sedimentologici, sono discussi in GIANNOTTI (1963), FUGANTI & ULCIGRAI (1965), ULCIGRAI (1969), BARGOSSO *et alii* (1983), ASTL & BREZINA (1986), CASSINIS & NERI (1990, 1992), BAMPI (1994), CASSINIS *et alii* (1992, 1993, 1998), JIN *et alii* (1998), NERI *et alii* (1999).

La formazione delle Arenarie della Val Gardena è stata recentemente ride-scritta dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico da MASSARI *et alii* (1988; 1994), e MASSARI & NERI (1997) che presentano alcune sezioni (Rio Gaido, Rio del Bavaro, S. Genesio) affioranti nell'ambito del Foglio Appiano. FELS (1982) fornisce uno studio a forte caratterizzazione geochimico-giacimentologica su sezioni pressoché integralmente localizzate nel Foglio Appiano, inquadrandole anche dal punto di vista sedimentologico e strutturale. Gli aspetti giacimentologici delle Arenarie di Val Gardena, con notevoli riferimenti all'area del Foglio Appiano, sono stati trattati da WOPFNER *et alii* (1983).

Per la Formazione di Werfen del Foglio Appiano (BOSELLINI, 1968; ROSSI, 1969; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1982,

1990; NERI & POSENATO, 1985) non esistono studi stratigrafici pubblicati: fanno eccezione i riferimenti alla parte inferiore della formazione, corrispondente al Membro di Tesero, affiorante nei dintorni di Tregiovo e di Proves contenuti in BROGLIO LORIGA *et alii* (1990), in CASSINIS *et alii* (1993) ed in alcune tesi di laurea (CAVAZZINI, 1973; BORGHESI, 1984).

Lo stesso discorso vale per la formazione del Serla (PIA, 1937, BECHSTÄDT & BRANDNER, 1971, FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979), che tra l'altro, nei rari studi in cui compare con una sua descrizione, risulta inglobata nella Formazione di Werfen (vedi p.e. ULCIGRAI, 1969).

La successione anisica è stata analizzata, in passato, solo da KREIS (1970), che descrive sommariamente due sezioni stratigrafiche affioranti presso il Passo Palade. Un lavoro a carattere sedimentologico a più ampio respiro, è stato condotto da BINI (1994) (tesi di laurea, Università di Ferrara) e la presenza di tracce di vertebrati continentali in queste unità è stata recentemente segnalata da AVANZINI & NERI (1998) e AVANZINI (1999a, 1999b).

Dopo i lavori di RICHTHOFEN (1874), alla dolomia della Mendola fanno riferimento solo VENZO & FUGANTI (1965) e BINI (1994), senza peraltro aggiungere nulla di significativo.

Per il Quaternario, dopo la sintesi di Penck (in PENCK & BRÜCKNER, 1909) i principali problemi aperti riguardavano la presenza di corpi ghiaiosi ritenuti "alluvionali" sottostanti a depositi glaciali, che Penck interpretava ammettendo una o più fasi di riavanzata glaciale (Stadio di Bühl) nel post-würmiano e da definire valle per valle. KLEBELSBERG (1926, 1935), riconsiderando le vallate atesine, concludeva per l'evidenza di una fase alluvionale "interglaciale". Per l'area dell'Oltradige (sella di Caldaro-Appiano) la questione fu ripresa dalla EBERS (1972) e da CASTIGLIONI & TREVISAN (1973), i quali hanno distinto le ghiaie deposte prima dell'ultimo grande evento glaciale "würmiano" e altri sedimenti ritenuti "tardiglaciali", prevalentemente sabbiosi, accumulatisi ai margini del ghiacciaio in fase di fusione. Per l'area della Val di Non gli studi hanno avuto carattere soprattutto geomorfologico ad opera di CALLEGARI (1931) e di SAURO (1974), a proposito delle complicazioni del sistema di valli e di forre (in parte sepolte o comunque disattivate).

Contributi più recenti su singoli aspetti del Quaternario in Val d'Adige riguardano la sedimentazione olocenica in rapporto con le risultanze dei dati archeologici (COLTORTI & DAL RI, 1991) e la caratterizzazione dei suoli delle coperture quaternarie dell'Oltradige (THALHEIMER & BERGER, 1998).

### **Cartografia precedente**

Il territorio del Foglio Appiano al 50.000 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 alii* (1981). Il Foglio Appiano confina ad est con il Foglio 027-Bolzano al 50.000, foglio geologico relativamente recente (BRONDI *et alii*, 1972), accompagnato da note illustrative e da un “commento” consistente in un ampliamento delle note illustrative (BRONDI *et alii*, 1976).

La cartografia geologica più antica risale ai tempi in cui nel Trentino e nel Tirolo meridionale operava il Servizio geologico austro-ungarico che tra il 1881 ed il 1911 portò alla realizzazione della *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie* alla scala 1:75.000; il foglio 20 Cles (Blatt 20 Cles) fu pubblicato nel 1903 (VACECK, 1881, 1884, 1903b; VACECK & 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., DAL PIAZ (1942) (area di Val d’Ultimo e Monte Croce), FUGANTI (1965) (area del Lago di Caldaro, al margine sud del foglio), ULCIGRAI (1969) (area di Tregiovo e Lauregno). Recentemente è stata pubblicata la “Tavola 26 III - Fondo” della Carta Geologica in scala 1:25.000 della Provincia Autonoma di Trento con relative note illustrative (AVANZINI *et alii*, 2001).

### III. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

A grandi linee, l'area rappresentata nel foglio comprende le unità orografiche seguenti:

1 - Parte dell'"Altopiano porfirico di Bolzano", nel settore di Mèltina e S. Genesio; qui l'altitudine tocca come massimo i 1527 m.

2 - La Val d'Adige, quasi sempre a fianchi ripidi; il fondovalle alluvionale è largo in media 2,5 km e ha quote digradanti da 260 a 220 m s.l.m.. Notevoli particolarità di interesse geomorfologico sono presenti ad ovest del fiume: non solo vi trovano spazio evidenti terrazzi in roccia, sui 600-900 m, ma, in più, si individua una grande paleovalle, sepolta sotto sedimenti pleistocenici; si tratta del territorio denominato "Oltradige", "*Überetsch*"; questi sedimenti sono bene esposti in una larga insellatura ("sella di Caldaro-Appiano") che in buona parte ha la superficie pianeggiante come un terrazzo, posta a circa 200 m rispetto al fondovalle atesino attuale. Una dorsale rocciosa, costituita da vulcaniti del Permiano, detta comunemente "Monte di Mezzo" (quota massima m 644), separa l'Oltradige dalla Val d'Adige in senso stretto. La dorsale doveva un tempo separare la primitiva valle dell'Adige, ad Ovest, da quella in origine percorsa dall'Isarco-Talvera, ad Est: cioè dovevano esistere due valli circa parallele dirette a Sud, e la confluenza tra Isarco e Adige doveva trovarsi più a Sud (fuori carta). Per i sedimenti quaternari che occupano la paleovalle nell'Oltradige, le parti affioranti sono di notevole significato per lo studio evolutivo delle valli alpine interne nel Pleistocene, ma mancano dati sullo spessore complessivo e sulla stratigrafia dei sedimenti sepolti.

3 - La "Catena della Méndola" separa il bacino della Val d'Adige da quello della Val di Non (Torrente Noce). E' asimmetrica e si presenta come una gigantesca *cuesta*, con fronte alta e dirupata sul lato della Val d'Adige. Essa culmina con i monti Pénegal (1737 m) e Macaión (1866 m). Non mancano evidenze di morfologia carsica.

4 - Lungo lo stesso spartiacque tra l'Adige e il Noce si eleva, isolato, anche il M. Luco (2434 m) formato da una massa di vulcaniti permiane fortemente sollevata tra la "linea di Foiana" e la "linea delle Giudicarie". Sui suoi fianchi si sviluppano tipici circhi glaciali e, poco più in basso, begli esempi di "rocce montonate".

5 - La Val di Non, limitatamente alla sua parte settentrionale è costituita come un bacino morfotettonico asimmetrico, caratterizzato da altopiani debolmente inclinati nel settore Est, e da una rete di forre di incisione fluviale modellate nelle rocce calcaree, al centro. A Sud-Ovest la dorsale arrotondata del M. Ozol (1566 m) separa due bacini idrografici minori, tributari del Noce: il Rio Novella e il Rio Pescara.

6 - Un tratto della Val d'Ultimo è rappresentato nell'angolo Nord-Ovest del foglio. Questa è una delle valli confluenti nell'Adige da destra. Ai suoi lati si elevano le estreme diramazioni orientali del Gruppo Ortles-Cevedale, che presentano creste dirupate e circhi; la quota più alta è qui raggiunta dal M. Vedetta Alta (2627 m) nel sottogruppo detto "Monti delle Maddalene".

Questo sommario inquadramento va completato tenendo conto della posizione centrale dell'area rispetto alle Alpi orientali e meridionali, centrale anche rispetto al grande sistema delle vallate atesine: molte valli convergono da più lati. Ciò ha importanza per lo studio dell'evoluzione in grande della rete idrografica durante il Neogene e, per le fasi più fredde del Pleistocene, per lo studio delle grandi colate glaciali che qui si riunivano venendo a formare un estesissimo ghiacciaio unitario ("Ghiacciaio dell'Adige") che poi proseguiva verso Sud (PENCK & BRÜCKNER, 1909, e Autori successivi).

Un problema geomorfologico ancora non risolto riguarda la conformazione del substrato roccioso sepolto sul fondo della Val d'Adige (cfr. comma V.4.4.4.1)

*Carsismo* - I massicci carbonatici dell'alta Anaunia mostrano evidenti fenomeni carsici superficiali. Sono comuni macro e microforme di dissoluzione epigea, doline, inghiottitoi, valli carsiche. Sono ben documentate anche cavità ipogee, talvolta di considerevole sviluppo. Tutta la catena Penegal-Macaion 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. Nella zona del monte Toval si aprono alcune depressioni da sprofondamento formatesi per il collasso della copertura di Dolomia Principale su complessi carsici localizzati a poche decine o pochi metri di profondità tra la Dolomia dello Sciliar e la Formazione di Travenanzes.

Grotte e cunicoli a sviluppo orizzontale si affacciano sulle pareti che bordano 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 Dovenà 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).



#### IV. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I terreni del Foglio Appiano appartengono prevalentemente alle Alpi meridionali o Sudalpino, ma ad ovest della linea delle Giudicarie Nord un ampio settore appartiene all'Austroalpino con terreni metamorfici di medio ed alto grado. La successione sudalpina va dal basamento metamorfico di età varisica ad unità sedimentarie di età oceanica. Il basamento Sudalpino è costituito da filladi, intruse da plutoni e filoni di età permiana inferiore (Granodiorite di Monte Croce). Esso è ricoperto dalla potente successione vulcanica dello spessore di 1500-2000 m ("*Bozener Quarzporphyr*", "Vulcaniti Atesine", "Distretto Vulcanico Atesino", "Complesso Vulcanico Atesino" degli Autori), datata al Permiano inferiore, coeva e comagmatica alle sopracitate intrusioni. Le coperture sedimentarie permio-mesozoiche presentano spessori relativamente ridotti rispetto alle aree adiacenti delle Dolomiti occidentali e delle Prealpi Venete. Sono inoltre abbondantemente lacunose per quanto riguarda il Triassico (in particolare nell'intervallo Ladinico superiore-Carnico) e peculiari per caratteri sedimentologici.

In sostanza, l'area interposta tra la Val d'Adige e le Giudicarie confermerebbe la persistenza del suo carattere di alto relativo, già segnalato a livello del Permiano superiore-Triassico inferiore da vari autori (ITALIAN IGCP 203 GROUP, 1986; CASSINIS *et alii*, 1988; 1999), durante l'intero Mesozoico.

Il basamento Austroalpino del foglio "Appiano" può essere suddiviso in due grandi unità tettoniche, denominate rispettivamente falda dell'Ortles-Campo e falda del Tonale (MARTIN *et alii*, 1991; MARTIN *et alii*, 1998a). Ad occidente del Foglio "Appiano" le due unità sono separate dalla linea di Pejo (ANDREATTA, 1948), che è il più importante contatto tettonico di età alpina in questa porzione del basamento Austroalpino. All'interno del Foglio Appiano la linea di Pejo non affiora e la falda del Tonale è separata dalla falda dell'Ortles-Campo da un con-

tatto tettonico differente per giacitura e per cinematica.

La falda del Tonale, estesa dal Lago di Como a Merano, è composta dall'unità del Tonale, costituita da paragneiss a sillimanite associati a marmi e metabasiti (*Tonaleschiefer* secondo SALOMON, 1901) e dall'unità d'Ultimo, costituita da un complesso di migmatiti a cianite associate a peridotiti e metabasiti con relitti eclogitici. Questa caratteristica associazione litologica indica che l'unità d'Ultimo è stata metamorfosata in condizioni di medio-alto grado e alta pressione, all'interno di una crosta inspessita. Dati radiometrici  $^{207/206}\text{Pb}$  sugli zirconi (HAUZENBERGER *et alii*, 1993), e Rb/Sr sulle miche (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1998a) documentano che questo evento è di età varisca.

L'unità d'Ultimo è localizzata nella porzione centrale della falda del Tonale e, all'interno del foglio "Appiano", è delimitata da contatti tettonici di età alpina. Il più importante è costituito dalla linea di Rumo (MORTEN *et alii*, 1976), una faglia che perde gradualmente di importanza verso SW, tanto che nei pressi di Rabbi non è più possibile individuare un limite netto tra i due complessi di basamento. L'unità del Tonale, invece, è rappresentata da due sottili scaglie di basamento, orientate NE-SW e delimitate da importanti contatti tettonici. La prima scaglia è compresa tra la linea delle Giudicarie e la linea di Rumo, mentre la seconda è localizzata in corrispondenza del limite nordoccidentale della falda del Tonale, a contatto con la falda dell'Ortles-Campo.

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 del territorio. Tali depositi sono particolarmente ben rappresentati nei solchi vallivi principali dove i corpi sedimentari mostrano complessi rapporti di sovrapposizione ed eteropia.

## V. - STRATIGRAFIA

### 1. - BASAMENTO METAMORFICO AUSTROALPINO

Il basamento cristallino affiorante a tetto della linea delle Giudicarie Nord nel Foglio Appiano appartiene alla falda del Tonale (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998), estesa dal Lago di Como a Merano, e alla falda dell'Ortles-Campo, denominata anche falda di Campo (ad esempio, in THÖNI, 1981; SCHMID & HAAS, 1989), che costituisce il basamento della copertura mesozoica scollata affiorante nel gruppo dell'Ortles (Fig. 1). A sua volta la falda del Tonale può essere suddivisa in due unità: i) un complesso di basamento costituito in buona parte da paragneiss a sillimanite con intercalazioni di anfiboliti e marmi denominato unità del Tonale seguendo gli autori precedenti (*Tonaleschiefer* secondo SALOMON, 1901); ii) un complesso costituito da paragneiss e migmatiti a cianite con intercalazioni di metagranitoidi e rare eclogiti anfibolitizzate affiorante nel settore centrale della falda del Tonale e riferibile all'Unità d'Ultimo.

Nell'area del Foglio "Appiano" è stato possibile delimitare la falda dell'Ortles-Campo e le due unità che costituiscono la falda del Tonale, in quanto sono separate da importanti contatti tettonici di età alpina (Fig. 2). Le zone di taglio milonitiche associate ai contatti tettonici, che derivano da intensa deformazione localizzata di differenti protoliti, sono state cartografate con un sovrassegno sovrapposto alla litologia originaria. Le miloniti si sono sviluppate in buona parte all'interno del basamento Austroalpino e sono legate a una deformazione avvenuta in condizioni di basso grado. E' possibile ricavare l'età delle zone di taglio tramite analisi isotopiche Rb/Sr e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sulle miche provenienti dalle miloniti o dalle rocce di basamento che affiorano in prossimità del contatto tettonico. In

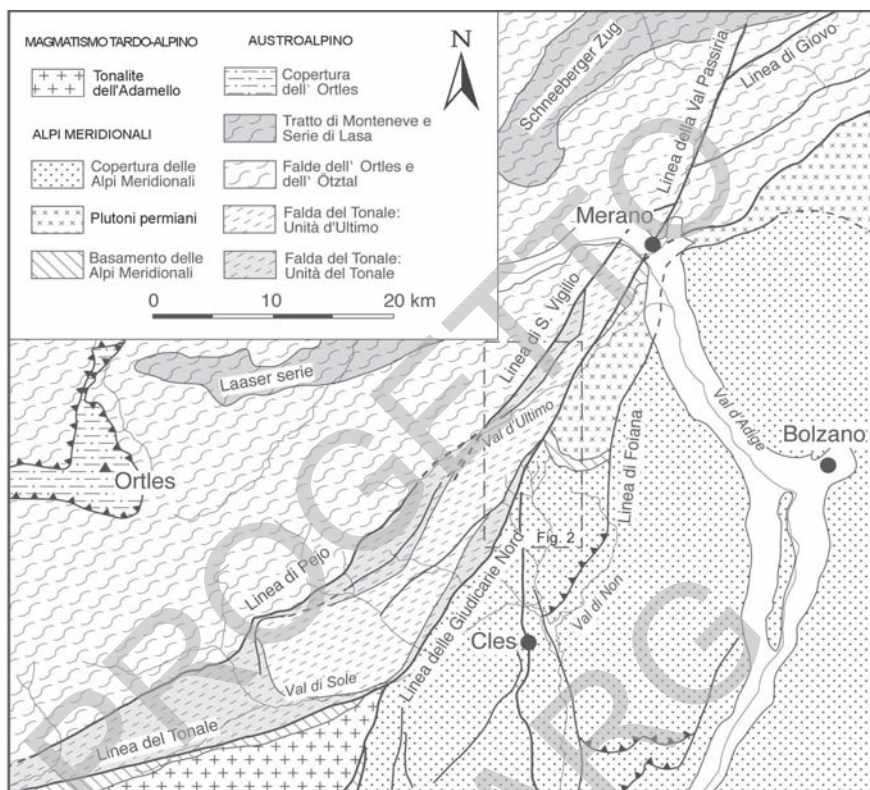


Fig. 1 - Schema geologico strutturale dell'area in cui è compreso il foglio Appiano. Il quadrato indica l'area coperta dalla Fig. 2

alcuni casi è possibile datare direttamente le pseudotachiliti, cioè rocce vetrose derivanti da fusione parziale in seguito a un rapido movimento lungo un piano di faglia, utilizzando il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Infine il movimento lungo una faglia può essere datato misurando l'età di esumazione delle rocce separate dal contatto tettonico utilizzando il metodo delle tracce di fissione sull'apatite o sullo zirconio. Questi metodi sono stati recentemente utilizzati per datare una parte delle linee tettoniche affioranti nell'area del foglio "Appiano" (THÖNI, 1981; MÜLLER *et alii*, 2001; VIOLA *et alii*, 2001; SPIESS *et alii*, 2001). I risultati indicano che i contatti tra le unità tettoniche del basamento Austroalpino sono di età alpina, legati a un'evoluzione tettonica piuttosto lunga, compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene. A questo intervallo di età deve essere quindi riferito il metamorfismo di basso grado frequentemente associato alla deformazione lungo le linee tettoniche.

### 1.1. - FALDA DEL TONALE: UNITÀ DEL TONALE

Sono state incorporate nell'unità del Tonale tutti i paragneiss a sillimanite, associati ad orizzonti di anfiboliti, ortogneiss oltre a eventuali lenti di marmi. Nel foglio "Appiano" queste litologie affiorano in due fasce orientate NNE-SSW, che presentano una massima ampiezza di circa 1 km, delimitate da contatti tettonici di importanza regionale. La fascia compresa tra la linea di Rumo ad Ovest e la linea delle Giudicarie Nord ad 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 lungo il Rio Marano, in Val d'Ultimo. La fascia localizzata lungo il contatto tra la falda dell'Ortles-Campo e la falda del Tonale è delimitata dalla linea di S. Vigilio a NW e dalla linea di S. Elena a SE (Fig. 2). Essa tende a restringersi verso SW e in prossimità di S. Valburga assume un'ampiezza di soli 200 m. Ad ovest l'unità del Tonale è coperta dalle alluvioni della Val d'Ultimo ed affiora nuovamente in corrispondenza della Val Clapa all'interno del Foglio 025 "Rabbi" (MARTIN *et alii*, 1998). Ancora più ad occidente, in corrispondenza della Val di Pejo (Foglio 042 "Malè"; Fig. 1), l'unità d'Ultimo termina e le due fasce dell'unità del Tonale si uniscono.

L'evento metamorfico principale osservabile nei paragneiss dell'unità del Tonale è in facies anfibolitica. Il metamorfismo è sicuramente prealpino e probabilmente legato all'evento varisco, anche se l'età del picco metamorfico non è stata ancora documentata con certezza. Secondo DEL MORO & NOTARPIETRO (1987) in Valtellina i paragneiss dell'unità del Tonale sono intrusi da granitoidi del Permiano inferiore, successivi quindi al picco metamorfico. L'evento alpino, riconoscibile solamente lungo zone di taglio localizzate, è avvenuto in facies degli scisti verdi di basso grado. Le età radiometriche Rb/Sr e K/Ar ottenute sulle miche in varie porzioni dell'unità del Tonale, tra la Valtellina e la Val di Sole, variano dal Paleozoico superiore al Paleocene (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1998) e possono essere interpretate come età di raffreddamento pre-alpine variamente influenzate dalla locale sovrainpronta alpina. Nell'area del foglio "Appiano" sono state ottenute età  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sulla mica bianca che variano da  $223.5 \pm 1.8$  a  $199.2 \pm 1.9$  Ma (Spiess *et alii*, 2001), simili a quelle ricavate con il metodo Rb/Sr sulla biotite ( $199 \pm 4$  e  $198 \pm 6$  Ma). Si tratta di età analoghe a quelle ottenute utilizzando gli stessi metodi nell'unità d'Ultimo, probabilmente legate al progressivo raffreddamento dell'unità del Tonale nel corso del Mesozoico.

#### 1.1.1. - Paragneiss a sillimanite (TTP)

Le due aree di affioramento dei paragneiss dell'unità del Tonale sono localizzate

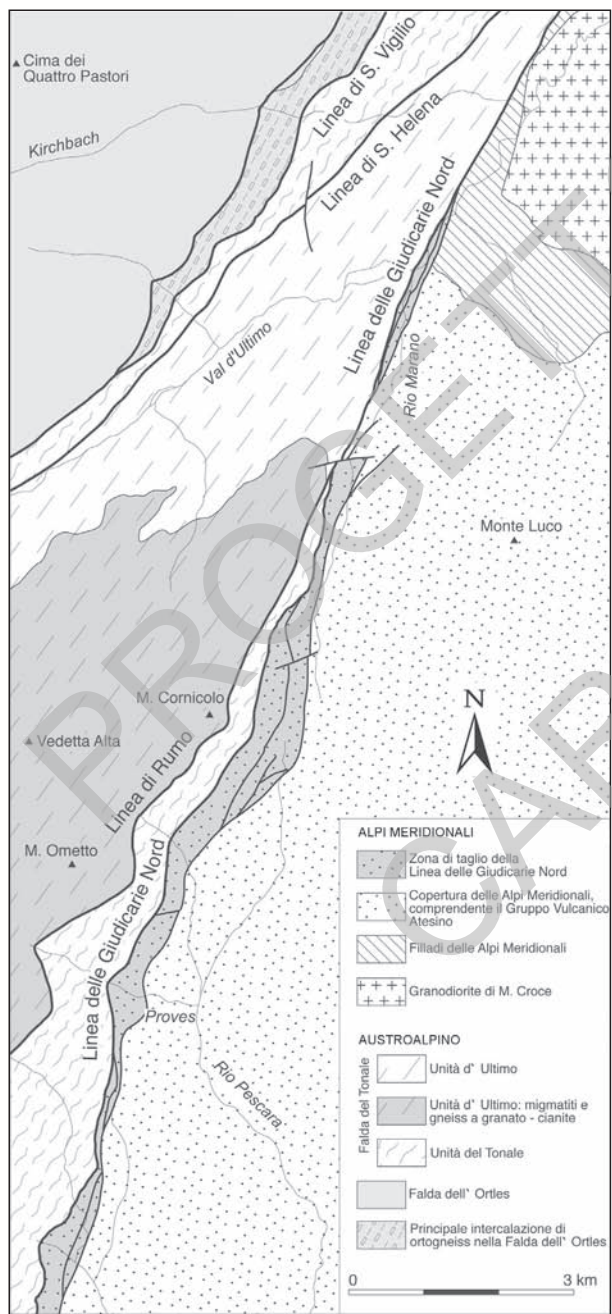


Fig. 2 - Schema delle unità tettoniche del basamento austroalpino presenti nel foglio "Appiano". E' indicata anche la ampia zona di taglio associata alla linea delle Giudicarie



a tetto della linea delle Giudicarie Nord e a letto del contatto tra l'unità del Tonale e la falda dell'Ortles-Campo. Nella prima area gli affioramenti principali possono essere osservati lungo la sinistra idrografica del Rio Marano, sul versante orientale del M. Ometto e sul M. Faiden. La seconda è localizzata lungo il versante sinistro della Val d'Ultimo e i paragneiss affiorano in particolare nella zona di S. Elena (Halsmann) e lungo il Kirchbach. Si tratta di rocce caratterizzate da un'evidente foliazione definita da biotite e mica bianca con granato generalmente di piccole dimensioni, difficilmente visibile a scala dell'affioramento. L'associazione mineralogica comprende plagioclasio, biotite, mica bianca, K-feldspato, granato e sillimanite. Anche se la mineralogia riscontrata nelle due aree di affioramento è analoga, sono state osservate alcune differenze microstrutturali che documentano un'evoluzione metamorfica differente.

Nell'area localizzata a tetto della linea delle Giudicarie Nord la sillimanite può essere prismatica oppure fibrolitica. Nel secondo caso la fibrolite è generalmente concresciuta con la biotite (Fig. 3a). Il granato è di piccole dimensioni (da 0,2 a 1 mm circa) e subidiomorfo o, in altri casi, scheletrico. 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 stauroilite. Una caratteristica frequentemente osservata nei paragneiss localizzati a tetto della linea delle Giudicarie Nord è la completa sostituzione del granato da parte di un aggregato costituito da biotite e sillimanite. Questa evidenza microstrutturale può essere spiegata con una reazione di idratazione del tipo:  $\text{K-feldspato} + \text{granato} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{biotite} + \text{sillimanite} + \text{quarzo}$ .

A letto del contatto con la falda dell'Ortles-Campo i paragneiss contengono un granato di dimensioni inferiori al millimetro, caratterizzato da inclusioni di

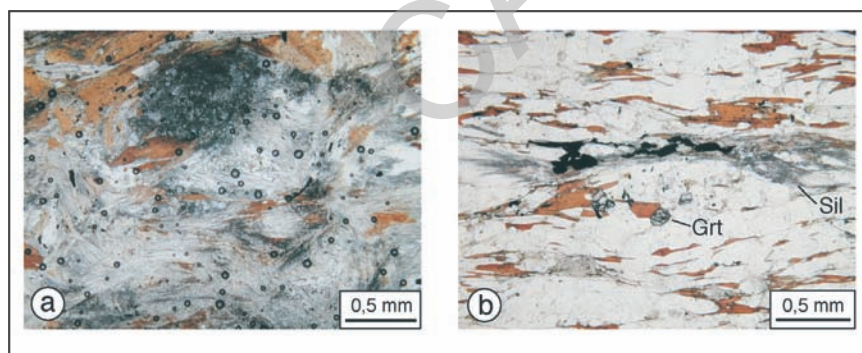


Fig. 3 - Paragneiss dell'unità del Tonale. (a) Sillimanite fibrolitica associata a biotite in un paragneiss. Campione ANBN50; località: M. Ometto, versante Est, q. 1760 (Nicols paralleli). (b) Paragneiss con sillimanite fibrolitica (Sil) e granato (Grt). Campione DABA31A; località: strada per Stafflertal (Nicols paralleli)

biotite, mica bianca e quarzo. I fenomeni di pseudomorfosi del granato non sono mai stati osservati. La sillimanite è poco diffusa e rappresentata esclusivamente da fibrolite, associata alla biotite o inclusa nel plagioclasio (Fig. 3b). La staurolite è rara e sempre di piccole dimensioni.

Nella zona del M. Faiden, localizzata a tetto della linea delle Giudicarie Nord, nei paragneiss sono presenti intercalazioni di gneiss a grana fine, di spessore decimetrico o metrico. 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 prevalentemente dalla biotite, ed è parallela alla foliazione regionale visibile nei paragneiss.

L'analisi strutturale dei paragneiss può essere effettuata più accuratamente nell'area localizzata a tetto della linea delle Giudicarie Nord. 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. 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 nell'area localizzata a tetto della linea delle Giudicarie Nord è presente una evidente alternanza composizionale, a scala millimetrica o centimetrica, legata alla presenza di bande leucocratiche (*Q-domains*) a K-feldspato, plagioclasio e quarzo, alternate a bande melanocratiche (*M-domains*), costituite in prevalenza da biotite e mica bianca. Questa tipica struttura conferisce localmente ai paragneiss l'aspetto di migmatiti. A questo proposito bisogna notare come l'evidenza di un'incipiente fusione parziale in corrispondenza del picco metamorfo è già stata segnalata in paragneiss analoghi nella zona del Passo del Tonale (MARTIN *et alii*, 1998).

Una fase deformativa successiva, visibile in entrambe le aree di affioramento dell'unità del Tonale, 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 metamorfa, in quanto determina unicamente *kinking* nella biotite e nella mica bianca e formazione di bande e lamelle di deformazione (*deformation bands* e *deformation lamellae*) e ricristallizzazione dinamica nel quarzo. La foliazione  $S_3$  può essere quindi definita come un clivaggio di crenulazione, legato a dissoluzione per pressione. Questa deformazione è talvolta associata alla cloritizzazione della biotite e del granato. Localmente si osservano *shear zones* cataclastico-milonitiche, caratterizzate dall'incipiente plasticità cristallina del quarzo. La presen-



za di quarzo stirato, kinking delle miche e cloritizzazione del granato è riferibile ad eventi alpini. Ciò è in parte legato al particolare assetto dell'unità del Tonale, che affiora all'interno di sottili scaglie tettoniche delimitate da importanti contatti tettonici di età alpina, come la linea delle Giudicarie Nord e la linea di Rumo, associati a fasce milonitiche in facies degli scisti verdi di basso grado.

### 1.1.2. - *Ortogneiss* (TTO)

Gli ortogneiss granitoidi sono presenti come sottili intercalazioni nei paragneiss a sillimanite in entrambe le aree di affioramento dell'unità del Tonale. Lo spessore di questi corpi è generalmente modesto, massimo fino a 15 metri.

Gli ortogneiss sono frequentemente interessati da una deformazione avvenuta in condizioni di basso grado metamorfico, probabilmente legata ai movimenti lungo i contatti tettonici principali. Lungo il versante sinistro della Val d'Ultimo gli ortogneiss affiorano in bande di spessore da metrico a decametrico, talvolta associate a corpi di anfiboliti (TTA). Sono generalmente foliati, con un aspetto protomilonitico e presentano una sovraimpronta in facies degli scisti verdi di basso grado, che fanno assumere a queste rocce una colorazione verdastra o giallastra. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, clorite e clinozoisite. I feldspati sono quasi completamente trasformati in sericite, mentre la clorite deriva in buona parte da precedente biotite. Sono inoltre frequenti le fratture e le vene riempite da clinozoisite e clorite. Il quarzo è interessato da ricristallizzazione dinamica in un regime di bassa temperatura con la creazione di un aggregato di cristalli a grana fine. Una banda di ortogneiss è presente anche a tetto della linea delle Giudicarie Nord, lungo il versante sinistro di Rio Valle (versante occidentale del M. Faïden). Si tratta di un ortogneiss pegmatoide a due miche composto da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, mica bianca, biotite e clorite. L'affioramento è interessato da deformazione avvenuta in condizioni di bassa temperatura come è testimoniato dalle numerose fasce cataclastiche. Ciò determina la quasi completa cloritizzazione della biotite, la formazione di lamelle da deformazione (*deformation lamellae*) nel quarzo e la formazione di *kink bands* nel plagioclasio. Le fasce cataclastiche sono composte da una matrice microcristallina ricca in sericite, in cui si individuano frammenti spigolosi di quarzo e plagioclasio.

#### 1.1.2.1. - Gneiss con occhi di feldspato (TTO<sub>a</sub>)

A luoghi gli ortogneiss presentano facies occhiadine caratterizzate dalla presenza di occhi da millimetrici a centimetrici di feldspato; si tratta di corpi piut-

tosto sottili (attorno a 10 m di spessore) e lateralmente discontinui, presenti all'interno dei paragneiss a sillimanite (TTP). Essi affiorano solamente a letto della linea di Rumo, lungo i versanti sudorientali del M. Ometto e del M. Cornicolo.

Questi gneiss presentano un'intensa foliazione, delineata da mica bianca e biotite, parallela a quella dei paragneiss incassanti. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite e mica bianca. Gli occhi sono formati da porfiroclasti di feldspato perfitico e antiperfitico, possono raggiungere un diametro centimetrico e sono caratterizzati da una forma tondeggiante o ovoidale. Attorno agli occhi si osservano ombre di pressione in cui cristallizzano K-feldspato, quarzo, plagioclasio e mica bianca. Nella matrice si possono osservare aggregati a grana fine costituiti da K-feldspato che derivano dalla ricristallizzazione dinamica di precedenti porfiroclasti. Il quarzo presenta evidenze di ricristallizzazione dinamica a bassa temperatura che porta alla formazione di un aggregato di nuovi cristalli. In alcuni casi a questa deformazione si associa la trasformazione in clorite della biotite. La microstruttura degli gneiss con grandi occhi di feldspato evidenzia una deformazione avvenuta in condizioni di basso grado, associata ai movimenti lungo la linea di Rumo.

### 1.1.3. - *Anfiboliti* (TTA)

Nell'unità del Tonale le intercalazioni di anfiboliti e gneiss anfibolici sono generalmente rare nella fascia localizzata a tetto della linea delle Giudicarie Nord, mentre sono relativamente più diffuse nella fascia adiacente alla falda dell'Ortles-Campo. Nella prima area sono state osservate poche lenti di spessore decimetrico in prossimità della linea di Rumo e, in particolare, presso la cima del M. Faiden (BARGOSSÌ & MORTEN, 1979; PILUSO *et alii*, 1996) e lungo il versante orientale del M. Cornicolo. Inoltre, una lente piuttosto retrocessa affiora a poca distanza dalla linea delle Giudicarie Nord, in prossimità di Maso Stasal (Rumo). Nella seconda area si osservano intercalazioni potenti fino ad alcune decine di metri, talvolta associate agli ortogneiss (TTO). Gli affioramenti principali sono localizzati a nord-est di S. Elena e lungo la strada per Stafflertal.

Le anfiboliti presentano una struttura a bande, legata a un *layering* differenziato e millimetrico in cui si osservano livelli anfibolici alternati a livelli in cui si concentrano invece plagioclasio e quarzo. Alla scala dell'affioramento è raramente visibile il granato.

L'associazione mineralogica delle anfiboliti comprende orneblenda, plagioclasio, quarzo  $\pm$  biotite  $\pm$  granato. Tra gli accessori sono presenti titanite, minerali opachi e talvolta rutilo, osservato unicamente come incluso all'interno del granato. Il plagioclasio è frequentemente alterato in saussurrite o trasformato in epidoto. Il granato è fratturato e scheletrico, in quanto include quarzo, ilmenite,

anfibolo e biotite ed è frequentemente associato ad epidoto e clorite. Talvolta sono presenti aggregati cloritici che probabilmente derivano dalla completa sostituzione di precedente granato. La biotite è in genere completamente cloritizzata. Alle anfiboliti sono associati gneiss anfibolici, in cui prevale la componente leucocratica su quella melanocratica, e gneiss epidotico-anfibolici costituiti da quarzo, epidoto, anfibolo, plagioclasio, titanite  $\pm$  K-feldspato e  $\pm$  allanite. Il secondo litotipo affiora esclusivamente presso la cima del M. Cornicolo ed è caratterizzato da un'alternanza di bande ricche rispettivamente in epidoto e anfibolo. Raramente, in prossimità delle anfiboliti, sono state osservate rocce costituite da prevalente orneblenda di dimensioni centimetriche con subordinato plagioclasio e titanite e raro quarzo.

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 ( $S_2$ ). Gli gneiss anfibolici e le anfiboliti sono localmente interessati da zone di taglio fragili o da una foliazione milonitica in prossimità della linea di Rumo e della linea di S. Elena. In queste rocce il granato è fratturato e trasformato in un aggregato a grana fine, mentre il quarzo è interessato da ricristallizzazione dinamica. La milonitizzazione è avvenuta in condizioni di basso grado metamorfico in quanto è associata alla cristallizzazione di clorite, sericite ed epidoto.

#### 1.1.4. - *Marmi (TTM)*

L'unico affioramento di marmi riconosciuto all'interno dell'unità del Tonale 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 alii*, 1998). Per questo motivo l'orizzonte di marmi è stato cartografato, nonostante il suo modesto spessore.

#### 1.2. - FALDA DEL TONALE: UNITÀ D'ULTIMO

L'unità d'Ultimo è composta da due settori caratterizzati da una sovraimpronta metamorfica differente. Il settore meridionale, che affiora in corrispondenza della dorsale delle Maddalene tra la Val d'Ultimo e la Val di Non, è costituito prevalentemente da migmatiti, mentre il settore settentrionale, che caratterizza i ripidi versanti della bassa Val d'Ultimo in corrispondenza del Lago Alborelo, è

composto da paragneiss che non mostrano evidenze di fusione parziale. I due settori sono stati incorporati nell'unità d'Ultimo in quanto il passaggio dalle migmatiti ai paragneiss è transizionale. Inoltre, in entrambi i settori è stata riconosciuta la cianite.

La caratteristica presenza di migmatiti indica che il settore meridionale dell'unità d'Ultimo è stato metamorfosato in condizioni di medio-alto grado. È importante notare che le migmatiti a cianite sono associate a metabasiti con relitti eclogitici (GODARD *et alii*, 1996) e a scaglie di peridotiti a granato (OBATA & MORTEN, 1987). Pertanto il metamorfismo di medio-alto grado è avvenuto in condizioni di alta pressione all'interno di una crosta inspessita. I paragneiss a cianite del settore settentrionale si sono invece formati in condizioni di medio grado, come è testimoniato dalla frequente presenza di staurolite. Litologie analoghe sono state descritte lungo il versante destro della Val di Sole (Foglio 042 "Malè"), dove sono state interpretate come una fascia di transizione tra l'unità d'Ultimo in senso stretto e l'unità del Tonale (MARTIN *et alii*, 1998).

Il metamorfismo di medio-alto grado dell'unità d'Ultimo è di età varisca, come è documentato da dati radiometrici ottenuti sia dalle migmatiti che dalle peridotiti a granato. Il picco metamorfico è stato inizialmente stimato a 365 Ma utilizzando il metodo  $^{207/206}\text{Pb}$  sugli zirconi di migmatiti dalla Cima Binasia (Foglio 025 "Rabbi"; HAUZENBERGER *et alii*, 1993). Recentemente TUMIATI *et alii* (2003) hanno ottenuto età attorno a 330 Ma datando le migmatiti e le peridotiti a granato della Vedetta Alta con il metodo Sm/Nd. Questi risultati sono coerenti con le età ottenute da GEBAUER & GRÜNENFELDER (1979) utilizzando il metodo U/Pb sullo zircone sulle peridotiti a granato (336 e 332 Ma). Le età Rb/Sr sulle miche variano da 300 Ma (mica bianca; HAUZENBERGER *et alii*, 1993) a circa 180 Ma (biotite; DEL MORO *et alii*, 1993) e sono legate al progressivo raffreddamento dell'unità d'Ultimo tra il Paleozoico superiore e il Mesozoico.

### 1.2.1. - *Paragneiss a granato e cianite (TUG)*

Si tratta di gneiss di alto grado che affiorano in corrispondenza di una fascia orientata NE-SW, compresa tra il M. Ometto a Sud e la Montagna di Marano a Nord. Sono generalmente associati con passaggio transizionale alle migmatiti stromatiche. In alcuni casi i paragneiss a granato e cianite sono localizzati a letto delle migmatiti, come si può notare in corrispondenza del M. Ometto. In altri casi la relazione geometrica tra le due litologie è meno chiara, e non si può escludere che i paragneiss siano intercalati alle migmatiti, come si osserva presso il Monte Marano. Il passaggio dagli gneiss alle migmatiti stromatiche è evidenziato in alcuni casi da corpi boudinati di peridotiti, come si può osservare nelle zone del M. Ometto e del M. Cornicolo. Questo tipo di relazione è meno evidente nella zona

della Malga di Campo, dove le peridotiti sono localizzate all'interno delle migmatiti stromatiche. Il contatto con i sottostanti paragneiss dell'unità del Tonale è rappresentato dalla linea di Rumo, che produce una locale retrocessione in facies degli scisti verdi, associata a isolate fasce cataclastico-milonitiche. Lo spessore dei paragneiss a granato e cianite è difficilmente valutabile a causa del complesso assetto tettonico; in genere sembrerebbe superiore ai 100 m.

L'associazione mineralogica degli gneiss è costituita da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, granato, cianite, biotite, rutilo e in alcuni casi mica bianca. La foliazione principale ( $S_1$ ), molto pronunciata, è legata all'alternanza millimetrica di letti melanocratici, costituiti da biotite, granato e cianite e letti leucocratici contenenti quarzo, plagioclasio e K-feldspato. I minerali che concorrono a definire la foliazione sono il quarzo nastriforme, la biotite e, più raramente, la cianite e la mica bianca. Sulle superfici di foliazione è in genere evidente una lineazione di estensione, definita dall'allineamento preferenziale dei cristalli di quarzo e, talvolta, di cianite. I paragneiss possono essere definiti protomilonitici o blastomilonitici in quanto sono caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti di granato, cianite e K-feldspato immersi in una matrice quarzoso-feldspatica. Il K-feldspato è spesso presente sotto forma di un sottile aggregato di cristalli derivante dalla ricristallizzazione dinamica di precedenti porfiroclasti. Talvolta si possono osservare microstrutture tipo nucleo e mantello (*core-and-mantle*), in cui un porfiroclasto di K-feldspato è circondato da un aggregato a grana fine costituito dallo stesso minerale. Il granato, generalmente di piccole dimensioni, può essere incluso nella cianite e presenta biotite nelle ombre di pressione. La cianite è spesso deformata, interessata da estinzione ondulata e da *kink bands* (Fig. 4a). Il quarzo della matrice è nastriforme ed è quindi costituito da singoli cristalli estremamente allungati lungo la foliazione (Fig. 4a). Questa microstruttura è tipica delle miloniti derivanti da deformazione in condizioni di alto grado metamorfico.

#### 1.2.1.1. - Migmatiti stromatiche (TUG<sub>b</sub>)

Sono state definite come migmatiti stromatiche (ASHWORTH, 1985) un complesso di gneiss caratterizzati da vene irregolari di leucosoma intercalate nel mesosoma. Queste migmatiti rappresentano una delle più tipiche litologie dell'unità d'Ultimo (GODARD *et alii*, 1996), in quanto affiorano a partire dal M. Faiden a Sud fino alla zona della Vedetta Alta e a Monte Marano a Nord. In corrispondenza dell'allineamento definito dalle cime di M. Faiden, M. Ometto e M. Cornicolo è ben visibile il contatto tettonico delle migmatiti con i paragneiss dell'unità del Tonale, lungo la linea di Rumo (Fig. 1). Immediatamente a tetto del contatto le migmatiti sono localmente interessate da retrocessione in facies degli scisti verdi, con lo sviluppo di clorite e sericite. Localmente sono presenti zone di taglio cataclasti-

co-milonitiche che determinano la presenza di facies micacee nerastre alternate a gneiss leucocratici. Verso l'alto si osserva il tipico aspetto degli gneiss stromatici, con vene millimetriche o centimetriche di leucosoma intercalate nel mesosoma, granato generalmente visibile in affioramento e abbondante mica bianca associata a biotite sui piani di foliazione (Fig. 4d). Il passaggio delle migmatiti stromatiche alle altre litologie dell'unità d'Ultimo e in particolare ai paragneiss a granato e cianite (TUG) e ai paragneiss a due miche (TUN) è spesso transizionale: la presenza di una foliazione fitta e planare, associata all'abbondanza di cianite e granato, segnala il passaggio ai primi, mentre l'assenza di vene di leucosoma permette di differenziare i secondi.

L'associazione mineralogica delle migmatiti stromatiche è composta da quarzo, plagioclasio, mica bianca, biotite, granato, rutilo e  $\pm$  cianite. La mica bianca è abbondante, mentre la cianite è scarsa e scheletrica. La prima foliazione rico-

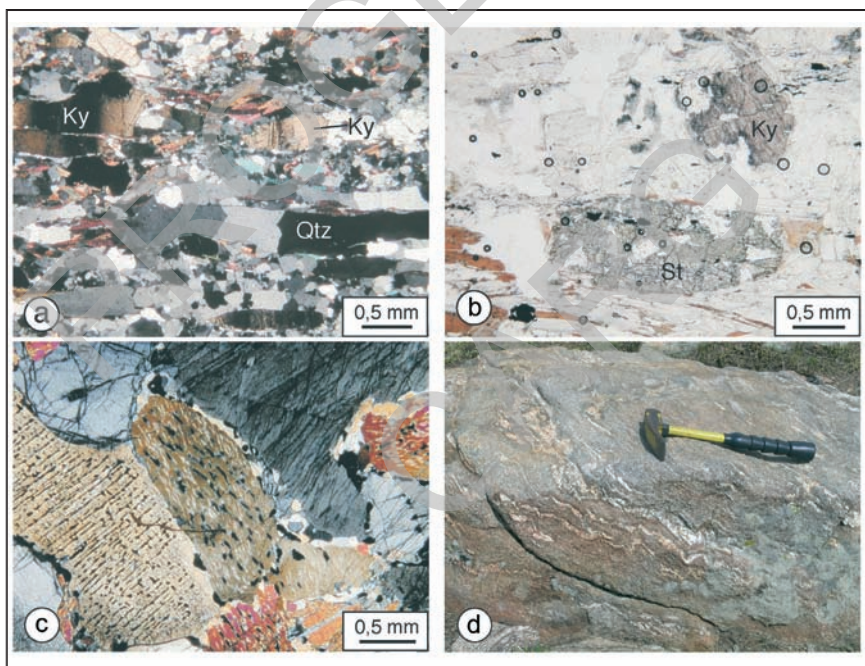


Fig. 4 - Alcune litologie caratteristiche dell'unità d'Ultimo. **(a)** Paragneiss a granato e cianite. Si nota la cianite (Ky) interessata da kink bands e il quarzo (Qtz) nastriforme. Campione: WAL41; località: Monte Cornicolo (Nicols incrociati). **(b)** Paragneiss a due miche con cianite (Ky) e staurolite (St). Campione LP16; località: strada per malga Punta, presso la Diga di Zoccolo, a quota 1215 (Nicols paralleli). **(c)** Peridotite a granato. Si notano le essoluzioni di granato all'interno del clinopirosseno. Campione: ANBN60; località: Buca di Cloz, quota 2300 (Nicols incrociati); **(d)** Migmatiti stromatiche: vene centimetriche di leucosoma intercalate nel mesosoma.



noscibile nelle migmatiti stromatiche ( $S_1$ ) precede l'evento di fusione parziale, in quanto le vene di leucosoma si impostano preferenzialmente lungo questa anisotropia che doveva essere preesistente. La foliazione  $S_1$  è successivamente interessata da pieghe isoclinali ( $D_2$ ), che determinano la formazione di una seconda foliazione di piano assiale ( $S_2$ ). Le strutture legate alla fase  $D_2$  sono successivamente interessate da pieghe aperte, non scistogene ( $D_3$ ), ben visibili nella zona della Vedetta Alta (GODARD *et alii*, 1996).

Nelle migmatiti sono presenti varie generazioni di filoni pegmatitici. I più antichi sono ripiegati o boudinati in corrispondenza delle pieghe  $D_3$ , mentre i più recenti sono relativamente indeformati. In prossimità delle peridotiti sono presenti corpi leucocratici massicci con struttura pegmatoide, che racchiudono frammenti di rocce ricche in granato, interpretabili come restiti, oltre a lembi di gneiss stromatici. Alle migmatiti stromatiche sono intercalati orizzonti nebulitici, con uno spessore che varia da alcuni metri ad una decina di metri. Sono caratterizzati da un'associazione mineralogica composta da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, mica bianca, biotite, granato,  $\pm$  cianite e rutilo. Il granato è generalmente di piccole dimensioni, mentre la cianite è molto rara e scheletrica. Nella zona esaminata gli orizzonti nebulitici sono parallelizzati alla scistosità regionale ( $S_2$ ) delle migmatiti e non sono cartografabili a causa dell'esiguo spessore.

### 1.2.2. - *Paragneiss a due miche* (TUN)

I paragneiss a due miche sono il litotipo arealmente più significativo del basamento Austroalpino affiorante nel foglio "Appiano", in quanto sono presenti su entrambi i versanti della Val d'Ultimo dai pressi di S. Valburga fino alla diga del Lago Alborelo. Verso sud questa litologia passa transizionalmente alle migmatiti stromatiche e il limite è stato posto alla scomparsa dei letti centimetrici di leucosoma. Verso SE i paragneiss sono in contatto tettonico con le unità delle Alpi meridionali lungo la linea delle Giudicarie Nord, mentre a NW è presente l'importante zona di taglio della linea di S. Elena che separa l'unità d'Ultimo da quella del Tonale. A scala dell'affioramento i paragneiss sono caratterizzati da una evidente foliazione, su cui sono ben visibili la mica bianca e la biotite, e da abbondanti cristalli di feldspato. Talvolta sono presenti termini micascistosi, dove la mica bianca aumenta a scapito del plagioclasio. Sono inoltre frequenti i livelli quarzosi, che presentano uno spessore da decimetrico a metrico. L'associazione mineralogica è composta da quarzo, plagioclasio, mica bianca, biotite, K-feldspato, granato  $\pm$  clorite  $\pm$  staurolite  $\pm$  cianite. La cianite è piuttosto rara (Fig. 4b), mentre la sillimanite è sempre assente. La presenza, sia pure sporadica, della cianite e il passaggio transizionale alle migmatiti stromatiche hanno permesso l'attribuzione dei paragneiss a due miche alla zona d'Ultimo. Inoltre, LORENZONI

& ZANETTIN LORENZONI (1969) segnalano la presenza di cianite in paragneiss analoghi, affioranti nella zona di M. S. Vigilio, localizzata lungo il versante sinistro della Val d'Ultimo immediatamente a N del foglio "Appiano". Nei paragneiss il granato è generalmente pecilitico o scheletrico con inclusioni di biotite e di quarzo. La staurolite è parzialmente sostituita da mica bianca, mentre la cianite presenta corone costituite da mica bianca o da margarite. La presenza di questo minerale nei paragneiss della zona d'Ultimo è già stata segnalata da MARTIN & SANTINI (1989) nell'area del Foglio "Malè". Generalmente i paragneiss sono caratterizzati da deformazione in condizioni di temperatura intermedia, come è testimoniato dalla presenza di quarzo con bordi lobati, associato a foliazioni composite e porfiroclasti tipo  $\sigma$ . In prossimità della linea delle Giudicarie Nord i paragneiss mostrano invece evidenze di deformazione a bassa temperatura, in quanto si riconosce un incipiente clivaggio di crenulazione con ricristallizzazione del quarzo in aggregati a grana fine.

### 1.2.3. - *Peridotiti (TUD)*

Affiorano in *boudins* di spessore metrico-decamentrico all'interno delle migmatiti stromatiche o lungo il contatto tra le migmatiti e i paragneiss a granato e cianite. Gli affioramenti principali sono localizzati nelle zone del M. Ometto, della Vedetta Alta, del M. Cornicolo e del Monte Marano. Il contatto primario tra le peridotiti e l'incassante non è facilmente riconoscibile poiché è generalmente ripreso dalla deformazione alpina, che può essere associata a una locale serpentizzazione. In alcuni casi a contatto con le migmatiti può essere presente un orlo di reazione a flogopite, legato a reazioni metasomatiche contemporanee o successive all'episodio di fusione parziale. Nella maggior parte dei casi le peridotiti sono prive di granato e possono essere classificate come lherzoliti in quanto risultano composte da olivina, clinopirosseno, ortopirosseno, anfibolo  $\pm$  spinello  $\pm$  flogopite  $\pm$  clorite (MAROCCHI *et alii*, 2005a). In alcuni casi si osservano peridotiti ricche in ortopirosseno (Harzburgiti) oppure ricche in olivina (Duniti). Solamente in due località, a Nord della Vedetta Alta e nella Buca di Cloz, è stato possibile riconoscere il granato, ben visibile in affioramento in quanto può presentare dimensioni pluricentriche.

Le peridotiti sono raramente protogranulari, cioè non foliate e caratterizzate da grana grossolana. Più frequentemente esse sono da poco a intensamente deformate, con la formazione di un mosaico a grana fine costituito da cristalli di olivina in cui si osservano porfiroclasti di pirosseno, anfibolo e, talvolta, granato. La foliazione, più o meno intensa, è delineata dall'orientazione preferenziale dell'anfibolo, della clorite, del pirosseno e, talvolta, della flogopite. Le peridotiti a granato sono generalmente porfiroclastiche e derivano da precedenti peridotiti



protogranulari a spinello (OBATA & MORTEN, 1987; RAMPONE & MORTEN, 2001). Questa trasformazione può essere documentata in quanto il granato si forma attorno a cristalli di spinello bruno. In altri casi il granato costituisce essoluzioni all'interno di porfiroclasti di clino od ortopirosseno (AMTHAUER *et alii*, 1971), come può essere osservato sia alla Buca di Cloz (Fig. 4c) che nei pressi della Vedetta Alta. Il granato è spesso circondato da una corona simplettitica a grana fine (kelifite), che si è formata a causa di reazioni metamorfiche durante la risalita della peridotite a livelli crostali più superficiali. In alcuni campioni il granato è completamente sostituito e la sua presenza può essere solamente dedotta sulla base dei relitti kelifitici, talvolta parzialmente ricristallizzati.

Le peridotiti affioranti sul M. Cornicolo, sul M. Ometto ed a Monte Marano sono frequentemente serpentinite. L'associazione mineralogica primaria può essere comunque riconosciuta ed è caratterizzata dall'assenza di granato e di relitti kelifitici. A scala dell'affioramento queste peridotiti sono generalmente foliate, con evidenti porfiroclasti di ortopirosseno. Infine, lo spinello bruno, di forma globulare, è invece sempre presente all'interno della matrice a grana fine costituita da olivina.

#### 1.2.4. - *Ortogneiss* (TUO)

Si tratta di ortogneiss granitici leucocratici affioranti ad E di S. Elena e in prossimità della diga del Lago Alborelo in orizzonti di limitata estensione, intercalati nei paragneiss a due miche. Lo spessore degli orizzonti di ortogneiss è in genere modesto e non supera le poche decine di metri.

L'associazione mineralogica è costituita da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, mica bianca  $\pm$  biotite  $\pm$  clorite. Gli orizzonti di ortogneiss sono trasposti all'interno dei paragneiss a due miche, in quanto il contatto tra le due litologie è parallelizzato alla scistosità regionale. Sono sempre caratterizzati da una foliazione associata ad un'evidente lineazione di estensione, che fa assumere agli ortogneiss un aspetto milonitico. La foliazione è definita da letti di sericite sintettonica e dalla geometria nastriforme degli aggregati di quarzo, che mostrano evidenze di ricristallizzazione dinamica. All'interno della matrice a grana fine sono presenti numerosi porfiroclasti fratturati di feldspato e in alcuni casi porfiroclasti sigmoidali di mica (*mica fishes*). L'intensa deformazione non coassiale registrata dagli ortogneiss deriva dalla loro vicinanza ai contatti tettonici che delimitano l'unità d'Ultimo. In particolare, l'orizzonte localizzato presso il Lago Alborelo è interessato dalla fascia milonitica della linea delle Giudicarie Nord, mentre quello di S. Elena affiora in prossimità del contatto tettonico con l'unità del Tonale.

#### 1.2.4.1. - Ortogneiss con occhi di feldspato (TUO<sub>a</sub>)

Localmente gli ortogneiss presentano una marcata tessitura occhiadina data dalla presenza di occhi di feldspato. Essi affiorano in alcune lenti di spessore decametrico situate a letto del contatto tra l'unità del Tonale e l'unità d'Ultimo. La più significativa affiora nei pressi di Fuchsenhof, a SW di S. Elena, dove lo spessore è di poco inferiore a 100 m.

In affioramento si nota subito la presenza di grandi occhi bianchi di feldspato di forma ovoidale, che possono raggiungere un diametro di alcuni centimetri. Gli occhi, dispersi in una matrice quarzoso-micacea, permettono di differenziare facilmente questi corpi di ortogneiss da quelli normali (TUO). A scala dell'affioramento la matrice degli ortogneiss presenta caratteristiche litologiche abbastanza simili a quelle dei paragneiss incassanti. Per questo motivo il contatto tra le due litologie non è mai netto ed è stato posto alla scomparsa degli occhi di feldspato.

L'associazione mineralogica comprende blasti di K-feldspato (microclino) in una matrice composta da quarzo, plagioclasio, biotite e mica bianca. Tra gli accessori sono presenti epidoto, titanite e zircone. La scistosità principale, definita da biotite e muscovite, è frequentemente interessata da crenulazioni, che generano una nuova foliazione non associata alla cristallizzazione di nuovi minerali. Questa deformazione determina anche la diffusa ricristallizzazione dinamica del quarzo, che appare costituito da un aggregato a grana fine. La nuova foliazione è associata a una componente di deformazione non coassiale, come è documentato dalle ombre di pressione asimmetriche attorno ai porfiroclasti di K-feldspato e dalla presenza di foliazioni composite di tipo S-C'. Come per gli ortogneiss normali (TUO), la deformazione fa localmente assumere a queste rocce un *fabric* milonitico, soprattutto in prossimità della linea di S. Elena.

#### 1.3. - FALDA DELL'ORTLES-CAMPO: UNITÀ DI PEJO

La falda dell'Ortles-Campo è costituita da diverse unità che affiorano nell'adiacente foglio 1:50.000 "Rabbi". Nell'area esaminata (Fig. 2) è presente solo l'unità di Pejo, caratterizzata da un metamorfismo di medio grado di probabile età varisica, seguito da una sovraimpronta in facies degli scisti verdi di età alpina.

L'unità di Pejo è costituita in buona parte da micascisti a granato e staurolite, affiora in Valcomai e lungo il versante sinistro della Val d'Ultimo. Nelle aree limitrofe (es: fogli 1:50.000 "Rabbi" e "Malè") questa unità viene a contatto con la falda del Tonale lungo la linea di Pejo, una faglia transtensiva sinistra del Cretacico superiore, che immerge di 30°-40° verso SSE (MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; MÜLLER *et alii*, 2001). Pertanto, in queste località la falda dell'Ortles-Campo è ricoperta tettonicamente dalla falda del Tonale in quanto è situata a letto della

linea di Pejo. All'interno del foglio "Appiano" le relazioni geometriche tra le due falde di basamento sono opposte, in quanto lungo il versante sinistro della Val d'Ultimo i micascisti della falda dell'Ortles si sovrappongono ai paragneiss della falda del Tonale lungo un contatto tettonico orientato NNE-SSW, con immersione verso WNW, denominato in questo lavoro "linea di S. Vigilio". Questo contatto è associato ad un complesso sistema di fasce milonitiche e cataclastiche localizzate lungo un'importante intercalazione di ortogneiss granitico (OOR), ben visibile in corrispondenza del versante sinistro della Val d'Ultimo (Fig. 2). Nella zona di Pejo (foglio 1:50.000 "Malè") il metamorfismo alpino ha determinato la cristallizzazione di cloritoide dalla staurolite, la ricristallizzazione di biotite e mica bianca e probabilmente la crescita dei bordi esterni del granato (WERLING, 1992). L'evento metamorfico alpino è ben documentato da età di raffreddamento cretache ottenute con i metodi K/Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e Rb/Sr sulle miche (THÖNI, 1981; SPIESS *et alii*, 2001). In particolare nel foglio Appiano è stata ottenuta un'età di  $87.0 \pm 1.1$  Ma con il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sulla mica bianca e  $73 \pm 1$  Ma con il metodo Rb/Sr sulla biotite (SPIESS *et alii*, 2001).

### 1.3.1. - *Micascisti a granato e staurolite (OMI)*

La litologia più diffusa della falda dell'Ortles-Campo è costituita da micascisti a due miche, con granato  $\pm$  staurolite e clorite. Sono frequenti le lenti di quarzo di spessore centimetrico che sottolineano la scistosità regionale e le cerniere delle pieghe intrafoliali.

Questa unità è ubiquitaria in Valcomai e nella parte alta del versante sinistro della Val d'Ultimo.

Nella porzione basale della falda dell'Ortles-Campo (Hofer Bach) sono presenti facies paragneissiche, che si distinguono dai paragneiss della falda del Tonale per la presenza di aggregati di sericite derivanti dalla pseudomorfosi di precedente staurolite e per l'assenza di sillimanite. In alcuni casi queste rocce presentano un'intensa deformazione che produce un *fabric* blastomilonitico. In sezione sottile si nota che i cristalli di quarzo sono caratterizzati da bordi lobati, tipici dalla ricristallizzazione per migrazione. Ciò indica che la deformazione è avvenuta in condizioni di temperatura intermedie.

#### 1.3.1.1. - *Litofacies quarzosa (OMI<sub>a</sub>)*

Nella fascia sud-orientale di affioramento i micascisti fanno transizione a facies paragneissiche ricche in quarzo. Questa litofacies contiene in alcuni casi il granato e passa talvolta a quarziti grigio-scure, massive, contenenti plagioclasio,

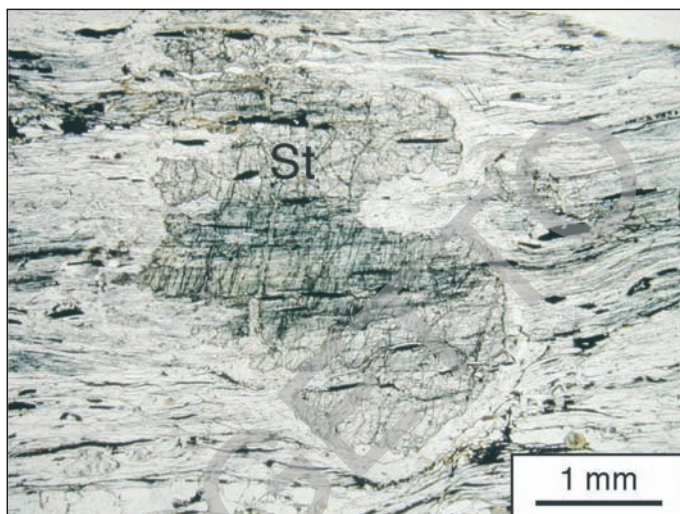


Fig. 5 - Staurolite (St) con inclusioni allineate di opachi. Si nota che le inclusioni, allineate lungo una foliazione interna  $S_i$ , sono quasi parallele alla foliazione principale visibile nel campione. A sua volta, la staurolite è circondata da una corona costituita da mica bianca. Litofacies quarzosa dei micascisti a granato e staurolite. Campione: DABA27; località: strada per Valcomai, q. 1625. (Ingrandimento 2x; Nicols paralleli).

muscovite, biotite cloritizzata e sericite. In alcuni casi i livelli quarzitici si sono rivelati degli utili markers strutturali, e hanno permesso di mettere in evidenza pieghe  $D_2$ , nel cui piano assiale si sviluppa la scistosità regionale  $S_2$ . In altri casi i relitti di una prima scistosità ( $S_1$ ) sono stati osservati nei microlithons della  $S_2$ .

In sezione sottile è possibile riconoscere la relazione tra la cristallizzazione dei porfiroblasti di granato, staurolite e feldspato e la formazione della scistosità regionale  $S_2$  nei paragneiss quarzosi e nei micascisti. In particolare si può osservare come questi minerali siano cresciuti su una precedente foliazione, come è documentato dalla presenza di inclusioni allineate (Fig. 5). La foliazione definita dagli inclusi dentro i minerali è quasi parallela alla scistosità regionale  $S_2$ . Per questo motivo si può ritenere che granato, staurolite e feldspati siano cresciuti dopo la formazione della foliazione  $S_2$ , e che siano stati successivamente, di poco, ruotati, durante la deformazione successiva. Questa osservazione è ulteriormente rafforzata dalla presenza di granato, generalmente scheletrico, che cresce su cristalli di mica allineati parallelamente alla  $S_2$ . La successiva retrocessione determina la crescita di una corona di sericite attorno alla staurolite e di sericite e clorite attorno al granato. Ciò può portare alla completa sostituzione della staurolite con la formazione degli aggregati di sericite precedentemente citati.

### 1.3.2. - *Ortogneiss (OOR)*

Il basamento della falda dell'Ortles-Campo è caratterizzato dalla presenza di corpi metagranitoidi a protolite pre-varisco, localmente estesi. Nella maggior parte dei casi si tratta di corpi potenti alcune decine di metri, particolarmente frequenti a Sud di Malga Valcomai di dentro. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, mica bianca  $\pm$  biotite.

Il corpo di ortogneiss che presenta gli spessori più rilevanti e una notevole continuità laterale (quasi 6 km) è localizzato a tetto della linea di S. Vigilio, in corrispondenza del contatto con la falda del Tonale. Gli affioramenti più significativi sono localizzati lungo la valle del Kirchbach all'altezza di Bachmann.

Questo orizzonte è orientato NE-SW e risulta parallelizzato alla foliazione regionale e al contatto tettonico tra le due falde. Lo spessore supera i 100 m. Si tratta di ortogneiss a grana grossa, talvolta pegmatoide, con una struttura spiccatamente occhiadina. Localmente si osserva una marcata retrocessione in facies degli scisti verdi, di probabile età alpina, e una foliazione molto pronunciata, che conferisce alla roccia un aspetto milonitico. In sezione sottile si osservano porfiroclasti di microclino e plagioclasio, contenuti in una matrice costituita da quarzo, feldspato, mica bianca e biotite cloritizzata. Il quarzo appare interessato da processi di ricristallizzazione per rotazione, tipici di basse temperature. Questa deformazione è da mettere in relazione con i movimenti lungo la linea di S. Vigilio, che separa la falda dell'Ortles-Campo da quella del Tonale.

### 1.3.3. - *Anfiboliti (OAF)*

Costituiscono orizzonti poco potenti (10-20 m), intercalati nei micascisti a granato e staurolite (OMI), ben rappresentati nell'area di Lago Valcomai.

Si tratta di anfiboliti a bande, caratterizzate da un *layering* differenziato, millimetrico in cui si alternano livelli anfibolici a livelli in cui si concentrano le componenti leucocratiche. Più raramente sono state osservate rocce con plagioclasio abbondante e con una struttura magmatica parzialmente riconoscibile, che ricordano dei *flaser* gabbri. L'associazione mineralogica delle anfiboliti comprende anfibolo, granato, biotite, quarzo e plagioclasio. Analogamente ai micascisti precedentemente descritti il granato è scheletrico e include quarzo e plagioclasio.

### 1.3.4. - *Marmi (OMA)*

Nell'area della Guardia Alta sono presenti alcuni livelli di marmi impuri, intercalati nei micascisti a granato e staurolite (OMI), potenti poche decine di metri.

Questi livelli sono parallelizzati alla scistosità regionale e affiorano in prossimità di una intercalazione di anfiboliti (OAF). In affioramento sono ben riconoscibili in quanto presentano un colore giallastro con bande grigie. Sono costituiti da un aggregato di calcite in cui sono dispersi cristalli di quarzo, mica bianca e plagioclasio. In alcuni casi il quarzo può essere molto abbondante. Nella zona del M. S. Vigilio sono segnalati anche marmi con bande epidotico-tremolitiche, talvolta contenenti diopside (LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI, 1969).

### 1.3.5. - *Ortogneiss di Martello: filoni pegmatitici (OGM<sub>a</sub>)*

Ortogneiss granitoide a protolite tardo- post-varisico, che affiora estesamente nell'adiacente foglio Rabbi; nell'Appiano sono presenti solo filoni pegmatitici associati all'intrusione di tale corpo. Affiorano con spessori da centimetri a decametrici intercalati nei micascisti a granato e staurolite (OMI) e nell'orizzonte principale degli ortogneiss (OOR). Gli affioramenti migliori sono localizzati in prossimità del contatto tra queste due litologie, come si osserva lungo il corso dell'Hofer Bach.

Si tratta di rocce leucocratiche, a grana media, localmente foliate fino ad acquisire un aspetto milonitico. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, muscovite e subordinato granato. L'aspetto di queste rocce in sezione sottile è quello di una blastomilonite. Il K-feldspato, generalmente microclino, è spesso trasformato in un aggregato di piccoli cristalli, mentre il quarzo presenta bordi lobati, tipici della ricristallizzazione dinamica per migrazione. Entrambe queste osservazioni documentano una deformazione avvenuta a temperature intermedie, comparabili con le condizioni deducibili per i micascisti.

## 2. - ALPI MERIDIONALI

### 2.1. - BASAMENTO METAMORFICO: UNITÀ DI BRESSANONE

Il basamento cristallino Sudalpino affiora in una ristretta fascia compresa tra la linea delle Giudicarie ad ovest e la linea di Foiana ad est. Comprende un'unica unità metamorfa di età varisica e basso grado; essa è intrusa e tagliata da corpi plutonici e filoni di età variabile dal Permiano all'Oligocene. Nell'unità di Bressanone (equivalente alla "Fillade quarzifera di Bressanone" degli Autori), nell'area del foglio, sono presenti due uniche litologie.

### 2.1.1. - *Fillade quarzifera* (BSS)

È una litologia molto omogenea su tutta l'area di affioramento; le esposizioni migliori sono localizzate nella zona del Rio dei Prati.

Si tratta di filladi da argentinee a plumbee fino a nere con muscovite, talora biotite, clorite, quarzo, albite ed ilmenite. La grana della roccia è di solito sub-millimetrica, solo localmente si hanno porzioni in cui essa raggiunge maggiori dimensioni. La roccia presenta una marcata fissilità parallelamente ai piani di scistosità. Sono presenti diffuse lenti di quarzo bianco di dimensioni da centimetriche a decimetriche, tipicamente allungate secondo la scistosità.

### 2.1.1.1. - Cornubianiti (BSS<sub>a</sub>)

La roccia filladica nei pressi del contatto con la Granodiorite di Monte Croce è moderatamente metamorfosata per contatto e trasformata in cornubianite; petrograficamente si rileva neoblastesi biotitica. La cornubianite si presenta molto compatta, la fissilità tipica delle filladi scompare, il colore diventa chiaro con sfumature verdine e beige. Anche se alla scala dell'affioramento la roccia ha aspetto compatto ed omogeneo, ad una più attenta osservazione si riconosce la presenza di una sottile foliazione data da bande millimetriche in cui si alternano diversi minerali chiari più o meno lattiginosi. Lo spessore della fascia cornubianitica varia da circa 900 a 100 metri, ma non è da escludere che parte di queste differenze di spessore siano dovute ad elisioni tettoniche.

## 2.2. - MAGMATISMO PERMIANO

Nel tardo Paleozoico sul dominio Sudalpino si imposta un articolato sistema eruttivo i cui differenti prodotti affiorano attualmente su una vasta area compresa tra le Dolomiti orientali ed il Lago Maggiore: essi sono estesamente rappresentati anche all'interno del Foglio Appiano. In un intervallo temporale compreso tra 291 Ma (VISONÀ *et alii*, 2005) e 274 Ma (MAROCCHI *et alii*, 2005b), una imponente attività magmatica produce grandi quantità di rocce vulcaniche, subvulcaniche e plutoniche comprendenti termini a diversa composizione da acidi a basici (BARGOSSÌ *et alii*, 1979 e 1996; DEL MORO & VISONÀ, 1982; DI BATTISTINI *et alii*, 1988; BARTH *et alii*, 1993; BONIN *et alii*, 1993; ROTTURA *et alii*, 1998). Secondo l'ipotesi più accreditata l'attività magmatica si origina durante una fase tettonica transtensionale-estensionale con sviluppo di bacini delimitati da faglie di *strike-slip* destro nella crosta superiore fragile, che condiziona la risalita dei magmi e la loro messa in posto (MASSARI, 1988; VAL, 1991; DAL PIAZ, 1993; CASSINIS & PEROTTI, 1994).



## CORPI PLUTONICI, SUBVULCANICI E FILONIANI

2.2.1. - *Granodiorite di Monte Croce (GMR)*

Occupava un'area ovale lunga circa 7 km e larga 3 allo sbocco della Val d'Ultimo, compresa tra i lineamenti tettonici delle Giudicarie e di Foiana. Nel Foglio affiora estesamente nella zona di Monte Croce, Monte di Fuori e lungo il versante destro del Rio Valsura, a valle di San Pancrazio. I contatti originari della massa intrusiva con la roccia incassante, costituita dalle filladi dell'unità di Bressanone, sono conservati solo sul lato meridionale. Sul versante destro del Rio dei Prati è possibile osservare in numerosi punti tale contatto che si presenta generalmente netto e molto regolare. Gli altri contatti delimitanti attualmente la massa plutonica sono di natura tettonica.

È una roccia compatta di colore chiaro a struttura fanerocristallina eterogranulare con cristalli di quarzo, K-feldspato, plagioclasio bianco lattiginoso e biotite di dimensioni comprese generalmente tra 1 e 6 mm. Petrograficamente si tratta di granodioriti/monzograniti a struttura ipidiomorfa, costituiti da plagioclasti zonati ( $An_{58-19}$ ), quarzo, ortoclasio perititico, biotite, scarsa orneblenda su nuclei di ortopirosseno e con allanite, apatite, zircone ed ilmenite come accessori (BARGOSS *et alii*, 1981; ROTTURA *et alii*, 1997). Nella massa granodioritica sono presenti diffuse inclusioni femiche microgranulari, da centimetriche a metriche, che risaltano per il colore più scuro rispetto alla massa circostante, nei confronti della quale presentano contatti sia netti che sfumati. A luoghi, queste inclusioni possono essere molto concentrate. In particolare sul versante orografico sinistro della porzione alta del Rio dei Fringuelli sono presenti ampie zone in cui esse possono diventare percentualmente prevalenti ed avere brevi andamenti filoniani; qui presentano generalmente contatti sfumati con la roccia circostante e nella massa granodioritica al contatto si osservano frequentemente bordi di pochi millimetri, impoveriti in femici. Le evidenze di campagna e petrografiche suggeriscono che si sia verificata un'intensa interazione fra due magmi composizionalmente diversi, in condizioni di non ancora completa solidificazione con intrusione, frammentazione e dispersione (*mingling-mixing*) della componente basica all'interno della massa principale granitica ancora in uno stato plastico. Petrograficamente le inclusioni femiche microgranulari hanno composizione granodioritico-tonalitica con plagioclasti, quarzo, biotite, ortoclasio, orneblenda e scarsi pirosseni; si possono distinguere inclusioni femiche a struttura porfirica a Mg-orneblenda e biotite da altre afiriche a Fe-orneblenda e Fe-biotite (ROTTURA *et alii*, 1997).

La roccia presenta generalmente un aspetto alquanto omogeneo; le maggiori differenze sono date, come prima esposto, dalla diversa percentuale di inclusi scuri e da porzioni con cristalli con dimensioni leggermente ridotte. Localmente



essa si presenta in affioramento molto friabile e disaggregata per alterazione, fino ad assumere l'aspetto di un sabbione grossolano; spesso lungo queste fasce sono presenti dislocazioni tettoniche.

#### 2.2.1.1. - Filoni aplitici (**GMR<sub>a</sub>**)

Molto frequenti sono i filoni aplitici chiari a tessitura microcristallina; questi presentano spessori da centimetrici a metrici ed attraversano la massa granodioritica in tutte le direzioni. Nella zona del Rio dei Fringuelli ne è presente uno di notevole spessore (circa 20-30 metri), spesso associato a lenti di quarzo e con andamento subparallelo a quello del rio stesso. Nelle lenti di quarzo si osservano, a volte, strutture di deformazione planare. Petrograficamente le apliti hanno composizione monzogranitica/sienogranitica e sono costituite da quarzo e ortoclasio in concrescimenti granofirici, oligoclasio e scarsa biotite (BARGOSS *et alii*, 1981).

#### 2.2.2. - Filoni rioidacitici (**f<sub>c</sub>**)

Sono presenti solo nella zona del Rio dei Prati e del Rio Valsura ed attraversano la fillade dell'unità di Bressanone; tagliano inoltre il conglomerato basale (CGB) e la porzione inferiore della formazione di Monte Luco (MLC). Sono filoni rioidacitico-riolitici, di spessore fino a decametrico, con andamenti subparalleli compresi tra E-W e NE-SW e contatti netti con la roccia incassante.

Se ne distinguono di due tipi. Il primo si presenta chiaro a struttura cristallina eterogranulare con cristalli millimetrici di quarzo, plagioclasì e biotite in un fondo microcristallino; l'aspetto richiama molto la Granodiorite di Monte Croce da cui si differenzia per una tessitura più fine. Il secondo tipo ha colore scuro grigio-verde, presenta struttura porfirica con fenocristalli idiomorfi (3-5 mm) di plagioclasì bianchi, quarzo e biotite, immersi in pasta di fondo da microcristallina a felsitica; la percentuale dei fenocristalli è variabile da punto a punto e si sono osservate delle caratteristiche sfumature laterali nell'ambito dello stesso filone tra le porzioni centrali con più fenocristalli e quelle di bordo più povere. Altre volte si hanno porzioni brecciate per la presenza diffusa di inclusi subangolosi di fillade.

La distinzione tra i due tipi non è netta in quanto si sono osservate, sia litologie intermedie che, all'interno dello stesso filone, passaggi sfumati da un tipo all'altro. Non sono inoltre mai stati osservati rapporti geometrici di successione temporale tra i due tipi di filoni per cui, in base anche alle caratteristiche precedentemente descritte, si ritiene che essi siano geneticamente legati ed appartengano allo stesso evento intrusivo che ha portato alla messa in posto della Granodiorite di Monte Croce.

### 2.2.3. - *Laccolite di Plazzoles (PLZ)*

Sono stati cartografati in questa unità alcuni corpi lentiformi a litologia omogenea che affiorano tra la Forcella di Plazzoles ed il Monte di Dentro e mostrano rapporti geometrici complessi con le altre unità con cui sono a contatto. Geometricamente essi sono inseriti tra il tetto del basamento metamorfico e la base della formazione di Monte Luco, intrudendo con geometrie articolate il Conglomerato basale.

Litologicamente si tratta di riodaciti molto compatte di colore grigio-verde ed aspetto massivo, struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasti bianchi (2-5 mm), quarzo, biotite e pirosseni, immersi in una pasta di fondo microgranulare. A volte contengono anche inclusi femici dacitico-andesitici di color verde scuro. Lo spessore massimo è di 50 metri.

È da precisare che sia le filladi del basamento che i primi livelli del Conglomerato basale (CGB) sono attraversati da numerosi filoni subverticali riodacitici ( $f_c$ ), la cui roccia costituente è identica per aspetto macroscopico e per composizione a PLZ. Inoltre, nella zona della Forcella di Plazzoles su di un taglio per uno scavo temporaneo, si è osservata la continuità fisica tra un filone verticale ( $f_c$ ) ed il corpo laccolitico ad esso sovrastante; se ne deduce che il primo costituiva la via di alimentazione del secondo. Si può concludere quindi che la messa in posto di PLZ è geneticamente e (almeno in parte) temporalmente legata a quella dei filoni. Le datazioni radiometriche eseguite (Tab. 1) confermano questo quadro.

### 2.2.4. - *Corpo di Terzano (TRL)*

Nella zona di Terzano, incassato all'interno della formazione di Gargazzone, è presente un esteso corpo subvulcanico a composizione riodacitica con giacitura grossolanamente filoniana ad andamento subverticale, orientamento circa NS e spessore laterale massimo di quasi due chilometri. Lo stesso litotipo è presente anche sul lato opposto della valle dell'Adige nella zona di Nalles. Anche in questo caso esso è incassato in IGG con giacitura filoniana subverticale ed andamento NW-SE; lo spessore laterale massimo qui è solo di circa 300 metri.

La roccia è massiva, poco fratturata e meno compatta delle ignimbriti incassanti. Non presenta evidenti strutture interne, il colore è grigio-verdino tendente localmente ad assumere toni sul bruno-ruggine. La subvulcanite presenta una marcata struttura porfirica caratterizzata dalla presenza di grandi (1-6 cm) fenocristalli di K-feldspato (ortoclasio) di colore rosa chiaro, generalmente idiomorfi ma anche lobati, geminati e zonati, flottanti in una massa di fondo costituita da più piccoli (3-6 mm) fenocristalli idiomorfi di feldspato rosa e/o bianco (plagioclasti) e di quarzo subarrotondato ad anse e golfi, biotite, pirosseno e pirite a loro

volta immersi in una pasta di fondo da microcristallina ad irrisolvibile alla lente. Petrograficamente la pasta di fondo è granulare e deriva dall'associazione di plagioclasti, quarzo, biotite e pirosseno. Fra le fasi accessorie sono comuni ed abbondanti l'apatite e lo zirconio. Le fasi minerali di questa roccia hanno subito intensi fenomeni di alterazione con argillificazione del K-feldspato, presenza di albite, sericite, fasi argillose, clorite ed opachi nei plagioclasti e di clorite, sericite, mica bianca, minerali argillosi, opachi, calcite ed albite nella biotite e nel pirosseno.

È presente una leggera diversità litologica nella subvulcanite tra le porzioni geometricamente più basse e quelle di tetto: le prime presentano accentuata cristallinità della pasta di fondo, le seconde hanno pasta di fondo con meno cristalli ed a luoghi assenza dei fenocristalli centimetrici. In alcuni affioramenti i megacristalli sono isorientati secondo un asse subverticale; questa disposizione è da attribuire al flusso magmatico ascendente.

Il corpo è quasi completamente incassato all'interno delle ignimbriti di IGG; nelle zone di contatto queste ultime si presentano fortemente alterate e propilittizzate, assumono allora un colorazione giallastra e diventano poco coerenti. Inoltre sono presenti filoni da centimetrici a metrici di quarzo, dolomite e barite con mineralizzazioni a blenda e galena argentifera, che nel passato sono state intensamente coltivate. Di solito il corpo è completamente chiuso al tetto dalla stessa formazione incassante; solo nella zona di "Il Giovio" e in località San Giorgio esso è direttamente ricoperto, in discordanza in parte erosiva, da formazioni vulcaniche e clastiche più recenti.

La messa in posto di questo corpo sembra strettamente legata temporalmente e strutturalmente alla presenza di una importante dislocazione sinvulcanica (linea Terzano-Nalles) ad andamento complesso con direzione attuale circa N45E che ha prodotto, dopo gli espandimenti di IGG, un collasso del settore sudorientale. Si ritiene che le profondità di raffreddamento e cristallizzazione del corpo in esame, siano state molto superficiali e non è da escludere che una parte delle porzioni di tetto si sia messa in posto in condizioni subaeree dando origine ad apparati domiformi.

#### 2.2.5. - Filoni porfirici a megafeldspati ( $f_b$ )

Sono stati compresi in questo gruppo filoni litologicamente simili che affiorano in due zone circoscritte e distanti tra loro. Il primo gruppo è presente nella zona di Maso Gallner (versante ovest di Monte Croce), il secondo gruppo è presente al limite meridionale dell'area in esame, in prossimità della Forcella di Brez. Quelli del primo gruppo (Maso Gallner) hanno andamento subverticale con direzione NNW-SSE; e tagliano con contatti netti la Granodiorite di Monte Croce. Quelli del secondo gruppo (Forcella di Brez) presentano andamento NNE-SSW e sono

incassati nelle formazioni vulcaniche permiane IGG e IGR con contatti netti e talvolta tettonizzati.

Litologicamente si tratta di rioliti-riodaciti compatte di colore grigio-verdastro fino a bruno a struttura porfirica con megacristalli centimetrici di K-feldspato rosa, flottanti in una massa di fondo microgranulare con più piccoli (3-5 mm) fenocristalli di plagioclasti biancastri, quarzo e biotite; presentano una zonazione in fasce per cui le porzioni esterne sono criptocristalline, quelle immediatamente più interne sono porfiriche con assenza dei fenocristalli di maggiore dimensione e quelle centrali presentano la massima concentrazione di questi ultimi; i contatti tra le varie zone sono però molto gradualmente e sfumati.

I filoni hanno spessori da alcuni metri fino a massimo 20-30 metri.

## GRUPPO VULCANICO ATESINO (GA)

I prodotti vulcanici del magmatismo permiano si estendono attualmente in affioramento su una superficie superiore a 2000 km<sup>2</sup>, compresa fra il lineamento Periadriatico a NW e la linea della Valsugana a SE (BARGOSSÌ *et alii*, 1998; BRANDNER & MOSTLER, 1982). L'insieme di questi prodotti, comprese le intercalazioni sedimentarie, su proposta del Gruppo di lavoro per il sedimentario del Comitato d'area per le Alpi centrali, orientali ed occidentali (Verbale riunione n° 4, Verona 3 giugno 2002), è stato chiamato Gruppo Vulcanico Atesino (GA). La messa in posto della successione vulcanica in ambiente continentale è fortemente condizionata da una contemporanea attività tettonica: i prodotti vengono emessi da apparati di tipo fessurale e sono costituiti da dominanti depositi di *pyroclastic flow* con subordinate estrusioni domiformi e colate laviche ed ancor meno abbondanti depositi di *pyroclastic surge* e di caduta. Le vulcaniti possono raggiungere uno spessore massimo superiore a 2000 metri ed assottigliarsi sensibilmente nelle zone marginali (SELLI *et alii*, 1996); presentano un limite inferiore inconforme direttamente sul basamento metamorfico sudalpino con locale presenza di conglomerati continentali; a loro volta vengono ricoperte con limite inconforme da sedimenti clastici continentali dalla Formazione delle Arenarie 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.

Nonostante l'età permiana di questi prodotti vulcanici è ancora possibile, nelle zone meglio esposte, effettuare una dettagliata ricostruzione 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 porfirità, sia in facies massive, sia con motivi di flusso magmatico evidenziato da marcato *banding*, sia in facies a bloc-

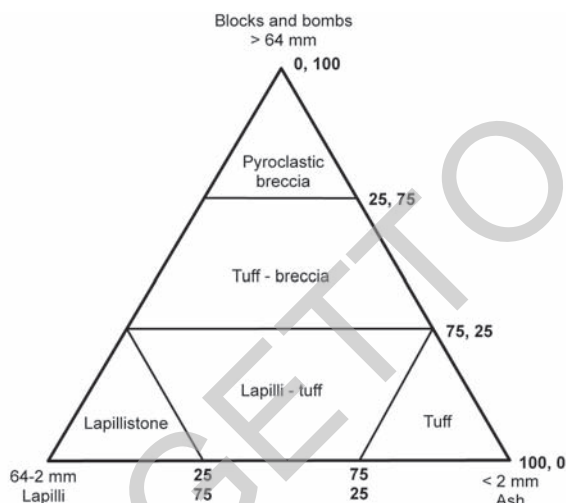


Fig. 6 - Diagramma classificativo dei frammenti piroclastici (da FISHER & SCHMINCKE, 1984)

chi. Al contrario, i depositi piroclastici tendono a colmare le depressioni create dalla presenza di edifici lavici e dall'attività tettonica sinvulcanica distensiva; essi mostrano in genere geometrie tabulari con marcati motivi di flusso (fiamme) e di stratificazione.

All'interno del Gruppo Vulcanico Atesino (GA) sono state distinte diverse unità formazionali comprendenti successioni vulcaniche, clastiche e miste (cfr. schema a margine del foglio). Per quanto riguarda la descrizione delle diverse unità piroclastiche si è adottata la terminologia inglese basata sulla classificazione granulometrica dei frammenti piroclastici di FISHER & SCHMINCKE (1984) (Fig. 6).

#### 2.2.6. - Conglomerato basale Auct. (CGB)

Comprende sedimenti clastici continentali alternati ai primi depositi legati all'attività vulcanica permiana. Essi si trovano in discordanza direttamente sul basamento cristallino subalpino e corrispondono al "Conglomerato di Ponte Gardena" Auct.. Nel foglio la formazione affiora solo alla base del versante settentrionale di Monte Luco con spessori massimi di 150 metri. Le esposizioni migliori e continue si hanno nella zona intorno a Maso Argentó.

I sedimenti clastici sono costituiti da conglomerati poligenici e subordinate arenarie in strati da medi a spessi a molto spessi, amalgamati. I singoli strati hanno generalmente geometrie marcatamente lenticolari e contatti basali erosivi. I clasti sono ben arrotondati, da centimetrici a decimetrici, ed immersi in una matri-

ce arenitica medio-grossolana di colore variabile dal grigio al rosso. Sono presenti sia livelli clasto- che matrice-sostenuti. Tra i clasti sono presenti metamorfiti di diverso grado, quarziti nere ed alcune magmatiti; molto abbondanti sono i clasti di quarzo provenienti dalle lenti e dai noduli presenti nel sottostante basamento metamorfico. Le arenarie sono decisamente subordinate e solo nelle porzioni superiori diventano prevalenti. Si tratta di arenarie grigio scuro-verdognole con granulometria da media a molto grossolana, in strati non gradati, massivi o con laminazione parallela (raramente incrociata). In esse sono spesso presenti allineamenti di clasti arrotondati, centimetrici in livelli paralleli alla stratificazione. Localmente sono presenti arenarie quarzoso-micacee rosse fortemente bioturbate con presenza di piste di limivori.

La deposizione del conglomerato rappresenta il prodotto dell'erosione subaerea del basamento metamorfico in una fase iniziale dell'attività vulcanica permiana.

#### 2.2.6.1. - *Tuff* riolitici (CGB<sub>a</sub>)

Intercalati ai depositi clastici sono presenti a varie altezze stratigrafiche, orizzonti decametrici stratificati di *tuff* riolitici saldati. La roccia presenta un colore da rosso scuro ad arancio, solo localmente si hanno porzioni verdine. La componente grossolana del deposito (ossatura) è formata da piccoli (< 1mm) e radi cristalli di feldspati rosati e quarzo immersi in una pasta di fondo omogenea irrisolvibile alla lente. Petrograficamente si evince una struttura elastica con ceneri cristalline immerse in una matrice fine di ceneri vetrose costituite da frammenti ad X e ad Y deformati e rinsaldati (struttura eutaxitica) derivanti dalla frammentazione di pomici; tale struttura è tipica dei depositi ignimbrici. La componente cristallina è rappresentata da sanidino, plagioclasti, quarzo e rara biotite, le fasi accessorie sono apatite e zircone. Sono presenti inclusi litici metamorfici (filladi) con dimensioni fino al centimetro, che presentano un caratteristico bordo di alterazione cromatica prodotto dall'elevata temperatura dell'ignimbrite.

#### 2.2.7. - *Formazione di Monte Luco* (MLC)

I depositi vulcanici di questa formazione sono il prodotto di accumulo di una intensa attività eruttiva esplicitasi principalmente con colate laviche più o meno estese e con formazione di ripetuti ed imponenti domi. I singoli episodi effusivi sono separati da spessi orizzonti di lave in facies a blocchi e/o autobrecciate, da altrettanto potenti e discontinui orizzonti piroclastici e da sedimenti clastici depositati in piccoli bacini confinati. Gli spessori massimi (circa 1300 metri) si





Fig. 7 - Formazione di Monte Luco (loc. versante meridionale di M. Luco Piccolo): **(a)** Bande di flusso nelle lave riodacitiche. **(b)** Facies a blocchi nelle lave riodacitiche

registrano nell'area di Monte Luco, dove peraltro esistono le migliori esposizioni ed è visibile il limite inferiore paraconcordanza su CGB. Altri estesi affioramenti, limitati alla porzione superiore della formazione, sono presenti sul versante destro della Val d'Adige presso Foiana.

Litologicamente si distinguono lave riodacitiche molto compatte con fratture irregolari e distanziate; colore da roseo-bruno a violaceo, che localmente assume toni sul verde. Presentano aspetto sia massivo, che con bande di flusso dall'andamento parallelo e più raramente ondulato e/o anastomizzato (Fig. 7a). 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 plagioclasti di colore rosa intenso (2-4 mm), biotite, pirosseno e meno abbondante quarzo con individui plurimillimetrici a morfologia subarrotondata in una pasta di fondo omogenea ed irrisolvibile alla lente.

Petrograficamente si rileva una grana medio-grossolana con indice porfirico compreso tra 30 e 40. I fenocristalli sono costituiti da plagioclasti tendenzialmente idiomorfi in associazioni simplectitiche ed in aggregati glomeroporfirici, ampiamente sostituiti da sericite, clorite, calcite, fasi argillose e talvolta ricristallizzati in albite limpida con motivi a mosaico; quarzo sempre con morfologia arrotondata ad anse e frequentemente fratturato; biotite quasi sempre sostituita da clorite, sericite, opachi e quarzo; pirosseno sempre completamente sostituito da clorite, sericite ed opachi. Fra le fasi accessorie si identificano apatite allungata a bastoncino, contenuta prevalentemente nelle fasi femiche e nella pasta di fondo, e zirconio idiomorfo. La pasta di fondo è costituita da un aggregato quarzo-feldspatico micro-cryptocristallino generalmente con struttura a fiocchi e fratturazioni perlitiche che deriva da ricristallizzazione di una componente vetrosa omogenea (Fig. 8a). Si rinvenivano talora inclusi xenolitici lavici di composizione più basica, probabilmente andesitico-dacitica, con maggiore organizzazione della pasta di fondo ed elevato grado di ossidazione ed alterazione.

Localmente sono presenti facies a blocchi. Queste porzioni sono caratterizzate da blocchi subangolosi 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. Quando la matrice è poco coerente la struttura a blocchi della roccia è messa in evidenza dall'erosione selettiva; più spesso il riconoscimento della stessa non è immediato (Fig. 7b). Petrograficamente i blocchi mostrano tessiture e composizioni analoghe a quelle delle lave massive, mentre le porzioni interstiziali sono ricche di piccoli frammenti cristallini inglobati in una matrice cryptocristallina.

A diverse altezze stratigrafiche, intercalati alle lave, sono presenti lenti ed orizzonti piroclastici ed epiclastici che sono stati cartografati solo quando i relativi spessori lo consentivano.





Fig. 8 - (a) Lave riodacitiche della formazione di Monte Luco a grana medio-grossolana, struttura porfirica fluidale con fenocristalli di quarzo embyed, plagioclasti e biotite in fondo microcrystallino. (b) Lave andesitiche della formazione di Monte Luco a grana fine e con radi fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno in una pasta di fondo pilotassitica fluidale. (c) Livelli di tuff a laminazione incrociata della formazione di Monte Luco caratterizzati dalla presenza di lapilli accrezionari (loc. cima M. Luco Piccolo). (d) Dettaglio in sezione sottile dei lapilli accrezionari

#### 2.2.7.1. - Tuff-breccia e tuff (MLC<sub>a</sub>)

I *tuff-breccia* sono costituiti da breccie a sostegno di matrice in strati disorganizzati da spessi a molto spessi; 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 isoorientati. La matrice, costituita da lapilli e ceneri sia cristalline che vetrose, presenta un medio grado di saldatura. I *tuff*, costituiti solo da ceneri cristalline e vetrose, sono spesso localizzati alla base degli orizzonti di *tuff-breccia*, si presentano in livelli da decimetrici a metrici con laminazione piano-parallela e/o incrociata a basso angolo; presentano una buona selezione granulometrica (Fig. 8c). In alcuni livelli sono presenti dei lapilli centimetrici di forma tondeggiante che presentano strutture

concentriche di accrescimento (lapilli accrezionali) (Fig. 8d). I livelli di *tuff* sono probabilmente il risultato della deposizione di surge piroclastici che precedevano l'emissione e/o la messa in posto dei flussi piroclastici più densi.

#### 2.2.7.2. - Epiclastiti ( $MLC_b$ )

I livelli epiclastici si presentano in facies molto variabile da torrentizia a lacustre. Sono presenti conglomerati identici per composizione e facies ai livelli presenti nel Conglomerato basale, il che presuppone ancora la presenza in erosione di vaste aree del basamento metamorfico. Altri depositi sono costituiti da siltiti ed arenarie fini in strati medi e sottili di colore grigio, ricche in mica e con superficie superiore modellata da *ripple*. Esse sono in fitta alternanza con peliti scure localmente bituminose; in alcuni di questi orizzonti sono anche presenti dei livelli carbonatici scuri. Gli spessori massimi (70 metri) si registrano sul versante orientale di M. Luco Piccolo (Canalone Lavina). Talora sulla superficie di strato si possono osservare piccole impronte di tetrapodi.

#### 2.2.7.3. - Lave andesitiche ( $MLC_c$ )

Queste si presentano molto compatte, ma intensamente fratturate, hanno colorazione nera e sono quasi perfettamente afanitiche; si sono osservate sia facies a blocchi che, più spesso, facies di colata con bande di flusso. Petrograficamente si evidenziano radi fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno in una pasta di fondo pilotassitica fluidale (Fig. 8b). Queste lave sono presenti solo in una ristretta zona sul versante orientale del M. Luco Piccolo dove costituiscono un orizzonte di spessore variabile tra 30 e 70 metri. La deposizione di queste lave sembra essere stata controllata da una tettonica distensiva, che ha creato una piccola depressione colmata prima da sedimenti lacustri e quindi dalle andesiti stesse.

#### 2.2.7.4. - Lave riolitiche ( $MLC_d$ )

Al tetto della formazione nel settore di Foiana è presente un orizzonte di lave riolitiche di colore bianco-beige, dello spessore variabile tra 5 e 40 metri. L'orizzonte presenta evidenti e diffuse bande di flusso per lo più ondulate, fino a convolute. Altre volte la roccia presenta una struttura a bande irregolari, date da alternanze di livelli molto compatti afanitici di colore rosso-beige e livelli più friabili di colore biancastro fortemente caolinizzati. Nelle porzioni afanitiche compatte si riconoscono alla lente rari microcristalli. Petrograficamente sono lave a basso

indice porfirico ( $< 10$ ) con grana medio-fine. Fra i fenocristalli si riconoscono: quarzo tendenzialmente idiomorfo, plagioclasti sericitizzati, sanidino diffusamente argillificato e biotite sostituita da opachi. La pasta di fondo è microcristallina a diverso grado di ricristallizzazione e presenta sistemi di fratturazione perlitica con permeazione di ossidi e di fasi argillose.

## 2.2.8. - Formazione di Castel Leone (ICL)

Sono i prodotti piroclastici più antichi di una certa potenza che si ritrovano in questa porzione del Gruppo Vulcanico Atesino. Essi affiorano con spessori variabili tra 50 e 200 metri sul versante destro della Val d'Adige tra il Rio di Foiana e Castel Leone e su quello sinistro lungo il Rio Eschio presso Gargazzone; limitati affioramenti sono presenti anche nella zona di Senale. Il limite inferiore è netto paraconcordante su MLC e MLC<sub>d</sub>.

Litologicamente si tratta di *lapilli-tuff* saldati a composizione riodacitica. La roccia presenta diverso grado di coerenza, con colore generalmente da rosso scuro a rosso vivo; localmente (soprattutto alla base) può assumere toni grigio-verdi. Il deposito è stratificato con spessori da metrici a decametrici e superfici limite irregolari; all'interno dei singoli strati la roccia presenta generalmente aspetto massivo con tendenza a manifestare degli allineamenti preferenziali parallelamente alla giacitura dell'unità di flusso. La fratturazione è generalmente irregolare e distanziata. Localmente si osserva una tessitura a fiamme centimetriche molto sviluppata. Sono inoltre presenti inclusi litici centimetrici di vulcaniti afanitiche rosse. L'ossatura è costituita da piccoli (1-2 mm) ed abbondanti cristalli di feldspato di colore bianco, quarzo e subordinata biotite, immersi in una pasta di fondo omogenea, irrisolvibile alla lente. Nelle porzioni basali le dimensioni dei cristalli tendono ad essere maggiori e si osserva una relativa abbondanza di inclusi litici. Il deposito è probabilmente il risultato della messa in posto di più flussi ignimbritici.

Petrograficamente si evidenzia una struttura clastica orientata costituita da lapilli e ceneri cristallini (40-50 %) in un fondo criptocristallino-vetroso a tessitura fluidale con porzioni a struttura sferulitica ed intorbidato per diffusa ossidazione. I cristalli sono rappresentati da plagioclasti sostituiti da albite, sericite e calcite, quarzo in frammenti spigolosi ed in cristalli con bordi arrotondati e profonde anse, biotiti deformate e sostituite da opachi, pirosseni completamente sostituiti da clorite, sericite ed opachi. Le fasi accessorie sono rappresentate da zircone, apatite ed epidoto allanitico. Le fiamme hanno struttura porfirica con plagioclasti, quarzo e biotite in fondo microcristallino modellato per schiacciamento. I litici di natura vulcanica sono costituiti da numerosissimi minuti frammenti di quarzo, raro plagioclasio e zircone in un fondo vetroso molto ossidato.

Lungo il Rio Eschio nella zona di Gargazzone, all'interno della formazione sono presenti vene e filoncelli felsitici non cartografabili di colore grigio scuro ad orientazione variabile e di spessore da metrico a decimetrico. Sono costituiti prevalentemente da quarzo felsitico-microgranulare associato a microgranulazioni opache; includono frammenti e cristalli della roccia incassante.

I *lapilli-tuff* derivano dalla messa in posto di flussi piroclastici di tipo ignimbrico in ambiente subaereo.

### 2.2.9. - Formazione di Gargazzone (IGG)

La formazione affiora con spessori fino ad 800 metri su un'estesa area sia sui due versanti della Val d'Adige a nord di Nalles e Terlano, sia nel settore meridionale del Monte Luco fino quasi a Tregiovo. Essa rappresenta il prodotto di imponenti espansioni ignimbrici che, con più unità di flusso saldate, ricoprono gran parte di questo settore del Gruppo Vulcanico Atesino e riescono a colmare le depressioni createsi nelle fasi precedenti. Presenta un limite inferiore netto paraconcordante o discordante su MLC e ICL.

È costituita da *lapilli-tuff* rioidacitici saldati, molto omogenei ed estremamente coerenti di colore nero o grigio scuro-verdognolo che possono assumere toni sul rosso violaceo lungo le fessurazioni per progressiva ossidazione. Quest'ultima può talora essere pervasiva e sostituire completamente la colorazione originaria. Quando la roccia subisce alterazioni idrotermali ed autometasomatiche diviene biancastra e/o giallastra con perdita di coerenza. Le superfici esposte all'alterazione subaerea presentano colori sul grigio chiaro ed arancione. La roccia è in genere nettamente suddivisa in lastre molto regolari (1-30 cm) da fratture subverticali; sono inoltre presenti, anche se meno evidenti, altri due sistemi di frattura circa ortogonali al primo e tra di loro. Le porzioni di tetto presentano un aspetto marcatamente più orientato per le abbondanti fiamme e colorazioni rosso violaceo. L'ossatura è costituita da numerosi cristalli (1-3 mm) di plagioclasti di colore bianco e/o rosa chiaro, quarzo e biotite in una massa di fondo omogenea, irrisolvibile alla lente. Molto abbondanti sono gli inclusi juvenili a struttura porfirica di dimensioni da centimetriche fino a decimetriche, che si presentano spesso schiacciati ed isorientati: rappresentano probabilmente porzioni residue di magma, che aveva subito durante la risalita e prima della frammentazione una parziale cristallizzazione. Localmente si osservano inclusi litici sia di vulcaniti che di più rare metamorfiti.

L'osservazione petrografica evidenzia una roccia con struttura clastica orientata, priva di selezioni granulometriche, con abbondanti lapilli e ceneri cristalline (40-60%) in una pasta di fondo costituita da un aggregato criptocristallino felsitico pseudofluidale, a volte sferulitico, derivato dalla ricristallizzazione della com-

ponente vetrosa originaria. Mostra anche diffuse plaghe di alterazione cloritica e calcitica, sparsi cristalli di pirite e diffuse microgranulazioni ematitiche. I plagioclasti, tendenzialmente idiomorfi o in frammenti arrotondati, sono trasformati in aggregati di albite, sericite, calcite ed opachi. Il quarzo varia da grossi cristalli con bordi arrotondati ed ampie insenature, fino a piccoli frammenti spigolosi. La biotite è prevalentemente idiomorfa, ma deformata e sostituita da ossidi, clorite e aggregati policristallini di quarzo secondario. Il pirosseno è completamente sostituito da clorite verde a ciuffetti, sericite ed opachi. Raramente si rileva anche la presenza di sanidino opacizzato per argillificazione. Le fasi accessorie sono costituite da epidoto allanitico, apatite in bastoncelli (sia nel fondo che nei cristalloclasti), zircone in individui idiomorfi, ben evidenziati dall'aureola policroica e da numerose fasi opache. Le fiamme hanno struttura porfirica con un'associazione di fenocristalli identica a quella già descritta, contenuta in una pasta di fondo ricristallizzata con formazione di strutture quarzo-feldspatiche a fiocchi.

#### 2.2.10. - *Formazione di Verano (COV)*

Si tratta di una estesa e potente successione di sedimenti clastici che si sviluppa al tetto di IGG e nel settore compreso tra il Rio Eschio a sud, e il Rio Sinigo a Nord (FELS & PAUL-KOCH, 1985). Essa sembra costituire il riempimento di una depressione originatasi contemporaneamente allo sprofondamento vulcano-tettonico della zona a sud di Terzano-Nalles. Temporalmente essa occupa tutto il periodo della messa in posto, nelle altre aree del GA, delle successive unità vulcaniche e viene ricoperta solo dagli ultimi prodotti esplosivi di tale attività (ORA<sub>1</sub>). Nel Foglio Appiano essa affiora in un piccolo lembo al limite nord del foglio nella zona a nord-ovest di Meltina per uno spessore di una trentina di metri e per pochi metri al tetto di ICL nella zona di Bagni di Foiana.

Litologicamente si tratta di prevalenti arenarie mal selezionate con clasti da centimetrici fino a pluri-decimetrici dispersi in esse; più raramente si osservano concentrazioni in lenti e tasche; i clasti hanno composizione esclusivamente vulcanica e provengono per oltre il 90 % dall'erosione della formazione sottostante (IGG). Gli strati sono da decimetrici a metrici, spesso amalgamati, con superfici di separazione irregolari e presentano una media continuità laterale. Raramente si osservano laminazioni parallele o a festoni. La colorazione è di solito rossa. Alla base sono presenti localmente facies più fini composte da strati medi e sottili di silt, arenarie fini e peliti in parte marnose di colore dal rosso al grigio cenere.

#### 2.2.11. - *Formazione di Avelengo (AGO)*

Affiora con discontinuità al tetto di IGG per uno spessore variabile da 200 a

50 metri a nord della Val d'Adige. Nel Foglio è presente solo nella zona di Salotetto (80 m) dove è ricoperta in discordanza dalle Arenarie di Val Gardena. Essa è delimitata lateralmente da due faglie, subverticali ad andamento parallelo ed orientazione NNE-SSW, di cui una sindeposizionale, per cui il deposito viene a colmare una piccola depressione formata al tetto di IGG.

E' costituita da lave riodacitiche poco compatte di colore viola più o meno scuro. Si tratta di una roccia a marcata struttura porfirica con fenocristalli idomorfi (2-6 mm) di plagioclasti bianchi, più raramente rosati, biotite e meno abbondante quarzo con forme arrotondate, in una pasta di fondo microcristallina. A volte sono presenti grandi (4-5 cm) fenocristalli idiomorfi di K-feldspato identici a quelli presenti in TRL al quale, per altro, la roccia assomiglia litologicamente. Le lave sono sia in facies massiva che con bande di flusso; a luoghi, intercalati ad esse, sono presenti livelli decimetrici di *tuff* fini a laminazione incrociata (depositi di *surge*).

Petrograficamente la roccia ha struttura porfirica orientata, grana medio-grosolana ed indice porfirico 45. I fenocristalli sono rappresentati da plagioclasti sericitizzati e leggermente argillificati, biotite sostituita da opachi, quarzo arrotondato e con anse, pirosseno sostituito da opachi, raro sanidino argillificato. Accessori sono apatite e zirconio. La pasta di fondo è costituita da un aggregato quarzo-feldspatico da cripto a microcristallino con diffuse microgranulazioni di opachi.

## 2.2.12. - *Formazione di Nalles (NAL)*

Rappresenta la formazione vulcanica più antica affiorante nella Val d'Adige a sud dell'allineamento Nalles-Terlano. Di essa non è esposta la base e gli spessori massimi arrivano a 400 metri. E' presente alla base delle pareti che si affacciano direttamente sulla piana dell'Adige sia in destra, che in sinistra orografica, ma le esposizioni migliori si osservano a sud di Nalles.

Litologicamente si tratta di *lapilli-tuff* riolitici saldati molto coerenti da rosa-grigio-verdino a rosso mattone. La roccia presenta una fratturazione verticale netta e regolare, che solo localmente sviluppa una suddivisione fitta in lastre. Sempre presenti e molto evidenti sono invece le fiamme costituite da frammenti afanitici, schiacciati ed allungati, di colore grigio-verde o rosso, che possono raggiungere dimensioni anche notevoli (30-50 cm) e creare a volte una pseudolaminazione parallela. Dove il materiale fine che costituisce queste fiamme è stato asportato per alterazione/erosione selettiva, la roccia presenta un allineamento caratteristico di vuoti allungati. L'ossatura è data da abbondanti cristalli di 1-2 mm di plagioclasti, da rosa tenue a più intenso, sanidino e quarzo in una pasta di fondo non omogenea alla lente.

Petrograficamente si ha una struttura clastica orientata con lapilli e ceneri cri-



stallini (30-50 %) in una pasta di fondo devetrificata in aggregati felsitici, talora sferulitici, arrossati per ossidazioni diffuse e con tessitura pseudofluidale evidenziata da allineamenti ondulati di microgranulazioni opache. Fra i cristalli i plagioclasti sono alterati in sericite, fasi argillose, calcite e fasi opache, il sanidino è sempre alterato per argillificazione da moderata a molto spinta, il quarzo presenta arrotondamenti ed anse, la biotite è generalmente sostituita da opachi ed il pirosseno è sostituito da clorite verde a ciuffetti, quarzo secondario e opachi. Tra le fasi accessorie si trovano zircone ed apatite.

#### 2.2.12.1. - Membro di San Maurizio (NAL<sub>1</sub>)

Nella porzione superiore è stato distinto a volte un membro di *tuff* riolitici saldati caratterizzato da riduzione della frequenza e dimensione dei cristalli. La roccia assume un colore da rosso scuro a grigio-viola e diventa estremamente coerente. Presenta allora una tessitura omogenea finissima, irrisolvibile alla lente, in cui si riconoscono da rari a pochi cristallini submillimetrici di feldspato e quarzo. Molto spesso è presente una marcata tessitura fluidale costituita dalla fitta



Fig. 9 - Tuff riolitici del membro di San Maurizio della formazione di Nalles a struttura clastica con ceneri cristalline e fiamme schiacciate ed orientate in pasta di fondo interessata da fratturazione perlitica e da ampie opacizzazioni.



isorientazione (parallelamente al flusso piroclastico) di livelletti vetrosi di spessore millimetrico e lunghi da 2 a 3 cm.

Petrograficamente si ha una struttura clastica orientata con ceneri cristalline (20-30 %) costituite da plagioclasti, sanidino, quarzo, biotite e pirosseno in una pasta di fondo devetrificata con struttura felsitica ed a fiocchi con marcati motivi fluidali evidenziati in modo molto vistoso da fasi opache (Fig. 9). In altri casi la pasta di fondo non evidenzia motivi fluidali, ma è costituita da un insieme di sottili frammenti vetrosi arcuati e schiacciati con tessitura eutassitica. Il membro presenta limiti estremamente gradualmente con il resto della formazione e lo spessore massimo osservato è di circa 70 metri. Le migliori esposizioni si hanno presso San Maurizio e subito a sud di Andriano presso la cava Unterberg.

Sia i *lapilli-tuff* che i *tuff* derivano dalla messa in posto di potenti flussi piroclastici di tipo ignimbrico.

#### 2.2.12.2. - Membro di S.S. Cosma e Damiano (NAL<sub>2</sub>)

È presente al tetto della formazione di Nalles; si presenta ben stratificato con spessore variabile tra 10 e 70 metri, ed è costituito da alternanze di *tuff-breccia*, *lapilli-tuff* e *tuff* a composizione riolitica. Per le peculiari caratteristiche litologiche che rappresenta un orizzonte guida molto utile nel rilevamento e nelle correlazioni.

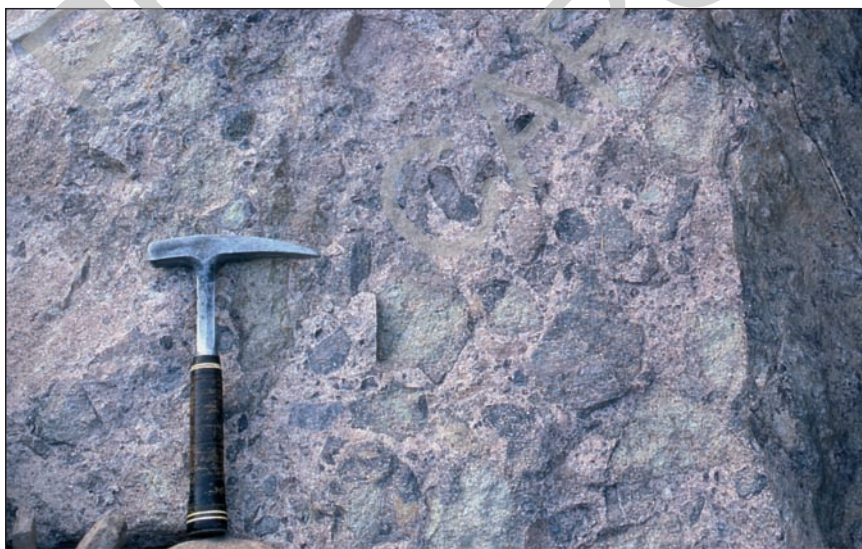


Fig. 10 - Tuff-breccia del membro di S.S. Cosma e Damiano della formazione di Nalles (loc. Andriano).

ni di aree che presentano successioni in parte differenti. Le esposizioni migliori si hanno presso la cava Unterberg (Andriano), lungo la strada per Monticolo (Terlano), presso S.S. Cosma e Damiano e a Guncina.

*Tuff-breccia* e *lapilli-tuff* sono organizzati in strati molto spessi, piano-paralleli, costituiti da proporzioni variabili di frammenti litici vulcanici e juvenili immersi in una matrice clastica con frammenti di cristalli e ceneri. I litici presentano varie dimensioni (fino ad 1 m), spigoli sia vivi che subarrotondati e diversa composizione (Fig. 10); alcuni presentano caratteristici bordi di alterazione termica. Gli inclusi juvenili sono scuri, afanitici ed a volte risultano parzialmente schiacciati od allungati secondo la stratificazione. Alcuni strati presentano base erosiva e si osservano nei litici di maggiore dimensione gradazioni inverse (prevalentemente alla base) e dirette. Essi rappresentano il prodotto della messa in posto di flussi piroclastici poco voluminosi, ma ad alta energia.

Alternati ai *tuff-breccia* sono presenti depositi di *tuff* in strati sottili. Essi presentano buona selezione granulometrica ed una laminazione parallela ed incrociata a basso angolo; sono presenti anche livelli gradati a granulometria più fine (ceneri fini). Gran parte dei livelli a granulometria fine sono il prodotto di eventi esplosivi a bassa densità (*surge*); per alcuni di essi (quelli gradati) resta il dubbio che si possa trattare di depositi di caduta. A seconda delle diverse zone di affioramento questi depositi sono più o meno spessi o possono mancare del tutto.

Nella zona di Monticolo (sopra Terlano) nella porzione superiore di questo membro sono presenti alcuni metri di lave riolitiche a struttura porfirica con fenocristalli di quarzo, plagioclasti, sanidino e biotite in pasta di fondo devetrificata con motivi a fiocchi o con struttura sferulitica fibroso-raggiata concentrica con nucleo e zone interstiziali a quarzo poligonale.

### 2.2.13. - *Formazione di Guncina* (FMG)

È una formazione clastica continentale ben stratificata che affiora con una certa continuità su entrambi i versanti della Val d'Adige tra Terlano e Bolzano con spessori e facies estremamente variabili in funzione della articolata fisiografia determinata dalla precedente attività vulcano-tettonica. Essa presenta un limite inferiore in parte erosivo su NAL, TRL e IGG ed in parte graduale e continuo su NAL<sub>2</sub>. Gli accumuli maggiori (250 metri) si registrano al limite Est del Foglio, presso Guncina, si riducono gradualmente verso NW, risalendo la Valle dell'Adige, fino ad essere assenti del tutto nella zona di Castel Casanova. Altri massimi si registrano a Monticolo (Terlano) e Grissiano e sono localizzati in prossimità della importante dislocazione sindeposizionale già citata. Alla formazione sono stati associati anche alcuni depositi clastici grossolani presenti nella zona di Tregiovo e compresi stratigraficamente tra IGG e IGR. La deposizione della formazione

rappresenta un momento importante ed abbastanza generalizzato di stasi dell'attività effusiva.

Si differenziano due litofacies principali.

#### 2.2.13.1. - Facies conglomeratica (**FMG<sub>a</sub>**)

Conglomerati e breccie a diverso grado di organizzazione con elementi esclusivamente vulcanici di diversa natura. Strati da spessi a molto spessi a geometria piano-parallela alla scala dell'affioramento e base da erosiva a non erosiva. Sono presenti sia orizzonti clasto-sostenuti in matrice arenitica grossolana, che presentano una leggera embriciatura dei clasti, sia orizzonti a sostegno di matrice in cui si osserva una gradazione inversa con i clasti maggiori (anche 1 metro) dispersi nella porzione superiore dello strato. Sono presenti anche strati prevalentemente arenitici massivi in cui flottano rari clasti. Il grado di evoluzione dei clasti nei singoli strati è estremamente variabile: ciò è evidenziato dalla morfologia che passa da angolosa a ben arrotondata. Le breccie prevalgono alla base della formazione. Si tratta prevalentemente comunque di depositi gravitativi in massa (*debris flow* e *mud flow*) in cui l'azione delle acque correnti è molto limitata.

#### 2.2.13.2. - Facies arenitica e/o pelitica (**FMG<sub>b</sub>**)

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. Localmente sono presenti dei clasti centimetrici ben arrotondati. Altre volte sono presenti alternanze di arenarie medio-fini, siltiti e peliti di colore dal grigio al rosso, in strati medi e sottili piano-paralleli. Negli strati arenitici si osserva una gradazione diretta. Occasionalmente sono presenti anche intercalazioni sottili di calcari scuri laminati e livelli di selce con ben preservate spore e pollini (KRAINER & SPÖTL, 1998; HARTKOPF-FROEDER *et alii*, 2001).

#### 2.2.14. - Formazione di Gries (**IGR**)

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 sono presenti nella zona di Tregiovo. Presentano spessori fino a 150 m, un limite inferiore concordante su NAL ed in parte discordante su IGG e FMG.

È costituita da *lapilli-tuff* riolitici saldati di colore rosso scuro-violaceo ad aspetto massivo o blandamente orientato parallelamente alle linee di flusso. L'ossatura è formata da abbondanti cristalli millimetrici di sanidino, feldspato rosa intenso e quarzo, immersi in una pasta di fondo rosso-violacea felsitica fluidale, irrisolvibile alla lente. Localmente sono presenti inclusi litici sia vulcanici che metamorfici con bordo di reazione termica; più di frequente si osservano numerosi inclusi juvenili (fiamme) a tessitura porfirica con forma globosa anche di grandi dimensioni (50 cm) e appendici schiacciate, interdigitate con il fondo, allungate ed isorientate secondo la direzione del flusso.

Petrograficamente si ha una struttura elastica orientata con lapilli e ceneri cristallini (30-50 %) costituite da plagioclasti sostituiti da albite, sericite, calcite e fasi argillose, sanidino argillificato ed albitizzato a mosaico, quarzo arrotondato e ad anse, biotite sostituita da opachi, pirosseno sostituito da opachi e clorite, zircone e apatite come accessori. La pasta di fondo è devetrificata e costituita da aggregati quarzo-feldspatici felsitici con evidenti strutture pseudofluidali marcate da microgranulazioni opache; sono ben evidenti le fessurazioni perlitiche che vengono permeate da ossidazioni e da sericite.

#### 2.2.14.1. - Breccie vulcanoclastiche (IGR<sub>a</sub>)

In alcune zone la porzione superiore o tutta la formazione è costituita da breccie vulcanoclastiche in parte grossolanamente stratificate. La roccia è costituita da blocchi e clasti da metrici a centimetrici, subarrotondati o subangolari ad assetto caotico, quasi a contatto fra loro, immersi in una matrice meno coerente microgranulare. I clasti così come la matrice sono esclusivamente costituiti da frammenti della formazione originaria. Sono presenti occasionali vene di selce rossa. Per quanto riguarda l'origine del deposito, mentre per la parte inferiore si tratta di espandimenti ignimbrici, le breccie sono probabilmente dovute a brevi trasporti in massa, in seguito a collassi gravitativi del deposito piroclastico appena deposto.

#### 2.2.15. - Formazione di Andriano (LAN)

È una formazione molto caratteristica, che affiora nel settore compreso tra "Il Giovo", Bolzano ed Andriano su entrambi i lati della Val d'Adige con spessori estremamente variabili fino a 450 metri. Essa ricopre con limite netto e discordante sia FMG, che diversi livelli di NAL. Nelle zone della Val d'Adige a sud del Foglio Appiano essa ricopre inoltre IGR. La messa in posto delle lave della formazione di Andriano segna il definitivo colmamento del dislivello creato dall'attività



Fig. 11 - *Bande di flusso con differenti inclinazioni nelle lave della formazione di Andriano esposte nelle pareti sulla Val d'Adige presso Riva di Sotto.*

della linea Terlano-Nalles: esse infatti ricoprono in continuità di affioramento sia le successioni presenti a sud (con spessori massimi) che quelle settentrionali (con spessori ridotti). Le esposizioni migliori si hanno lungo il Rio Gaido, sulle pareti presso Riva di Sotto e sopra Settequerce.

Litologicamente sono lave riolitiche compatte di colore da rosso-arancio a rosso-mattone fino a rosso violaceo, con diffuse bande di flusso lavico di spessore variabile tra 5 e 20 cm; esse vengono evidenziate dall'erosione selettiva che agisce preferenzialmente lungo i giunti. Queste laminazioni sono generalmente piano-parallele o leggermente ondulate, ma presentano anche ampie ondulazioni con formazione di motivi strutturali di pieghe a ginocchio o rovescie; si osservano anche set di bande che si incontrano con angoli variabili (Fig. 11). È presente una buona fratturazione verticale. La roccia ha struttura porfirica con fenocristalli (1-3 mm) idiomorfi di feldspati bianchi o rosati e quarzo immersi in una pasta di fondo omogenea irrisolvibile alla lente. La percentuale dei fenocristalli è molto variabile ed a volte si osservano livelli poveri in fenocristalli ed addirittura afirici. A luoghi alla base e al tetto sono presenti alcuni metri in facies a blocchi e/o auto-brecciata con sviluppo di alterazioni che rendono la roccia molto friabile.

Petrograficamente mostrano struttura porfirica, talora orientata, a grana variabile da media a grossolana con indice porfirico compreso tra 35 e 45. Tra i



fenocristalli il quarzo mostra arrotondamenti, ampie anse ed inclusioni di pasta di fondo; il plagioclasio si trova associato in aggregati sinplectitici o glomeroporfirici anche con il K-feldspato, spesso è sericitizzato, albitizzato, argillificato ed intensamente permeato da opachi; il K-feldspato (sanidino) è interessato da abbondanti alterazioni argillose e da albitizzazione; la biotite è sostituita completamente o parzialmente da opachi; il pirosseno è sostituito da aggregati microcristallini di opachi, sericite e clorite; apatite e zircone sono le fasi accessorie. La pasta di fondo, originariamente vetrosa, presenta sempre completa ricristallizzazione con motivi a fiocchi che possono evolvere in aggregati poligonali di quarzo secondario. Si identificano anche lave in cui il fondo presenta motivi fluidali con orientazione di microlamelle biotitiche e lave in cui lungo la foliazione si verifica la fratturazione dei fenocristalli e della pasta di fondo con produzione di vene allungate di silice arrossata e calcite. Le lave inoltre contengono rari inclusi xenolitici di origine magmatica a struttura granofirica con quarzo e ortoclasio; si è anche rinvenuto un incluso metamorfico di crosta profonda, interessato da ampie cristallizzazioni di spinello ercinitico idiomorfo di colore verde associate a sillimanite in cristalli aghiformi e quarzo.

#### 2.2.15.1. - Filone andesitico ( $LAN_a$ )

Nella zona di Cologna la formazione è attraversata da un filone andesitico subverticale di circa 100 metri di spessore. Esso ha un aspetto compatto, colore variabile dal nero al rosso cupo ed è prevalentemente afanitico. Petrograficamente le andesiti del filone sono marcatamente fluidali ed afanitiche con indice porfirico inferiore a 5. Fra i fenocristalli si osservano plagioclasti idiomorfi spesso in aggregati glomeroporfirici di soli plagioclasti o con clinopirosseni. La pasta di fondo, a struttura microlitica orientata, è costituita da esili cristalli plagioclastici in una matrice irrisolvibile in cui spiccano micropirosseni sostituiti da ossidi rossi.

#### 2.2.15.2. - Lava andesitica ( $LAN_b$ )

Nella stessa zona al tetto della formazione è presente un corpo di alcune decine di metri di lave andesitiche. Queste si presentano stratificate con prevalenza di facies a blocchi e microbrecciate, che per l'intensa alterazione hanno un tipico colore verde azzurrognolo; le facies di colata si presentano più compatte con tipiche bande di flusso, prevalentemente afanitiche con radi cristallini di feldspato e colore variabile da nero a rosso cupo.

Petrograficamente le lave andesitiche della colata sono identiche alle andesiti del filone ( $LAN_a$ ) precedentemente descritte.

La messa in posto di questi prodotti basici è da mettere in relazione all'attività sinvulcanica di alcune faglie distensive che dislocano l'area creando zone di alto e zone relativamente ribassate. È proprio lungo queste dislocazioni che si sono impostati i filoni, mentre le colate laviche si ritrovano sugli adiacenti gradini ribassati.

#### 2.2.16. - *Formazione di Tregiovo (TGV)*

È la formazione sedimentaria intravulcanica permiana più nota e studiata negli affioramenti pelitici nei dintorni di Tregiovo ("Scisti di Tregiovo"). Ad essa sono dedicati numerosi lavori di carattere biostratigrafico (REMY & REMY, 1978; CASSINIS & DOUBINGER, 1991, 1992; BARTH & MOHR, 1994; CONTI *et alii*, 1997) e giacimentologico (MOSTLER, 1965, 1966; HADITSCH & MOSTLER, 1974; KLAU & MOSTLER, 1983). Il contesto stratigrafico e paleostrutturale, nonché alcuni aspetti sedimentologici, sono discussi in GIANNOTTI (1963), FUGANTI & ULCIGRAI (1965), ULCIGRAI (1969), BARGOSSO *et alii* (1983), ASTL & BREZINA (1986), CASSINIS & NERI (1990, 1992), CASSINIS *et alii* (1988, 1993, 1998), BAMPI (1994), JIN *et alii* (1998), NERI *et alii* (1999).

Alla formazione di Tregiovo sono stati associati sedimenti in facies simile affioranti nella Val d'Adige e collocati nella stessa posizione stratigrafica (Grisiano, Sirmiano e San Genesio). L'intera successione, dello spessore massimo di 250 metri, è il prodotto dello smantellamento dei paleorilievi permiani in un ambiente continentale, probabilmente simile per le caratteristiche climatiche a quello di sedimentazione delle Arenarie di Val Gardena (FELS, 1982). Il limite inferiore è netto, concordante od erosivo su IGR, LAN e IGG. Il tetto è generalmente suturato da ORA<sub>1</sub>, tranne in un caso particolare dove la formazione è direttamente in contatto stratigrafico con le Arenarie di Val Gardena (GAR) (sponda sinistra del Rio Pescara poche centinaia di metri a nord della confluenza con il Torrente Lavazzé).

Della formazione sono state cartografate due distinte litofacies (Fig. 12).

##### 2.2.16.1. - *Facies conglomeratica (TGV<sub>a</sub>)*

I conglomerati sono costituiti da blocchi di forma irregolare da spigolosi a subarrotondati con dimensioni da centimetriche a decimetriche, quasi sempre vulcanici a composizione da riolitica a riodacitica e localmente da caratteristici frammenti di selce rossa. Le proporzioni tra matrice e clasti sono variabili, come pure il grado di maturità tessiturale della matrice. L'assetto è caotico nei livelli inferiori (*debris flow*), mentre verso l'alto aumenta l'organizzazione del deposito e diventa più evidente la stratificazione.



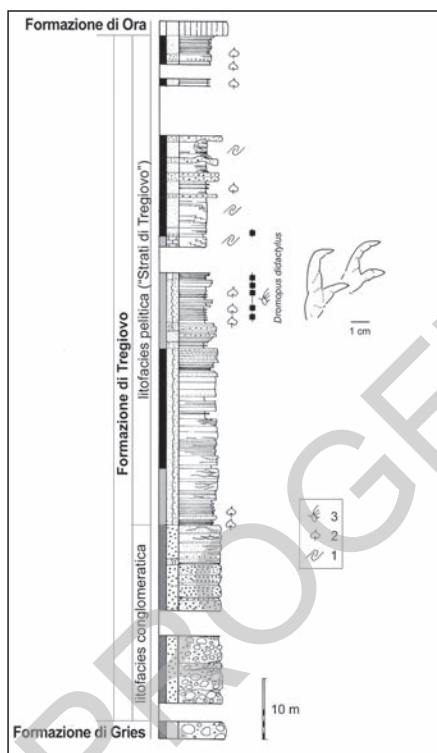


Fig. 12 - Serie stratigrafica semplificata della Formazione di Tregiovo sul fianco orientale del Monte Dian.

Nell'unità superiore ("Strati di Tregiovo") sono comuni impronte di tetrapodi e resti vegetali. 1 - slumpings; 2 - resti vegetali; 3 - impronte di tetrapodi.

Lo spessore di questa litofacies è estremamente variabile può raggiungere i 50 m nella zona del Monte Dian e ridursi rapidamente fino a scomparire localmente (Rio Pescara e Lauregno); i conglomerati suturano ampie depressioni erose nelle unità vulcaniche sottostanti (IGG e IGR). Gli affioramenti più significativi si localizzano a NE del M. Dian in alta Val di Non, a Sud dell'abitato di Mione lungo il Rio Pescara, ed in destra orografica del T. Lavazzè dove sono già stati segnalati come "Conglomerato di Rumo" in BARGOSSÌ & D'AMICO (1988).

#### 2.2.16.2. - Facies pelitica (TGV<sub>b</sub>)

La facies pelitica (formazione di Tregiovo s.s.) è caratterizzata da alternanze di arenarie siltose, calcari siltosi a volte dolomitizzati e peliti più o meno carbonatiche alla base. Il colore è grigio scuro o nero; le intercalazioni arenacee possono assumere toni tendenti al rosso. La fitta stratificazione tabulare è la caratteristica più appariscente di tutti gli affioramenti: lo spessore dei singoli strati varia da 10-70 cm per i termini arenacei a 1-10 cm per i termini pelitici in cui i sedimenti sono

organizzati in lamine millimetriche. Sono riconoscibili pieghe intraformazionali “*slumping*”; poligoni da disseccamento (*mud cracks*) ed increspature da onda (*ripple marks*) sono le strutture sedimentarie più comuni. Lo spessore di questa facies raggiunge i 200 metri a SW di Tregiovo lungo la valle del Rio Pescara.

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 hanno permesso di precisarne la collocazione cronostratigrafica al passaggio Kunguriano-Ufimiano (NERI *et alii* 1999).

### 2.2.17. - *Formazione di Ora (ORA)*

La formazione di Ora rappresenta il deposito vulcanico più recente del Gruppo Vulcanico Atesino. È il prodotto della messa in posto di enormi volumi di flussi piroclastici che si depongono con spessori di quasi 1000 metri nelle zone più depresse tra Bolzano ed Ora, dove sono sovrapposti a IGR, ma che si estendono con spessori ridotti su tutto il Foglio Appiano ed oltre per un'area di almeno 1500 km<sup>2</sup>, ricoprendo in discordanza diverse formazioni più antiche tra cui TGV, LAN, NAL, TRL e IGG. La formazione affiora con continuità su entrambi i lati della Val d'Adige nel settore a Sud di Bolzano e corrisponde con buona approssimazione, almeno in questo settore, alla unità delle Ignimbriti (p<sup>w2</sup>) del Foglio geologico 027 Bolzano 1:50.000. Le migliori esposizioni si hanno nella zona di Vadena.

La formazione è costituita da *lapilli-tuff* riolitici saldati molto coerenti ed estremamente omogenei, di colore variabile dal grigio rosato all'arancione rossastro. La roccia presenta una netta e regolare fessurazione subverticale secondo due sistemi principali di frattura tra loro circa ortogonali. Un terzo sistema meno evidente e più spaziato è disposto circa orizzontalmente. Per queste sue caratteristiche, durezza, omogeneità e fratturazione regolare, essa è stata ed è oggetto tuttora di una forte attività estrattiva per la produzione del porfido sia in lastre che in cubetti. L'ossatura è costituita da abbondanti cristalli (2-4 mm) di sanidino, plagioclasì rosa e quarzo in una pasta di fondo felsitica fluidale che alla lente si presenta disomogenea per presenza di minuti frammenti cristallini. Le fiamme sono frequenti e costituite da inclusi afanitici scuri e da inclusi porfirici juvenili a composizione identica a quella del resto della roccia. In pareti estese è possibile osservare la presenza di linee di discontinuità, spaziate di circa 8-10 metri o più, che tagliano la roccia parallelamente all'orientazione delle fiamme. Esse potrebbero rappresentare la sutura di diverse unità di flusso ignimbrico. Non si sono registrate, in campagna, variazioni litologiche in corrispondenza di tali discontinuità.

Petrograficamente i *lapilli-tuff* della formazione di Ora presentano struttura clastica orientata con lapilli e ceneri cristallini (30-45%) contenuti in una pasta

di fondo vetrosa, che ha subito ricristallizzazione felsitica ed in aggregati quarzo-feldspatici e che è generalmente interessata da una diffusa microgranulazione di minerali opachi con motivi pseudofluidali. La componente cristallina è costituita da quarzo con bordi arrotondati ed ampie anse, sanidino permeato da alterazioni argillose e da microgranulazioni ematitiche, plagioclasti sostituiti da un aggregato policristallino di sericite, quarzo secondario, opachi; biotite parzialmente sostituita da grumi di opachi, raro pirosseno, completamente sostituito da opachi e clorite, apatite e zircone come fasi accessorie. I livelli afanitici e le fiamme rossastre, sono costituite da minuti frammenti di cristalli di quarzo, e feldspati uniformemente distribuiti in una pasta di fondo felsitica ematitizzata.

#### 2.2.17.1. - Membro di Predonico (ORA<sub>1</sub>)

Nella zona a N ed W di Bolzano la formazione è completamente sostituita dal membro di Predonico con caratteristiche litologiche leggermente differenti: si tratta di *lapilli-tuff* e *tuff* riolitici saldati, generalmente rossi, caratterizzati da cristalli più piccoli e radi di sanidino, plagioclasti bianchi, quarzo, rara biotite e da maggior presenza di inclusi juvenili afanitici (Fig. 13). La roccia è molto coe-



Fig. 13 - Lapilli-tuff con fiamme messe in evidenza dall'erosione selettiva presso S. Genesio (formazione di Ora, membro di Predonico).

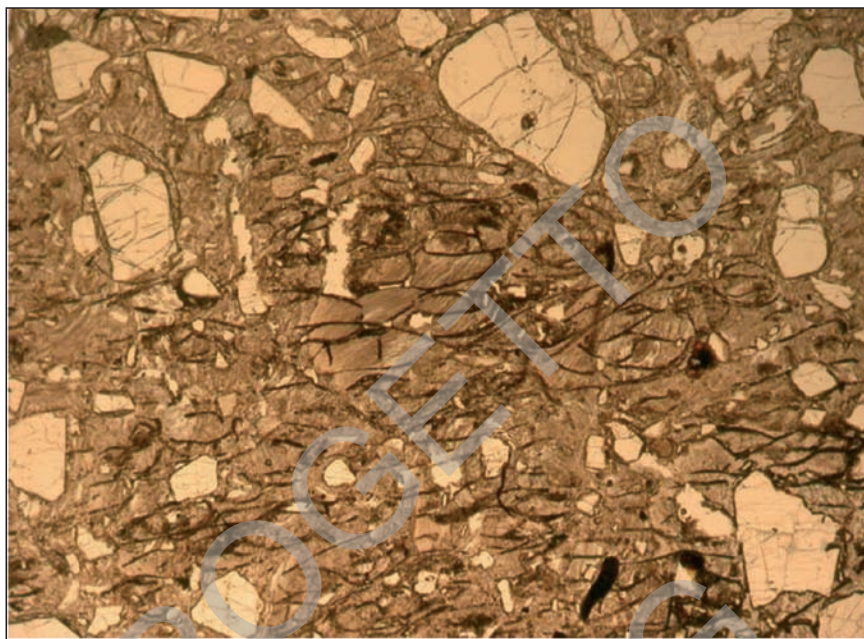


Fig. 14 - Tuff riolitici vitrofirici della formazione di Ora a struttura elastica con ceneri cristalline di quarzo e feldspati in pasta vetrosa a struttura eutassitica con fratturazione perlitica.

rente e presenta una fessurazione verticale meno marcata rispetto al resto della formazione.

Petrograficamente i *lapilli-tuff* di questo membro presentano struttura clastica orientata con lapilli e ceneri cristalline (25-40%) contenuti in una pasta di fondo vetrosa, che ha subito ricristallizzazione felsitica ed in aggregati quarzo-feldspatici anche con struttura sferulitica. Il vetro e la componente cristallina sono ben conservati solo nel vitrofiro (ORA<sub>1a</sub>) dove le fratturazioni perlitiche e la struttura eutassitica sono particolarmente vistose, con frammenti di bolle vetrose schiacciate ed allungate secondo motivi pseudofluidali marcati da microgranulazioni ematitiche (Fig. 14). La componente cristallina è quasi identica a quella della formazione di Ora.

Questo membro affiora con relativa continuità nell'area della Val d'Adige fino all'altezza di Meltina e Nalles; altri estesi affioramenti sono presenti nella zona di Lauregno-Tregiovo (M. Dian). Gli spessori massimi (250 metri) si registrano nel settore meridionale della Val d'Adige dove il membro di Predonico presenta un limite laterale molto graduale con il resto della formazione. Esso corrisponde, con buona approssimazione, alla unità delle Ignimbriti ( $\rho^{w3}$ ) del Foglio geologico 027 Bolzano 1:50.000.

### 2.2.17.2. - Vitrofiro (ORA<sub>1a</sub>)

A luoghi alla base di questo membro si individuano dei livelli vitrofirici neri di alcuni metri di spessore. Essi sono estremamente compatti, la struttura e la composizione sono identiche a quelle della roccia sovrastante; unica differenza, la presenza del vetro inalterato in pasta di fondo, che le conferisce un colore nero lucente. Spesso il passaggio tra le porzioni del vitrofiro e la roccia sovrastante è caratterizzato dalla presenza di fasce metriche più o meno intensamente caolinizzate ed alterate. Nel Foglio gli unici affioramenti cartografati sono presenti nella zona di Cologna di Sopra.

### 2.2.18. - *Cenni sull'evoluzione vulcano-tettonica*

La successione stratigrafica esposta (vedi schema stratigrafico a margine della carta) raggiunge uno spessore complessivo di circa 4000 m, ma le geometrie di messa in posto sono state fortemente condizionate da una tettonica distensiva contemporanea all'attività vulcanica, tanto che sulla verticale di uno stesso punto gli spessori deposizionali complessivi sono sensibilmente ridotti. Le numerose fasi tettoniche cui è stata sottoposta tutta la regione in epoca alpina hanno fortemente riattivato e riorientato tutte le precedenti dislocazioni; ciononostante è ancora possibile riconoscere una chiara polarità temporale nella tettonica permiana. In particolare nel settore compreso tra Lana ed Appiano si assiste nel tempo ad uno sprofondamento progressivo dei settori sudorientali. Stessa polarità si riconosce anche dal Monte Luco procedendo verso sud (Tregiovo).

Parallelamente si ha un'analogia migrazione dell'attività vulcanica per cui i prodotti più recenti si depongono nei settori meridionali ribassati e solo in qualche caso riescono a raggiungere con spessori ridotti le zone più rilevate. Queste ultime restano per lo più in erosione e solo localmente si formano piccoli bacini a deposizione clastica di tipo alluvionale arido, anch'essi spesso controllati dalla tettonica.

Due sono le principali strutture tettoniche di questo tipo presenti nel Foglio Appiano. La più antica è stata individuata all'altezza di Terzano e Nalles con andamento N45E: essa ha ribassato il settore a SE subito dopo la messa in posto di IGG, mentre l'area a NW è rimasta in erosione o è stata interessata da ridotta deposizione clastica continentale (formazione di Verano); il settore a SE è stato in seguito colmato da una potente successione vulcanica e vulcanoclastica (NAL, FMG, LAN, TGV e ORA<sub>1</sub>). Va inoltre notato che in corrispondenza di questa migrazione deposizionale è localizzato un deciso cambio anche nella composizione geochemica dei prodotti emessi: da composizioni complessivamente riodacitiche si passa a composizioni decisamente riolitiche. Un corpo subvulcanico (TRL) intrude IGG nei pressi della succitata struttura e presenta età radiometriche in-



distinguibili dalla stessa ( $276.1 \pm 1.5$  Ma) confermando la contemporaneità ed il possibile legame genetico con lo sprofondamento tettonico. Solo con la messa in posto delle lave (LAN) si annulla il dislivello creatosi in prossimità della dislocazione; infatti gli ultimi prodotti lavici riescono a ricoprire in discordanza il tetto della successione del settore nord occidentale (MLC, ICL, IGG, COV, TRL e AGO) suturando completamente il contatto tettonico.

Una seconda importante dislocazione è localizzata circa 5 chilometri più a sud, all'altezza di Castel d'Appiano e Bolzano, con andamento attuale circa EW. Anch'essa causa un forte sprofondamento del settore meridionale. La zona ribassata viene colmata da quasi 1000 metri di depositi da flusso piroclastico (ignimbriti) che presentano una eccezionale omogeneità litologica (ORA). I depositi del membro Predonico ( $ORA_1$ ) eteropici ai precedenti, rappresentano i prodotti finali dell'attività vulcanica permiana del GA; essi si estendono con spessori ridotti (da 250 a 10 m) su di un'area molto vasta (almeno 1500 km<sup>2</sup>), ricoprendo in discordanza diverse formazioni più antiche. Per quanto riguarda la collocazione stratigrafica di questo sprofondamento i dati per ora a disposizione riguardanti anche aree limitrofe, consentono di datarlo all'incirca tra la messa in posto di IGR e quella di LAN.

Strutture di ordine minore sono responsabili della formazione di bacini sedimentari che si intercalano alle vulcaniti a più livelli fin dalla base della successione ( $MLC_b$ ); i più antichi di una certa importanza ed estensione sono quelli di COV e FMG. Questi ultimi nell'area di Nalles-Andriano, hanno colmato depressioni tettoniche profonde centinaia di metri controllate dalla tettonica distensiva, attiva secondo direzioni che attualmente sono orientate WNW-ESE.

L'altro episodio epiclastico importante è dato dalla formazione di Tregiovo (TGV); esso è collocato verso il tetto della successione vulcanica e rappresenta un momento abbastanza generalizzato di stasi nella messa in posto dei prodotti vulcanici. Anche in questo caso la sedimentazione si sviluppa in diversi bacini coevi controllati dalla attività vulcanica e tettonica. Nell'area di Tregiovo in particolare una fase tettonica datata alle fasi finali del Permiano inferiore porta alla formazione di un bacino di tipo pull-apart orientato circa NE-SW. Contestualmente a questa prima fase si sarebbe impostato un sistema di faglie listriche ortogonali all'asse maggiore e la cui orientazione attuale è ca. WNW-ESE. Le suddette dislocazioni devono aver controllato in maniera persistente l'intera fase deposizionale del bacino agendo come faglie di crescita responsabili delle notevoli variazioni di spessore e di facies che si osservano attualmente anche a brevi distanze.

## 2.2.19. - *Geochimica*

Da quanto esposto nei precedenti paragrafi risulta evidente che i prodotti vul-

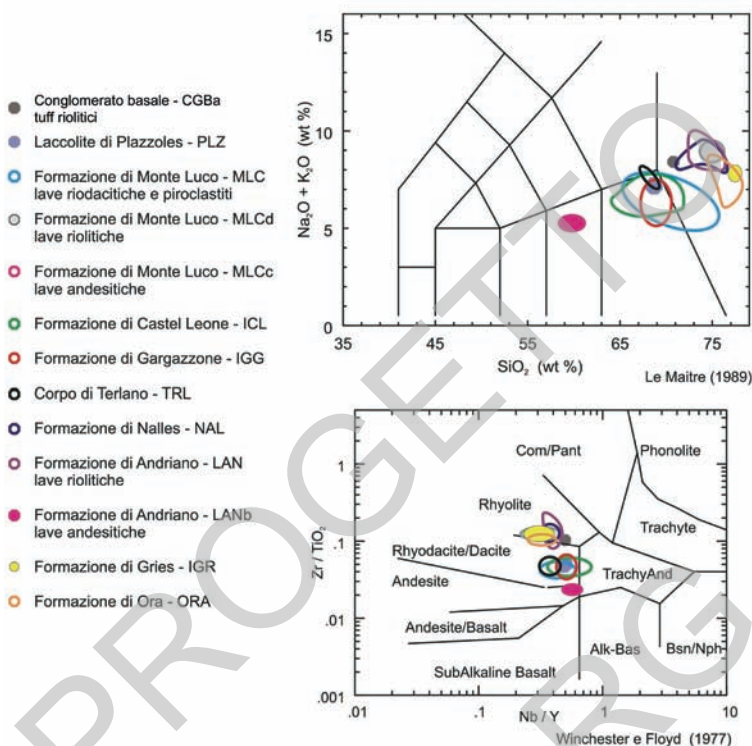


Fig. 15 - *Classificazione dei prodotti vulcanici permiani del F. Appiano*

canici permiani affioranti in questo settore dimostrano un'evoluzione della composizione geochemica dei magmi che passa da dominanti termini riodacitici a riolitici e che si sviluppa nel tempo durante la loro messa in posto (Fig. 15). E' anche evidente che il passaggio non è graduale, ma avviene repentinamente in concomitanza con l'attivazione della linea tettonica Terzano-Nalles e con l'intrusione del corpo di Terzano entro IGG. La presenza di lave andesitiche (MLC<sub>c</sub>) sia nelle fasi precoci dell'attività magmatica all'interno delle riodaciti della formazione di Monte Luco sia nelle fasi successive con filoni adduttori andesitici (LAN<sub>a</sub>) e lave andesitiche (LAN<sub>b</sub>) a tetto delle rioliti della formazione di Andriano, dimostra la continuità di presenza di magmi basici coesistenti con magmi più evoluti e che la loro messa in posto è da mettere in relazione all'attività di faglie distensive, che dislocano in profondità tutta la successione ed il substrato. Diverso è il significato della presenza di ignimbriti riolitiche molto evolute (CGB<sub>a</sub>) alla base della successione vulcanica e di lave riolitiche (MLC<sub>d</sub>) a tetto di MLC; entrambi possono rappresentare degli estremi differenziati delle camere magmatiche riodacitiche.



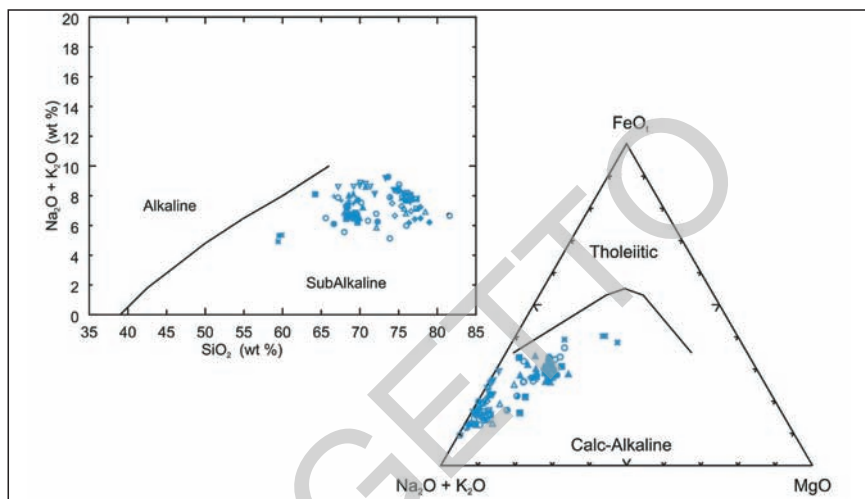


Fig. 16 - Carattere seriale subalcalino ed affinità calcalcalina dei prodotti vulcanici permiani del F. Appiano.

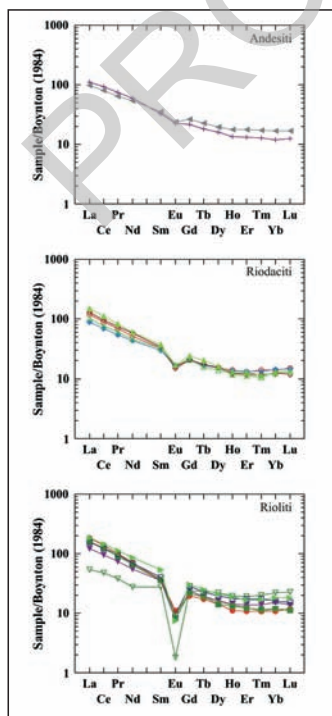


Fig. 17 - Pattern delle REE dei prodotti vulcanici permiani del F. Appiano

Tutti i prodotti subvulcanici (corpi, laccoliti e filoni) evidenziano invece una sostanziale omogeneità composizionale che resta sempre riodacitica ad esclusione degli inclusi femici andesitici contenuti nel Laccolite di Plazzoles.

I prodotti plutonici rappresentati dalle granodioriti/monzograniti di Monte Croce e dagli inclusi femici microgranulari in essi contenuti suggeriscono che si sia verificata un'intensa interazione fra due magmi composizionalmente diversi in condizioni di non ancora completa solidificazione con intrusione, frammentazione e dispersione (*mingling-mixing*) della componente basica all'interno della massa principale granitica ancora in uno stato plastico. I filoni aplitici sieno-monzogranitici rappresentano invece differenziati in senso acido.

Tutti i prodotti magmatici permiani costituiscono una serie da metalluminosa a leggermente peralluminosa che mostra caratteristiche mineralogiche, petrografiche e chimiche peculiari di associazioni a carattere seriale subalcalino con chiara affinità calcalkalina (Fig. 16) e sono caratterizzati da *pattern* delle REE normalizzate alle condriti con variabile arricchimento delle LREE, da moderata a molto accentuata (rioliti) anomalia negativa di Eu ed assenza di significativi frazionamenti di HREE (Fig. 17). I dati di campagna, petrografici, geochemici ed isotopici (rapporto iniziale  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da 0,7057 a 0,7114; valori di  $\epsilon\text{Nd}$  da -2,7 a -7,4;  $\delta^{18}\text{O}$  tra 7,6 e 9,5 ‰) in accordo con BARTH *et alii*, 1993 e ROTTURA *et alii*, 1998, mettono in evidenza la natura ibrida dei prodotti magmatici del Permiano inferiore, originati attraverso complesse interazioni tra magmi di derivazione mantellica e materiale crostale.

#### 2.2.20. - Età Radiometriche

A parte i lavori più datati (BORSI *et alii*, 1972; D'AMICO *et alii*, 1980; SAVELLI E BALBONI, 1984) la geocronologia recente del Gruppo Vulcanico Atesino (GA), fornisce per le sequenze vulcaniche meridionali età U/Pb su zircone di  $280,5 \pm 0,5$  Ma sulle ignimbriti riodacitiche della formazione del Castelliere, situate in Val Calamanto nella parte inferiore ma non alla base della successione, ed età U/Pb su zircone di  $277,6 \pm 0,6$  Ma sulle ignimbriti riolitiche della formazione di Ora in Val di Cembra al tetto della successione (SCHALTEGGER & BRACK, 2006). Sulla sequenza vulcanica settentrionale del (GA) compresa fra Ponte Gardena e Castelrotto sono state ottenute età U/Pb su zircone di  $290,7 \pm 3,0$  Ma per le andesiti basaltiche che poggiano sul basamento sudalpino (VISONÀ *et alii*, 2005) ed età Th/Pb su allanite di  $276,2 \pm 3,2$  Ma sui vitrofiri di Tisana al tetto della successione (BARTH *et alii*, 1994). Per ciò che riguarda le vulcaniti permiane del Gruppo Trumplino (GT) intercalate nel Bacino di Collio nel bresciano, sono disponibili età U/Pb su zircone di  $283 \pm 1$  Ma per le ignimbriti inferiori poggianti sul basamento sudalpino e  $281 \pm 2$  Ma per la vulcanite di Auccia al tetto della successione (SCHALTEGGER & BRACK, 1999).

Tab. 1 - *Datazioni radiometriche su zirconi provenienti da campioni del Gruppo Vulcanico Atesino e dei corpi intrusivi perminiani*

Campione	Località	Formazione	Litologia	Petrografia	Eta radiometrica
26CM411	Monte Dian	Membro Predonico della Formazione di Ora	tuff riolitico saldato	Qz+Kf+Pl+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	274.1 ± 1.6 Ma
26CM405	San Giacomo	Membro Predonico della Formazione di Ora	tuff riolitico saldato	Qz+Kf+Pl+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	274.2 ± 2.9 Ma
26CM413	Cava Bagnara, Montiggl	Formazione di Ora	lapilli tuff riolitico saldato	Qz+Kf+Pl+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	277.0 ± 2.0 Ma
26CM404	San Giacomo	Formazione di Andriano	lava riolitica	Qz+Kf+Pl+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	274.6 ± 2.1 Ma
26CM412	Fangarto	Formazione di Gries	lapilli tuff riolitico saldato	Qz+Kf+Pl+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	276.9 ± 2.3 Ma
26CM407	Nalles	Formazione di Nalles	lapilli tuff riolitico saldato	Qz+Kf+Pl+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	276.7 ± 1.1 Ma
26CM408	Terlano	Corpo di Terlano	subvulcanite riolitica	Pl+Qz+Kf(mega)+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	276.1 ± 1.5 Ma
26CM403	Narano, strada Palade	Formazione di Gargazzone	lapilli tuff riolitico saldato	Pl+Qz+Bi+(Px)+Kf+Ilm+Ap+Zr+All	276.5 ± 1.1 Ma
26CM012	Foiana	Formazione di Monte Luco	lava riolitica	Pl+Qz+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	278.4 ± 1.5 Ma
26CM410	Passo delle Palade	Formazione di Monte Luco (orizzonte di tuff)	tuff riolitico saldato	Qz+Pl+Bi+Ap+Zr	279.6 ± 4.5 Ma
26CM409	Passo delle Palade	Formazione di Monte Luco	lava riolitica	Pl+Qz+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	279.6 ± 1.1 Ma
26CM293/2	Maso dell'Argento	Conglomerato di Base (intercalazioni di tuff)	tuff riolitico saldato	Qz+Kf+Pl+Bi+Ilm+Ap+Zr+All	284.9 ± 1.6 Ma
26CM502	Stubeben, Val d'Ultimo	Filoni fc che tagliano la base della Formazione del Monte Luco	filone microcrist. riolitico-riodacitico	Pl+Qz+Bi+Ilm+Ap+Zr	281.5 ± 0.7 Ma
26CM501	Leti, Val d'Ultimo	Filoni fc che tagliano la fillade quarzifera dell'unità di Bressanone	filone porfirico riolitico-riodacitico	Pl+Qz+Bi+Ilm+Ap+Zr	282.3 ± 1.3 Ma
26CM396/2	Forcella di Plazzoles	Laccolite di Plazzoles	laccolite riodacitico	Pl+Qz+Bi+(Px)+Ilm+Ap+Zr	284.5 ± 1.7 Ma
26CM500	Beimann, Val d'Ultimo	Granodiorite di Monte Croce	monzogranito	Pl+Qz+Kf+Bi+Ilm+All+Ap+Zr	284.3 ± 0.7 Ma
26CM414	Lana Hohe, Val d'Ultimo	Granodiorite di Monte Croce	granodiorite	Pl+Qz+Kf+Bi+Hbl+Ilm+All+Ap+Zr	285.4 ± 1.6 Ma
26CM393-2	Gallnerhof, Monte Croce	Filone fb che taglia la Granodiorite di Monte Croce	filone porfirico riolitico-riodacitico	Pl+Qz+Kf(mega)+Bi+Ilm+Ap+Zr	274.5 ± 3.7 Ma

Alla luce del nuovo quadro stratigrafico delineato dai rilevamenti CARG sono state eseguite 17 determinazioni di età U/Pb su zircone da campioni della successione vulcanica e dei corpi intrusivi presenti nel Foglio. Nella Tabella 1 e nello schema stratigrafico al margine della carta sono riportati tutti i risultati recentemente presentati a convegni (BARGOSSÌ *et alii*, 2004; MAROCCHI *et alii*, 2005b);

Dai dati emerge che l'attività vulcanica permiana del settore del GA compreso nel Foglio Appiano, ha avuto una durata complessiva di circa 10 Ma. I primi prodotti effusivi affioranti alla base del Monte Luco (*tuff* riolitici (CGB<sub>a</sub>) intercalati nel conglomerato basale) hanno un'età di  $284,9 \pm 1,6$  Ma e costituiscono assieme alle andesiti basaltiche di Ponte Gardena le più antiche manifestazioni vulcaniche documentate di tutto il GA. I *lapill-tuff* della formazione di Ora rappresentano il deposito vulcanico più recente del GA e mostrano età comprese tra  $277,0 \pm 2,0$  Ma alla base (Formazione di Ora) e  $274,1 \pm 1,4$  Ma al tetto (membro di Predonico (ORA<sub>1</sub>)). In particolare il campione COMO 411 ( $274,1 \pm 1,4$  Ma) si riferisce ai depositi ignimbrici che sigillano la formazione di Tregiovo con età palinologica al passaggio fra Permiano inferiore e superiore corrispondente al limite Kunguriano-Ufiniano ora Roadiano (BARTH & MOHR, 1994). Tale limite è stato fissato nel 2001 a  $270,6 \pm 0,7$  Ma dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia (GRADSTEIN *et alii*, 2004), per cui l'età palinologica della formazione di Tregiovo andrà ricalibrata tenendo conto del nuovo dato di datazione radiometrica. La distribuzione complessiva delle età ha inoltre evidenziato che mentre la messa in posto della formazione del Monte Luco occupa un lasso di tempo considerevole, compreso tra almeno 281,5 alla base e 278,4 Ma al tetto, tutta la restante successione vulcanica viene messa in posto in un intervallo temporale di appena 2 Ma (276,5 di IGG e 274,1 di ORA<sub>1</sub>).

Il corpo di Terzano intruso nella formazione di Gargazzone presenta età radiometriche indistinguibili dalla stessa ( $276,1 \pm 1,5$  Ma), il che conferma la sua messa in posto penecontemporanea.

La Granodiorite di Monte Croce presenta età comprese tra 284,3 e 285,4 Ma per cui la sua intrusione anticipa l'attività effusiva anziché chiudere il ciclo magmatico permiano come finora suggerito. Età sostanzialmente paragonabili presentano sia i filoni riodacitici (f<sub>c</sub>) che il laccolite di Plazoles (PLZ), per cui anche la messa in posto di questi corpi è temporalmente e geneticamente collegata a quella della Granodiorite di Monte Croce. Decisamente più recente ( $274,5 \pm 3,7$  Ma) è invece l'età del filone porfirico a megafeldspati (f<sub>b</sub>) di Maso Gallner che si intrude nel versante orientale di Monte Croce.

### 2.3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-CENOZOICA

Le coperture sedimentarie del Foglio Appiano comprendono formazioni che

vanno dal Permiano superiore all'Eocene medio. Presentano spessori relativamente ridotti rispetto alle aree adiacenti delle Dolomiti occidentali e delle Prealpi Venete. I rapporti stratigrafici sono rappresentati nello schema al margine della carta.

### 2.3.1. - *Arenaria di Val Gardena (GAR)*

La formazione dell'Arenaria di Val Gardena è stata recentemente ridescritta dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico da MASSARI *et alii* (1988, 1994), e MASSARI & NERI (1997). Gli aspetti giacimentologici dell'Arenaria di Val Gardena, con notevoli riferimenti all'area, sono stati trattati da WOPFNER *et alii* (1983).

La formazione affiora lungo il fianco orientale e settentrionale della catena della Mendola, sull'altopiano di Meltina e in alta Valle di Non lungo una ristretta fascia alle 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 termini più fini sono prevalentemente di colore rossastro. Entro le marne sono comuni livelli di intraclasti carbonatici e sono talvolta presenti concrezioni carbonatiche nodulari "*caliche*". I 3-3,5 metri sommitali della formazione sono costituiti da un'alternanza di arenarie e dolomie arenacee nerastre con interstrati millimetrici o centimetrici di marne siltose. Le strutture sedimentarie più comuni sono rappresentate da laminazioni incrociate a grande scala, stratificazioni incrociate a festoni, *ripples* da corrente, strutture da essiccazione. Localmente alla base sono presenti discontinue lenti non cartografabili di conglomerati.

Lo spessore è 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, originando paleorilevi e paleovalli nelle sottostanti vulcaniti, avrebbe determinato particolari gradienti deposizionali nelle arenarie sovrastanti. Il limite inferiore è paraconcordante, ma più comunemente erosivo sulle varie formazioni del Gruppo Vulcanico Atesino.

L'ambiente di sedimentazione dell'Arenaria di Val Gardena deve essere stato di tipo fluviale meandriforme. La presenza di noduli carbonatici stile "*caliche*" è testimonianza di un clima semi-arido così come la colorazione rossa ematica causata da vari processi di umidificazione ed essiccamento di depositi di *overbank* o di *playa*.

(Permiano sup. *p.p.*)

### 2.3.2. - Formazione di Werfen (WER)

Sulla Formazione di Werfen (BOSELLINI, 1968; ROSSI, 1969; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1982, 1990; NERI & POSENATO, 1985) non esistono per l'area del Foglio Appiano studi stratigrafici pubblicati (fanno eccezione i riferimenti alla parte inferiore della formazione, corrispondente al membro di Tesero, affiorante nei dintorni di Tregiovo contenuti in BROGLIO LORIGA *et alii* (1990) e in CASSINIS *et alii* (1993)).

La formazione affiora in corrispondenza dell'angolo sud-occidentale del foglio, in Val d'Ultimo e lungo tutto il versante orientale della catena della Mendola.

La formazione di Werfen è rappresentata, come nelle Dolomiti, 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.

Lo spessore dell'intera formazione varia tra i 230 e i 290 m. 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 è costituita da facies marine di mare sottile, rappresentanti l'inizio della trasgressione marina triassica. La Formazione di Werfen è stata suddivisa in nove membri ed al suo interno si individuano quattro grandi cicli sedimentari a carattere regressivo (PISA *et alii*, 1978; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1982; NERI & POSENATO, 1985; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1990).

(Permiano sup. *p.p.* - Triassico inf. : Olenekiano *p.p.*)

#### 2.3.2.1. - Membri di Tesero e Mazzin (WER<sub>1-2</sub>)

Il membro di Tesero è costituito da dolomie a grana grossolana di colore variabile dal grigio giallastro al marrone nelle quali è possibile talvolta riconoscere l'originaria tessitura oolitica. L'aspetto è massiccio con banchi potenti fino 50-60 cm che mostrano una suddivisione interna in livelli più sottili saldati da giunti stilolitici. La base dell'orizzonte è caratterizzata nella zona di Rumo, dalla presenza di un bancone nerastro di dolomie granulari dello spessore di 2,5-3 m mineralizzato a galena.

Il membro di Tesero, con spessore che oscilla tra i 10 e 15 metri, poggia sulle Arenarie di Val Gardena (GAR) tramite l'interposizione di una unità costituita da siltiti ed arenarie fini con *ripples* da onda e *burrows* verticali ed orizzontali seguite da dolomie fortemente arenacee con *hummocky*. Sono riconoscibili lamelibranchi del genere *Unionites* ed il gasteropode *Bellerophon vaceki*.

L'ambiente di deposizione del membro 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. Temporanee variazioni del regime idraulico verso condizioni idrodinamiche più tranquille avrebbero permesso la decantazione degli orizzonti più fini.

Il membro Mazzin 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 nodulare. Ad essi si intercalano livelli di calcari 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. Lo spessore varia da 5 a circa 20 metri.

Il limite inferiore è transizionale ed è caratterizzato dalla progressiva riduzione, fino alla totale scomparsa, dei livelli oolitici del sottostante membro di Tesero.

Il contenuto paleontologico è dato da *Unionites* cui si associa nella parte alta, *Claraia* (*Claraia* gr. *wangi-griesbachi*).

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.

### 2.3.2.2. - Orizzonte di Andraz e membro di Siusi (WER<sub>3-4</sub>)

L'orizzonte di Andraz 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. Le vacuolarità sono diffuse in tutto l'orizzonte. Frequente è anche la presenza di strutture da essiccamento (*mud-cracks*, piccoli *teepee*).

E' un orizzonte poco potente (non supera i 7 metri) privo di fossili. Il limite inferiore è graduale sul membro di Mazzin mediante un rapido aumento della frazione siltosa.

L'ambiente deposizionale è quello di una piana tidale (*tidal flat*) arida con oscillazioni di condizioni inter-sopratidali. E' il primo 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.

Il membro di Siusi 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 ricristallizzati. I litotipi pelitici formano per lo più lamine centimetriche di colore grigio o più raramente si presentano in banchi massicci che possono arrivare al metro di spessore mentre le calcareniti formano strati da centimetrici a decimetrici. Con contatto graduale si passa verso l'alto ad un orizzonte evaporitico costituito da dolomie siltose e siltiti rosso-giallastre dello spessore di una decina di metri che rappresenta il limite superiore dell'unità.

Limite inferiore netto con l'orizzonte di Andraz. L'unità è intensamente rielaborata da organismi fossatori. Sono presenti *Claraia aurita* fin dai livelli più bassi in associazione con *Claraia clarai*, *Unionites* e *Neoschizodus*.

L'ambiente deposizionale è caratterizzato da fondali marini di bassa profondità e forte moto ondosso interessati 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.

#### 2.3.2.3. - Oolite a gasteropodi e membro di Campil (WER<sub>5-6</sub>)

L'oolite a gasteropodi è costituita in prevalenza da calcareniti oolitico-bioclastiche rossastre contenenti gusci di lamellibranchi e microgasteropodi in strati da centimetrici a decimetrici. In subordine sono anche presenti marne calcaree grigiastre e calcari siltosi grigio-rossastri in strati decimetrici. In quest'unità sono frequenti caratteristici livelli di brecce a clasti angolosi ("conglomerato di Koken") derivanti dalla rielaborazione erosiva delle litologie più fini. E' comune la gradazione diretta delle calcareniti, nelle quali sono anche preservate laminazioni parallele ed incrociate a basso angolo e *ripples* da onda.

Lo spessore si aggira attorno ai 20-25 metri. Limite inferiore netto con il membro di Siusi.

La bioturbazione è diffusa. Il contenuto fossilifero, oltre agli accumuli di microgasteropodi che caratterizzano questa unità, è dato da *Unionites* ed *Eumorphotis*.

L'ambiente deposizionale è marino relativamente superficiale a forte moto ondosso.

Il membro di Campil è costituito da un'alternanza di arenarie rosse in livelli decimetrici e siltiti o marne siltose rossastre. 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 millimetriche che costituiscono strati di circa 1 cm di spessore.

Le strutture sedimentarie comprendono vari tipi di laminazioni incrociate e pa-

rallele. Sono particolarmente frequenti le strutture da carico sotto forma di grandi cuscini sporgenti dal tetto degli strati (*ball-and-pillows*). Il membro si chiude con un orizzonte evaporitico di 2-3 m costituito da una alternanza di tipo peritidale di dolomie arenacee gialle talvolta bioturbate e marne rosse e grigie con strutture da esposizione subaerea.

Il suo spessore è valutabile tra 30 e 35 metri. Limite inferiore transizionale con l'oolite a gasteropodi.

La bioturbazione è spesso presente. Tra i lamellibranchi sono rappresentati *Unionites*, *Neoschizodus*, *Eumorphotis*. E' caratteristica la presenza di *Costatoria costata* e, nella parte medio alta, l'icnite *Asteriacites* (impronte di riposo di ofiuroidi).

Le condizioni di sedimentazione sono 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 costituisce 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.

#### 2.3.2.4. - Membri di Val Badia, Cencenighe e San Lucano (WER<sub>7,9</sub>)

Il membro di Val Badia 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. Le litologie granulari possono essere rappresentate anche da calcari a peloidi (*packstone*) grigi. 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*). Sono riconoscibili laminazioni parallele e incrociate a basso angolo (tipo *hummocky*).

Lo spessore è di 30-35 m. Limite inferiore netto con il membro di Campil.

Risulta caratteristica la prima comparsa di cefalopodi (*Tirolites cassianus*) cui si associano *Natiria costata*, *Turbo recteocostatus*, *Unionites*, *Eumorphotis* e associazioni di tipo gregario a *Praeplocoma hessi*. Importante risulta anche la comparsa di foraminiferi del tipo *Glomospira* e *Glomospirella*.

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

Il membro di Cencenighe 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. Le dolomie oolitiche presentano stratificazione incrociata mentre le siltiti sono in prevalenza caratterizzate da increspature da onda (*ripple marks*). Al tetto della sequenza le dolomie oolitiche e le siltiti mostrano una laminazione millimetrica parallela deformata da strutture tipiche di esposizione subaerea (*mud cracks* e *teepee* associati anche a dolomie afanitiche e brecce autoclastiche).

Lo spessore varia tra i 20 e i 35 metri. Limite inferiore graduale con il membro di Val Badia mediante la sostituzione delle dolomie siltose gialle con facies sabbiose di barra litorale controllate da correnti di marea. Il limite con il membro superiore è transizionale e avviene mediante l'aumento delle facies pelitiche che prendono il sopravvento su quelle più grossolane.

Persistono faune a cefalopodi (*Tirolites*) gasteropodi (*Turbo*) e lamellibranchi analoghi a quelli del sottostante membro di Val Badia cui si associano *Dinarites*, *Eumorphotis telleri*, *Scythentolium tirolicum* ed una grande quantità di resti di Crinoidi. E' presente il foraminifero *Meandrospira pusilla*.

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

Anche il membro di San Lucano 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 di siltiti e marne, spesso deformate da strutture da esposizione subaerea, a 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 è caratterizzato dalla quasi esclusiva presenza di siltiti rosso cupo alternate a livelli centimetrici di dolomie evaporitiche giallastre.

Lo spessore è variabile da 30 a 70 metri. Limite inferiore graduale con il membro di Cencenighe.

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 *Meandrospira pusilla*. 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.

### 2.3.3. - Dolomia del Serla inferiore (SLI)

Istituita nelle Dolomiti orientali come *Unterer Sarldolomit* (PIA, 1937, BECH-

STÄDT & BRANDNER, 1971), la dolomia del Serla (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979) nei precedenti studi sull'area risulta inglobata nella Formazione di Werfen (vedi p.e. ULCIGRAI, 1969). 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) (Fig. 18). 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 inter-sopratidali marcati da evaporiti, superfici arrossate e *paleokarst*. Localmente, in particolare modo nella parte inferiore dell'unità, sono presenti calcari dolomitici scuri in strati sottili (10-20 cm) laminati, intercalati a gessi ed anidriti (Mb. di Lushizza *sensu* VENTURINI, 2000).

Potente fino a 60 metri, è sostituita lateralmente (ad ovest della linea di Foiana) dalla carniola di Bovegno con la quale condivide molti caratteri. Il limite inferiore con la Formazione di Werfen (WER) è netto e concordante.

Il contenuto paleontologico è dato da rari foraminiferi (*Meandrospira* sp.) e frammenti di crinoidi.



Fig. 18 - Aspetto tipico degli strati della dolomia del Serla inferiore con sottili intercalazioni di marne rossastre, alla base della catena della Mendola a Sud di S. Antonio di Caldaro.

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

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.

(Olenekiano sup.-Anisico inf.)

#### 2.3.4. - *Carniola di Bovegno* (**BOV**)

Nella carta in oggetto quest'unità è stata distinta dalla dolomia del Serla inferiore, ove le litofacies mostrano una chiara affinità con l'unità distinta da ASSERETO & CASATI (1965) nell'area lombarda. La carniola di Bovegno è costituita da calcari dolomitici e dolomie grigie giallastre dal caratteristico aspetto "a cellette" in strati o più spesso in grossi banchi a stratificazione indistinta con sottili intercalazioni argillose. Sono anche presenti intercalazioni decimetriche o metriche di breccie a cemento carbonatico giallastro con clasti spigolosi costituiti da dolomie laminate e calcari argillosi verdastri. Lo spessore varia tra i 20 e i 50 m.

La carniola di Bovegno, parzialmente o totalmente eteropica con la dolomia del Serla inferiore, si appoggia con limite netto e concordante sul membro di San Lucano della Formazione di Werfen (WER) ed è a sua volta ricoperta (paraconcordanza) dal calcare di Angolo (ANG) o dalla formazione a Gracilis (GLS).

Le litofacies della carniola di Bovegno sono in relazione ad un ambiente di sedimentazione marino costiero con circolazione ristretta da subtidale a intertidale in climi caldi aridi (*sabka*) che passava verso est ad una piana tidale a ridotta profondità (dolomia del Serla inferiore).

A causa delle sue caratteristiche meccaniche questa unità rappresenta, come anche la dolomia del Serla inferiore un orizzonte plastico preferenziale in corrispondenza del quale si sono impostate le superfici di scollamento tettonico di età alpina.

(Olenekiano sup.-Anisico inf.)

#### 2.3.5. - *Calcare di Angolo* (**ANG**)

E' ben rappresentato nel settore più occidentale del Foglio Appiano, in corrispondenza della linea Trento-Cles con facies tipiche dell'unità descritta in Lombardia da ASSERETO & CASATI (1965).

Sono riconoscibili due litofacies sovrapposte (ASSERETO & 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. 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 & GNACCOLINI, 1992).

Le strutture sedimentarie più frequenti sono rappresentate da laminazioni parallele di origine trattiva e da onda (*ripples* e *hummocky*). Lo spessore varia da poco più di 30 m nei settori più orientali a oltre 100 m nell'area sudoccidentale.

Il limite inferiore con la carniola di Bovegno (BOV) è generalmente transizionale segnato dalla comparsa di calcari scuri stratificati sopra le dolomie cariate ocracee. Il limite superiore corrisponde ad una superficie erosiva su cui poggia in discordanza (o paraconcordanza) la successione clastica del Conglomerato di Voltago (VTG).

Il contenuto fossilifero è dato da brachiopodi (*Tetractinella trigonella*) lamellibranchi, gasteropodi, ostracodi, frammenti di crinoidi (*Dadocrinus gracilis* e *Encrinurus liliiformis*), alghe *Dasycladaceae* e foraminiferi del genere *Glomospirella*.

Il calcare di Angolo rappresenta un ambiente deposizionale a sedimentazione mista prevalentemente carbonatica di baia subtidale.

Anisico inf. (Bitinico) - Anisico med. (? Pelsonico inf.).

### 2.3.6. - *Formazione a Gracilis* (GLS)

Con tale termine è stata distinta in carta una successione carbonatico-terrigena eteropica con il calcare di Angolo e rappresentata da un'alternanza di dolomie calcareo marnose e di calcareniti grigiastre a bioclasti e peloidi in strati centimetrico-decimetrici con giunti moderatamente nodulari. La parte alta dell'unità è costituita da calcari siltosi e siltiti grigio-giallastre. Lo spessore non supera i 40 m.

Il limite inferiore con la dolomia del Serla inferiore (SLI) è netto, marcato dalla sovrapposizione delle facies calcaree grigiastre alle dolomie microcristalline della formazione sottostante. Il limite superiore corrisponde sempre ad una superficie erosiva su cui poggia in paraconcordanza il Conglomerato di Voltago (VTG).

Il contenuto fossilifero è dato da brachiopodi, lamellibranchi, gasteropodi, ostracodi e frammenti di crinoidi. Sono comuni bioturbazioni tipo *Rhynchonellium*.

La formazione a *Gracilis* rappresenta un ambiente deposizionale caratterizzato da piane tidali e piccole piattaforme carbonatiche al margine di ambienti costieri a sedimentazione prevalentemente terrigena.

Anisico inf. (Bitinico) - Anisico med. (Pelsonico inf.).



### 2.3.7. - Conglomerato di Voltago (VTG)

Il Conglomerato di Voltago, istituito in Dolomiti da PISA *et alii* (1978) e formalizzato nel Quad. 7(V) serie III (in stampa), affiora in alta Valle di Non e lungo la Valle dell'Adige sul fianco orientale della catena della Mendola. Nell'area è stato riconosciuto da KREIS (1971), che ne ha descritto due sezioni stratigrafiche affioranti presso il Passo Palade attribuendogli un'età pelsonica. Corrisponde ai *Mittlere Peresschichten* di BECHSTÄDT & BRANDNER (1971).

Il Conglomerato di Voltago 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 (Fig. 19). Seguono arenarie fini e medie alternate a siltiti di colore rosso e grigio omogeneizzate per bioturbazione. 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 (dolomia del Serla inferiore) in matrice arenacea biancastra o gialla.

Verso l'alto il Conglomerato di Voltago evolve rapidamente in una alternanza di dolomie stromatolitiche e dolomie arenacee evaporitiche alternate a siltiti verdastre o rosse in strati decimetrici, nelle quali sono anche intercalati sottili

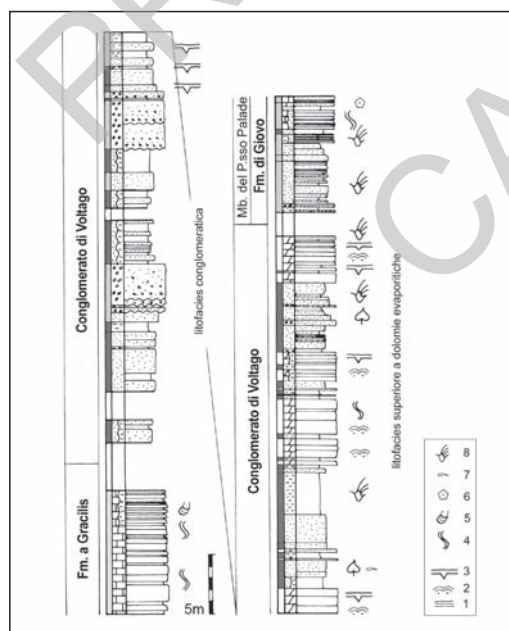


Fig. 19 - Sezione schematica dei sedimenti anisici affioranti lungo la strada statale delle Palade nei pressi di Senale/Unsere Liebe Frau in Walde. La successione clastica del Conglomerato di Voltago poggia sulla formazione a Gracilis ed è coperta dalla formazione di Giove (Membro del Passo Palade). Alla base della successione del Conglomerato di Voltago sono riconoscibili alcuni metri di arenarie rossastre con intercalazioni conglomeratiche cui segue una litozona a siltiti rosse intercalate a dolomie evaporitiche.

- 1 - stratificazione parallela;
- 2 - stromatoliti;
- 3 - mud cracks;
- 4 - bioturbazione;
- 5 - Rhyzocorallium;
- 6 - crinoidi;
- 7 - bioclasti;
- 8 - orme di tetrapodi.



livelli di argille smectitiche, legate all'alterazione di originari livelli di cineriti vulcaniche. Laminazioni parallele o a basso angolo, laminazioni da onda (*ripples*) e fessure da disseccamento (*mud cracks*) sono le strutture sedimentarie predominanti. Particolarmente intensa è la bioturbazione accompagnata da bioturbazioni in epirilievo. Lo spessore può raggiungere i 130 metri.

La base è in genere netta ed erosiva, talora discordante su calcare di Angolo (ANG), formazione a Gracilis (GLS) o dolomia del Serla inferiore (SLI). Verso l'alto passa alla formazione di Giovo (GIV) tramite l'interposizione della litozona a dolomie evaporitiche.

Il contenuto fossilifero è limitato alla presenza di foraminiferi quali *Glomospira* sp. e *Meandrosira pusilla*, 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* (AVANZINI & RENESTO, 2001). Sono anche presenti frustoli vegetali tra cui è riconoscibile *Voltzia*.

L'ambiente di deposizione è di tipo continentale o marino marginale, riferibile 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.

Anisico med. (Pelsonico p.p.)

### 2.3.8. - Formazione di Giovo (GIV)

Questa unità affiora nel settore della linea Trento-Cles, in alta Vale di Non, a sud del Monte Gall e lungo il versante orientale della catena della Mendola. Riconosciuta nei pressi di Passo Mendola come unità litostratigrafica da KREIS (1971) e istituita da RESCH (1979), è una successione litologicamente eterogenea che comprende sia carbonati che depositi elastici a granulometria variabile depositati in ambiente marino marginale. La parte inferiore trova affinità con la Formazione di Agordo delle Dolomiti orientali, mentre la parte intermedia mostra localmente forti analogie con il Calcare di Recoaro delle prealpi venete.

Anisico med. (Pelsonico p.p.)

Si distinguono tre membri generalmente sovrapposti e parzialmente eteropici (Fig. 20).

#### 2.3.8.1. - Membro del Passo Palade (GIV<sub>1</sub>)

Costituisce localmente (Bad Gfrill/Bagni di Caprile, Passo Palade) la base



### 2.3.8.2. - Membro di Cortaccia (GIV<sub>2</sub>)

Si sovrappone o sostituisce lateralmente la litofacies precedente (catena della Mendola).

È costituito nella parte bassa da siltiti e marne grigio scure ricche di frustoli vegetali cui si sovrappone un'alternanza di tipo peritidale di calcari e arenarie siltose grigio-giallastri simili ai "Calcari scuri del T. Framont" (Formazione di Agordo) di PISA *et alii* (1978). 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. Verso l'alto aumentano progressivamente i livelli calcarei subtidali costituiti da calcareniti bioturbate nodulari ad ostracodi, crinoidi e brachiopodi che possono passare a vere e proprie encriniti (Monte Gall, galleria della SS Passo Palade). Lo spessore varia tra i 20 e i 50 metri.

Il limite inferiore con il Conglomerato di Voltago o con GIV<sub>1</sub> è netto, così come il passaggio superiore al membro del Monte Ozol (GIV<sub>3</sub>) (Fig. 21).

Nei livelli basali sono abbondanti i frustoli carboniosi, resti di piante e tracce fossili di invertebrati (*Rizocorallium*) e vertebrati (*Rhynchosauroides*, *Synaptichnium*, *Chirotherium*). Sono saltuariamente presenti alghe (*Diplopora* sp.) e

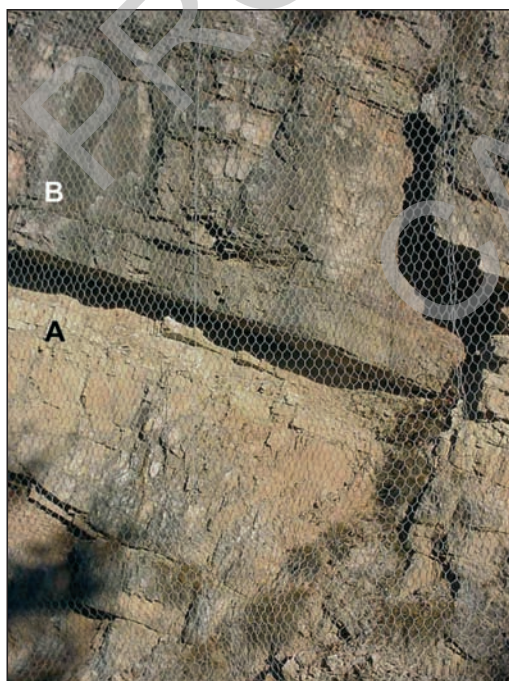


Fig. 21 - Limite tra il membro di Cortaccia (A) e il membro di Monte Ozol (B) della formazione di Giovo visibile lungo la strada Revò- Tregiovo. Da notare la diminuzione del contenuto terrigeno al tetto del membro di Cortaccia e la fitta stratificazione tipica del membro di Monte Ozol.

foraminiferi (*Glomospira* sp.) che si associano a più abbondanti ostracodi, brachiopodi (*Tetractinella trigonella*, *Rhynchonella decurtata*, *Coenothyris 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 (con temporanee emersioni), passante gradualmente ad un ambiente più aperto, sede di sedimentazione carbonatica di piattaforma subtidale.

#### 2.3.8.3. - Membro del Monte Ozol (GIV<sub>3</sub>)

Descritto come livello basale della Mendel-Dolomit da RICHTHOFEN (1860), è stato riconosciuto ma non cartografato anche da VACECK (1881, 1884) e HAMMER (1911). Lo stesso vale per i lavori successivi (OGLIVE GORDON, 1927; PIA, 1925; KLEBELSBERG, 1935; VAN HILTEN, 1960; VENZO & FUGANTI, 1965).

Si tratta di una successione decametrica di dolomie e calcari bioclastici grigio-nerastri e calcari arenacei in strati decimetrici o metrici moderatamente bioturbati di aspetto massiccio che evolve progressivamente in dolomie microcristalline sub-tidali grigio scure contraddistinte da stratificazione decimetrica. 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*.

Lo spessore varia tra 10-40 metri.

Il limite inferiore con il membro di Cortaccia (GIV<sub>2</sub>) è netto, quello superiore con la Formazione di Contrin è talvolta marcato da una superficie di erosione subaerea (Monte Macaion/Gantkofel) o da alcuni livelli centimetrici di argille vulcaniche (Monte Ozol). Queste superfici sembrano stratigraficamente correlabili con il Conglomerato di Richthofen che nella zona del Foglio "Appiano" non si è depositato.

L'ambiente deposizionale passa da una laguna a circolazione ristretta ad una piana tidale a sedimentazione carbonatica.

#### 2.3.9. - Formazione del Contrin (CTR)

E' definita *Mendel-Dolomit* da OGILVIE GORDON (1927) e KLEBELSBERG (1935), che basandosi sui criteri biocronologici di PIA (1925) distinguono lungo la catena della Mendola una *Mendel-Dolomit* dell'Anisico superiore ed una *Schlern Dolomit* del Ladinico. Tale nomenclatura è usata in seguito da VAN HILTEN (1960) (che la separa da una dolomia del Ladinico inferiore definita *Nonsbergdo-*

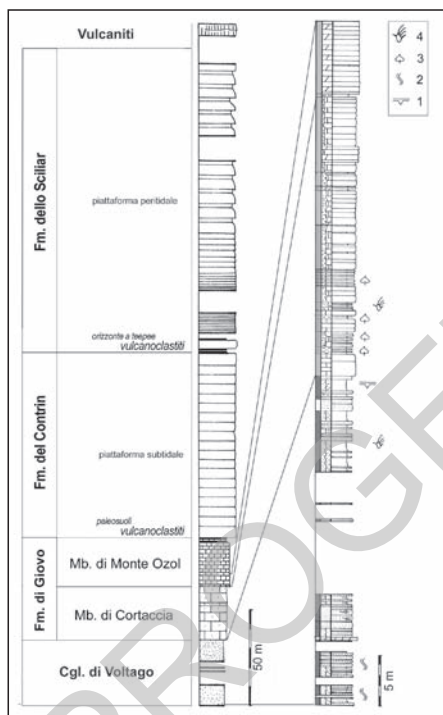


Fig. 22 - Serie stratigrafica schematica della successione sedimentaria affiorante sul versante occidentale del Monte Ozol, lungo la strada Revò - Tregiovo. E' qui possibile seguire l'evoluzione verticale dei sedimenti di piattaforma carbonatica (Fm. del Contrin e dello Sciliar) sovrapposti alle unità continentali e marino marginali dell'Anisico medio (conglomerato di Voltago e formazione di Giovo) ingrandite nello schema a destra.

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

lomit) e da VENZO & FUGANTI (1965). AVANZINI *et alii* (2002) nella sezione "Fondo" della Carta Geologica al 1:25.000 della P.A.T. la includono nella formazione della Mendola (membro subtidale). Caratterizza la parte basale delle pareti che costituiscono il Monte Gall, il fianco orientale della catena della Mendola e la base del Monte Ozol.

Si tratta di una successione di dolomie subtidali chiare ad alghe calcaree, organizzata in strati potenti fino al metro a cui si sovrappongono sottili livelli intertidali (10-30 cm) di doloareniti grigio-verdastre. Spesso la tessitura è grossolana ed è possibile riconoscere calcareniti a gasteropodi, lamellibranchi ed alghe Dasycladacee (*Diplopora annulata*) spesso isorientate secondo direzioni di corrente. I giunti sono generalmente piano paralleli od ondulati, talvolta la base dei banconi subtidali mostra contatti erosivi con i livelli sottostanti. Nella parte alta, in corrispondenza di una diminuzione dello spessore degli strati, sono frequenti livelli decimetrici di argille rosse e verdastre (vulcanoclastiti alterate) e dolomie siltose rosso-giallastre.

Lo spessore varia da 80 a 150 metri. Il limite inferiore è netto sul membro del Monte Ozol (GIV<sub>3</sub>) marcato da una superficie di esposizione ad erosione subaerea (Monte Macaion/Gantkofel) o da alcuni livelli centimetrici di argille vulcaniche

(Monte Ozol) (Fig. 22). Quello superiore è graduale e rapido, marcato dal cambio litologico da dolomie subtidali a dolomie stromatolitiche e dalle intercalazioni vulcanoclastiche.

L'ambiente deposizionale è quello di una piattaforma carbonatica subtidale variamente subsidente.

Anisico sup. (Illirico *p.p.*)

### 2.3.10. - Formazione dello Sciliar (SCI)

E' distinta come *Schlerndolomit* da VACECK (1881, 1884) e HAMMER (1911), nella *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie* (Blatt 20 - Cles). Nel 1927 OGILVIE GORDON (1927) riconosce nel *Schlern-Dolomit* della catena della Mendola la presenza di *Diplopora annulata* in base alla quale la distingue dalla piattaforma inferiore a *Diplopora annulatissima* e *Physioporella pauciforata* (corrispondente alla *Sarl-Dolomit*). Tali conclusioni sono condivise da KLEBELSBERG (1935) che, basandosi sui criteri biocronologici di PIA (1925), distingue nello stesso settore una *Mendel-Dolomit* dell'Anisico superiore ed una *Schlern-Dolomit* del Ladinico. VAN HILTEN (1960) la definisce *Nonsbergdolomit*, VENZO E FUGANTI (1965) membri II, III, IV (attribuiti al Ladinico). AVANZINI *et alii* (2002) nella sezione "Fondo" della Carta Geologica 1:25.000 della P.A.T. la indicano come membro periditale della formazione della Mendola.

Questa formazione caratterizza la parte basale delle pareti che costituiscono il Monte Gall, il Monte Ozol ed il fianco orientale della catena della Mendola. Alla base sono riconoscibili dolomie stratificate organizzate in cicli peritidali con chiusure laterali a lingua, stromatoliti planari continue con *fenestrae* laminari (*sheet crack*) e localmente livelli a *tepee* (Monte Gall). I livelli stromatolitici possono essere sostituiti da intervalli argillitici in strati millimetrici o dolomie marnose giallastre screziate in rosso.

Lo spessore della formazione varia tra 150 e 300 metri. Le successioni più espanse sono quelle orientali.

Il limite inferiore con la sottostante Formazione del Contrin (CTR) è netto marcato da livelli di vulcanoclastiti a sviluppo regionale cui si sovrappone un orizzonte a *tepee* metrici (Monte Gall) (Fig. 23). Il limite superiore presenta variazioni significative nei diversi settori della carta geologica. Nel settore di Passo Mendola si sono riconosciute aree con superficie fortemente incarsita e suturate dalle vulcaniti basaltiche (VAB). Localmente (Monte Roen) il limite superiore è netto con il calcare di Val Vela (VVL). Nella forra del Rio Novella a nord di Fondo il tetto della piattaforma ladinica profondamente incarsito è separato dalla Dolomia Principale tramite un contatto erosivo. Nell'area più occidentale (Monte Ozol) il tetto della piattaforma carbonatica è sigillato dalle vulcaniti basaltiche tramite una superficie di paraconcordanza.



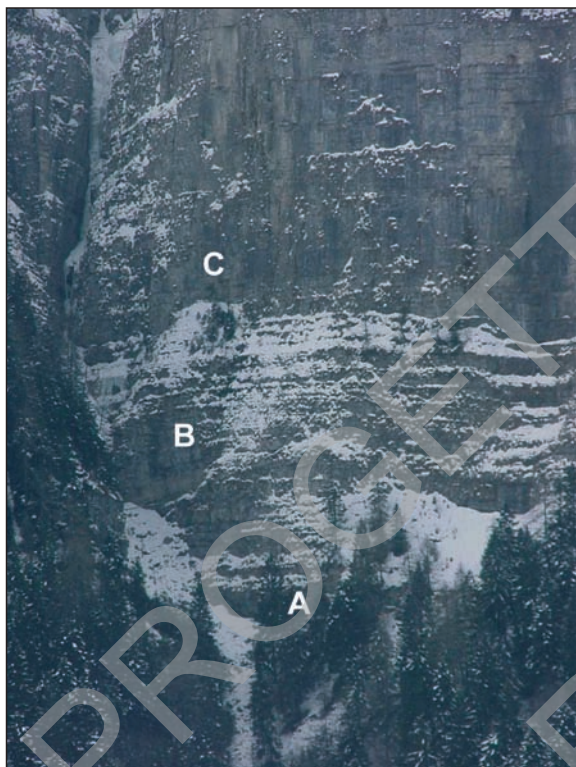


Fig. 23 - Parte inferiore delle pareti che caratterizzano il versante settentrionale della catena della Mendola. La neve evidenzia il limite tra il membro del Monte Ozol della formazione di Giovo (B), e la Formazione del Contrin immediatamente sovrastante (C). La successione poggia sopra i 20 metri circa del membro di Cortaccia della formazione di Giovo (A).

Il contenuto paleontologico è limitato a piccoli bivalvi, Gasteropodi e alghe Dasycladacee (*Diplopora* sp.). Dalla base fino quasi al tetto della formazione sono presenti accumuli lentiformi di ammoniti della zona ad *Avisianum* (Anisico sup.). Questo dimostrerebbe che nell'area in esame, la Formazione dello Sciliar sarebbe rappresentata in gran parte dall' "Edificio inferiore" sensu DE ZANCHE *et alii* (1993).

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.

Anisico sup. (Illirico *p.p.*).- Ladinico (? Fassanico *p.p.*)

#### 2.3.11. - *Calccare della Val Vela (VVL)*

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. Questa unità 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 di 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. 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. Essa poggia stratigraficamente con contatto transizionale sulla piattaforma carbonatica della Formazione dello Sciliar (SCI) ed è sigillata dalle vulcaniti basaltiche (VAB).

Il contenuto paleontologico è abbondante. 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 & AVANZINI, 2002). L'età della formazione, sulla base delle associazioni faunistiche a vertebrati, risulterebbe Ladinico sommitale (Longobardico).

L'unità trova corrispondenza con analoghi sedimenti individuati da DE ZANCHE & MIETTO (1986, 1988) nella zona di Trento e in Valsugana e corrispondenti all'evoluzione di bacini intrapiattaforma di età Ladinico sommitale rapidamente colmati da apporti terrigeni e suturati dalle vulcaniti andesitiche.

Ladinico (Longobardico?)

### 2.3.12. - *Vulcaniti basaltiche* (VAB)

Vulcaniti collegate al ciclo vulcanico mediotriassico (Ladinico) sono documentate in vari settori del Foglio Appiano. Gli spessori maggiori sono rappresentati lungo il versante sud-ovest del Monte Ozol, ma estesi affioramenti sono presenti anche nel settore di Passo Mendola. 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 alii* (1980).

Sono rappresentate da lave 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 come conseguenza di processi di alterazione in ambiente subaereo. Dal punto di vista petrografico mostrano struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio zonato, augite, anfiboli ed olivina in una pasta di fondo costituita essenzialmente da plagioclasio. I dati geochimici suggeriscono affinità da calcalkalina a shoshonitica, in accordo con quanto è stato accertato per le vulcaniti del ciclo Ladinico superiore 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.

(Ladinico sup.)

#### 2.3.12.1. - Lave a blocchi e breccie vulcaniche (**VAB<sub>a</sub>**)

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

#### 2.3.13. - *Conglomerato di Ruffrè* (**RUF**)

Sedimenti riferibili a questa unità sono stati riconosciuti solo nella zona del Passo Mendola già da LOSS (1877) con il nome di "Strati Rossi di Ruffrè". Sono stati successivamente interpretati come la parte basale degli Strati di Raibl da GUMBEL (1873), da VENZO & FUGANTI (1965) e FUGANTI (1969). AVANZINI *et alii* (2002) la includono nella formazione di Raibl.

Si tratta di una successione di conglomerati ad elementi arrotondati prevalentemente calcarei, più raramente quarzosi suddivisa in strati lenticolari e discontinui flottanti in peliti rosse. In maniera subordinata sono presenti clasti spigolosi di selce nera, grigia o rossa e frammenti di materiale vulcanoclastico. La matrice tra i clasti è dolomitica, chiara o rossastra completamente ricristallizzata; le dimensioni dei clasti sono centimetriche e raggiungono un massimo di 10 cm (Fig. 24). Lo spessore varia da 0 a 10 metri.

Il limite inferiore è netto ed erosivo sulle vulcaniti sottostanti o in limitatissimi settori sul calcare della Val Vela.

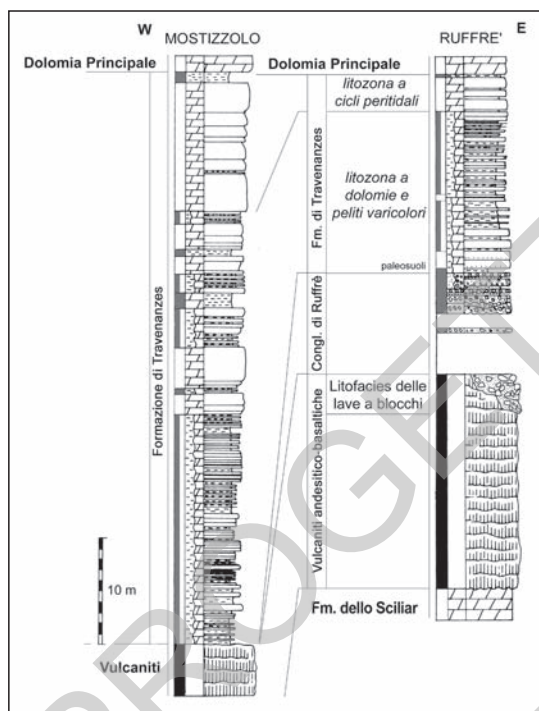


Fig. 24 - Raffronto della serie stratigrafica ladinico-carnica di Ruffrè/Passo Mendola con quella di Mostizzolo. I conglomerati di Ruffrè sono limitati al settore orientale del bacino del Novella.

Corrisponde ad un ambiente continentale nel quale vengono erose le vulcaniti e le unità carbonatiche sottostanti che forniscono il materiale clastico costituente i conglomerati. Probabilmente questa unità corrisponde agli “*Schlernplateau beds*” *sensu* BRANDNER (1991).

(Ladinico sup.)

#### 2.3.14. - Formazione di Travenanzes (TVZ)

Questi sedimenti affiorano nella zona del Passo Mendola e lungo il versante occidentale del Monte Ozol. Riconosciuti come appartenenti alla formazione di Raibl da GUMBEL (1873), VENZO & FUGANTI (1965), FUGANTI (1969) e AVANZINI *et alii* (2002), accorpavano in passato anche il conglomerato di Ruffrè sottostante.

La successione inizia con una litozona formata da prevalentemente dolomie grigio-biancastre, talora con fiamme gialle o rosate in strati decimetrici a cui si intercalano livelletti centimetrico-millimetrici di peliti verdi e grigie. Localmente, dove manca RUF, sono 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. Gli ultimi metri dell'unità sono costituiti da dolomie grigio chiare fino a biancastre in strati di spessore metrico a giunti piani e separate da livelletti centimetrici di peliti rosse.

Lo spessore è variabile. La Formazione di Travenanzes può essere completamente assente per erosione o non deposizione (Rio Novella a nord di Fondo), ridotta 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 sulle vulcaniti o sul conglomerato di Ruffrè. Il limite superiore con la Dolomia Principale è graduale con la progressiva scomparsa delle intercalazioni pelitiche e la comparsa di megalodonti e *Worthenia contabulata*.

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

(Carnico *p.p.*)

### 2.3.15. - Dolomia Principale (DPR)

La Dolomia Principale occupa il settore sudoccidentale dell'alta Valle di Non, affiora in una stretta lama lungo il fianco orientale del Monte Ozol ed in scaglie tettoniche lungo la linea delle Giudicarie nord. 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, a cui si sovrappone un intervallo a lamine con tappeti algali interessati da processi di disseccamento (*mud crack* e *sheet crack*).

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 tempestici di lamellibranchi (*Costatoria*), gasteropodi (*Worthenia* sp.), alghe (tra cui *Dasycladaceae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI), foraminiferi (*Glomospirella*), ostracodi, peloidi ed intraclasti.

In un vasto settore che va da Fondo fino al margine occidentale della carta, la parte centrale della formazione è invece caratterizzata da scarsa o assente dolomitizzazione. Le porzioni subtidali dei cicli peritidali sono in questo caso costituite da calcari neri o grigio scuri con abbondanti solfuri mentre le porzioni intertidali da *fenestrae* laminari e stromatoliti (sempre micritiche e di colore bruno scuro)



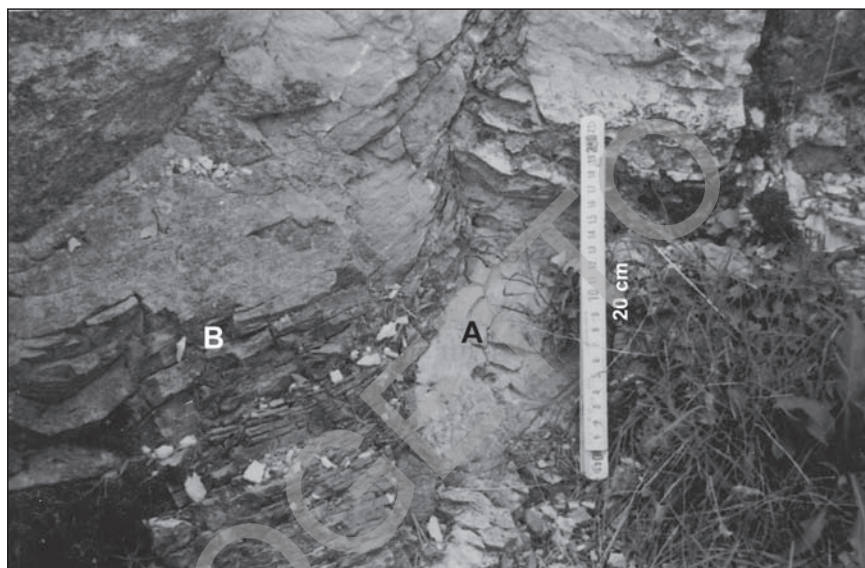


Fig. 25 - Ampia cavità paleocarsica nella Dolomia Principale (A) riempita da dolosiltiti rosse laminate (B). Strada statale delle Palade, presso Tret.

mostrano evidenze di paleocarsismo e dissoluzione vadosa. Cavità di dissoluzione molto ampie (metriche) riempite da siltiti o dolosiltiti rossastre laminate si sviluppano a più livelli. Alcuni di questi *paleokarst* sono visibili lungo la strada statale delle Palade tra Fondo e Tret (Fig. 25).

La Dolomia Principale presenta uno spessore esiguo: circa 230-250 metri. Ad est prevalgono le litofacies dolomitiche sostituite da quelle micritiche ad ovest.

Il limite inferiore è graduale. Verso ovest il passaggio dalla Formazione di Travenanzes 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 Sciliar 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 sovrappone una superficie di discordanza su cui poggiano le unità sovrastanti.

La Dolomia Principale fin dalla sua base contiene *Megalodon gümbeli* e *Wortenia escherii*. Sono anche frequenti alghe Dasycladacee (*Gryphoporella* sp., *Girroporella* sp.), piccoli bivalvi (*Isognomon* sp. e *Costatoria* sp.) e problematica *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

L'ambiente deposizionale è quello di una vasta ed articolata piattaforma car-



bonatica dolomitizzata precocemente con prevalenti facies lagunari e di piana tidale maggiormente subsidente nella porzione occidentale.

(Carnico sup.- Norico)

### 2.3.16. - *Formazione di Rotzo (RTZ)*

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. Essa fa parte del più ampio Gruppo dei Calcarei Grigi ben rappresentato nelle aree dei fogli Malè e Mezzolombardo.

Risulta organizzata in sequenze peritidali 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 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 biocalcareni ruditiche, calcari oolitico-intraclastico-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, tipici della parte alta delle successioni affioranti. Gli strati a granulometria più fine sono caratterizzati dalla presenza di abbondanti ooliti, oncoliti algali, milioliti, *pellet* e bioclasti dispersi in matrice micritica in strati metrici. Le bancate granulari bioclastiche intercalate sono invece rappresentate da biocalcareni ruditiche algali di color grigio chiaro o grigio-giallastre, composte da sabbie pellettifere, bioclasti, granuli rivestiti (*lump*) e resti algali in matrice micritica.

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.

(Sinemuriano - Pliensbachiano)

### 2.3.17. - *Oolite di San Vigilio (OSV)*

Questa unità è presente nel Foglio, per uno spessore fino a 50 m, solo in discontinui affioramenti all'interno di scaglie tettoniche, lungo la linea delle Giudicarie Nord.

E' formata da una alternanza di calcari oolitici a Crinoidi ed encriniti rosse o giallastre e grigie verso l'alto, talora seguite 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'ambiente deposizionale è riferibile ad una piana carbonatica subtidale ad elevata energia.

(Toarciano-Aaleniano inf.)

### 2.3.18. - *Rosso Ammonitico Veronese (ARV)*

Il Rosso Ammonitico Veronese 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 Globigerine, 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 cui età è attribuita al Calloviano-Oxfordiano. La parte superiore (Kimmeridgiano-Titoniano) è costituita da calcari rossi e biancastri ad Ammoniti con la tipica struttura nodulare.

Lo spessore totale della formazione non supera i 15 metri. Il Rosso Ammonitico Veronese è separato dalla Dolomia Principale sottostante da un orizzonte di *hardground* centimetrico in prevalenza ferro-manganesifero (Castelfondo). Il passaggio alla formazione sovrastante (VAA) è graduale attraverso litofacies micritiche biancastre che sostituiscono quelle nodulari di tetto.

Nella parte basale sono rappresentati piccoli bivalvi a guscio sottile (*Bositra buchi*), nella parte mediana sono frequenti Aptici e nella parte superiore si rinven-  
gono 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.

(Dogger - Malm (Titoniano))

### 2.3.19. - Scaglia Variegata Alpina (VAA)

Nell'area rilevata l'unità affiora in lembi molto limitati e con spessori ridotti. A Castelfondo, al tetto del Rosso Ammonitico Veronese seguono pochi metri di calcari ben stratificati color bianco latte (Maiolica - non distinta in carta) che passano verso l'alto ad un intervallo di calcari marnosi grigio/rosato fino a rosso (FUGANTI, 1964, 1969; FUGANTI & MOSNA, 1963).

La Scaglia Variegata Alpina è costituita da 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. 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 di 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

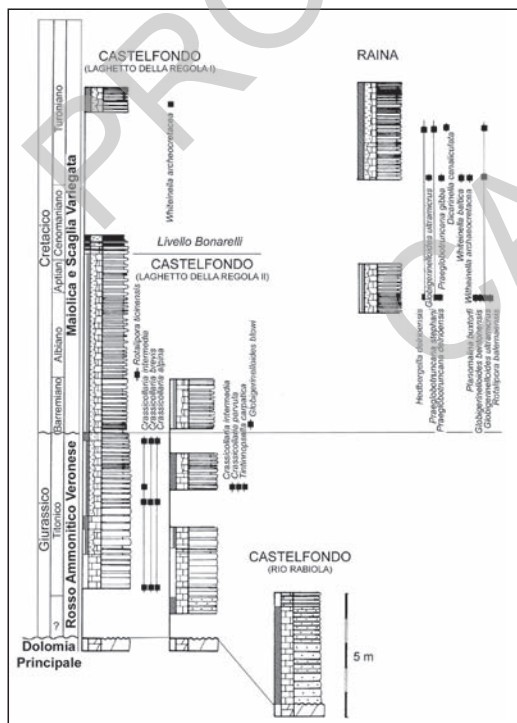


Fig. 26 - Serie stratigrafiche al passaggio Giurassico-Cretacico nel settore sudoccidentale del Foglio Appiano. Da notare l'importante lacuna corrispondente a gran parte del Giurassico e la lacuna di ordine minore alla base del Cretacico (Neocomiano).

essi, in micriti rosate sottilmente stratificate e potenti poco meno di un metro si sono riscontrate associazione a foraminiferi planctonici riferibili alla Zona a *Whiteinella archaeocretacea* del tetto Cenomaniano-base Turoniano (Fig. 26).

Alla base della Scaglia Variegata, sono talvolta riconoscibili pochi decimetri (fino a 3 metri) di micriti pellettifere a nannoplancton calcareo e radiolari, in strati da 5 a 20 cm separati da sottili livelli argilloso-marnosi (Maiolica). La selce, di solito bruna o nerastra, si presenta in noduli o liste irregolari spesse fino a 10 cm. In tale unità sono riconoscibili nannofossili della Zona a *Crassicollaria* (A1) del Titoniano superiore e associazioni a Radiolari della Zona a *Rotalipora appenninica* (Albiano superiore).

Lo spessore della Scaglia Variegata Alpina è ridotto, non superiore ai 7 metri. Il limite inferiore è graduale con il Rosso Ammonitico Veronese, è invece netto con la Dolomia Principale ove il Rosso Ammonitico Veronese non è 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.

(Titoniano-Turoniano)

### 2.3.20. - Scaglia Rossa (SAA)

Costituisce la parte più depressa della sinclinale anaune. La Scaglia Rossa 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 ben stratificata; la parte superiore è più marnosa, con una componente siltoso-argillosa e la stratificazione è spesso indistinta.

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. asyetrica* (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 verde 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.

Lo spessore della formazione supera i 300 metri. Nell'area considerata la Scaglia Rossa appoggia sempre in continuità stratigrafica sulla Scaglia Variegata Alpina. Al tetto passa al membro delle Coste di Graul 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.

(Cretacico sup.-Paleocene)

### 2.3.21. - *Formazione di Val d'Agola (VAG)*

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 nordorientale del flysch Lombardo. Quest'unità è stata dapprima formalmente divisa in due membri da CASTELLARIN (1972). La parte inferiore è stata anche indicata come flysch Insubrico (CASTELLARIN, 1977) e costituisce il deposito sinorogenico di avanfossa indeformata della catena eoalpina, pre-Adamello. La parte superiore è stata divisa in ulteriori due membri da PICOTTI (2003).

(Cretacico sup.-Eocene medio)

#### 2.3.21.1. - *Membro di Bregna da l'Ors (VAG<sub>1</sub>)*

Il membro è costituito da marne calcaree, marne, marne argillose e siltose fittamente fogliettate, nerastre, grigio-verdastre, grigio scure, localmente rosso scuro 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. Il contenuto in foraminiferi è 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 di Bregna da l'Ors 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.

(Turoniano-Santoniano)

### 2.3.21.2. - Membri delle Coste di Gual e Sarca di Campiglio (VAG<sub>2-3</sub>)

Il membro delle Coste di Gual è formato da alternanze di strati e banchi metrici di calcitorbiditi bioclastiche di piattaforma e calcari micritici lastriformi rossi (con subordinate intercalazioni di marne) in facies di scaglia a “Globotruncane” ben stratificati (5-30 cm). Sono presenti anche diversi livelli metrici di conglomerati a clasti arrotondati di quarzo, vulcaniti e calcari. 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 (*Globotruncana elevata*, *Rosita fornicata*, *Globotruncana arca*, *Pseudotextularia*, *Heterohelix*). I risedimenti penecontemporanei di sabbie di piattaforma carbonatica hanno invece restituito associazioni a macroforaminiferi del Senoniano (*Lepidorbitoides* sp. e *Orbitoides* sp., con *O. intermedia*).

Lo spessore di questa unità varia tra 5 e 25 metri. La base del membro corrisponde al primo livello di conglomerati che appoggia sulla Scaglia Rossa. Il tetto dell'unità è costituito dal primo livello di calcitorbiditi ibride a macroforaminiferi (*Discocyclina*, *Nummuliti*).

L'ambiente di sedimentazione è di tipo emipelagico con apporti elastici da aree di piattaforma carbonatica e/o in emersione. L'età del membro è riferibile al Campaniano-Maastrichtiano.

Il membro di Sarca di Campiglio è formato da marne calcaree grigie e nere con noduli e sottili intercalazioni di calcari micritici a cui si intercalano biocalcareni torbiditiche anche grossolane con noduli di calcari micritici a foraminiferi planctonici e frammenti di *Nummuliti*. Le torbiditi carbonatiche al tetto, con notevole frazione terrigena rappresentata soprattutto da quarzo e biotite, contengono foraminiferi planctonici (*Morozovella spinulosa*, *Acarinina spinuloinflata*, *A. rohri*, *Truncarotaloides topilensis*, *Orbulinoides beckmanni*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*, *Globigerinatheka* gr. *mexicana*), microbentonici, rare e piccole *Discocyclina*, frammenti di alghe rosse, *Gypsina*. Questa associazione è riferibile all'Eocene medio (Zona a *Orbulinoides beckmanni*).

Lo spessore di questa unità varia tra 0 e 20 metri. La base del membro corrisponde ai primi livelli di calcitorbiditi. 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. L'età del membro è riferibile al Paleocene-Eocene medio.



### 2.3.22. - *Formazione di Ponte Pià (FPP)*

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.

E' costituita da calcilutiti lastriformi, in strati più potenti verso l'alto che passano 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*). Nell'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*, *Turborotalia pomeroli*.

Lo spessore non supera i 20 metri. Il limite inferiore è graduale sul membro di Sarca di Campiglio 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.

(Eocene inf.-medio)

### 2.3.23. - *Calcare di Nago (NAG)*

Corrisponde alle successioni di piattaforma della sequenza deposizionale eocenica ed è rappresentato da limitati affioramenti a sud-ovest di Dambel individuati già da 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 rodoliti e macroforaminiferi, calcari a coralli, Melobesie e briozoi. Tra i macroforaminiferi sono presenti *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 su FPP, quello superiore è coperto dai depositi continentali quaternari.

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

(Eocene medio-sup.)

### 2.3.24. - *Calcarei milonitici* (MOC)

Si tratta di calcari talvolta marnosi di colore biancastro, caratterizzati da una foliazione pronunciata, che formano sottili scaglie tettoniche lungo la linea delle Giudicarie Nord. Gli affioramenti sono localizzati tra Rumo (Maso Stasal) ed il Rio Marano. Alla base del versante sudorientale del M. Ometto (Proves) i calcari milonitici presentano lo spessore maggiore, valutabile attorno a 50-60 metri, mentre nelle altre località lo spessore è nell'ordine di una decina di metri. L'associazione mineralogica è costituita da calcite, quarzo, sericite e minerali opachi. In alcuni casi è stata osservata dolomite, sotto forma di intercalazioni di spessore centimetrico estremamente deformate e trasformate in porfiroclasti e *boudins*. La foliazione è definita da letti sericitici o dall'alternanza di livelli carbonatici a grana differente e le originarie superfici di stratificazione non sono mai riconoscibili. All'interno dei calcari milonitici i cristalli di calcite sono interessati da geminazione legata a deformazione e talvolta da incipiente ricristallizzazione dinamica. Anche il quarzo è interessato dallo stesso processo, che porta alla formazione di aggregati di cristalli appiattiti parallelamente alla foliazione. I letti sericitici sono frequentemente interessati da pieghe sradicate. In alcuni casi sono presenti facies costituite originariamente da marne o marne argillose, estremamente foliate, in cui la sericite prevale sulla calcite.

I calcari milonitici sono compresi tra i paragneiss della falda del Tonale a tetto e varie unità sedimentarie delle Alpi meridionali a letto. Il contatto con le unità austroalpine a tetto è netto e privo di fasce cataclastiche, mentre il contatto basale sui sedimenti delle Alpi meridionali è caratterizzato da un'ampia fascia costituita da breccia di faglia. La natura dei contatti e l'intensa deformazione duttile, avvenuta in condizioni di basso grado metamorfico (PROSSER, 1992; 1998), non consente l'attribuzione di questa litologia ad una originaria formazione sedimentaria. Si può ipotizzare che i calcari milonitici derivino da una formazione mesozoica delle Alpi meridionali, anche se non si può escludere che costituiscano una scaglia di copertura austroalpina intensamente deformata.

## 3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

Durante le fasi terminali della collisione, che ha portato alla costruzione della catena alpina lungo le linee di debolezza presenti nella crosta superiore in un lasso di tempo compreso tra l'Eocene ed il Miocene, si sono verificate una serie di intrusioni in piccoli corpi e filoni, che hanno interessato in maniera ubiquitaria tutte le unità precedenti.

### 3.0.1. - Tonalite (TLG)

Si tratta di sottili corpi tonalitici, quarzo-dioritici e quarzo-gabbriici, denominati “lamelle periadriatiche” o “lamelle tonalitiche” in letteratura, diffusi come scaglie tettoniche lungo la linea delle Giudicarie Nord e la linea della Pusteria (DAL PIAZ, 1926; EXNER, 1976; BARGOSS *et alii*, 1978). Nel foglio “Appiano” l’affioramento principale è situato in Val dei Rivi, a SW di Rumo (MORTEN, 1974), dove le tonaliti presentano uno spessore di 20-30 m. Affiorano anche in prossimità di Maso Stasal (WERLING, 1992) tra Rumo e Proves, con uno spessore estremamente ridotto (circa un metro). Più a Nord le “lamelle tonalitiche” affiorano nuovamente lungo la linea delle Giudicarie nei pressi di Pavicolo, immediatamente al di fuori del foglio “Appiano”. Le tonaliti hanno struttura olocristallina con marcata orientazione preferenziale dell’anfibolo e della biotite che risaltano rispetto alla componente quarzo-plagioclasica biancastra. La “lamella” della Val dei Rivi presenta un’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. La composizione chimica è da quarzo-dioritica a quarzo-gabbriica, con un’affinità calcalcalina e I-type analoga a quella documentata per il batolite dell’Adamello (MACERA *et alii*, 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 (MARTIN *et alii*, 1993). 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.

I corpi tonalitici sono inseriti all’interno del piano di faglia della linea delle Giudicarie Nord. I contatti delle “lamelle” con i paragneiss dell’unità 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. Il contatto superiore è ben 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. In questa località, nella parte superiore della lamella tonalitica, è presente un frammento dell’originario contatto intrusivo (MARTIN *et alii*, 1993). Si tratta di una roccia Ca-silicatica intensamente foliata, che deriva probabilmente dal metamorfismo di contatto di un’orizzonte di calcare milonitico (MOC). Questa ipotesi è confermata dalla presenza di un orizzonte di calcare milonitico tra le tonaliti e i paragneiss dell’unità del Tonale anche a Maso Stasal. La roccia Ca-silicatica è caratterizzata da una foliazione milonitica definita da letti millimetrici ricchi in carbonato e anfibolo alternati a bande quarzo-feldpatiche. 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 allo stesso evento deformativo. La 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 alii*, 1993). L'età delle “lamelle tonalitiche”, determinata con il metodo Rb-Sr sulla biotite, è di  $28 \pm 1$  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 (DEL MORO *et alii*, 1985; MARTIN, *et alii*, 1993).

### 3.0.2. - Filoni ultrabasici ( $f_u$ )

Sono filoni lamprofirici che affiorano con spessori esigui solo sul versante occidentale del Monte Croce e tagliano sia le filladi (BSS) del basamento metamorfico Sudalpino che la Granodiorite di Monte Croce (GMR). Essi hanno quasi sempre andamento subparallelo alla linea delle Giudicarie e presentano contatti molto netti con la roccia incassante. Si tratta di filoni afanitici di colore grigio scuro quasi nero in cui generalmente si distinguono alla lente rari fenocristalli. Al microscopio rivelano una tessitura microcristallina ad olivina, pirosseni, anfiboli e plagioclasti, hanno composizione da foiditica a picrobasaltica ed affinità alcalina.

Essi hanno in genere spessore variabile da alcuni decimetri fino ad 1 metro e sono stati comunque cartografati per il loro significato.

### 3.0.3. - Filoni basico-intermedi ( $f_y$ )

Si tratta di filoni basaltici, andesitico-basaltici ed andesitici ad affinità calcalkalina di colore nero, grigio-verde o verde scuro tendenzialmente porfirici con fenocristalli di anfiboli, pirosseni e plagioclasti in pasta di fondo intersertale plagioclasica. Presentano in genere spessori inferiori al metro ed affiorano in varie porzioni del Foglio Appiano; tagliano con contatti netti il basamento Austroalpino, le vulcaniti permiane, la Formazione di Tregiovo e le coperture permo-meozoiche.

All'interno del basamento Austroalpino sono presenti filoni di basalti e di trachandesiti basaltiche, rinvenuti esclusivamente lungo il versante meridionale del M. Ometto, intrusi all'interno dei paragneiss a granato e cianite (TUG). Qui essi sono orientati ENE-WSW, presentano un colore verde scuro e sono tendenzialmente porfirici con fenocristalli di anfibolo, plagioclasio  $\pm$  quarzo  $\pm$  biotite in una

pasta di fondo microcristallina. L'anfibolo è il fenocristallo più frequente ed è costituito da orneblenda verde-bruna. Il plagioclasio è generalmente alterato in sericite ed epidoti. In alcuni casi è presente un'alterazione diffusa, che produce plaghe costituite da epidoto, clorite e titanite. I filoni sono ricchi in inclusi femici, costituiti da gabbri anfibolici ad anfibolo verde e plagioclasio. Più raramente sono stati osservati inclusi costituiti da rocce del basamento, come ortogneiss protomilonitici ad epidoto. Sono inoltre frequenti gli xenocristalli di quarzo.

L'età dei filoni che tagliano il basamento Austroalpino non è stata determinata per il foglio "Appiano". Numerose determinazioni radiometriche riportate in letteratura e ottenute su corpi intrusivi rinvenuti in aree limitrofe (DAL PIAZ *et alii*, 1988) suggeriscono un'età oligocenica (30-32 Ma).

#### 4. - QUATERNARIO

##### 4.1. - CRITERI DI RILEVAMENTO E STRATIGRAFIA

Nel Foglio "Appiano", in analogia con i fogli vicini, si è individuata l'unità stratigrafica corrispondente all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*, abbrev. LGM), definita come "unità stratigrafica a limiti inconformi (UBSU)" e riconosciuta, oltre che entro l'area del Foglio in esame, anche nell'insieme dei bacini dell'Adige e del Sarca. Quest'unità è denominata sintema del Garda (*SGD*).

Le unità stratigrafiche più antiche del sintema del Garda, presenti in vari settori del Foglio talora con spessori ragguardevoli, sono di grande interesse e solo in parte già descritte in letteratura. Trovandosi spesso in aree disgiunte, oltre che in bacini idrografici diversi, i rispettivi rapporti stratigrafici solo qualche volta si riconoscono sul terreno. Nello schema di Fig. 27 vengono esemplificati i rapporti stratigrafici tra le UBSU di vario rango individuate nell'area del foglio.

Si è ritenuto opportuno raggruppare tutte le unità riconosciute come più antiche del sintema del Garda in un'unità informale di rango superiore, chiamata supersintema del Monte Spinale (*MS*); denominazione adottata con lo stesso significato anche nelle altre aree del sistema vallivo complesso "Adige-Sarca" comprese nei fogli vicini già rilevati.

Tutti i terreni di copertura sovrastanti al sintema del Garda sono raggruppati nel sintema postglaciale alpino (*PTG*) concordemente alle indicazioni APAT; esso corrisponde all'unità Postglaciale in BINI *et al.* (2004). I sedimenti che lo compongono si sono formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali e fluvio-glaciali, nell'intervallo finale del Pleistocene superiore, nell'Olocene fino ai nostri giorni. Il limite inferiore del sintema postglaciale alpino è diacronico.

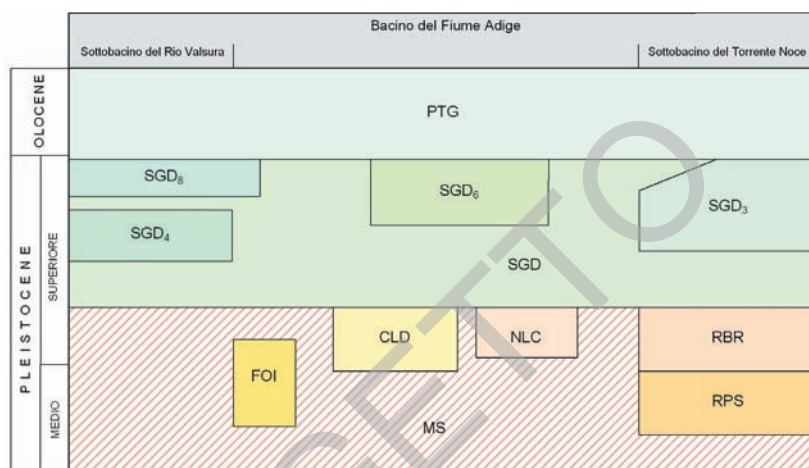


Fig. 27 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità quaternarie riconosciute nel Foglio Appiano

Le nuove datazioni col metodo  $^{14}\text{C}$  verranno presentate caso per caso. Per l'intervallo di tempo in cui si colloca il sintema del Garda, ossia quello in cui rientra l'ultima grande espansione glaciale (LGM) nell'ampio bacino dell'Adige, una datazione radiometrica ottenuta da FLIRI (1988, 1989) nella media Val d'Isarco ( $24.000 \pm 210$  anni conv. BP) cade nella fase in cui le grandi colate vallive si stavano rapidamente formando e si riferisce alla località Albes/Albeins, circa 30 km a monte di Bolzano. Nell'area del Foglio "Appiano" si sono ottenute alcune datazioni radiometriche riferibili alla parte iniziale del postglaciale (locale).

Il significato dei diversi eventi sedimentari nel contesto dell'evoluzione geologico-geomorfologica dell'area (tenendo conto dell'alternanza di fasi erosive e fasi di sedimentazione attestata dai dati di terreno) sarà presentato bacino per bacino.

In sintesi, nel Foglio "Appiano" vengono distinte le seguenti unità.

- Unità pre-LGM raggruppabili nel *supersintema del Monte Spinale*, informale, con tre sintemi nel bacino dell'Adige e due sintemi nel bacino del Noce.

- Un'unità riferibile al LGM, il *sintema del Garda*, comprendente 4 subsintemi, di cui uno nel bacino del Noce, uno nel bacino dell'Adige, due nel sottobacino del Valsura (Val d'Ultimo) ed aree limitrofe; questi subsintemi si inquadrano nella storia della generale riduzione del grande ghiacciaio, con episodi in parte diversi da bacino a bacino, comprendenti anche oscillazioni positive.

- Un'unità riferibile al post-glaciale denominata *sintema postglaciale alpino*.

La descrizione delle facies procede distintamente evidenziando i processi genetici nel contesto delle situazioni ambientali delle aree considerate.



#### 4.2. - UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE, INCLUSE NEL "SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE" (MS)

Nel Foglio Appiano le unità descritte non offrono, per il momento, basi sicure per stabilire vere correlazioni fra valle e valle, o tra parti diverse di uno stesso bacino. Nella Val d'Adige due sintemi (sintema di Caldaro e di S. Nicolò) si trovano vicini l'uno all'altro, ma non si osservano contatti diretti tra i due e, soprattutto, le pur scarse determinazioni di età disponibili fino ad ora per ciascuno di essi, divergono. Nel caso della Valle di Non (bacino del Noce), due sintemi (sintema del Rio Pescara e sintema del Rio Barnes), riconosciuti in sovrapposizione stratigrafica, sono tenuti distinti per l'evidenza di una superficie erosionale tra i due, oltre che per la netta differenza nel grado di cementazione.

Pur con queste indeterminatezze, alcuni tra i corpi sedimentari qui considerati attestano fasi di riempimento vallivo importanti, e presuppongono la preesistente profondità delle rispettive valli, ancorché spesso non conosciuta. Ove si tratti di corpi sedimentari racchiusi in vallette secondarie, le fasi di aggradazione potevano essere state condizionate sia da eventi locali, sia dall'alluvionamento generalizzato nei sistemi vallivi, sia dallo sviluppo di un importante ghiacciaio vallivo in crescita nella valle principale (queste due ultime situazioni si possono ipotizzare nel caso del sintema di Foiana, in destra della Val d'Adige).

Inoltre vanno inclusi in questo supersintema (cartografati al 10.000 ma non rappresentabili sulle carte a scala minore) alcuni depositi di *till* d'ablazione che affiorano in aree poco estese sopra S. Antonio di Caldaro; sono sottostanti (con limite superiore erosivo) a *till* d'alloggiamento del sintema del Garda, mentre il limite inferiore è con il substrato o non visibile. Essi sono composti da *diamicton* a supporto di matrice sabbiosa, addensato, con presenza di clasti granitici e carbonatici alterati, e con fratture da carico e debole cementazione. Lo spessore è di alcuni metri. Dal punto di vista cronologico questi depositi sono attribuiti al Pleistocene superiore.

##### 4.2.1. - Sintema di Foiana (FOI)

La sezione più rappresentativa è a Bagni di Foiana (presso l'estremità Nord del Foglio). Agli affioramenti nella valletta del Rio Brandis e del Rio di Foiana si aggiunge un piccolo affioramento lungo il Rio di Prissiano presso q. 800. Nella cartografia precedente questo sintema era incluso tra le "alluvioni antiche, generalmente sottostanti o intercalate in depositi morenici" (AA.VV., 1953).

Si tratta di *depositi di origine mista*, formati per processi di *debris-flow* e per rielaborazione torrentizia: si presentano come conglomerati poligenici generalmente ben cementati, a stratificazione metrica da piano-parallela a lenticolare, con

strati sia clasto-sostenuti, sia a supporto di matrice di colore bruno. I clasti, eterometrici, da subarrotondati ad arrotondati, sono composti da rocce metamorfiche, dolomie, vulcaniti e, in subordine, da graniti, quarziti, calcari, anche fortemente decarbonatati, ed elementi silicoclastici. Più rari sono i *depositi torrentizi* legati a correnti trattive intercalati alla successione: si tratta di orizzonti conglomeratici ben selezionati, privi di matrice, e lenti di areniti medio-grossolane a laminazione parallela e/o incrociata.

La base è rappresentata dal substrato locale; il limite superiore è erosivo con i *till* del sintema del Garda. La quota massima di affioramento è di 900 m (presso Bagni di Foiana); la quota minima è di 575 m (presso Foiana); lo spessore massimo è di circa 40 metri.

La sedimentazione nelle due ripide e infossate vallette dovette risentire di una fase di aggradazione nella valle dell'Adige, dove si immagina che il riempimento fosse arrivato almeno 80 m più in alto dell'attuale fondovalle olocenico. Ciò potrà essere confermato da evidenze fuori carta (conoidi pre-LGM sospesi nella conca di Merano, secondo com. orale di M. Cucato, e resti del conoide sospeso sopra Laives, cfr. AA.VV., 1972).

Dal punto di vista cronologico l'unità è inquadrata nel Pleistocene medio e dubitativamente in quello superiore.

#### 4.2.2. - *Sintema di Caldaro (CLD)*

Sinonimi: "*Etsch-Schotter*" (EBERS, 1972), Conglomerati di Caldaro (CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973). Sezione più rappresentativa: Magröhl, a NE di S. Paolo.

Affiora nell'Oltradige, dove costituisce il corpo sedimentario più rilevante nel riempimento della paleovalle di Appiano-Caldaro, nel tratto compreso tra l'Adige a Nord e il Lago di Caldaro a Sud (fuori carta). Gli affioramenti si distribuiscono tra q. 460 m e q. 250 m.

Si tratta di *depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali*: ghiaie grossolanamente stratificate con tessitura parzialmente aperta, clasti di forma equidimensionale, molto arrotondati e, localmente, subarrotondati, con dimensioni medie tra 1 e 10 cm e massime di circa 40 cm. A vari livelli sono presenti lenti di ghiaie a stratificazione incrociata e sabbie da medie a grossolane stratificate (es.: cava Pillhof, cfr. Fig. 28 e 29; Caldaro, S. Michele). Queste facies indicano un ambiente *braided* a media-alta energia. La matrice (da 10 a 25%) è sabbiosa, da media a grossolana, con ghiaia fine di colore grigio (10YR 5-6/1). Le ghiaie appaiono sovraconsolidate e molto raramente cementate. La cementazione è decisamente scarsa (< 1% in volume) e legata a situazioni locali (S. Michele: Recyclinghof; Caldaro: Locomotiva). La cementazione è dovuta prevalentemente a cristallizzazione di fango

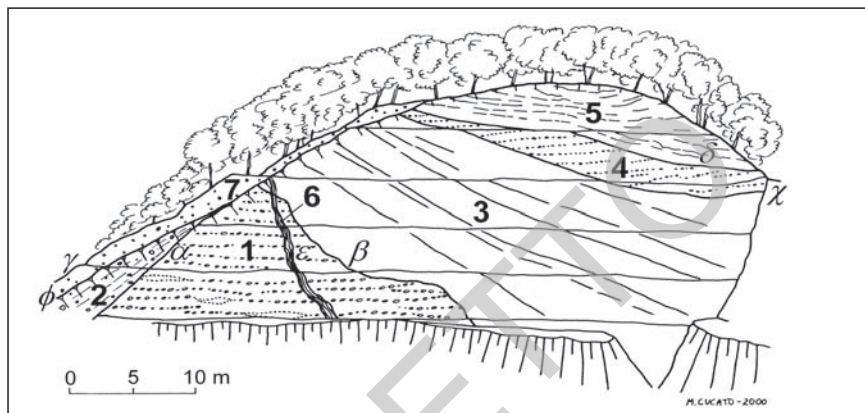


Fig. 28 - Sezione nei sedimenti affioranti alla cava Pillhof (Appiano - BZ), ora coperta da materiali di discarica. Legenda: 1 - sedimenti alluvionali (CLD); 2 - till d'alloggiamento (SGD); 3 - foresets di un delta di contatto glaciale (SGD<sub>δ</sub>); 4 - sedimenti fluvioglaciali (SGD<sub>δ</sub>); 5 - depositi glacialacustri (SGD<sub>δ</sub>); 6 - "filone sedimentario" (SGD<sub>δ</sub>); 7 - depositi colluviali (PTG); α e β - superfici erosive primarie; χ e δ - superfici non erosive o debolmente erosive, non primarie; ε - frattura riempita; φ - superficie erosiva, primaria, pedogenizzata; γ - superficie topografica.



Fig. 29 - Cava Gasser, poco a Sud di Pillhof: dettaglio su di un "filone sedimentario" che attraversa in modo discordante le ghiaie del sistema di Caldaro (il comparatore ha un'altezza di 9 cm). Foto scattata nel 1998. Si confronti comma V. 4.3.1.3

carbonatico formante patine millimetriche e, in piccolissima parte, a cemento calcitico cristallino di incrostazione e a menisco.

I clasti sono in prevalenza metamorfici (61%) con paragneiss, micascisti, cloritoscisti, anfiboliti; numerosi quelli di quarzo provenienti dalle filladi del basamento. Subordinati i clasti porfirici (16 %), dolomitici (14%), granitico-tonalitici (9 %), calcarei (< 1%) e arenacei (< 0.5 %). La percentuale delle differenti litologie varia in funzione della posizione rispetto all'asse della paleovalle. Alla cava Pillhof, in posizione centrale rispetto alla paleovalle, elementi dolomitici e di vulcaniti attestano una provenienza oltre che dal paleo-Adige anche dal paleo-Isarco; ciò è confermato dallo studio delle paleocorrenti che indicano direzioni di provenienza da N e NW. Dal margine Ovest dell'Oltradige provenivano colate di *debris-flow* attive durante la fase terminale di deposizione delle ghiaie di Caldaro, alimentando la piana alluvionale con materiale prevalentemente porfirico e dolomitico, oppure costituendo vere e proprie intercalazioni di spessore metrico, associate a depositi torrentizi e più raramente gravitativi, caratterizzati, oltre che dalla presenza di litologie locali, di clasti alterati e fratturati per carico (Fig. 30) (estre-



Fig. 30 - Depositi del sistema di Caldaro preso il solco del Rio dei Prati a Sud-Est di Castel d'Appiano: alternanza di episodi di debris flow a maggior percentuale di clasti carbonatici, ed episodi trattivi alluvionali.

mo nord dell'area, lungo il solco del Rio dei Prati, ad Ovest di Riva di sotto).

Lo spessore complessivo stimato è di oltre 210 m. Il limite inferiore non affiora; ai margini il contatto è con il substrato roccioso. Il limite superiore è erosivo con i depositi glaciali del sintema del Garda o con il subsintema di S. Paolo. Questa superficie erosionale si ricostruisce con una morfologia complessiva a larga sella: da quote di 440 m in corrispondenza dell'insellatura (crocevia presso Appiano) digrada fino a quote di circa 370 m negli affioramenti più a Nord e di 330 m nella parte più meridionale del Foglio.

Precedenti attribuzioni cronologiche: interstadiale tardowürmiano (pre-Bühl) sec. PENCK & BRÜCKNER (1909); ultimo interglaciale sec. KLEBELSBERG (1926, 1935). La quasi assenza della cementazione fa ritenere che l'età della parte affiorante comunque non risalga molto indietro nel Pleistocene. In Tabella 2 si riportano due analisi  $^{14}\text{C}$ -AMS (effettuate su carboni presenti in lenti sabbiose e in pedorelitti, raccolti alla cava Pillhof: UtC-10689 e 10690), che hanno dato età superiori al limite del metodo ( $> 48.000$  anni). Per confronto, va ricordato che una determinazione di età al limite della validità del metodo  $^{14}\text{C}$  era riferita dal FLIRI (1978) a sedimenti affioranti nella media Val d'Isarco (località Sciaves, fuori carta).

I dati indicano un'alimentazione proveniente dall'alta Val d'Adige con contributi anche dall'Isarco e fanno presumere che il paleo-Adige stesso potesse utilizzare, oltre alla valle relitta dell'Oltradige, anche l'attuale valle ad Est del Monte di Mezzo. Sussiste il problema dell'originaria estensione areale delle ghiaie nelle valli atesine (KLEBELSBERG, 1926, 1935; CASTIGLIONI, 1929); ulteriori conoscenze potranno essere fornite dalle ricerche in aree vicine. È anche importante considerare il fenomeno della "conservazione" delle ghiaie nell'area descritta: ciò dimostra che la "rimozione" da parte del ghiacciaio dell'Adige durante l'ultima espansione (LGM) non ha agito molto in profondità. In base anche alle considerazioni di cui sopra il sintema di Caldaro viene cronologicamente inquadrato tra il Pleistocene medio (?) ed il Pleistocene superiore.

#### 4.2.3. - Sintema di S. Nicolò (NLC)

Corrisponde a: "*Schuttkegelrudimente*" in PENCK & BRÜCKNER (1909) e alle "alte Gehängebrekzie" in STACUL (1980). La sezione più rappresentativa è individuabile in corrispondenza della strada Monte-Faedo d'Appiano (Berg-Buchwald) a circa 915 m di quota.

Gli affioramenti si estendono in Oltradige, sul fianco orientale della Catena della Mendola, all'incirca tra il M. Macaion ed il limite meridionale del foglio, in lembi disgiunti, ossia in dorsali allungate in direzione circa W-E, terrazzate o sospese rispetto alle numerose incisioni che caratterizzano questo versante.



Tab. 2 - Risultati analitici delle datazioni AMS C-14 effettuate su campioni dell'Oltreadige.  
(\*) *Età calibrate utilizzando il programma CALIB rev 4.3 (Stuiver et al., 1998).* (#) *Datazione tradizionale*

Analisi	Località	Quota	Profondità	Unità	Facies	Materiale analizzato	Età C-14	Età calibrata (*)
n°		m	m				anni BP $\pm 1\sigma$	anni BP $\pm 1\sigma$
R-3384 (#)	Lago di Monticolo	489	-6.5	PTG	palustre	Torba	6060 $\pm$ 51	6840 $\pm$ 93
R-3385 (#)	Lago di Monticolo	489	-6.9	PTG	palustre	Torba	5211 $\pm$ 57	5934 $\pm$ 126
KIA-12430	Caldaro, S. Nicolò	575	-2.0	PTG	<i>debris-flow</i>	Carboni	927 $\pm$ 25	840 $\pm$ 68
KIA-12431	Appiano, S. Michele	404	-3.05	PTG	<i>debris-flow</i>	Carboni	9950 $\pm$ 45	11296 $\pm$ 205
KIA-11196	Appiano, S. Michele	395	-4.1	PTG	colluvio	Carboni	10333 $\pm$ 63	12223 $\pm$ 306
KIA-11197	Caldaro, Zona Artig.	445	-3.0	PTG	colluvio	Carboni	1601 $\pm$ 32	1520 $\pm$ 57
KIA-11101	Caldaro, Maso Feld	297	-2.55	PTG	<i>debris-flow</i>	Carboni	4938 $\pm$ 32	5655 $\pm$ 49
KIA-11102	Caldaro, Lavason	335	-12.55	PTG	torrenziizio	Acidi umici	11360 $\pm$ 45	13259 $\pm$ 203
UtC-10689	Frangarto, Cava Pillhof	308		CLD	fluviale	Carboni	>48000	n.a.
UtC-10690	Frangarto, Cava Pillhof	310		CLD	fluviale	Carboni	>50000	n.a.





Fig. 31 - Sintema di S. Nicolò: clasto con fratture dovute a carico glaciale (S. Antonio di Caldaro).

Sono presenti: *depositi di origine mista* (per *debris-flow* e rielaborazione torrentizia), costituiti da ghiaie massive o grossolanamente stratificate, a supporto di clasti e/o di matrice limoso-sabbiosa, con clasti in prevalenza subangolosi, inoltre da *diamicton* a supporto di matrice, generalmente massivi; *depositi di versante*, talora a grossi blocchi, comprendono sia *diamicton* a supporto di matrice limoso-sabbiosa, sia ghiaie e breccie con blocchi eterometrici, ad elementi angolosi, talora stratificate, a tessitura da parzialmente aperta ad aperta.

In tutti i casi i clasti sono prevalentemente dolomitici, mentre sono del tutto subordinati i calcari e le arenarie di provenienza locale, così come la frazione esotica, costituita prevalentemente da porfidi, metamorfiti e graniti, talora fortemente alterati. Un altro carattere comune a tutti i depositi è la sovraconsolidazione e la locale presenza di fratture nei clasti dovute al carico glaciale connesso con la dinamica del ghiacciaio del LGM (Fig. 31), anche nei depositi caratterizzati da cementazione. Quest'ultima può essere discontinua, a carattere locale, o pervasiva, nei depositi a tessitura aperta o parzialmente aperta, tanto da dar luogo a scarpate subverticali di 5-12 m, talora sottoescavate alla base (breccie di versante di S. Nicolò). All'esame petrografico si nota sia un cemento microcristallino entro la matrice, sia un cemento calcitico macrocristallino isopaco di ambiente vadoso.

Lo spessore massimo stimabile dei depositi è di circa 60 m. Il limite inferiore è in genere non visibile o con il substrato roccioso; il limite superiore è erosivo con il sintema del Garda ed è talora marcato dalla presenza di un suolo bruno calcareo, parzialmente preservato, con colore Munsell da 7,5 YR a 5YR 4/4.

Nel vicino foglio “Mezzolombardo”, sul versante ad Ovest del Lago di Caldaro, entro morfologie analoghe (sbocco Nussental presso S. Giuseppe al Lago), dei carboni presenti in un livello di limo sabbioso intercalato in depositi ghiaiosi di origine mista, hanno fornito un'età di 36.860 +400/-380 anni conv. BP (Cucato, com. scritta).

Sulla base di questa correlazione e dei rapporti stratigrafici con il sintema del Garda l'unità viene inquadrata nel Pleistocene superiore.

#### 4.2.4. - *Sintema del Rio Pescara (RPS) (Bacino del T. Noce)*

Affiora lungo l'incisione del Rio Pescara, ad Est di Livo, tra q. 555 e 600 per poco meno di un chilometro (Fig. 32 b).

Alla base sono presenti *depositi glaciolacustri*: limi e sabbie fini laminati, fortemente sovraconsolidati, di colore bruno-rossastro, con frequenti intercalazioni di sabbie medie e ghiaie in lenti discontinue. Lateralmente o sopra ai precedenti, si trovano *depositi di debris-flow* e *depositi torrentizi*, di esiguo spessore tanto da non essere cartografabili: si tratta di conglomerati poligenici a cementazione pervasiva, a stratificazione metrica da piano-parallela a lenticolare, in facies disorganizzata e a supporto di matrice sabbioso-limosa di colore bruno o rossastro; i livelli inferiori (eteropici ai depositi glaciolacustri) sono caratterizzati da clasti eterometrici per lo più spigolosi o poco arrotondati, costituiti esclusivamente da rocce carbonatiche o silicoclastiche provenienti dalle unità permo-mesozoiche che affiorano localmente. Nei *depositi torrentizi* sovrastanti si aggiungono rari clasti (< 5%) di vulcaniti e metamorfiti affioranti nei bacini del Rio Pescara e del Rio Lavazzè.

Lo spessore massimo stimato è di circa 20 m. Il limite inferiore è con il substrato roccioso, mentre il limite superiore è erosivo con il sintema del Rio Barnes. Quest'unità attesta le prime fasi di sedimentazione in un'incisione fluviale già profonda. Anche sulla base di questo elemento l'unità viene cronologicamente inquadrata nel Pleistocene medio.

#### 4.2.5. - *Sintema del Rio Barnes (RBR) (Bacino del T. Noce)*

Affiora lungo le valli del Rio Barnes (bassa Val di Brésimo) e del Rio Pescara nei ripidi versanti a quote tra 600 e 700 m circa (Fig. 32 b). Alla base, solo

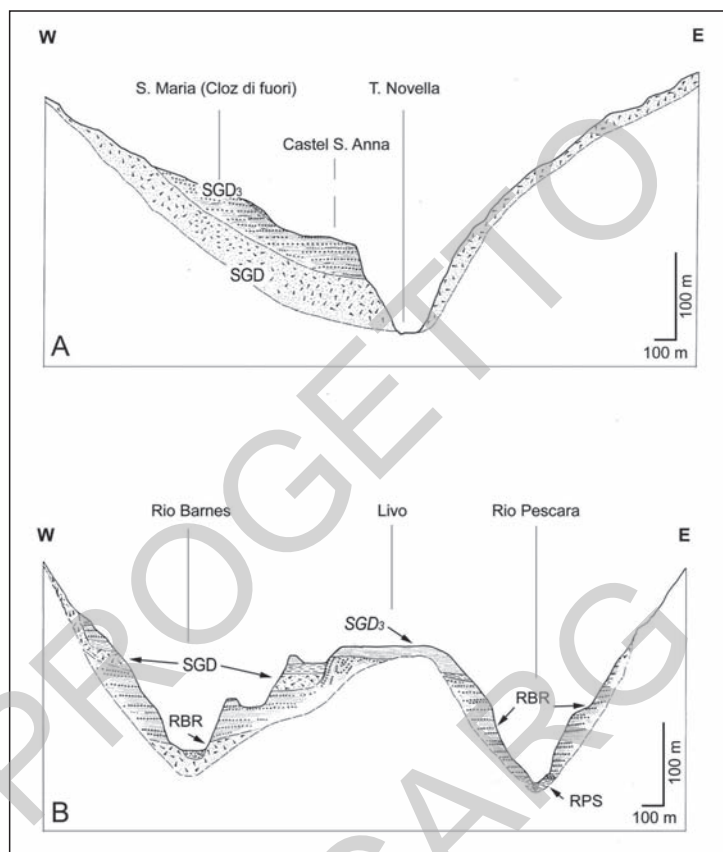


Fig. 32 - Sezioni attraverso le valli affluenti del Torr. Noce. (a) Bassa valle del Rio Novella; (b) basse valli del Rio Barnes e del Rio Pescara. (SRP = sintema del Rio Pescara; RBR = sintema del Rio Barnes; SGD = sintema del Garda; SGD<sub>3</sub> = subsintema di Cioz.)

lungo il Rio Barnes in affioramenti limitati, affiora *till indifferenziato*: si tratta di *diamicton* massivo a supporto di clasti e/o di matrice, caratterizzato da clasti eterometrici, da arrotondati a molto arrotondati, spesso striati, con abbondante matrice limoso-sabbiosa bruna. Nei clasti prevalgono le metamorfiti (50%); sono subordinati i clasti porfirici (20%), dolomitici (10%), granitico-tonalitici (10%) e calcarei.

Seguono *depositi fluvio-glaciali ed alluvionali*: ghiaie grossolanamente stratificate con tessitura a supporto di clasti o parzialmente aperta; esse appaiono sovraconsolidate e spesso cementate; la cementazione è dovuta principalmente a cristallizzazione di fango carbonatico formante patine centimetriche ed in minor

misura a cemento calcitico cristallino di incrostazione e a menisco. I clasti sono di forma equidimensionale, subordinatamente appiattiti e a bastone, da molto arrotondati a subarrotondati, con dimensioni medie tra 1 e 10 cm. La litologia delle ghiaie riflette l'origine prevalentemente glacigenica dei clasti con prevalenza di metamorfiti (40%); subordinati clasti porfirici (20%), dolomitici (20%), granitico-tonalitici (10%) e calcarei. La matrice (da 10 a 20%) è sabbiosa, da media a grossolana, con ghiaia fine di colore grigio. Ciottoli embricati e solchi erosivi indicano paleocorrenti dirette verso SE. Si intercalano lenti di ghiaie a stratificazione incrociata e sabbie da medie a grossolane, stratificate.

Lo spessore massimo stimato è di almeno 100 m. Il limite inferiore è erosivo con il sintema del Rio Pescara, con il substrato, o non visibile (valle del R. Barnes); il limite superiore è inconforme con i depositi glaciali del sintema del Garda o con il subsintema di Cloz.

Inoltre nella vicina valle del Rio Novella, in destra, affiora *detrito di versante*: si tratta di depositi, in parte cementati, presenti sopra Brez su una larghezza di circa un km; sono composti da clasti angolosi con scarsa matrice, di composizione dolomitica; erano alimentati dalle cataclasiti di Dolomia Principale e della Formazione dello Sciliar, prossime alla linea di Foiana. Talvolta essi sono coperti da *till* attribuibile al Pleniglaciale del sintema del Garda (cfr. AVANZINI *et alii*, 2001)

La messa in posto di quest'unità stratigrafica andrà interpretata in un contesto più ampio, in particolare per la sua continuazione nella valle del T. Noce. Fasi di sedimentazione possono essersi alternate a fasi erosive, come attestano, tra l'altro, le incisioni vallive in roccia visibili nelle vicinanze (sotto Cagnò, nel foglio "Mezzolombardo"). Significative le giaciture anomale immediatamente sotto Livo per deformazioni sin- e post-deposizionali in parte ricollegabili con il successivo evento glaciale (LGM). L'intensa gelivazione in un'area scoperta può collegarsi con una fase di raffreddamento pre-LGM (valle del rio Novella). Il sintema è inquadrato nel Pleistocene medio (?) - Pleistocene superiore.

#### 4.3. - UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM")

Lo spessore visibile dei sedimenti attribuiti a questo sintema varia da alcuni metri a circa 200 m. Il limite inferiore è da ritenersi erosivo con il substrato roccioso o con i sedimenti quaternari più antichi, qui raggruppati nel supersintema del Monte Spinale; il limite superiore con il sintema postglaciale alpino è inconforme oppure non conosciuto (fondovalle atesino). Il top deposizionale, ove conservato nell'attuale superficie topografica, lascia vedere resti di suolo sviluppatosi nel corso dell'Olocene. Nella zona di Caldaro-Appiano sui *till* sono sviluppati

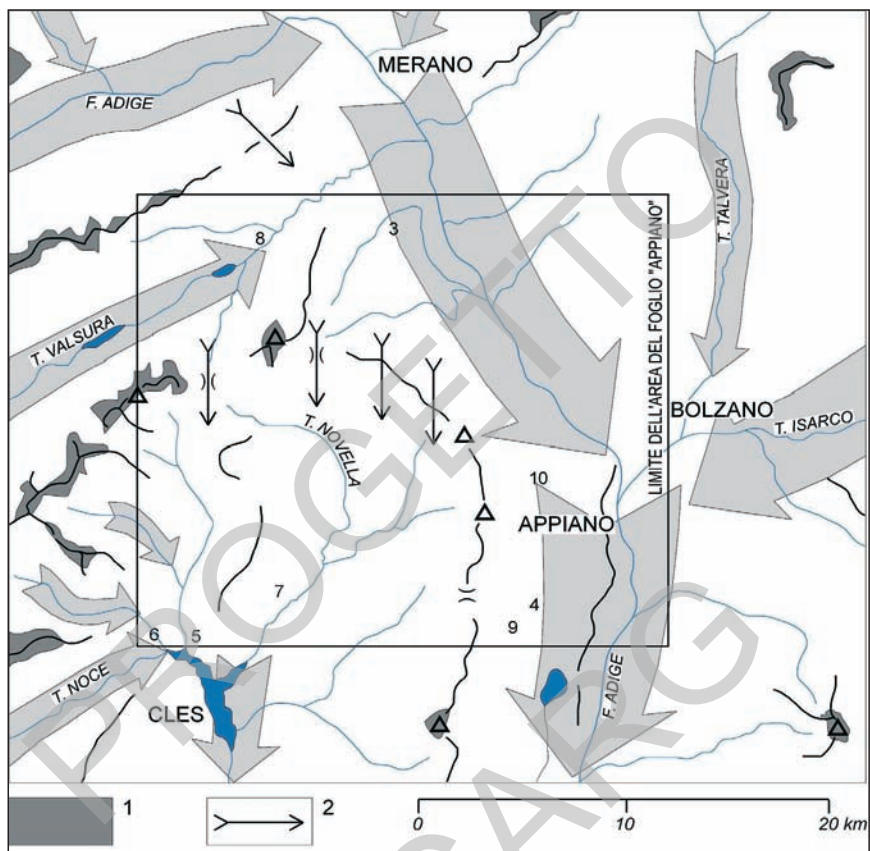


Fig. 33 - Schema delle principali colate glaciali convergenti verso la conca di Bolzano al tempo dell'ultima espansione glaciale ("L.G.M."). In realtà, insieme ai flussi che attraversavano la Val di Non, si era formata un'unica estesissima coltre di ghiaccio. 1 - creste montuose che emergevano dalla superficie del ghiacciaio nella fase di acme; 2 - flussi di trasfuenze glaciali che cessarono per prime nel corso della deglaciazione.

Elenco dei luoghi i cui nomi sono utilizzati per indicare le unità stratigrafiche del Quaternario individuate nel Foglio "Appiano": 3 - Fojana; 4 - Caldaro; 5 - Rio Pescara; 6 - Rio Barnes; 7 - Cloz; 8 - S. Pancrazio; 9 - S. Nicolò; 10 - S. Paolo

caratteristici suoli da bruni acidi a bruni lisciviati con orizzonti induriti a *fragipan*; l'orizzonte B, che può essere profondo fino a 2,1 m, ha colore da 7,5YR fino a 6,5YR ed è solitamente decarbonatato, con clasti dolomitici ridotti ad un ammasso di granuli alterati.

Questo sintema comprende tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento corrispondenti all'ultimo grande

evento glaciale a scala regionale, con estensione negli interi bacini dell'Adige e del Sarca (BINI *et alii*, 2004). Nel foglio rilevato il ghiacciaio ricoprì le valli con grande spessore, tale da sommergere e scavalcare quasi tutte le dorsali divisorie (Fig. 33). Le ricostruzioni paleogeografiche già edite (KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI *et alii*, 1940; VAN HUSEN, 1987) mostrano la superficie del grande ghiacciaio pochissimo inclinata, a quote stimate intorno a 2100 m nella parte centrale del Foglio fino a 2200 m nell'angolo NW. Sul terreno si possono trovare clasti "erratici" quasi dovunque, sebbene rari verso l'alto, cioè verso il limite ora indicato. È plausibile, tuttavia, che questi ultimi siano stati deposti durante eventi glaciali precedenti, tenendo conto che nelle aree poste più a Sud i nuovi rilevamenti (A. Borsato, com. scritta) indicherebbero che l'altitudine ora riportata sia sovrastimata. Emblematica la situazione del M. Luco (m 2434), di cui solo la vetta emergeva come un *nunatak*, mentre appena 150 m più in basso i contrafforti sono stati arrotondati dal ghiacciaio atesino e presentano begli esempi di rocce montonate.

Un'estesa trasfluenza del grande ghiacciaio nella fase di acme si verificava da Nord verso il bacino del Noce ed è dimostrata dagli erratici di provenienza atesina presenti nell'alta Anaunia. Durante il ritiro, un primo notevole evento fu il venir meno di questa trasfluenza, causato dalla diminuzione di spessore della colata glaciale atesina: nel bacino del Rio Novella (Noce), dopo la riduzione a "ghiaccio morto" delle masse glaciali residue, si avviarono processi fluvio-glaciali con uno sviluppo autonomo di fenomeni deposizionali ed erosivi da interpretarsi in parte come "locali" (fasi iniziali del subsintema di Cloz). Diversa l'evoluzione in Val d'Adige e in alcune valli laterali. La presenza di successioni diverse da caso a caso ha suggerito la distinzione di altri subsintemi.

#### 4.3.1. - Sintema del Garda (SGD)

Il sintema del Garda "indistinto", cioè non ulteriormente suddiviso nei subsintemi, riguarda prevalentemente i depositi glaciali, ma accorpa anche depositi di contatto glaciale di scarsa estensione. Comprende i sedimenti glaciali di colate alimentate dal bacino del T. Noce e dalla Val d'Ultimo, in quanto entro l'area del Foglio i rispettivi apparati morenici non sono distinguibili. Come sezione più rappresentativa per i depositi glaciali va segnalata, nell'altopiano di Mèltina l'area con calanchi e "piramidi di terra" presso Prati/Wieserhof, a Nord di S. Valentino, alla testata del Rio Margherita (Fig. 34). Si veda la descrizione in PERNA (1963).

Segue la descrizione dei depositi. I *till indifferenziati* sono rappresentati soprattutto dove scarseggiano i buoni affioramenti, o dove si presentano entro breve spazio tipi diversi di *till*; si tratta di *diamicton* massivi, con clasti di dimensioni variabili da ghiaie a blocchi, a spigoli spesso smussati e talora striati, in matrice





Fig. 34 - Affioramenti nei till del sistema del Garda, sull'altopiano di Mèltina, con calanchi e pilastri detti "piramidi di terra".

limoso-sabbiosa. I *till d'alloggiamento* sono dei *diamicton* massivi, a supporto di abbondante matrice limoso-sabbiosa, sovraconsolidati, con clasti eterometrici spesso striati, a spigoli smussati, sfaccettati o rotti. Nell'area di Appiano-Caldaro i clasti sono spesso da arrotondati a molto arrotondati e la matrice assume colore bruno (Munsell 10YR). I *till d'ablazione* sono *diamicton* massivi, a supporto di clasti eterometrici, con blocchi di dimensioni superiori al metro e con matrice sabbioso-limosa (da 25 a 70%). In Val di Non sono presenti, ad esempio, sulla destra del R. Novella tra Castelfondo e S. Maria di Cloz. Altre facies particolari sono i *till di colata* e i *till subacquei*, formati da *diamicton* a supporto di clasti, stratificati, con matrice sabbiosa da media a grossa e lenti intercalate di ghiaie, sabbie e limi (ad esempio in Val di Non, nella parte inferiore della sezione lungo il R. Novella). I *depositi di contatto glaciale* sono formati da sabbie e limi stratificati, talora laminati, alternati con lenti di ghiaie e caratterizzati da giaciture spesso anomale o con strati discontinui; (ad esempio, sul ripiano di Foiana e sull'altopiano di Mèltina).

La composizione litologica dei clasti nei depositi glaciali permette di individuare i principali bacini di alimentazione dei ghiacciai e dunque di ricostruire le direzioni di provenienza delle correnti di ghiaccio. Grande è la diffusione delle metamorfiti, ma caratteristici sono anche, in percentuali variabili, gli elementi in-

trusivi (soprattutto da NW e da SW), effusivi (vulcaniti permiane) e di rocce della successione sedimentaria permo-mesozoica. Elementi-guida per la provenienza dall'alta Val Venosta sono i calcari dell'Ortles, per la provenienza dalla Val di Sole sono le tonaliti del massiccio dell'Adamello.

All'interno dell'area rilevata, nei *till* normalmente si osservano arricchimenti delle percentuali di clasti derivanti da aree-sorgente locali. Ad esempio sull'altopiano di Mèltina è tipico il contributo, anche nella composizione della matrice, delle rocce arenacee permo-werfeniane (Fig. 34). Nell'Oltredige, nella composizione dei *till* si riflette sostanzialmente quella delle sottostanti ghiaie del sistema di Caldaro con variazioni percentuali da parte a parte, ma mediamente con metamorfiti intorno al 59% (paragneiss, micascisti, cloritoscisti, anfiboliti, filladi quarzifere), elementi porfirici (20%), dolomitici (13%), granitici (7%) e calcarei (< 1%). Passando alla Val di Non, in destra Novella sono ben rappresentati inclusi porfirici, mentre in sinistra molti clasti sono granitici. Dominano i porfidi nei depositi della valle del T. Pescara, le metamorfiti in Val di Brésimo (T. Barnes) con passaggio, verso Sud, alla prevalenza delle tonaliti.

In Val di Non i depositi glaciali possono raggiungere spessori di 80-90 m (solco del R. Novella, sotto Cloz, vd. Fig. 32a e 35); sull'altopiano di Mèltina si superano talora i 100 m, mentre in Oltredige lo spessore massimo è stimabile in circa 10-20 m, ma spesso si scende a pochi metri.

Dei rapporti stratigrafici si è già detto nel par. 4.1.; un dettaglio della superficie limite alla base è rappresentato nella Fig. 28, dove un corpo di *till d'alloggiamento* si appoggia in discordanza sulle ghiaie del sistema di Caldaro lungo un piano fortemente inclinato. Al tetto, il top deposizionale è talora conservato nella topografia (Cornaiano-Monticolo). Altrove, sebbene il contatto non sia sempre affiorante, al tetto seguono i sedimenti dei subsistemi di Cloz, di S. Pancrazio, di S. Paolo e di Malga Fontana Bianca, nonché quelli del sistema postglaciale alpino.

Si deve però accennare anche al caso speciale riscontrato nelle basse valli del Rio Barnes e del Rio Pescara (angolo SW del Foglio), in quanto depositi di *till*, riferibili sia al ghiacciaio della Val di Sole sia ai ghiacciai di queste due valli, ricoprono in discordanza sedimenti fluvio-glaciali e glaciolacustri del subsistema di Cloz; questo tipo di rapporto stratigrafico, sebbene non confermato da precisi dati geomorfologici, si interpreta ammettendo come probabile una riavanzata delle lingue glaciali.

Dove l'attuale superficie topografica conserva la morfologia originaria, si trovano: a) argini morenici, laterali o raramente frontali; tra i primi, alcuni attestano un evento di poco posteriore alla fase di acme, cioè l'estinguersi della trasfluenza attraverso l'alta sella di Malga Castrin (1800 m, ad est del M. Cornicolo), altri argini laterali ad est di Rumo (Prada) attestano momenti di sosta di una lingua proveniente dai Monti delle Maddalene; b) rilievi di origine mista (di accumulo/erosione) modellati con forme allungate in senso Nord-Sud e con aspetto di *dru-*



Fig. 35 - Affioramenti di till di alloggiamento del sistema del Garda, nella valle del Rio Novella, sotto S. Anna.

*mlin* (EBERS, 1972); è il caso dell'Oltradige, dove alcune depressioni interposte, ma non tutte, furono approfondite dalle acque di fusione subglaciali (PENCK & BRÜCKNER 1909; HANTKE, 1983) o marginali (SCHOLZ *et alii*, 2005). Si può discutere del lungo argine visibile di fronte a Caldaro (in parte fuori carta), descritto dagli Autori come morena laterale sinistra della lingua che nel Tardiglaciale era rimasta separata, ad Ovest del Monte di Mezzo, dalla colata principale; essa si può interpretare in parte come forma di erosione (cfr. KLEBELSBERG, 1926). Non viene per ora confermata la definizione di uno "stadio di Bühl" (PENCK & BRÜCKNER 1909) né di uno "stadio di Fuschgalai" come parte di un presunto "stadio di Ora" (SCHOLZ *et alii*, 2005).

Il sistema del Garda essendo correlato al *Last Glacial Maximum* viene inquadrato nel Pleistocene superiore *p.p.*

#### 4.3.1.1. - Subsistema di Cloz (**SGD<sub>3</sub>**) (Bacino del T. Noce)

La sezione più rappresentativa è sotto Cloz, presso Castel S. Anna. Il subsistema è ben rappresentato sia nel sottobacino del Rio Novella (quota massima 1000 m, presso Castelfondo e a Cavareno), sia in quelli dei Torrenti Pescara e Barnes

(quota massima 840 m, ad Ovest di Preghena). Di solito affiora su terrazzi o lungo i versanti delle incisioni torrentizie con le seguenti facies.

*Depositi glaciolacustri* di ambiente terminoglaciale e subglaciale: laminiti limoso-argillose di colore grigio o bruno-rossastro, talora con *dropstone*; *diamicton* a supporto di matrice stratificati, caratterizzati da basso rapporto clasti/matrice, localmente deformati da strutture plicative a varia scala e a geometria complessa. *Depositi di contatto glaciale* (ad esempio a Sud di Tregiovo): ghiaie grossolanamente stratificate, con intercalazioni di *diamicton* ad elementi di provenienza locale, talora associati a limi e sabbie stratificati. *Depositi fluvioglaciali*: ghiaie con ciottoli e sabbie da fini a medie, stratificate, localmente massive e a supporto di clasti o di matrice. Prevalentemente si tratta di alternanze di ghiaie e sabbie stratificate. I ciottoli, più o meno arrotondati, sia di natura carbonatica sia metamorfici, tonalitici e porfirici, appaiono spesso piuttosto alterati o decarbonatati o argillificati. La parte più alta dei depositi è caratterizzata localmente (terrazzi di Livo e di Cis) da sabbie fini e sabbie fini limose di colore giallo-bruno, a stratificazione piano-parallela.

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

*Depositi da debris-flow*: nei pressi di Cloz la presenza di tre conoidi riflette eventi erosivi lungo gli impluvi del versante soprastante, a spese della fascia cataclastica lungo la linea di Foiana e dei corrispondenti detriti di versante. Si tratta di *diamicton* massivi a supporto di clasti e/o di matrice limosa bruna; i clasti sono subangolosi, eterometrici, costituiti in prevalenza da dolomie (85%) ed in subordine da calcari, metamorfiti e ignimbriti solitamente arrotondati; sono presenti anche brecce ad elementi di provenienza locale. Nella parte distale i sedimenti di conoide talora si addentellano con strati sabbioso-limosi attribuiti alla parte alta della successione fluvioglaciale.

Lo spessore del subsistema di Cloz è variabile e può superare spesso i 50 m. Il limite inferiore è erosivo sui depositi glaciali del sistema del Garda o sul sistema del Rio Barnes; a Sud di Livo, le laminiti glaciolacustri suborizzontali si appoggiano lateralmente a *diamicton* del sistema del Rio Barnes fortemente deformati (Fig. 32b). Il limite superiore è riconoscibile localmente nella valle del Rio Novella e sul terrazzo a Sud di Livo, talora accompagnato da un suolo bruno decarbonatato, profondo fino a 1,5 m. Nelle basse valli dei torrenti Pescara e Barnes i sedimenti deformati sono sormontati da *till* del sistema del Garda (contatto erosivo affiorante al campo sportivo di Livo, dove alcuni campioni di pedorelitti hanno fornito dati di età contraddittori ed incerti).

Dei vari subsistemi del sistema del Garda posteriori al Pleniglaciale, il sub-

sintema di Cloz risulterebbe il più antico, perché la sua deposizione è iniziata con l'estinguersi della trasfluenza del ghiacciaio atesino verso l'Anaunia, con la presenza, per un certo tempo, di ghiaccio residuo: la messa in posto di sedimenti fluvioglaciali *lato sensu* poté avvenire per gradi in spazi lasciati liberi a quote via via più basse. Le giaciture degli strati (inclinati mediamente verso S e SW attorno ai 5-25°) e le strutture trattive negli affioramenti (sottobacino del Rio Novella) indicano direzioni di trasporto grosso modo coincidenti con la direzione dell'asse vallivo principale. Diversa, in parte, la messa in posto dei sedimenti del settore sud-occidentale, per sbarramento ad opera del ghiacciaio scendente dalla Val di Sole, allora ancora attivo: almeno una fase glaciolacustre è documentata ampiamente nei dintorni di Livo; si aggiunge la successiva copertura con nuovi *till*, attribuibile alla riavanzata del ghiacciaio stesso e di quelli delle vicine valli dei torrenti Barnes e Pescara.

Il sintema viene attribuito al Pleistocene superiore *p.p.*

#### 4.3.1.2. - Subsintema di S. Pancrazio (SGD<sub>4</sub>) (Bacino del Rio Valsura)

Affiora tra 600 e 1300 m circa, nel sottobacino del Rio Valsura in Val d'Ultimo, e nella valletta del subaffluente Rio Marano, presso Bagni di Mezzo. Sezione più rappresentativa: Rio Sasso (Stein Bach, presso S. Valburga) dove si riconoscono varie facies.

*Depositi di contatto glaciale e fluvioglaciali*: ghiaie e ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate, talora mal selezionate. *Depositi glaciolacustri*: sabbie e limo a laminazione piano-parallela, raramente con *dropstone*, in corpi lenticolari di spessore fino a 6-8 m, intercalati ai depositi di contatto glaciale. *Depositi di conoide di origine mista* (di trasporto in massa e torrentizia): *diamicton* a supporto di matrice o elastico, massivi, con clasti sia angolosi e subangolosi di provenienza locale, sia arrotondati. Sono caratteri generali la sovraconsolidazione e le notevoli variazioni di facies in senso laterale e verticale. Nei clasti prevalgono le metamorfite, salvo nell'area di Bagni di Mezzo dove dominano le vulcaniti del Monte Luco con ciottoli e blocchi.

Lo spessore massimo è di circa 100 m. Il limite inferiore, ove visibile, è inconforme con il substrato roccioso, mentre il limite superiore è con il sintema postglaciale alpino o rappresentato dalla superficie topografica (conoide sospeso).

La sedimentazione era condizionata in parte dal ghiacciaio principale della Val d'Adige con probabile azione di sbarramento e in parte maggiore dall'evolversi del ghiacciaio della Val d'Ultimo; si aggiungono apporti da valloni laterali (conoide locali, molto rimodellati) e lungo il Rio Marano (deposizione, presso Bagni di Mezzo, di un potente corpo di ghiaie e ciottoli fluvioglaciali, spiegabile per sbarramento a valle). L'unità è inquadrata nel Pleistocene superiore.



#### 4.3.1.3. - Subsintema di S. Paolo (SGD<sub>6</sub>)

Sinonimi: depositi “der spätglaziale See von St. Pauls” (EBERS, 1972); “depositi glaciolacustri di Missiano-S. Paolo e di Novale al Varco” (CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973); termine usato localmente: *Flinz*. La sezione più rappresentativa è nella piccola cava abbandonata sul tratto terminale della vallecchia a Sud di Magröhl.

Affiora nell’Oltredige, a Nord della sella di Appiano. Comprende i seguenti depositi:

*Depositi glaciolacustri* di margine glaciale e subglaciale: sabbie fini e sabbie fini limose di colore bruno grigiastro (2,5 Y), a stratificazione piano-parallela, talora con *dropstone*; laminiti limoso-argillose di colore grigio o bruno-rossastro; rare intercalazioni di *diamicton* a supporto di matrice stratificati, caratterizzati da basso rapporto clasti/matrice, interpretabili come *till* subacquei. Sono presenti laminazioni convolute, talora strutture plicative a varia scala (da centimetrica a decametrica), con piano assiale suborizzontale o a geometria complessa, interpretabili come *soft-sediment deformations* (OWEN, 1987); altre strutture sono riconducibili invece a glaciotettonica.

*Depositi di contatto glaciale*: ghiaie sabbiose a supporto elastico, massive o grossolanamente stratificate, associate a *diamicton* massivi e a sabbie fini a laminazione e stratificazione incrociata concava o più raramente planare; l’organizzazione è in corpi di spessore metrico a geometria tabulare o lenticolare, localmente clinostratificati.

*Depositi fluvio-glaciali*: ghiaie grossolanamente stratificate, con subordinate intercalazioni di ghiaie sabbiose e lenti di sabbia. Costituiscono una coltre di sedimenti di debole spessore (minore di 10 m, sovente solo di alcuni m), che poggiano attraverso una superficie erosiva sulle ghiaie del sintema di Caldaro e localmente sono separate da esso da un sottile strato di *till* d’alloggiamento del sintema del Garda, interpretabile come connesso alla fase pleniglaciale del LGM.

La composizione dei clasti nei livelli ghiaiosi denota la netta prevalenza di elementi metamorfici (60%) ed una minor percentuale di vulcaniti atesine (20%), dolomie (12%) e graniti (8%); rari i clasti calcarei, arenacei e di marmo; alcuni ciottoli sono striati. Tutti i depositi denunciano un marcato consolidamento.

“*Filoni sedimentari*” (*clastic dykes*): la sequenza è attraversata in più punti da corpi filoniani ad andamento discordante subverticale (solo in parte già noti: cfr. CASTIGLIONI & TREVISAN, 1973), caratterizzati a volte da riempimenti siltoso-sabbiosi (fino a ghiaiosi) con laminazioni parallele ai contatti laterali (Fig. 28 e 29), a volte da *diamicton* massivo. Lo spessore è da centimetrico a metrico; l’andamento è irregolare, talora ramificato e sempre netto è il contatto con i sedimenti incassanti. In questi ultimi non doveva mancare un certo grado di consolidamento al momento del formarsi delle fratture, con apertura di queste (riempimenti la-



minati) graduale o repentina. Il riempimento, secondo processi non chiariti in dettaglio, poté realizzarsi per apporti dall'alto e/o laterali. Si noti che alcuni di questi corpi filoniani tagliano anche i sedimenti del sottostante sintema di Caldaro (ad es. Fig. 28 e Fig. 29).

*Depositi di origine mista* (per *debris-flow* e rielaborazione torrentizia): ghiaie massive e *diamicton* a supporto di clasti e/o di matrice limoso-sabbiosa, normalmente consolidati, con clasti subangolosi prevalentemente dolomitici; si aggiungono sedimenti clastici più grossolani (*depositi di versante a grossi blocchi*). Si trovano in aree disgiunte, presso Missiano, tra circa 380 e 640 m. La sedimentazione, legata alla dinamica di versante sotto la catena della Mendola, doveva essere condizionata dalla presenza del ghiacciaio atesino sempre più ridotto, durante e dopo il costituirsi degli altri sedimenti del subsintema di S. Paolo. È evidente il rimodellamento.

Lo spessore massimo del subsintema è stimabile in circa 160 m. Il limite inferiore è inconforme con il sintema di Caldaro o con i *till* del sintema del Garda; il limite superiore è inconforme con il sintema postglaciale alpino oppure coincidente con la superficie topografica suborizzontale, a 390-400 m, al top dei sedimenti lacustri ("paleo-lago di S. Paolo").

La messa in posto dei sedimenti qui descritti è legata al modificarsi delle masse di ghiaccio durante e dopo l'estinzione della locale trasfuenza per la sella di Caldaro. In prossimità della sella e più a Sud (in direzione dell'attuale Lago di Caldaro, fuori carta) i sedimenti denotano l'instaurarsi temporaneo di torrenti di ablazione proglaciali (tra cui quello che si è poi approfondito maggiormente nella "paleovalle di Lavason"), con facies fluvioglaciali preservatesi dall'erosione in corrispondenza del terrazzo di Maso Feld. A Nord di questa, alcuni sedimenti alla base della successione evidenziano processi di trasporto trattivi e di colata gravitativa riferibili a condizioni ambientali di contatto glaciale in posizione di margine glaciale e subglaciale. Successivamente viene a definirsi un bacino glaciolacustre sostenuto a Nord dalla colata glaciale atesina, con emissario a Sud (cfr. PENCK & BRÜCKNER 1909; EBERS, 1972), diretto oltre la Sella di Caldaro ("paleovalle di Lavason"); l'insieme può definirsi come un *terrazzo di kame* di grandi dimensioni. Effetti di pulsazioni e di spinte del ghiacciaio possono essere le irregolarità nei sedimenti e la generale sovraconsolidazione dei depositi glaciolacustri e di contatto glaciale; indicatori di ulteriori spinte sui sedimenti già deposti e consolidati sono le fratture evidenziate dai "filoni sedimentari". Anche i riempimenti di queste devono ricondursi a situazioni di prossimità rispetto alle masse glaciali.

Attribuzione cronologica: parte finale del Pleistocene superiore ("Tardiglaciale").

#### 4.3.1.4. - Subsintema di Malga Fontana Bianca (SGD<sub>8</sub>)

È presente a quote elevate, nelle alte valli minori e nei circhi nel settore centro-occidentale del Foglio. L'area più rappresentativa in questo Foglio è Malga della Conca (Pfandlalm), a Nord del M. Vedetta Alta. L'unità è stata definita nel contiguo foglio "Rabbi" per i depositi legati ad una fase di riavanzata glaciale in Val d'Ultimo (com. orale di G.B. Pellegrini). Qui si raggruppano depositi distribuiti su versanti rivolti al sottobacino del Rio Valsura, ma anche quelli su altri versanti comunque pertinenti al bacino dell'Adige.

Tipi litologici e facies. *Till indifferenziato*: *diamicton* massivo a supporto di matrice, con clasti prevalentemente subangolosi di provenienza locale, anche a grossi blocchi. Per la scarsità di buoni affioramenti, in aree per lo più con vegetazione, non sono state introdotte altre distinzioni; si mettono in evidenza gli argini morenici (lateralmente o talora frontali), ove esistenti. In un caso, si passa, frontalmente, a un deposito di *frana con trasporto glaciale* (vd. sotto). *Rock glacier*: accumuli detritici a grossi blocchi, massivi, con rara presenza di matrice in superficie; la disposizione complessiva è a forma di festoni, o di lobi e brevi colate, con rughe e depressioni interposte. Si trovano nei circhi ai piedi delle pareti ammantate di detriti, con diffusa copertura lichenica oltre che arbustiva. Gli spessori possono superare una decina di m.

I rapporti di posizione di questi ammassi l'uno rispetto all'altro, e anche rispetto ai depositi attribuiti al sintema del Garda indistinto, dipendono in primo luogo dalla conformazione degli apparati glaciali che, appunto nelle aree elevate, persistevano o si riformavano con lingue proprie dopo il disfacciamento delle masse di ghiaccio principali del LGM. L'andamento degli argini morenici attesta più d'un episodio glaciale, ma i limiti tra i depositi glaciali di quest'unità rispetto a quelli attribuiti al Pleniglaciale del sintema del Garda (indistinto) sono talora mal definibili. Lo sviluppo di alcune lingue fu maggiore nei valloni esposti a Nord, particolarmente in quelli con ampi circhi alla loro testata, circondati da creste culminanti oltre i 2300 m. Si riportano, come esempi, le quote approssimative raggiunte dalle fronti degli apparati glaciali maggiori: intorno a 1800 m nella valle del R. Maier (sottobacino del Noce, esposizione ad Est), 1700 m in quella del R. Ceresara (Kerschbaum B., esposizione a Nord), 1400 m in quella del R. Gonner (pure a Nord); in questo caso si evidenzia, ancor più in basso, il citato ammasso di blocchi spigolosi interpretabile come "frana con trasporto glaciale". Tipica è la giustapposizione o sovrapposizione, in uno stesso vallone, di depositi glaciali e di ammassi di tipo *rock glacier*; questi ultimi formati per sovraccarico di detrito su piccoli ghiacciai in estinzione, più spesso formati a fianco di questi ultimi in ambiente di *permafrost* poi estinto, e comunque collegati ad abbondante caduta di detriti dalle pareti. Per confronto, si consideri anche il ben più elevato Gruppo delle Vedrette di Ries dove, secondo DAMM (1999), fino al tempo dello

“Stadio di Egesen” i *rock glacier* erano alimentati da volumi ingenti di detriti, molto meno nell’Olocene.

Il limite inferiore del subsistema è discordante sul substrato roccioso, sul sintema del Garda indistinto o non visibile; il limite superiore è inconforme con il sintema postglaciale alpino o coincidente con la superficie topografica. Il subsistema è inquadrato nella parte terminale del Pleistocene superiore (“Tardiglaciale”).

#### 4.4. - UNITÀ PERTINENTI AL POST-GLACIALE

##### 4.4.1. - *Sintema Postglaciale Alpino (PTG)*

È presente in tutta l’area del Foglio sotto forma di terreni di copertura superficiale, ma ha la sua massima estensione nella striscia del fondovalle atesino.

Nell’area del foglio il sintema postglaciale alpino è inquadrato nella parte finale del Pleistocene superiore fino all’Attuale.

La descrizione procede separatamente distinguendo i vari ambienti.

##### 4.4.1.1. - Depositi del fondovalle atesino

In superficie, il fondovalle dell’Adige è costituito da depositi di piana alluvionale, di conoide e palustri, con suolo generalmente poco evoluto, condizionato dalle operazioni antropiche e da locali apporti torrentizi o fluviali recenti. In termini generali si può ritenere che in questo tratto del fondovalle non vi siano state importanti interruzioni nella tendenza all’aggradazione dall’Olocene fino all’Attuale. Tipica ed evidente in questo tratto della valle è la mancanza di terrazzi alluvionali.

Nella sua morfologia complessiva il fondovalle atesino lascia distinguere bene i conoidi rispetto agli ambienti della piana, dove l’Adige divagava ed era spesso affiancato da depressioni palustri. I conoidi di solito non interferiscono con l’Adige, che non ne ha intaccato le parti distali per erosione; solo l’Isarco ha sviluppato un conoide che arriva a spingere il corso dell’Adige contro le rocce emergenti sul lato opposto e con le sue portate liquide e solide ha condizionato l’andamento del profilo altimetrico longitudinale della vallata principale. Prima dei lavori di sistemazione idraulica i due fiumi presentavano forme tipiche (come risulta dalla cartografia storica): l’Isarco con alveo *braided*, “pluricursale”; l’Adige con meandri liberi nei tratti a minor pendenza e di tipo *braided* o “di transizione” tra Gargazzone e Vilpiano e dopo la confluenza con l’Isarco (cfr. i principali paleoalvei, nella Carta).

### *Depositi di piana alluvionale*

Le sabbie dell'Adige sono relativamente ben distinguibili da quelle dell'Isarco e del Tàlvera: le prime sono tipicamente micacee e di colore grigio o grigio-bruno, le altre sono brune, talora bruno-rossastre e "granulose". Sono state riconosciute le seguenti litofacies e associazioni di facies.

(1) Sabbie e ghiaie, ghiaie sabbiose, con clasti fino a 15 cm di diametro, composte prevalentemente da metamorfiti, quarzo e subordinatamente da calcari e dolomie e da litotipi appartenenti al Gruppo Vulcanico Atesino. A monte della confluenza Adige-Isarco tali litofacies sono caratteristiche del canale fluviale attivo o abbandonato a seguito della regolarizzazione del corso del fiume Adige eseguita nei secoli XVIII e XIX o per diversione e, in questo caso, sepolte da altri sedimenti.

(2) Sabbie fini, talora sabbie fini e medie o limose, stratificate, interpretabili come facies di barra linguoide e di argine. A valle della confluenza con l'Isarco, sabbie medie, talora con sabbie grosse e fini, di colore grigio o variabile dal bruno grigiastro scuro (2,5Y 4/2) al bruno oliva (2,5Y 4/4) si interpretano come facies di rotta e più in generale di esondazione prossimale ed intermedia. Nel corso dell'alluvione del 1882 l'Adige straripò di fronte a Ischia Frizzi sulla sinistra, allagando il fondovalle da Laives a Ora (TENGLER, 1991). Le sabbie di quell'alluvione e quelle degli anni subito successivi sono ben individuabili, con spessore di 1-2 m, fino a Bronzolo e Maso Ospedale, in quanto poggiano su sedimenti più fini.

(3) Sabbie e silt, silt con intercalazioni sabbiose o viceversa, stratificati, localmente contenenti scarsi resti vegetali o torba. Queste litofacies corrispondono a facies di esondazione distale, legate a condizioni di flusso di bassa energia o variabili (ad es. in località Collaspro presso Terlano o subito ad Ovest di Laives) oppure di piana inondabile ai margini di aree palustri (ad es. a Sud del conoide di Gargazzone, a Nord della Palù Imperiale/Kaisermöser nel comune di Appiano, in località Campi Nuovi/Neufeld nel comune di Bolzano). Intercalazioni di sabbie, talora gradate, entro silt e silt argillosi sono presenti in posizione distale ai margini dei conoidi del Rio Brandis, di Terlano e di Bronzolo. In questo caso la sedimentazione è controllata anche da flussi idrici non incanalati provenienti dai vicini conoidi.

(4) Silt, talora debolmente argillosi o sabbiosi, laminati, di colore bruno grigiastro scuro (2,5Y 4/2) o bruno oliva (2,5Y 4/4), corrispondono a facies di esondazione distale, ai margini o all'interno di aree palustri ben note storicamente (ad es. area a Nord della Palù Imperiale/Kaisermöser) o oggetto di bonifica già dal XVIII secolo (ad es. in località Campo Nuovo/Neufeld presso Bolzano).

### *Depositi delle aree di conoide*

*Conoidi alluvionali* sono considerati quelli dell'Isarco e del Tàlvera (coalescenti nell'area della città di Bolzano). Le litofacies prevalenti sono date da ghiaie

sabbiose, ghiaie e sabbie, talora con piccoli blocchi, grossolanamente stratificate o a stratificazione incrociata concava; a vari livelli sono intercalate lenti di sabbie e sabbie ghiaiose. La dimensione massima dei ciottoli o dei blocchi può variare da circa 50 cm a circa 35 cm. Nelle aree influenzate dall'Isarco prevalgono i litotipi provenienti dal Gruppo Vulcanico Atesino che raggiungono il 70%, seguiti dai calcari e dalle dolomie, generalmente in percentuale superiore a quella delle metamorfiti e poi altri litotipi. Nelle aree influenzate dal Tàlvera (vd. anche COLTORTI, 1991), dal R. Molino e dal R. Fago le vulcaniti possono superare il 90% (quartieri di Fago, Gries, S. Maurizio); è anche presente una copertura di silt e sabbie di esondazione di colore bruno scuro (7,5YR 3/4) o bruno rossastro scuro (5YR 3/4) con spessori che possono variare da 0,4 m fino a circa 5 m. Nell'area dell'aeroporto e a S. Giacomo sopra ghiaie sabbiose sono presenti da 1 a 3 m di sabbie.

*Conoidi di origine mista* (torrentizi e/o da *debris-flow*) corrispondono alla gran parte dei conoidi presenti nel foglio "Appiano"; il loro inquadramento deriva sia dall'analisi di facies sia dall'analisi di parametri quali la forma del profilo longitudinale, la pendenza, il rapporto tra l'area del conoide e quella del bacino di alimentazione (cfr. FISHER, 1965). I sedimenti più frequenti su questi conoidi sono *diamicton* a supporto di clasti e/o di matrice, non addensati, con clasti subangolosi di provenienza locale e matrice limoso-sabbiosa; sono presenti inoltre intercalazioni ghiaioso-sabbiose stratificate.

I depositi di *debris-flow* sono presenti alla base dei versanti della Val d'Adige, a ridosso del fondovalle: i più estesi sono tra Vilpiano e Gargazzone, legati a processi attuali o recenti e caratterizzati da forme caratteristiche a lobo allungato.

Notevoli sono le analogie tra conoide e conoide non solo per quanto riguarda le facies, ma anche per quanto riguarda le variazioni in senso prossimale-distale. Le differenze principali si devono alle litologie presenti; dal punto di vista tessiturale i conoidi di Gargazzone e di Vilpiano si caratterizzano per la presenza di sabbie e ghiaie limose in posizione intermedia e distale (ciò potrebbe essere legato alla presenza di più ampi bacini di alimentazione in cui affiorano le formazioni permo-werfeniane). Inoltre, ai margini di molti conoidi (es. conoide di Andriano, Nalles, Settequerce), nella fascia di raccordo con la piana alluvionale circostante sono presenti vicino alla superficie successioni di sedimenti costituiti da sabbie, talora debolmente ghiaiose, transizionali a limi e argille, organizzati in strati a gradazione normale di spessore decimetrico con base debolmente erosiva. Nel complesso si tratta di sedimenti dovuti a flussi idrici non incanalati provenienti dai conoidi, in ambiente transizionale rispetto alle piane inondabili sottostanti che sono spesso di tipo palustre.

### *Depositi palustri*

La bonifica delle aree paludose sul fondovalle ha trasformato irreversibilmente il paesaggio naturale. Allo stato attuale l'unica palude originaria rimasta si

trova in località Pascolo della Volpe/Fuchsmöser tra Andriano e Riva di Sotto; è l'ultimo lembo (pochi ettari preservati come biotopo protetto) di una ben più ampia palude caratterizzata dalla presenza di *Phragmites*, *Carex*, *Lysimachia* v., *Filipendula* u. (BALÀTOVÀ-TULÁCKOVÁ & VENANZONI, 1989). Nelle aree paludose bonificate tramite rete di fossi e di scoli, talora per colmata, i sedimenti palustri sono dati da: torbe con intercalazioni limose o argillose (ad es. Palù Grande/Weitemoos, tra Andriano e Nalles), raramente sabbiose; limi di colore bruno grigiastro scuro laminati; rari i sedimenti palustri formati da limi con intercalazioni sabbiose e torbose (es. Weitenmöser).

#### *Dati del sottosuolo*

La profondità del substrato roccioso è nota, seppur con un certo grado di approssimazione. Nell'interpretazione di una sezione sismica eseguita tra il margine NE del conoide di Nalles e il fiume Adige è stato individuato il substrato tra i 580 m e i 600 m dal p.c., cioè fino a 350 m al di sotto del livello del mare. In uno studio commissionato dall'AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE (1998) la profondità massima del substrato roccioso nel tratto vallivo compreso nel Foglio viene ricostruita tra i 450 m e i 600 m sotto il piano campagna. Per quanto riguarda i sedimenti di riempimento, si dà notizia del "pozzo Nalles 1" (eseguito presso il ponte di Vilpiano), secondo i dati forniti dall'Autorità di Bacino dell'Adige (dicembre 1998); il sondaggio, spinto fino a 209 m dal p. c., corrispondenti a 47 m s.l.m., non ha raggiunto la roccia in posto. Si sono attraversati: ghiaia e sabbia nei primi 30 m., poi sabbia talora con ghiaietto e poche lenti di argilla fino a -156 m, infine argilla prevalente fino a -209 m. Si potrebbe ipotizzare, per la parte inferiore, un ambiente lacustre seguito da una crescente sedimentazione di ambiente fluviale e infine da alluvioni grossolane.

Sempre per il fondovalle, si metteranno ora in evidenza alcuni dati dei sondaggi eseguiti in ambiente di conoide. Quelli realizzati in passato nella città di Bolzano (conoidi dell'Isarco-Tàlvera) e nella zona industriale hanno intercettato sedimenti ghiaioso-sabbiosi fino alla profondità di almeno 70-80 m, localmente con intercalazioni di sedimenti fini limoso-argillosi (cfr. DI MOLFETTA & BORTOLAMI, 1993; VERGA & CORDERO HIDALGO, 1993).

Anche altri due sondaggi ubicati nelle adiacenze di conoidi (loc. S. Maurizio per il torrente omonimo e Bronzolo per il Rio di Aldino) indicano sedimenti ghiaiosi o sabbioso-ghiaiosi per 30 m e 24 m rispettivamente, con livelli attribuibili, nella parte inferiore, ad esondazioni dell'Adige. Per due conoidi situati più a monte, rispettivamente presso Novale di Terlano (Rio S. Pietro o della Chiusa) e in loc. Klaus (Rio Margherita), sedimenti analoghi ai precedenti si trovano nei primi 15-16 m, sovrapposti a materiali fini di esondazione dell'Adige o a torbe.

Per i sondaggi realizzati in ambiente di piana alluvionale e di palude meritano di essere segnalate alcune successioni tipiche (per quanto possono dire le prime decine di metri). In posizione centrale, corrispondente ad un paleoalveo dall'Adi-



ge sotto Terlano, un sondaggio ha dato sedimenti sabbiosi (talora con ghiaia) fino a circa 20 m dal p. c.; invece nelle bassure un po' appartate hanno spessore notevole i limi e le torbe: nella Palù Grande/Weitemoos (a Nord di Andriano) si trovano per 10 m limi con intercalazioni torbose, seguiti in basso da 3 m di torba e poi da ghiaia; alla base della torba si riferisce una datazione  $^{14}\text{C}$  a  $8.382 \pm 28$  anni cal BP. Al Pascolo della Volpe/Fuchsmöser (a Sud di Andriano), sotto la torba della palude attuale sono presenti sabbie tra - 2 e -11,5 m, poggianti su torbe e poi su limi e limi sabbiosi fino a -25 m: il tetto delle torbe è datato a  $7.600 \pm 49$  anni BP, mentre a -23,75 m dei legni intercalati a limi sono stati datati a  $12.733 \pm 231$  anni cal BP. Più vicino a Bolzano, precisamente nella Palù Imperiale/Kaisermöser e nel Campo Nuovo/Neufeld, strati limoso-torbosi e strati ghiaioso-sabbiosi si alternano fino alla base dei sondaggi (rispettivamente a -20 e -16 m).

Si riportano ora, fra i vari dati  $^{14}\text{C}$  calibrati ottenuti, quelli che (procedendo da monte a valle) si riferiscono a campioni prelevati a profondità maggiori: 1) al Pascolo della Volpe/Fuchsmöser, per frammenti lignei in strati di limo a -23,75 m,  $12.733 \pm 231$  anni cal BP; 2) alla Palù Imperiale/Kaisermöser, per resti lignei in strati di torba a -18,85 m,  $10.689 \pm 46$  anni cal BP; 3) a S. Maurizio/Amreiterhof, per limi bruni con resti vegetali a -28,6 m,  $11.297 \pm 162$  anni cal BP. Se ne deduce che alcuni depositi non glaciali del fondovalle alla profondità di qualche decina di metri risalgono non solo all'Olocene antico, ma anche alla parte finale del "Tardiglaciale".

Si indicano il valore medio di velocità della sedimentazione: circa 12 m di sedimenti sotto il p.c. si sono depositi con velocità tra 1,5 e 2,5 m per millennio; quest'ultimo è anche il valore che si ottiene sullo spessore di 28,6 m a S. Maurizio (luogo caratterizzato dalla prossimità di conoidi).

#### 4.4.1.2. - Depositi lacustri e palustri (fuori del fondovalle atesino)

Nell'Oltredige si individua una serie di depressioni lineari orientate circa N-S tra Cornaiano e Monticolo, comprese tra dorsali arrotondate e costituite da depositi glaciali del sintema del Garda o da vulcaniti. Esse ospitavano, oltre a depositi lacustri e palustri, più di 20 specchi d'acqua fino al secolo XIX (WELPONER, 1959; RASPI *et alii*, 1978), ridotti ora ai due laghetti di Monticolo e due paludi. Due sondaggi in depositi palustri sul lato SW del Lago Grande di Monticolo hanno incontrato livelli di torba fino a 7 m dal piano campagna. I due livelli più profondi hanno dato età  $^{14}\text{C}$  rispettivamente di anni  $6.840 \pm 93$  e  $5.934 \pm 126$  cal BP (R-3384 e R-3385). In una depressione a Sud di Casanera/Schwarzehauser See si rinvennero, alla base di una strato di torba di 2,5 m, i resti scheletrici di 5 esemplari di *Cervus elaphus sp.* (WELPONER, 1959).

Nell'alta Val di Non significativa è la torbiera delle Regole, situata a monte

di Castelfondo nella parte più depressa di una blanda piega sinclinale in Scaglia Rossa, coperta da *till*. Un sondaggio ha messo in evidenza più di 8 m di limi, sabbie ed argille laminate cui si sovrappongono poco meno di 4 m di torbe. Datazioni radiometriche su campioni prelevati entro i limi (a -7,7 m dal p.c.) hanno fornito una data calibrata di 8.426 anni. Le frequentazioni umane del sito iniziano con le fasi finali del Paleolitico (circa 11.000 anni dal presente). La torbiera è stata utilizzata per attività estrattiva, ormai abbandonata.

#### 4.4.1.3. - Depositi di origine mista (torrentizi e/o da *debris-flow* e/o da valanga) (fuori dal fondovalle atesino)

Ai piedi della Catena della Mendola, estesi depositi di *debris-flow* con limitati depositi torrentizi associati e più raramente di valanga, sono organizzati in ampi conoidi, talora coalescenti, tra i quali i più estesi sono quelli di S. Michele e di S. Nicolò. In alcuni casi (ad es. sui due lati del Rio Bianco, a ovest di Castel Belmonte di Appiano) osserviamo depositi di conoide terrazzati. Le facies dei conoidi hanno le seguenti caratteristiche: nella parte prossimale sono presenti ghiaie e subordinatamente livelli di *diamicton* a supporto di clasti; in quella distale sono comuni le intercalazioni di sabbie o ghiaie fini disposte spesso in lenti piano-concave. I clasti sono quasi esclusivamente carbonatici, mentre del tutto subordinati sono le metamorfiti ed i porfidi, con netta prevalenza dei clasti subangolosi. Una serie di datazioni  $^{14}\text{C}$ -AMS su carboni campionati a debole profondità hanno dato età di  $840 \pm 68$  (KIA-12430) e di  $11.296 \pm 205$  (KIA-12431) anni conv. BP (Tab. 2).

Nell'Oltradige, sulla sella di Caldaro, elemento significativo per la parte iniziale del Postglaciale sembra essere una sequenza di sabbie e limi, carotata sul fondo della "paleovalle di Lavason": alla sua base, a -12,55 m dal p.c., un livello ricco di sostanza organica ha fornito un'età di  $13.259 \pm 203$  anni cal BP (KIA-11102, cfr. Tab. 2). Data molto vicina ai  $12.733 \pm 231$  anni cal BP (R-3556) del campione di limo organico, certamente postglaciale, prelevato a circa 24 m di profondità nel sottosuolo del fondovalle atesino (Pascolo della Volpe, cfr. comma V.4.4.1.1.).

Subito a Nord di Tesimo dei carboni raccolti alla profondità di 1,65 e 6,20 m dal p.c., in distinti scavi entro depositi di conoide di origine mista, hanno fornito età  $^{14}\text{C}$ -AMS di  $9.161 \pm 30$  e  $7.203 \pm 27$  anni conv. BP.

In altri bacini lo spazio per depositi torrentizi nelle valli è limitato. Raramente terrazzati sono i depositi torrentizi lungo le valli incise tributarie del Noce (T. Barnès, T. Lavazzè, T. Pescara, T. Novella), talora collegabili ad episodi recenti di alluvionamento anche per effetto di fenomeni locali di ostruzione.

In Val d'Ultimo, oltre ai depositi grossolani lungo il T. Valsura, nella confluenza delle valli tributarie sono presenti piccoli conoidi di origine mista, talora de-

bolmente terrazzati; altri depositi di più ridotta estensione, attribuibili a processi torrentizi, di *debris-flow* e di valanga sono presenti sul fianco destro della valle, sopra i 1600 m.

#### 4.4.1.4. - Depositi di frana

Sono in genere costituiti da *diamicton* a supporto di clasti con matrice sabbioso-limosa; clasti e blocchi anche di dimensioni metriche, in prevalenza subangolosi, derivanti dal substrato o da altri depositi superficiali. Nell'alta Val di Non la più importante frana si trova a Nord di Fondo. Si tratta di una frana di crollo in roccia con nicchia di distacco sui contrafforti occidentali del Monte Crozze. Il deposito si estende per un fronte di circa 600 metri e per una lunghezza di poco più di un chilometro; è potente mediamente una ventina di metri ed è costituito da blocchi eterometrici di Dolomia Principale e da qualche blocco appartenente alla sottostante formazione di Travenanzes. La frazione fine è costituita da ghiaia e argilla prodotte dal dilavamento della formazione di Travenanzes messa a nudo lungo il versante dal movimento franoso. La frana è attualmente stabilizzata.

Una frana, sicuramente antica, è presente a Senale, sul versante Ovest della vallecola che porta al Passo Palade (nicchia di distacco in vulcaniti della formazione di Gargazzone, a circa 1850 m). Il materiale deve aver causato lo sbarramento nella vallecola stessa (con sedimentazione di materiali finì a monte) e si rinviene oggi anche sul versante opposto, fino a circa 30 m d'altezza.

In Val d'Adige, sotto "Il Giovo", un ammasso di frana apparentemente fresco scende fino a circa q. 590; è formato da vulcaniti e sottostà ad una parete in cui è evidente la nicchia di distacco; poco più a Sud, un altro corpo di frana scende fino a q. 325 presso il margine orientale del conoide di Terlano ed è costituito da massi di vulcaniti come il precedente, ma non mostra indizi di una messa in posto recente; ancora più ad Est, affiancato al corso incassato del Rio Margherita, un corpo di frana senza indizi di attività recente scende fino al piede del versante presso il conoide di Chiusa/Klaus.

Nell'Oltradige, a Sud di S. Michele di Appiano, ha grande evidenza la frana di Ganda. L'accumulo occupa una superficie di circa 1,1 km<sup>2</sup>, a ridosso della nicchia di distacco posta nelle ignimbriti sul lato NE del Monte Ganda; tutto l'accumulo è costituito da blocchi eterometrici di dimensioni fino a 15-20 m; l'accumulo ha struttura caotica, caratterizzata da vuoti tra un blocco e l'altro e da scarsa matrice da grossolana a fine. Nella parte sommitale i blocchi definiscono depressioni (dette "buche di ghiaccio", "Eislöcher", cfr. PFAFF, 1933; ALBERTINI, 1950) percorse in estate da correnti di aria fredda che esce dagli interstizi. Il deposito nei primi 5-6 m ha scarsa o nulla matrice e quindi presenta dei vuoti in cui la neve si accumula trasformandosi poi in *firn* o ghiaccio e fondendo lentamente d'estate.

#### 4.4.1.5. - Detriti di versante e detriti di falda; *rock glacier*

Si tratta di ghiaie o ghiaie e blocchi, a tessitura da parzialmente aperta ad aperta, con elementi angolosi di provenienza locale e matrice in quantità variabile secondo i tipi litologici. I “detriti di falda” si distribuiscono ampiamente, per effetto di fenomeni gravitativi, al piede delle pareti rocciose sottoposte ai processi di gelivazione. Tra le aree più tipiche si ricordano i circhi nei Monti delle Maddalene (sui versanti rivolti sia alla Val d’Ultimo sia alla Val di Non), il M. Luco e le pareti della Catena della Mendola che guardano verso la Val d’Adige e l’Oltradige. Nell’area del Gruppo Vulcanico Atesino, detriti di falda si trovano ad Est del Monte di Mezzo e lungo i versanti sopra Vilpiano e Gargazzone, dove sono legati a piccoli crolli a spese di una compagine rocciosa spesso fortemente suddivisa per la presenza di vari sistemi di diaclasi.

In Val di Non sono diffusi detriti di versante in luoghi non sottostanti a pareti; notevole il deposito posto all’estremo Sud della dorsale del Monte Ozol, dove grossi blocchi di dolomia sono inglobati in una matrice ghiaiosa fine con clasti minuti di Scaglia Rossa e con facies di tipo *grèze litée*. Presso l’angolo SW del Foglio, vicino a Preghena, un accumulo detritico stratificato spesso più di 30 m è da collegarsi con una fascia di intenso disturbo tettonico.

I *rock glacier*, con tutta probabilità non attuali, derivano dalla rimessa in movimento di accumuli detritici locali; essi si presentano composti da detriti con scarsa matrice in superficie e sono caratterizzati da cordoni o rughe arcuate indicanti un’origine per lento flusso di materiali in presenza di ghiaccio interstiziale, collegato a condizioni di *permafrost* non attuali. Si rintracciano attorno ai Monti delle Maddalene a quote tra 1900 e 2300- 2400 m e a volte assumono forme di colate. Si sono cartografati nel sintema postglaciale alpino i *rock glacier* formatisi probabilmente dopo l’estinzione degli ultimi residui di ghiacciai del Pleistocene finale negli stessi circhi, trattandosi di ammassi dovuti a processi non più “glaciali”. Comunque, il posizionamento del limite inferiore del sintema postglaciale alpino nell’area dei *rock glacier* non può dirsi risolto in questo Foglio.

#### 4.4.1.6. - Depositi colluviali ed antropici

I *depositi colluviali* non presentano caratteri omogenei. In Val di Non molti colluvi sono da interpretarsi come risultato della rimobilizzazione postglaciale per processi di dilavamento e gravitativi a spese di materiali sciolti del sintema del Garda; in alcuni casi si tratta di *diamicton* con tracce di stratificazione o massivi, talora con sedimenti di suoli (ad esempio la coltre spessa fino a 3 m su cui si trova l’abitato di Tret). Più spesso, colluvi rimaneggiati da azioni antropiche sono presenti nei terreni a frutteto. Una buona sezione si è osservata a Fondo, dove

sabbie fini coprono tracce di paleosuoli con frustoli carboniosi datati rispettivamente ad anni 2.031 a.C. e 1.604 a.C. (Fig. 36). Presso Malosco invece carboni contenuti in matrice argillosa datano processi colluviali altomedievali (cfr. AVANZINI *et alii*, 2001).

Nell'Oltradige silt, silt sabbiosi ed argillosi, massivi, con scheletro ghiaioso assente o scarso costituiscono i colluvi postglaciali, presenti in alcune depressioni con spessori massimi di 4-5 m; nella zona artigianale di Caldaro la base del colluvio, a -3 m, si data a  $1.520 \pm 57$  anni cal BP. Non così nell'abitato di S. Michele, dove la base dei depositi colluviali, potenti oltre 4 m, è stata datata ad anni  $12.223 \pm 306$  cal BP (v. Tab. 2).

I principali *depositi antropici* sono sul fondovalle dell'Adige: si tratta in genere di ghiaie miscelate a sabbie o sedimenti fini, spesso derivanti dalla demolizione di edifici, che costituiscono i terrapieni sui quali sorgono capannoni o altri edifici (es. tra Laives e Bronzolo). In altri casi si tratta di riempimenti di cave esaurite (cfr. § 7.4). Lo spessore è in genere di alcuni m.

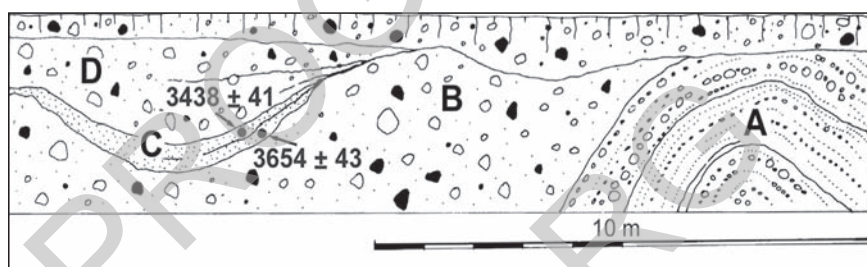


Fig. 36 - Schema dei rapporti stratigrafici (con datazione) tra sedimenti fluvio-glaciali deformati (A) e depositi massivi olocenici (B) talora canalizzati (C, D), messi in evidenza in uno scavo a Fondo

## VI. - ASSETTO STRUTTURALE

La zona compresa nel Foglio Appiano è localizzata in un settore di contatto tra Austroalpino e Alpi meridionali. La maggior parte del territorio rappresentato fa parte della porzione settentrionale delle Alpi meridionali (Sudalpino), ma l'area include anche una piccola parte del prisma orogenico alpino a vergenza europea, rappresentato da unità dell'Austroalpino Superiore.

Le unità austroalpine e sudalpine sono giustapposte lungo la linea Insubrica (o lineamento Periadriatico). Nel settore centrale delle Alpi il lineamento Periadriatico è rappresentato dalla linea del Tonale e dalla linea delle Giudicarie Nord. Questa importante struttura tettonica ha agito soprattutto tra l'Oligocene ed il Miocene come un sistema transpressivo che combina movimenti destri, ben visibili lungo la linea del Tonale, al sollevamento delle unità austroalpine. Anche la linea delle Giudicarie ed il fascio strutturale ad essa connesso sono caratterizzati da movimenti transpressivi, ma con un'evoluzione complessa e una più accentuata componente contrazionale. La nucleazione del fascio giudicariense deriva infatti dalla sovrapposizione di più eventi compressivi a strutture estensionali ereditate dalla tettonica permo-mesozoica (CASTELLARIN *et alii*, 1988; 1992).

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 affiora nel settore occidentale del Foglio Appiano. Il segmento meridionale (linea delle Giudicarie Sud) prosegue all'interno delle Alpi meridionali al di fuori dal settore studiato.

Le unità austroalpine sono caratterizzate da una deformazione polifasica di età varisca, a cui si sovrappongono le strutture alpine. Queste ultime sono rappresentate da zone di taglio caratterizzate da ampie fasce milonitiche e da sistemi di pieghe. L'evoluzione alpina inizia nel Cretacico superiore e determina la sovrapposizione di più fasi deformative.



## 1. - LE PRINCIPALI STRUTTURE TETTONICHE

### 1.1. - LA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD

La linea delle Giudicarie Nord è un segmento della linea Insubrica orientato NNE-SSW che porta il basamento Austroalpino a contatto con il basamento e la copertura delle Alpi meridionali. Nella zona compresa tra Rumo e la parte alta del Rio Marano il contatto tettonico è inclinato di circa 35-50° verso NW (vedi anche SANTINI & MARTIN, 1988; PROSSER, 1992; 1998), e presenta la geometria di una grande faglia inversa il cui tetto è costituito dai paragneiss a sillimanite dell'unità del Tonale. A nord della giunzione con la linea di Rumo il tetto della linea delle Giudicarie Nord è costituito dai paragneiss dell'unità d'Ultimo. Nella stessa area il contatto tettonico diventa più ripido, fino a presentare inclinazioni di 75-80° nei pressi della diga di Lago Alborelo (VIOLA *et alii*, 2001). Anche le caratteristiche delle rocce di faglia associate alla linea delle Giudicarie Nord presentano una marcata variazione laterale. Nel segmento meridionale, localizzato nei pressi di Rumo, lungo la faglia sono presenti scaglie tettoniche costituite da tonaliti foliate (TLG) di età oligocenica (BARGOSSO *et alii*, 1978; MARTIN *et alii*, 1993). Nella zona compresa tra Rumo e Rio Marano le tonaliti sono assenti e il contatto tettonico è caratterizzato da una sottile fascia milonitica. A Nord del Lago Alborelo i paragneiss dell'unità d'Ultimo sono separati dal basamento delle Alpi meridionali solamente da cataclasiti e breccia di faglia, che suggeriscono una deformazione a livelli strutturali superficiali.

La fascia milonitica della linea delle Giudicarie Nord interessa sia un livello di calcari (MOC) che il basamento dell'unità del Tonale. Gli affioramenti migliori sono situati presso Rumo (Maso Stasal), nella zona di Proves e lungo il versante sinistro del Rio Marano. La zona di taglio è abbastanza potente solo nei pressi di Proves, dove lo spessore delle miloniti può essere stimato a 50-60 m; nelle altre località la fascia milonitica non supera i 10-20 m. La porzione inferiore della zona di taglio è costituita dai calcari milonitici (MOC). Queste rocce presentano una evidente foliazione e una lineazione definita dall'allineamento preferenziale dei cristalli di calcite. Sono inoltre presenti porfiroclasti o *boudins*, caratterizzati da deformazione fragile, all'interno di una matrice calcarea, deformata in maniera duttile. Le miloniti derivanti dai paragneiss dell'unità del Tonale sono caratterizzate da una foliazione definita da bande millimetriche ricche in quarzo e in sericite e da una lineazione derivante dall'allineamento preferenziale degli aggregati cristallini di quarzo e clorite. Le zone ricche in sericite contengono porfiroclasti di quarzo e di feldspato (Fig. 37a). Le lineazioni di estensione osservate sulle superfici della foliazione milonitica nell'area compresa tra Rumo e Proves sono prevalentemente orientate da E-W a NW-SE (Fig. 38). Gli indicatori cinematici

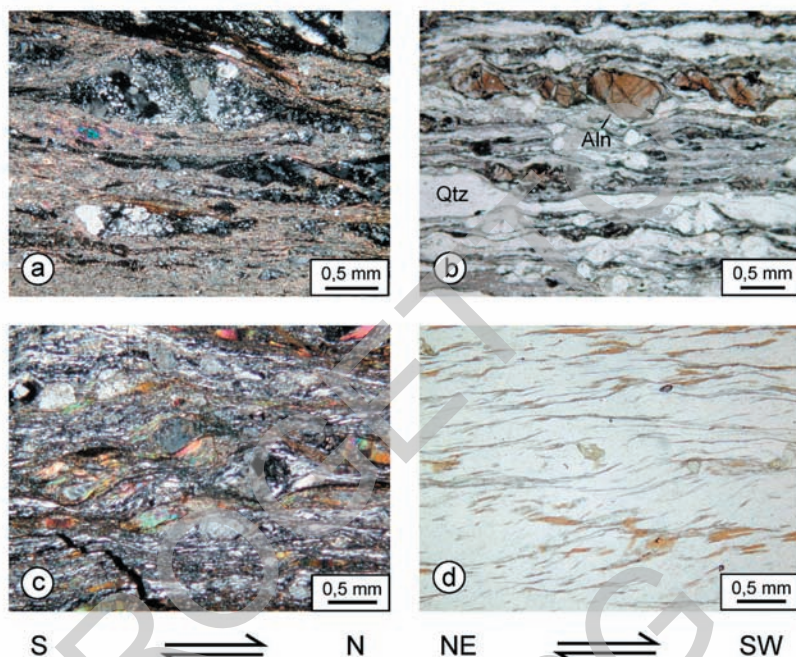


Fig. 37 - Alcuni esempi di tettoniti campionate lungo le principali linee tettoniche. (a) Quarzo ricristallizzato in una matrice composta prevalentemente da sericite in una milonite della linea delle Giudicarie Nord. Campione ANBN48; località: M. Ometto, versante Est, q. 1700 (Nicols incrociati). (b) Milonite della linea di Rumo con porfiroclasti di allanite (Aln) e livelli stirati di quarzo (Qtz). Campione LG406; località: M. Faiden, q. 1980 (Nicols paralleli). (c) Shear bands C', coerenti con una direzione di trasporto verso N, in una milonite della linea di S. Elena. Campione LP58; località: strada per Fuchsenhof (Nicols incrociati). (d) Biotite stabile lungo shear bands C' in una quarzite milonitica campionata a tetto della linea di S. Vigilio. Campione LP61; località: presso Ortler (Nicols paralleli).

osservati nelle miloniti suggeriscono una direzione di trasporto verso est o sudest, coerenti con il sovrascorrimento della falda del Tonale sulle unità delle Alpi meridionali. L'età delle miloniti affioranti nella zona di Proves è stata ricavata utilizzando il metodo Rb/Sr sulla sericite e sulla clorite (MÜLLER *et alii*, 2001). Le età radiometriche ottenute sono  $31,6 \pm 1,0$  Ma nelle miloniti derivanti dai paragneiss e  $29,8 \pm 0,2$  -  $22,9 \pm 0,1$  Ma nei calcari milonitici. Entrambe le stime indicano che la deformazione lungo la linea delle Giudicarie Nord è iniziata quanto meno nell'Oligocene, contemporaneamente all'intrusione delle tonaliti foliate (TLG), che hanno fornito un'età di  $28 \pm 1$  Ma con il metodo Rb/Sr sulla biotite.

Presso la confluenza tra la Val Marano e la Val d'Ultimo (diga del Lago Albo-relo) le miloniti si sviluppano solamente nel basamento Austroalpino e il contatto

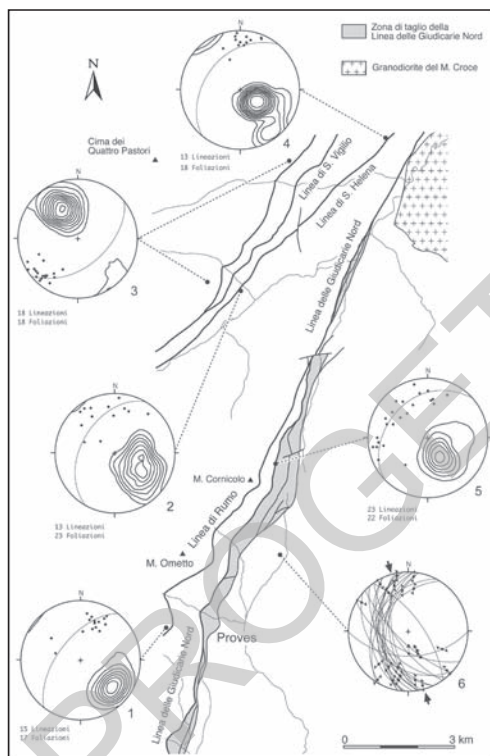


Fig. 38 - Diagrammi relativi alle lineazioni e alle foliazioni delle fasce milonitiche associate ai contatti tettonici del foglio "Appiano" (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore). Le lineazioni sono rappresentate come punti. Il grande cerchio rappresenta l'orientazione media della foliazione ottenuta con la statistica di Bingham. Le isolinee, relative ai poli della foliazione, sono multipli di una distribuzione uniforme. 1: linea di Rumo (Isolinee: 1 3 5 ... multipli di una distribuzione uniforme); 2: linea di S. Elena; segmento SW (Isolinee: 1 2 3 ... multipli di una distribuzione uniforme); 3: miloniti a tetto della linea di S. Vigilio (Isolinee: 1 2 3 ... multipli di una distribuzione uniforme); 4: linea di S. Elena; segmento NE (Isolinee: 1 2 3 ... multipli di una distribuzione uniforme); 5: miloniti della linea delle Giudicarie (Isolinee: 1 3 5 ... multipli di una distribuzione uniforme). 6: piani di faglia e relative strie misurate in prossimità della linea delle Giudicarie; le frecce rappresentano la direzione del  $\sigma_1$  (reticolo di Wulff, emisfero inferiore).

con le Alpi meridionali è delineato da una potente fascia cataclastica sviluppata a spese delle filladi di Bressanone. Il protolito delle miloniti del Lago Alborelo è un ortogneiss dell'unità d'Ultimo ( $TUO_a$ ) e la microstruttura è caratterizzata da porfiroclasti K-feldspato e plagioclasio immersi in una matrice costituita da quarzo ricristallizzato e sericite. A differenza di quanto osservato nel settore meridionale della linea delle Giudicarie Nord, la foliazione di queste miloniti è subverticale e le lineazioni di estensione sono suborizzontali (Fig. 38). Gli indicatori cinematici suggeriscono un movimento trascorrente sinistro quasi puro, associato a modesta componente transpressiva. Queste miloniti sono probabilmente più recenti di quelle affioranti nella zona di Proves, in quanto possono essere messe in relazione a quelle della linea della Val Passiria che, secondo VIOLA *et alii* (2001) dovrebbe dislocare la linea Insubrica (linea di Mules) nei pressi di Merano (Fig. 1). La porzione settentrionale della linea delle Giudicarie dovrebbe quindi coincidere con la prosecuzione meridionale della linea della Val Passiria. Questa struttura è stata datata a 17 Ma (Miocene inferiore) utilizzando il metodo Ar/Ar su una pseudotachilite (MÜLLER *et alii*, 2001).

Le unità delle Alpi meridionali a contatto con la linea delle Giudicarie Nord sono interessate da intensa deformazione in regime fragile in una fascia ampia non più di un chilometro. Si tratta di un sistema di faglie anastomizzate che delimitano scaglie tettoniche costituite da varie unità di copertura delle Alpi meridionali (Fig. 2). Uno dei migliori esempi può essere individuato nei pressi di Proves dove, a letto della linea delle Giudicarie Nord, si può osservare una serie di terreni compresi tra la Dolomia Principale (*DPR*) ed il membro di Bregn da l'Ors della Formazione di Val d'Agola (*VAG<sub>l</sub>*), delimitati ad est da un contatto tettonico. L'orientazione dello sforzo massimo principale ( $\sigma_1$ ), ottenuta analizzando i piani di faglia nella fascia intensamente deformata, varia da NW-SE a NNW-SSE (PROSSER, 2000). Questo risultato indica movimenti transpressivi sinistri lungo la linea delle Giudicarie Nord, compatibili con la cinematica delle miloniti affioranti presso la diga del Lago Alborelo.

Analizzando le faglie presenti nella fascia cataclastica affiorante in prossimità della diga del lago Alborelo, VIOLA *et alii* (2001) hanno ottenuto invece un  $\sigma_1$  orientato circa E-W (N105°), compatibile con un sistema di faglie trascorrenti destre orientato ENE-WSW. Bisogna notare che faglie con questa orientazione dislocano la linea delle Giudicarie Nord, come si osserva lungo Rio Marano all'altezza di Maso di Luco. Si può quindi ipotizzare che l'evento tettonico associato a un  $\sigma_1$  orientato circa E-W sia il più recente (Miocene superiore), in accordo con quanto riportato da CASTELLARIN *et alii* (1992).

## 1.2. - LA LINEA DI RUMO

La linea di Rumo è una zona di taglio inclinata attorno a 40-50° verso WNW, che mette a contatto i paragneiss di medio grado dell'unità del Tonale con le migmatiti e i paragneiss di medio-alto grado dell'unità d'Ultimo (MORTEN *et alii*, 1976). L'inclinazione è minore nel segmento meridionale (35-40°), compreso tra M. Faiden e il M. Ometto, mentre nella zona del M. Ometto aumenta fino circa 55°. Il contatto tettonico è evidenziato da una fascia milonitica potente fino a 100 m, caratterizzata da una deformazione al limite fragile-duttile, in condizioni di basso grado. Questo contesto deformativo è confermato dalla presenza di numerose pseudotachiliti in un'area situata immediatamente a SW del foglio "Appiano" (Maso Bernardi, presso Rumo).

La fascia milonitica della linea di Rumo interessa prevalentemente paragneiss, ortogneiss e gneiss anfibolici dell'unità del Tonale. Gli affioramenti principali sono localizzati in corrispondenza del M. Faiden, lungo il versante sudorientale del M. Ometto, il versante settentrionale del M. Cornicolo e la sinistra orografica della Val Marano. Le miloniti derivate da paragneiss sono caratterizzate da una foliazione molto intensa e da bande scure di spessore centimetrico costituite da

ultramiloniti. In sezione sottile si osserva una matrice sericitica che contiene porfiroclasti di feldspato, mica bianca e minerali opachi. Il quarzo, che costituisce *ribbons* e lenti, è interessato da ricristallizzazione dinamica. Le bande ultramilonitiche sono caratterizzate da una matrice sericitica estremamente fine e da subordinati porfiroclasti di feldspato. Le miloniti derivanti da gneiss anfibolici o da ortogneiss leucocratici presentano sul terreno un caratteristico colore verde chiaro che deriva dalla presenza di epidoto e di clorite. La matrice è composta in prevalenza da quarzo completamente ricristallizzato o nastriforme (Fig. 37b), mentre la foliazione è definita da sericite, clorite ed aggregati di epidoto. 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 (Fig. 37b). Questi ultimi sono stati osservati sul M. Faiden e presso la cima del M. Cornicolo.

All'interno del foglio "Appiano" la lineazione, osservata sulla foliazione milonitica, è orientata NW-SE (Fig. 38). La cinematica, determinata nelle miloniti del M. Faiden osservando *shear bands* tipo S-C e C' oltre all'allungamento obliquo e all'orientazione cristallografica preferenziale nei grani di quarzo, è transensiva destra (PROSSER, 2000). L'età della linea di Rumo è stata ricavata utilizzando il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  su pseudotachiliti campionate presso Maso Bernardi (Rumo), immediatamente a SW del foglio "Appiano". Con questo metodo è stato possibile riconoscere che i movimenti lungo la linea di Rumo sono avvenuti nel Paleocene (~60 Ma; MÜLLER, 1998; MÜLLER *et alii*, 2001). L'età ottenuta con le analisi radiometriche può essere confrontata con le relazioni tra i filoni basico-intermedi ( $f_y$ ) di probabile età oligocenica (DAL PIAZ *et alii*, 1988) e la linea di Rumo. I corpi filoniani, infatti, affiorano esclusivamente in prossimità del contatto tettonico, lungo il versante meridionale del M. Ometto, dove tagliano sottili fasce cataclastiche. Inoltre, in un filone è stato riconosciuto un'incluso costituito da un frammento di ortogneiss protomilonitico ricco in epidoto, molto simile alle miloniti della linea di Rumo. Si può quindi ipotizzare che i filoni siano successivi rispetto alla deformazione che ha generato la fascia cataclastico-milonitica della linea di Rumo, in accordo con le età radiometriche.

Questi dati indicano che la deformazione principale lungo la linea di Rumo è verosimilmente correlabile con la tettonica estensionale segnalata nell'Austroalpino per l'intervallo Cretacico superiore-Paleocene (FROITZHEIM *et alii*, 1997). In ogni caso è possibile riconoscere anche la presenza di riattivazioni successive, probabilmente legate ai movimenti lungo la linea delle Giudicarie Nord, che determinano la presenza di strutture fragili con senso di trasporto verso E o SE.



### 1.3. - LINEA DI S. ELENA

All'interno del foglio Appiano è stata denominata linea di S. Elena un contatto tettonico inclinato di 40° verso NW, che separa i paragneiss dell'unità del Tonale a tetto da quelli dell'unità d'Ultimo a letto. Il contatto affiora con continuità lungo il versante sinistro della Val d'Ultimo, mentre verso ovest è coperto da depositi glaciali e alluvionali. La giacitura del contatto presenta variazioni locali, in quanto la zona di taglio è interessata da *kink bands* e pieghe aperte, talora associate a una lineazione di crenulazione. Lo spessore delle miloniti presenti lungo il contatto tettonico principale non è valutabile con certezza a causa delle condizioni di affioramento, ma è sicuramente superiore a 20-30 metri. Le litologie coinvolte sono prevalentemente i paragneiss, gli ortogneiss e le anfiboliti della zona del Tonale. Il contatto tettonico principale è associato a zone di taglio minori che si sviluppano soprattutto in corrispondenza degli ortogneiss e degli gneiss con grandi occhi di feldspato dell'unità d'Ultimo. L'affioramento migliore è localizzato lungo il Kirchbach circa 1 km a NE di S. Elena, dove una fascia milonitica, potente alcune decine di metri, interessa i paragneiss della zona d'Ultimo. Le miloniti sono caratterizzate da una matrice con bande sericitiche alternate a livelli costituiti prevalentemente da quarzo, che presenta evidenze di ricristallizzazione dinamica per rotazione, tipica di un regime deformativo di bassa temperatura. La foliazione è definita generalmente da sericite e, più raramente, da biotite verde o clorite (Fig. 37c). I porfiroclasti sono costituiti da K-feldspato, plagioclasio, epidoto, allanite e solfuri. Le anfiboliti milonitiche sono caratterizzate da un'alternanza millimetrica di bande ultramilonitiche a clorite e livelli protomilonitici, in cui si può riconoscere la paragenesi originaria del protolito.

La foliazione milonitica immerge mediamente di 40° verso NW, mentre le lineazioni di estensione sono orientate circa N-S nel segmento di faglia situato a NE di S. Elena (Fig. 38). A SW le lineazioni sono più disperse e l'orientazione è compresa tra N-S a NW-SE. Tutti gli indicatori cinematici forniscono una direzione di trasporto verso nord o nordovest, coerenti con un movimento normale associato con una componente destra lungo la linea di S. Elena (Fig. 37c). Le bande milonitiche, che deformano gli ortogneiss dell'unità d'Ultimo a letto del contatto tettonico principale, sono caratterizzate da una direzione di trasporto leggermente differente, orientata verso WNW. Infine, le pieghe che deformano la foliazione milonitica sono talvolta associate a piccoli sovrascorrimenti che forniscono un senso di trasporto verso SW. Queste strutture, successive alla formazione della zona di taglio, suggeriscono una riattivazione tardiva della linea di S. Elena con cinematica trascorrente sinistra.

L'età della linea di S. Elena è incerta, in quanto non esistono determinazioni geocronologiche sulle rocce di faglia. La zona di taglio mette a contatto due unità di basamento caratterizzate da età radiometriche prealpine, determinate con il me-



todo Rb/Sr sulle miche (THÖNI, 1981; SPIESS *et alii*, 2001). Il senso di taglio della linea di S. Elena è analogo a quello ricavato per la linea di Rumo; pertanto si può ipotizzare che i due contatti abbiano un'età simile. Verso sudovest, all'interno del foglio Rabbi, questa struttura dovrebbe proseguire nella linea di Val Clapa (Fig. 1), che separa l'unità d'Ultimo da quella del Tonale.

#### 1.4. - LINEA DI S. VIGILIO

Sono state denominate in questo modo l'insieme delle zone di taglio, che complessivamente mettono a contatto la falda dell'Ortles a tetto con la falda del Tonale a letto (Fig. 2). Questa struttura è stata descritta da DAL PIAZ (1942) e da LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1969) nella zona del Giogo di S. Vigilio ("linea del Giogo di Marleno-S. Vigilio"), immediatamente a Nord dell'area rilevata, dove separa micascisti a cianite e rara sillimanite a SE da micascisti minuti a biotite e muscovite a NW. Secondo SPIESS *et alii* (2001) la "linea di S. Vigilio" sarebbe la porzione meridionale della linea della Val Passiria ("*Southern Passeier fault*"), che avrebbe dislocato la linea di Pejo con cinematica transpressiva sinistra poco dopo l'intrusione dei magmi oligocenici (32 Ma). Gli stessi autori stimano che l'entità del rigetto orizzontale sia di circa 20 km, mentre il rigetto verticale dovrebbe essere inferiore a 10 km. L'ipotesi di SPIESS *et alii* (2001) viene in parte contraddetta da VIOLA *et alii* (2001), che individuano la prosecuzione meridionale della linea della Val Passiria nel settore settentrionale della linea delle Giudicarie (Fig. 1), caratterizzato da un rigetto sinistro di 15-20 km. All'interno del foglio "Appiano" il contatto tettonico principale è localizzato a letto di un potente orizzonte di ortogneiss granitoidi a tessitura occhiadina (OOR) ed è in genere piuttosto inclinato (50-60°) verso WNW. In prossimità del contatto gli ortogneiss presentano una struttura protomilonitica associata alla destabilizzazione della biotite, che si trasforma in clorite e opachi, e all'alterazione in sericite dei feldspati. E' inoltre evidente la deformazione e la ricristallizzazione dinamica del quarzo in condizioni di bassa temperatura.

A tetto dell'orizzonte di ortogneiss (OOR) sono presenti altre zone di taglio milonitiche e cataclastiche, caratterizzate da una geometria piuttosto complessa. Le miloniti più evidenti interessano i paragneiss, le pegmatiti e le quarziti della falda dell'Ortles-Campo, nell'area compresa tra Ortler e Stafflertal. E' interessante notare come la deformazione sia localmente avvenuta in condizioni di temperatura relativamente alta. In particolare, le quarziti milonitiche a tormalina sono caratterizzate dalla stabilità della biotite lungo le *shear bands*, che indica una temperatura di almeno 400°C (Fig. 37d). Le lineazioni di queste miloniti immergono mediamente verso N220, con un *plunge* di 15°, su una foliazione inclinata di circa 45° verso SE (Fig. 38). Il senso di taglio, ricavato sulle quarziti

milonitiche sulla base di *shear bands* di tipo C' coerenti con la disposizione preferenziale cristallografica e morfologica dei grani di quarzo, è top verso SW (Fig. 37d) coerente con movimenti destri lungo la foliazione milonitica immergente verso SE. Un senso di taglio destro, legato a un regime deformativo in condizioni di temperatura relativamente alta, è stato riconosciuto anche nelle miloniti di Thurnstein da VIOLA (2001). Altre bande milonitiche, che affiorano soprattutto nella porzione settentrionale dell'area rilevata, sono caratterizzate da senso di trasporto verso WSW (N250) e da una foliazione che immerge debolmente verso NW. Anche questa deformazione, avvenuta in condizioni di bassa temperatura, è stata riconosciuta da VIOLA *et alii* (2001) nelle miloniti di Thurnstein. Oltre che da bande milonitiche il contatto di tetto degli ortogneiss (OOR) è interessato da fasce cataclastiche e cataclastico-milonitiche inclinate di 75-80° verso NW, ben visibili nei dintorni di Ortler, che documentano l'evoluzione della deformazione a basse temperature.

L'età della deformazione principale lungo la "linea di S. Vigilio" è documentata dalle età radiometriche ricavate con i metodi  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e Rb/Sr sulle miche (SPIESS *et alii*, 2001) da cui si può ricavare una attività come trascorrente sinistra dopo l'Oligocene. Le miloniti presenti a tetto della banda di ortogneiss sono probabilmente più antiche, e potrebbero risalire al Cretacico superiore, in quanto litologie simili forniscono età di raffreddamento Rb/Sr sulla biotite di  $73 \pm 1$  Ma (SPIESS *et alii*, 2001). In definitiva la linea di S. Vigilio può essere interpretata come una struttura complessa che ha dislocato la linea di Pejo dopo il Cretacico superiore. In parte la sua evoluzione può essere assimilata a quella della linea di Giovo (Fig. 1), che potrebbe rappresentare la prosecuzione settentrionale della linea di S. Vigilio, dislocata dalla linea della Val Passiria.

### 1.5. - LINEA DI FOIANA

Rappresenta un'importante faglia a componente transpressiva sinistra con piano ad alto angolo (45-70°) orientato mediamente NNE-SSW. Essa corre all'incirca parallelamente alla linea delle Giudicarie Nord ad una distanza di 4-5 km verso Est, all'interno del dominio Sudalpino. Nel settore centrale la linea ha andamento quasi N-S e mette a contatto le vulcaniti permiane ad ovest con i terreni sedimentari mesozoici ad est.

A settentrione l'andamento è NNE-SSW e il contatto avviene tra la fillade quarzifera dell'unità di Bressanone e la Granodiorite di Monte Croce ad Ovest e le vulcaniti permiane con le relative coperture permo-mesozoiche ad Est. In questa zona (Foiana) la Formazione di Werfen a letto è fortemente ripiegata secondo assi variabili da E-W ad ENE-WSW e tagliata da piccoli thrust nordvergenti. Nella stessa zona, spesso nell'immediato contatto della linea, la stratificazione si

verticalizza parallelizzandosi alla stessa fino a rovesciarsi. La linea è qui generalmente rappresentata da uno o più piani di faglia netti con associate ridotte zone cataclastiche. Più a meridione (Passo Palade) è presente comunemente un fascio di faglie subparallele all'interno delle quali sono contenute lame tettoniche di sedimenti triassici medio-inferiori e permiani fortemente deformati.

A sud di Castelfondo (Traversara) la linea subisce un'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 osserva una imponente fascia cataclastica in dolomia che caratterizza tutto il fianco orientale del Monte Ozol. A sud dell'ondulazione parte della compressione si trasferisce lungo faglie inverse e transpressive sinistre orientate NE-SW, mentre faglie transpressive e trascorrenti orientate N-S proseguono in corrispondenza della Scaglia Rossa.

Nel settore più meridionale, nei pressi di Revò, la linea di Foiana si evidenzia in superficie come piega per propagazione di faglia dando forma ad una ampia anticlinale a tetto e a una blanda sinclinale (la conca terrazzata della Valle di Non) a letto. In Val di Non si ritiene che la copertura sia scollata in corrispondenza dell'Anisico, in quanto il raccorciamento associato alla Linea di Foiana si sarebbe propagato a SE fino ai sovrascorimenti del M. Roen e di Vigo di Ton-Terme affioranti nel Foglio "Mezzolombardo". L'assenza di significative ripetizioni nella successione sedimentaria a SE della Linea di Foiana è documentata dai dati del pozzo Mollaro 1 (VAN HILTEN, 1960), perforato nell'area del Foglio "Mezzolombardo".

Nell'area tra Plazzoles e Bagni di Foiana, la linea di Foiana mostra uno spostamento laterale sinistro dell'ordine di ca. 600 m. Le estese coperture di depositi glaciali non consentono di chiarire meglio le modalità di questo spostamento: la soluzione cartografica adottata prevede la presenza di una faglia trascorrente sinistra ad alto angolo di direzione NW-SE che prosegue dal fianco sud del Monte Gall. Essa dovrebbe costituire uno svincolo sincinemico durante le fasi finali compressive della linea di Foiana.

#### 1.6. - LINEA TRENTO-CLES

La successione sedimentaria a letto della linea delle Giudicarie Nord è caratterizzata nell'angolo sud-orientale del Foglio Appiano, da un sistema di faglie subparallele ereditate dalla tettonica distensiva mesozoica, orientate NNE-SSW. Tale fascio rappresenta la terminazione settentrionale della linea Trento-Cles che solca tutto il versante occidentale della Valle di Non. Tra Preghena e Rumo la linea delle Giudicarie Nord e la linea Trento-Cles (che qui confluiscono) 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 del Foglio “Appiano” 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 le unità di piattaforma carbonatica del Giurassico inferiore (i calcari pelagici del Rosso Ammonitico Veronese, della Maiolica o della Scaglia Variegata Alpina poggiano direttamente sulla Dolomia Principale) e come anche le formazioni triassiche subiscano una netta riduzione di spessori. La linea Trento-Cles si è impostata su un importante lineamento paleotettonico di età compresa tra il Triassico superiore e 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. Infatti, le faglie misurate in prossimità della linea Trento-Cles suggeriscono una cinematica trascorrente sinistra, compatibile con una direzione di raccorciamento NNW-SSE (PROSSER, 2000).

#### 1.7. - STRUTTURE MINORI ALL’INTERNO DEL SUDALPINO

L’ampio settore del Foglio ad est della linea di Foiana e delimitato dalla Valle dell’Adige è caratterizzato da un generale assetto a monoclinale delle successioni permo-mesozoiche con immersioni blande (max. 30°) in genere verso S e SW.

Questa monoclinale è tagliata da numerose faglie ad alto angolo con rigetti modesti: quelle più evidenti e continue presentano un andamento NNE-SSW parallelo e cinematiche compatibili a quelle delle linee principali (Giudicarie Nord e Foiana).

Un secondo gruppo di faglie presenta una orientazione da NW-SE fino a WNW-ESE con cinematiche per lo più trascorrenti destre. Esse sono particolarmente evidenti nel settore sudorientale del Foglio dove sono presenti strutture di notevole continuità laterale come le due faglie subparallele che caratterizzano l’ampia conca di Fondo e Ruffrè. Si tratta di faglie ad alto angolo (70°) a carattere trascorrente con più fasi di riattivazione ed inversione del movimento (linea di Ruffrè), che fungono da trasferimento in rampa laterale dei sovrascorrimenti SE vergenti del Monte Roen e Vigo di Ton-Termenò affioranti nel più meridionale Foglio Mezzolombardo. Alla stessa fase vanno attribuiti alcuni *thrust* SE vergenti individuati nella zona subito ad Est del Passo della Mendola che causano un parziale raddoppio della successione sciitico-anisica.

Un importante *thrust* nordvergente è stato individuato nel settore compreso tra Nalles ed il versante settentrionale del Monte Gall. Ben riconoscibile sul versante nord-orientale del Monte Gall, presenta un piano che, dalla ricostruzione geometrica, risulta immergere a bassissima pendenza verso i quadranti meridionali e portare il Conglomerato di Voltago a sovrascorrere la Formazione del Contrin.

Poco più ad Est la sovrapposizione avviene tra la dolomia del Serla inferiore ed il Conglomerato di Voltago.

Tale struttura viene sostituita ad Est del Rio di Prissiano da un piano nord-vergente ad alto angolo ( $70^\circ$ ) orientato circa E-W che porta la formazione di Nalles a sovrapporsi alle Arenarie di Val Gardena. Esso si segue fino al paese di Nalles dove è mascherato dai depositi alluvionali del fondovalle. Una probabile continuazione di questo piano al di là della Val d'Adige è rappresentata da una faglia ad andamento identico E-W compresa tra Terlano ed il Rio Margherita. Lungo il Rio di Prissiano il trasferimento tra il piano a basso angolo presente ad ovest (*flat*) e quello ad alto angolo ad Est (*ramp*) avviene tramite una dislocazione subverticale a cinematica sinistra orientata NNE-SSW. La Formazione di Werfen affiorante lungo la dislocazione presenta un complicato assetto a pieghe con assi orientati NW-SE ed immergenti verso NW.

#### 1.8. - LA STRUTTURA INTERNA DELLE UNITÀ AUSTROALPINE

In prossimità della linea delle Giudicarie Nord la scistosità tende ad essere planare e subparallela all'andamento del contatto tettonico. Allontanandosi dalla linea, la scistosità è interessata da più sistemi di pieghe che, in prossimità della Val di Sole (foglio 1:50.000 "Malè"), generano strutture descritte come *Schlingen* dagli autori precedenti (SCHMIDEGG, 1936; ANDREATTA, 1948b). Queste strutture derivano dalla sovrapposizione di due fasi plicative con assi circa ortogonali e formazione di figure di interferenza tipo "duomo e bacino" (MARTIN *et alii*, 1991; VIOLA *et alii*, 2003). La geometria delle strutture plicative è più semplice all'interno del foglio "Appiano", dove i sistemi di pieghe in buona parte delle unità tettoniche (falde) sono quasi coassiali ed orientati attorno a NE-SW (Fig. 39). Di seguito si descrivono in ogni unità l'orientazione e le caratteristiche geometriche di queste strutture.

##### 1.8.1. - Falda dell'Ortles-Campo.

Nei micascisti la scistosità regionale è una  $S_2$ , che si sviluppa parallelamente ai piani assiali delle pieghe e delle crenulazioni relative alla fase  $D_2$ . Le strutture della fase  $D_2$  sono state riconosciute in particolare nei livelli quarzitici, oppure dove la scistosità regionale è ad alto angolo rispetto al *layering* litologico relativo alla prima foliazione ( $S_1$ ). Le linee di cerniera delle pieghe  $D_2$ , in genere facilmente individuabili in affioramento, sono suborizzontali e presentano un'orientazione che varia da E-W a NE-SW (Fig. 39). Le superfici assiali sono parallele alla giacitura della scistosità  $S_2$  e immergono verso NW con modeste inclinazioni. La distribuzione dei poli dei piani della scistosità regionale, che ruotano attorno a un

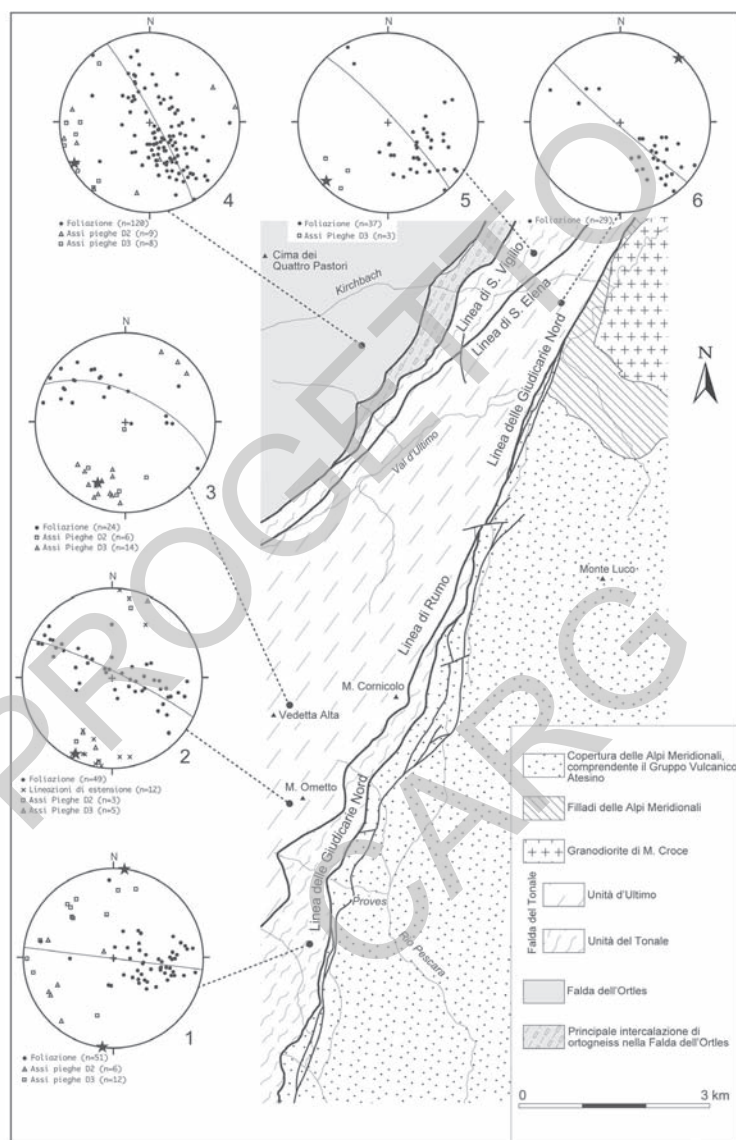


Fig. 39 - Diagrammi (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore) relativi alle strutture plicative localizzate all'interno del basamento austroalpino. 1: unità del Tonale a tetto della linea delle Giudicarie Nord; 2: porzione di alto grado dell'unità d'Ultimo, nei pressi di M. Ometto; 3: porzione di alto grado dell'unità d'Ultimo, nei pressi della Vedetta Alta; 4: falda dell'Orties; 5: unità del Tonale, a tetto della linea di S. Vigilio; 6: porzione di medio grado dell'unità d'Ultimo.



asse orientato ENE-WSW (Fig. 39), mette in evidenza una fase plicativa successiva, denominata  $D_3$ . Gli elementi strutturali relativi a questa fase non sono facilmente individuabili a scala dell'affioramento, in quanto le pieghe  $D_3$  sono caratterizzate da lunghezze d'onda che variano dalle centinaia di metri al chilometro. Si può notare che l'orientazione delle poche linee di cerniera misurate, sia pure piuttosto dispersa, coincide mediamente con l'asse ricavato dalla distribuzione della scistosità  $S_2$ . La maggiore irregolarità si può osservare lungo il versante sinistro del Kirchbach, a Nord di Vaccheria Valcomai, dove le linee di cerniera delle pieghe presentano un'orientazione anomala, prossima a N-S. In assenza di figure di interferenza si può ipotizzare che ciò sia legato ad una variazione locale nel *trend* delle strutture legate alla fase  $D_3$ , anche se non si può escludere che le pieghe orientate N-S appartengano a un'altra fase deformativa. Nonostante le linee di cerniera delle pieghe  $D_3$  e  $D_2$  siano caratterizzate da un'orientazione simile, attorno a NE-SW, i piani assiali delle strutture  $D_3$  sono subverticali. Ciò determina localmente la presenza di strutture di interferenza di tipo 3 secondo RAMSAY (1967). L'età assoluta delle strutture nella falda dell'Ortles non è determinabile con esattezza. Le pieghe della fase  $D_3$  siano tagliate dal contatto tettonico localizzato a tetto degli ortogneiss (*OOR*) e associato alla linea di S. Vigilio. La presenza di una sovrainpronta alpina nella falda dell'Ortles-Campo è però documentata dalle età di raffreddamento ottenute sulle miche, sempre riferibili al Cretacico superiore. Si può quindi ipotizzare che quanto meno le pieghe  $D_3$  siano riferibili all'evento alpino.

#### 1.8.2. - *Falda del Tonale.*

In questa unità le pieghe presentano geometrie simili, ma gli eventi deformativi non sono sempre correlabili con quelli descritti nella falda dell'Ortles-Campo. Nel complesso migmatitico dell'unità d'Ultimo è possibile riconoscere una prima generazione di pieghe serrate o isoclinali ( $D_2$ ), che ripiegano la prima scistosità ( $S_1$ ). Queste pieghe sono state osservate prevalentemente nelle migmatiti stromatiche (*TUG<sub>b</sub>*), dove traspongono foliazione  $S_1$  parallelamente alla seconda foliazione ( $S_2$ ). Nei paragneiss a granato e cianite (*TUG*) queste pieghe deformano localmente la foliazione milonitica ( $S_1$ ). Le linee di cerniera sono orientate NNE-SSW (Fig. 39) con deboli inclinazioni verso SSW. È interessante notare come le pieghe  $D_2$  siano quasi parallele alla lineazione mineralogica, definita dall'orientazione preferenziale di quarzo e cianite, osservata sulla foliazione dei paragneiss (*TUG*). La foliazione principale delle migmatiti e degli gneiss è successivamente interessata da pieghe aperte con una lunghezza d'onda chilometrica o ettometrica. Ciò è evidenziato dalla distribuzione dei poli della scistosità principale, che si dispongono attorno a un asse debolmente inclinato verso SSW (Fig. 39). Le

pieghe a grande scala caratterizzate da piani assiali subverticali o immergenti verso WNW, ripiegano il contatto tra le migmatiti stromatiche e i paragneiss a granato e cianite e sono associate a pieghe a scala metrica con cerniera tonda, ben visibili in affioramento. Nella zona della Vedetta Alta si possono osservare figure di interferenza di tipo 3 (RAMSAY, 1967) tra le due generazioni pieghe  $D_2$  e  $D_3$ , che presentano direzioni assiali analoghe (Fig. 39), ma superfici assiali che si intersecano ad alto angolo. Le strutture  $D_3$  che deformano il complesso migmatitico dell'unità d'Ultimo sono sicuramente di età varisica, in quanto sono tagliate da filoni pegmatitici, che frequentemente si intrudono lungo il fianco corto delle pieghe asimmetriche. Si può quindi concludere che nella porzione di alto grado dell'unità d'Ultimo la tettonica alpina ha prodotto prevalentemente zone di taglio cataclastico-milonitiche, che in alcuni casi possono essere messe in relazione con le strutture principali che delimitano le unità del basamento Austroalpino.

Nella porzione di medio grado dell'unità d'Ultimo le caratteristiche deformative sono più complesse e la tettonica alpina assume una maggiore importanza, soprattutto in prossimità del contatto con l'unità del Tonale. Ciò è particolarmente evidente all'interno delle fasce costituite da ortogneiss a grandi occhi di feldspato (*TUOa*), dove si osservano crenulazioni orientate attorno a  $N320^\circ$  nel cui piano assiale si sviluppa localmente una foliazione associata alla ricristallizzazione dinamica del quarzo in un regime di bassa temperatura. A grande scala si riconosce che la foliazione regionale è interessata da pieghe aperte con piano assiale subverticale e orientate circa NE-SW (Fig. 39). Si tratta probabilmente di strutture tardive, che ripiegano anche la foliazione milonitica della linea di S. Elena.

I paragneiss dell'unità del Tonale presentano caratteristiche deformative in parte simili a quelle della porzione di medio grado dell'unità d'Ultimo. Nella zona del M. Faiden si può riconoscere che la scistosità principale è una  $S_2$ , che si forma parallelamente al piano assiale delle pieghe isoclinali  $D_2$ . L'orientazione delle linee di cerniera, ottenuta in pochi casi a causa della scarsità di affioramenti favorevoli (Fig. 39), varia da E-W a NE-SW. La foliazione regionale è deformata da pieghe e crenulazioni, localmente scistogene, attribuite alla fase  $D_3$ . Nella zona del M. Faiden l'orientazione di queste strutture è piuttosto dispersa e varia da E-W a N-S, con un massimo localizzato a NW-SE. I piani assiali immergono di circa  $40^\circ$  verso NW. Nella porzione settentrionale dell'unità del Tonale, ben visibile nella zona di S. Elena, le pieghe che deformano la scistosità principale sono invece orientate attorno a  $N220^\circ$ - $240^\circ$ .

## 2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE

L'area esaminata contiene strutture importanti per comprendere l'evoluzione tettonica delle Alpi centro-orientali, come la linea delle Giudicarie Nord e le fa-

glie che interessano il basamento Austroalpino. La costruzione delle Alpi inizia nel Cretacico inferiore (circa 100 Ma; MILLER & THÖNI, 1997) con la messa in posto delle unità tettoniche nella porzione orientale della catena. Durante il Cretacico superiore (circa 70-80 Ma; MÜLLER *et alii*, 2001) le falde austroalpine sono interessate da tettonica estensionale, contemporaneamente alla deposizione dei bacini del Gosau nelle Alpi orientali (NEUBAUER *et alii*, 1995). La catena alpina è nuovamente interessata da una tettonica compressiva durante l'Eocene-Oligocene inferiore (FROITZHEIM *et alii*, 1997; VIOLA *et alii*, 2003) con la formazione di sovrascorrimenti a vergenza settentrionale. La prosecuzione della convergenza e del raccorciamento nella catena alpina porta a ingenti movimenti transpressivi destri lungo la linea Insubrica durante l'Oligocene superiore-Miocene inferiore (SCHMID *et alii*, 1989). La tettonica transpressiva è in parte contemporanea all'attivazione della linea del Brennero (SELVERSTONE, 1988), una faglia normale a basso angolo che rappresenta il limite occidentale della Finestra dei Tauri (Fig. 40). Nello stesso intervallo di tempo la tettonica compressiva inizia a coinvolgere in maniera significativa le Alpi meridionali. Ciò è ben documentato soprattutto in Lombardia, dove i sovrascorrimenti controllano la sedimentazione di depositi conglomeratici noti come Gonfolite (ROURE *et alii*, 1990). Questa tettonica culmina nel Miocene medio-superiore, quando le Alpi meridionali centrali sono interessate da un raccorciamento orientato NNW-SSE ("Fase Valsuganese"; CASTELLARIN *et alii*, 1992). Sempre nel corso del Miocene la linea delle Giudicarie Nord viene attivata con una cinematica transpressiva sinistra (PROSSER, 1992, 1998, VIOLA *et alii*, 2001), in connessione con i movimenti lungo la linea della Val Passiria (17 Ma; MÜLLER, 1998) e la linea delle Giudicarie Sud nelle Alpi meridionali centrali (Fig. 40). L'ultimo evento compressivo (Miocene superiore-Pliocene?) è caratterizzato da una direzione di raccorciamento orientata WNW-ESE, riconoscibile soprattutto lungo il sistema delle Giudicarie (CASTELLARIN *et alii*, 1987; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000).

La principale problematica relativa all'evoluzione tettonica dell'area riguarda il significato della linea delle Giudicarie Nord, che è stata oggetto di differenti interpretazioni. Secondo alcuni autori (TREVISAN, 1938; DE SITTER, 1956; LAUBSCHER, 1971, 1988, OGNIBEN, 1986; SCHÖNBORN, 1992) questa struttura avrebbe dislocato il lineamento Insubrico, originariamente rettilineo, con uno scivolamento orizzontale stimato di 80 km (LAUBSCHER, 1990). Altre interpretazioni strutturali negano una significativa componente trascorrente lungo la linea delle Giudicarie che, nel segmento meridionale, avrebbe semplicemente permesso il sollevamento del settore dell'Adamello (VECCHIA, 1957, BONI, 1964; VAN BEMMELEN, 1966; CASTELLARIN & SARTORI, 1980). Gli autori che favoriscono la seconda interpretazione assumono che il sistema delle Giudicarie si sia originato lungo strutture ereditate dalla tettonica distensiva mesozoica, che ha interessato le Alpi meridionali durante l'apertura dell'oceano della Neotetide (CASTELLARIN, 1972; BERTOTTI *et*

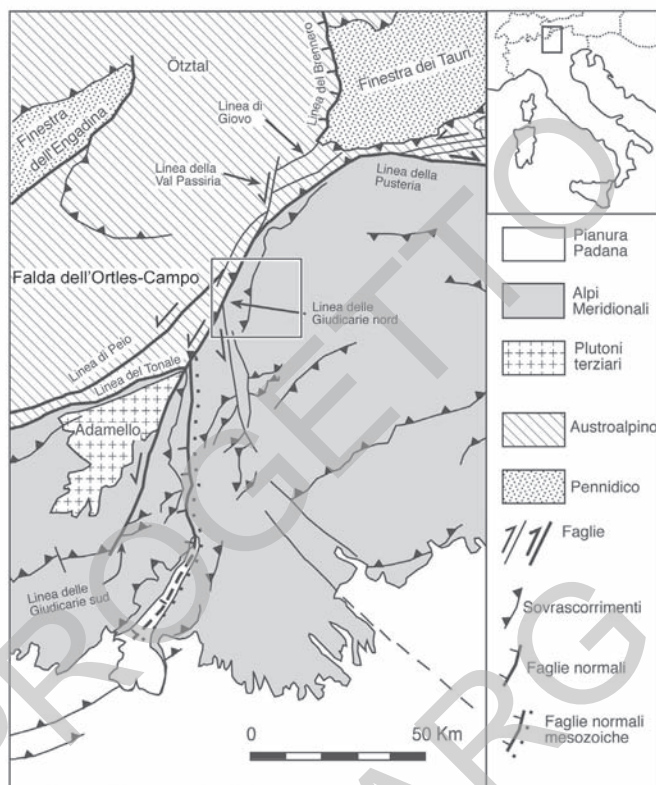


Fig. 40 - Schema tettonico delle Alpi centro-orientali.

*alii*, 1993). Altre strutture ereditate possono essere quelle legate alla tettonica alpina del Cretacico, che ha interessato le Alpi meridionali in Lombardia e il sistema delle Giudicarie (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASSINIS & CASTELLARIN, 1988; BERSEZIO & FORNACIARI, 1988; CASTELLARIN *et alii*, 1992). Questa ipotesi è confermata dalla presenza di accumuli torbiditici silicoclastici, equivalenti per facies e per età a quelli della Lombardia lungo il margine orientale della linea della Giudicarie (CASTELLARIN, 1976).

Recentemente si ritiene che l'entità dei movimenti trascorrenti lungo la linea delle Giudicarie sia nell'ordine di 20-30 km (PROSSER, 1992, 1998; PICOTTI *et alii*, 1995; VIOLA *et alii*, 2001), paragonabili con il rigetto sinistro stimato per la linea della Val Passiria (SPIESS *et alii*, 2001). Ciò indica che la linea Insubrica non era originariamente rettilinea prima dei movimenti trascorrenti sinistri lungo il Sistema delle Giudicarie, iniziati a partire dal Miocene inferiore-medio.

## 2.1. - EVOLUZIONE TETTONICA DEL BASAMENTO AUSTRALPINO

La struttura delle unità Austroalpine è il risultato della sovrapposizione degli eventi alpini su un precedente basamento ercinico. Nel complesso migmatitico dell'unità d'Ultimo la deformazione e le strutture plicative riconosciute sono il risultato dell'orogenesi varisica, che in quest'area è stata datata a 330 Ma (TUMIATI *et alii*, 2003). In particolare, il metamorfismo di alta pressione tipico dell'unità d'Ultimo testimonia la presenza di una zona di subduzione di età varisica. Le peridotiti presenti all'interno del complesso migmatitico derivano probabilmente dal cuneo di mantello soprastante alla placca in subduzione. Esse sono state successivamente incorporate all'interno delle metapeliti dove hanno raggiunto un metamorfismo in facies eclogitica (GODARD *et alii*, 1996). La fusione parziale del basamento è legata alla decompressione e quindi al sollevamento delle rocce metapelitiche subdotte, in seguito al raggiungimento del picco eclogitico. In questo contesto si può collocare anche la genesi della zona di taglio documentata dai paragneiss a granato e cianite. Le pieghe ( $D_3$ ) che deformano la foliazione delle migmatiti e dei paragneiss potrebbero essersi sviluppate durante le ultime fasi di sollevamento del basamento di alto grado, in un contesto estensionale. Il sollevamento dell'unità d'Ultimo durante l'evoluzione varisica deve essere stato relativamente rapido, come è documentato dalla preservazione delle associazioni mineralogiche di alta pressione all'interno delle peridotiti e delle rocce di composizione metapelitica.

La tettonica alpina è più pronunciata nella porzione di medio grado dell'unità d'Ultimo, nell'unità del Tonale e nella falda dell'Ortles-Campo. Le strutture tettoniche più antiche riconducibili all'evento alpino sono le zone di taglio che affiorano a tetto del potente livello di ortogneiss (OOR) nella falda dell'Ortles, sviluppate in condizioni di temperatura relativamente alta. L'età di queste strutture è probabilmente cretacea, come è suggerito da analisi radiometriche sulle miche (SPIESS *et alii*, 2001) ottenute da campioni raccolti in prossimità dell'orizzonte di ortogneiss (OOR). Si può quindi ipotizzare che queste zone di taglio siano legate alla messa in posto delle unità austroalpine a partire dal Cretacico inferiore. Una deformazione analoga, caratterizzata da un trasporto tettonico verso W, è stata riconosciuta a letto della linea di Pejo da VIOLA *et alii* (2003).

La linea di Rumo, legata a un evento tettonico di età paleocenica, è stata messa in relazione alla tettonica estensionale che ha interessato il basamento Austroalpino dopo la messa in posto delle principali unità tettoniche (MÜLLER *et alii*, 2001). Questa struttura presenta caratteristiche analoghe alla linea di S. Elena, che presenta la stessa direzione di trasporto verso N-NW e una fascia milonitica sviluppata in condizioni di bassa temperatura. Alla stessa deformazione possono essere associate anche le zone di taglio che interessano gli ortogneiss dell'unità d'Ultimo a letto della linea di S. Elena e le crenulazioni orientate NW-SE, local-

mente scistogene, che interessano l'unità del Tonale e la porzione di medio grado dell'unità d'Ultimo.

Nelle unità di basamento situate lungo il versante sinistro della Val d'Ultimo si osservano pieghe ( $D_3$ ), a scala dell'affioramento e a grande scala, con linee di cerniera orientate prevalentemente NE-SW ( $N240^\circ$ ). Queste strutture sono compatibili con la deformazione a vergenza settentrionale che ha coinvolto le unità austroalpine a partire dall'Eocene. Le stesse pieghe interessano anche le miloniti della linea di S. Elena, che presentano ampie variazioni di inclinazione.

La linea di S. Vigilio, che presenta caratteristiche simili alla linea di Giovo (Fig. 40; SPIESS, 1995) e alle miloniti di Thurnstein (VIOLA *et alii*, 2001), ha disseccato una precedente struttura estensionale del Cretacico superiore, come è indicato dalle età cretache ottenute a NW del contatto tettonico. L'età del movimento, che presenta cinematica sinistra, è riferibile all'Oligocene e contemporanea ai movimenti estensionali lungo la linea del Brennero (Fig. 40).

## 2.2. - LA MESSA IN POSTO DELLE “LAMELLE TONALITICHE” LUNGO LA LINEA DELLE GIUDICARIE NORD E LA FASE INSUBRICA (Oligocene Sup.- Miocene Inf.)

La linea delle Giudicarie Nord è attiva a partire dall'Oligocene (29-32 Ma; MÜLLER *et alii*, 2001). Ciò è documentato da età radiometriche ottenute utilizzando il metodo Rb/Sr sulla sericite e la clorite delle miloniti di Proves. Gli indicatori cinematici osservati nelle stesse miloniti suggeriscono il sovrascorrimento est-vergente del basamento Austroalpino sulla copertura delle Alpi meridionali (PROSSER, 1992, 1998). La messa in posto di magmi tonalitici e quarzodioritici (TLG) lungo la linea delle Giudicarie Nord avviene durante questo evento deformativo come è indicato da età Rb/Sr sulla biotite ( $28 \pm 1$  Ma; MARTIN *et alii*, 1993). Le “lamelle tonalitiche” sono interessate da una foliazione derivante da deformazioni allo stato solido ad alta temperatura, che indica come la deformazione si sia protratta anche dopo la completa cristallizzazione del magma. Ciò è confermato dalle età radiometriche sui calcari milonitici, comprese tra 30 a 23 Ma (MÜLLER *et alii*, 2001), che suggeriscono la prosecuzione di questa deformazione almeno fino al limite Oligocene-Miocene. Le tonaliti della porzione settentrionale del batolite dell'Adamello (Plutone della Presanella) presentano caratteristiche deformative ed età confrontabili con le “lamelle tonalitiche” della linea delle Giudicarie Nord. La presenza di miloniti derivanti da deformazione ad alta temperatura (WERLING, 1992; STIPP *et alii*, 2002) indica che le tonaliti si sono messe in posto durante i movimenti trascorrenti destri lungo la linea del Tonale. I dati relativi alla cinematica e al magmatismo lungo la linea Insubrica suggeriscono che il segmento ad orientazione anomala rappresentato dalla linea delle Giudicarie Nord fosse attivo durante l'Oligocene superiore-Miocene inferiore con movimenti prevalentemente



contrazionali. Questo segmento anomalo può essere interpretato come una irregolarità transpressiva della linea Insubrica, che nelle porzioni orientate E-W è caratterizzata da una cinematica trascorrente destra.

## 2.3. - L'EVOLUZIONE TETTONICA DELLE ALPI MERIDIONALI

### 2.3.1. - *L'evento Valsuganese (Miocene medio-superiore)*

Nelle Alpi meridionali i sistemi di faglie coerenti con un asse di massima compressione orientato NNW-SSE sono i più frequenti e possono essere messi in relazione all'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 nella porzione meridionale del Foglio Appiano. Nel segmento settentrionale della linea delle Giudicarie Nord sono presenti discontinue fasce milonitiche, caratterizzate da una cinematica trascorrente sinistra, analoghe a quelle della linea della Val Passiria (VIOLA *et alii*, 2001). Durante questo evento tettonico la linea delle Giudicarie Nord assume la forma attuale, con notevoli rigetti, sia orizzontali che verticali. Là i movimenti trascorrenti proseguono verso Nord lungo la linea della Val Passiria, mentre a Sud si trasferiscono lungo la linea Trento-Cles, che trasferisce parte della componente sinistra della linea delle Giudicarie Nord verso i sovrascorrimenti del Gruppo di Brenta più a meridione (Fig. 40). Nella zona di giunzione tra la linea Trento-Cles e la linea delle Giudicarie Nord si forma una serie di scaglie tettoniche ben visibili tra Rumo e Proves e costituite da successioni di copertura simili a quelle della porzione occidentale del Gruppo di Brenta. Inoltre, le "lamelle tonalitiche" vengono scollate dall'aureola di contatto e smembrate lungo la linea delle Giudicarie Nord. La porzione sudorientale del Foglio "Appiano" a sudest di Fondo è interessata da una tettonica compressiva che determina la formazione dei sovrascorrimenti della Val di Non e della Val d'Adige (sovrascorrimento di Termeno), oltre a sistemi di faglie inverse o transpressive. I sovrascorrimenti sono delimitati verso Nord da svincoli trascorrenti destri (PROSSER & SELLI, 1991), come la linea di Ruffrè e la linea del Monte Campana, e determinano un raccorciamento dell'ordine dei 6 km della zona compresa tra la linea delle Giudicarie Nord e la Val d'Adige. La rampa profonda di queste strutture è riconoscibile a Nord, lungo il segmento meridionale della linea di Foiana (PROSSER, 1990).

L'età di questo evento deformativo può essere ricavata utilizzando datazioni radiometriche e i sedimenti sintettonici presenti nel sottosuolo della Pianura Padana (PIERI & GROPPi, 1981). Le miloniti della linea della Val Passiria, che forniscono un'età di 17 Ma (Burdigaliano superiore; MÜLLER *et alii*, 2001), possono

rappresentare una stima dell'inizio dei movimenti trascorrenti lungo il sistema delle Giudicarie. Età più recenti, comprese tra 14,7 e 11,3 Ma (Langhiano-Serravalliano), sono state ricavate con il metodo delle tracce di fissione sull'Apatite nelle unità austroalpine che affiorano a tetto della linea delle Giudicarie Nord in prossimità di Rumo (MARTIN *et alii*, 1998). La prosecuzione dei movimenti nel Miocene medio può spiegare la presenza di ampie fasce cataclastiche che interrompono le miloniti nel segmento settentrionale della linea delle Giudicarie Nord. L'analisi dei sedimenti sintettonici lungo la prosecuzione sud-occidentale del sistema delle Giudicarie sepolto sotto la pianura lombarda permette di osservare che la deformazione è attiva nel corso del Miocene medio-superiore (Serravalliano-Tortoniano; CASTELLARIN *et alii*, 1987), in accordo con le determinazioni radiometriche. Si può quindi concludere che buona parte delle strutture transpressive sinistre e compressive del foglio "Appiano" si siano generate nel corso del Miocene medio-superiore, durante la "fase Valsuganese" (CASTELLARIN *et alii*, 1992; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000). Questo evento, caratterizzato da sforzi principali ( $\sigma_1$ ) orientati intorno a NNW-SSE, ha una notevole estensione regionale in quanto genera le associazioni di pieghe e sovrascorrimenti dei sistemi della Valsugana e della Val Trompia, caratterizzati da un'orientazione circa E-W.

### 2.3.2. - L'evento Giudicariense (Messiniano-?Pliocene inf.)

La presenza di due generazioni di strie su alcuni piani di faglia associati alla linea delle Giudicarie Nord è compatibile con una rotazione dello sforzo massimo principale da NNW-SSE a WNW-ESE (e fino a E-W). Ciò indica che dopo l'evento valsuganese il sistema delle Giudicarie è stato interessato da un raccorciamento circa ortogonale alla direzione media delle strutture.

Questo secondo evento, riconoscibile lungo buona parte del sistema delle Giudicarie, è stato assegnato al Messiniano-?Pliocene inferiore (CASTELLARIN *et alii*, 1988; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000) ed è responsabile della riattivazione della linea delle Giudicarie, della linea Trento-Cles e della linea di Foiana come faglie a dominante componente compressiva. 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 (fuori carta appena a sud della zona del Monte Roen-Passo Mendola).

PROGETTO  
CARG

## VII. - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

### 1. - FRANE, STABILITÀ DEI VERSANTI, SUBSIDENZA

Frane e smottamenti di piccola entità sono diffusi in tutto il territorio dell'alta Valle di Non, della Val D'Ultimo e delle valli del Rio Brandis e Prissiano. Si tratta per lo più di scorrimenti rotazionali o di scivolamenti traslativi superficiali che spesso evolvono in colate detritiche anche di significativa estensione. I distacchi interessano in prevalenza la copertura quaternaria e sono maggiormente localizzati lungo i fianchi vallivi dei torrenti, dove l'azione erosiva operata da questi corpi idrici, accentuando periodicamente l'acclività dei versanti, ne comporta il disequilibrio. In particolare in Val D'Ultimo numerose di queste piccole frane si originano a partire dai sedimenti di contatto glaciale del subsistema di S. Pancrazio.

Una caratteristica concentrazione dell'erosione superficiale è riscontrabile lungo il versante orientale del Monte Ozol. Qui, l'erosione dei depositi cataclastici della linea di Foiana con la formazione di profondi solchi in arretramento, scarpate di degradazione e ampie superfici di denudamento entro il substrato roccioso conferiscono all'area una morfologia simile a quella dei territori a calanchi.

La frana più estesa di questo settore 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 i contrafforti occidentali del monte Crozze.

Il processo avviene per dislocazioni differenziali estremamente lente, lungo una serie di piani discontinui il cui piano di scollamento principale è verosimil-

mente allocato in corrispondenza dell'intervallo con forte componente argillosa costituito dalle vulcaniti basaltiche alterate e dalla sovrastante Formazione di Travanzes; si tratta tuttavia di un fenomeno geneticamente complesso, controllato da meccanismi non ancora chiariti ed in fase di studio. L'accumulo di frana, potente mediamente diverse decine di metri, occupa una estesa porzione di versante che include tutta la località Pinech per un fronte di circa 500 metri e per una lunghezza di poco più di un chilometro, tuttavia la deformazione sembra coinvolgere una più ampia porzione di versante che si estende a nord, fino all'incisione del Rio Veier.

Alla base dei versanti carbonatici situati a sud di Nalles, è presente un esteso movimento franoso a carattere complesso che anche di recente (anni 2000-2003) ha causato numerosi danni ad infrastrutture e centri abitati. Le nicchie di distacco, per un area di circa 0,3 kmq, sono situate alla testata di alcuni affluenti del Rio di Grissiano e si originano per lo più alla base della formazione del Serla inferiore dove esiste un notevole contrasto di permeabilità. In occasione di precipitazioni persistenti si originano scivolamenti rotazionali nei depositi prevalentemente terrigeni del Werfen e/o della potente copertura di *till* e detrito. Queste masse scivolano fino al letto del rio in un primo tempo ostruendone il corso, e quindi possono evolvere in colamenti rapidi (*debris flow*) che raggiungono l'area della conoide dello stesso sulla piana dell'Adige, presso l'abitato di Nalles. Dal 2002 le zone di distacco sono costantemente monitorate e sorvegliate tramite sistemi automatici con trasferimento dati in tempo reale.

Frane di crollo interessano in maniera localizzata i diversi versanti in roccia presenti. In particolare esse coinvolgono le litologie delle vulcaniti permiane lungo le pareti verticali esposte ai lati della piana dell'Adige e le litologie dolomitiche (Fm. Contrin e Sciliar) lungo le pareti della dorsale della Mendola.

A monte di Rumo, sul fianco orientale del M. Corniolo, così come sul versante sinistro del Rio Marano sono state evidenziate alcune profonde trincee di tensione, espressione superficiale di deformazioni gravitative profonde di versante.

Limitati fenomeni di subsidenza sono individuabili nelle aree di paludi bonificate e caratterizzate dalla presenza di torba nel sottosuolo. Dove la bonifica è stata condotta attraverso scoli di drenaggio e con limitati riporti superficiali poggianti su spessi strati di torba si assiste ad un debole, ma progressivo abbassamento del suolo, dovuto al costipamento della torba, provocato dal carico dei terreni di riporto oltre che dalla perdita di fluidi, mentre limitata è la componente legata all'ossidazione della torba. Questi fenomeni sono presenti ad es. in località Palù Grande, tra Nalles ed Andriano, e Paduletto, a N di Frangarto.

## 2. - IDROGEOLOGIA

Gli acquiferi principali individuabili nell'area del foglio sono classificabili in:

(a) *Acquiferi a permeabilità primaria*, ovvero per porosità, corrispondenti ai corpi sedimentari quaternari, quali i depositi ghiaiosi dei fondovalle e dei conoidi affluenti, dei depositi glacialigenici e gravitativi. I depositi alluvionali di fondovalle sono sede di una falda freatica comunicante con i corsi dei fiumi relativi, ma possono ospitare anche falde confinate in pressione. I depositi gravitativi o di origine mista presenti sui versanti possono costituire degli acquiferi freatici a carattere locale, talora in comunicazione con quello di fondovalle, caratterizzati da una forte variazione stagionale. I depositi glaciali di ablazione e di contatto glaciale possono essere sede di acquiferi di modesta importanza. Le falde che si sviluppano nei depositi quaternari possono alimentare alcune sorgenti di utilizzo locale.

(b) *Acquiferi a permeabilità secondaria*, per fratturazione o per carsismo, che si sviluppano nei litotipi del basamento pre-Quaternario o in conglomerati quaternari. Nelle rocce metamorfiche la permeabilità secondaria si lega alla densità di fratturazione ed al grado di allentamento delle fratture. Le rocce del Gruppo Vulcanico Atesino costituiscono un mezzo sostanzialmente impermeabile, che tuttavia può presentare una permeabilità secondaria per fessurazione se attraversato da faglie e diaclasi, e dunque può ospitare un acquifero con falda confinata. Alcuni pozzi eseguiti ad ovest di Appiano hanno intercettato quest'acquifero a profondità variabile tra 110 e 200 m dal p.c. Nei litotipi a prevalente componente carbonatica (calcari, dolomie, marmi), oltre alla fratturazione, può giocare un ruolo importante la dissoluzione che, oltre ad ampliare le fratture, può dare sviluppo ai fenomeni carsici come ad esempio avviene lungo tutta la catena Mendola-Macaion, dove l'evidente carsismo di superficie (doline e cavità da sprofondamento) è evidentemente legato ad un sistema profondo che concentra le emergenze idriche lungo il versante orientale della catena stessa alla base dei massicci carbonatici.

Il sistema idrogeologico del fondovalle atesino può essere schematizzato in quattro unità idrogeologiche principali a partire dal p.c. (AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE, 1998):

- acquifero superficiale freatico, contenuto nelle ghiaie, ghiaie e sabbie dei fiumi principali e dei conoidi tributari. Lo spessore di tale acquifero è variabile mediamente tra 20 e 30 m. Vasti tratti del fondovalle dell'Adige sono contraddistinti dall'assenza o dal limitato spessore dei depositi permeabili dell'acquifero freatico, in corrispondenza dei quali la successione quaternaria è costituita direttamente da depositi fini del tetto dell'acquifero multifalda locale. Il massimo spessore di questi depositi si ha invece in corrispondenza del grande apparato di conoide della conca di Bolzano, legato alla confluenza



del F. Isarco e del T. Talvera, dove sono stati riscontrati spessori di ghiaia fino alle profondità esplorate di 100-150 m dal p.c. La profondità media della falda freatica dal p.c. varia da circa 40 m nei settori apicali dei conoidi fino a valori tra 2 e 5 m nel fondovalle dell'Adige. I valori più bassi ( $< 2$  m) si hanno nelle aree delle paludi bonificate (ad es. Palù Grande, Palù Imperiale-Paduletto). Nella zona dell'aeroporto di Bolzano è presente una serie di sorgenti di risorgiva che alimentano numerosi fossi in zona.

- acquifero inferiore confinato/semiconfinato riconoscibile sia nei sedimenti fluviali atesini che, localmente, in alcuni conoidi affluenti. Esso costituisce un sistema in pressione, sviluppatosi generalmente entro depositi fluviali di natura sabbiosa, localmente con ghiaia fine, confinati al tetto da un orizzonte prevalentemente limoso a bassa permeabilità, distribuito in maniera discontinua e lenticolare nel fondovalle atesino. Tra Terlano e Nalles esso si estende a partire da 20-30 m di profondità dal p.c., mentre tra Bolzano Sud e Salorno si situa a profondità dell'ordine di 25-50 m. A N della confluenza dell'Isarco, ma anche in altri tratti, esso assume i caratteri di un acquifero multifalda a carattere semiconfinato, dovuto all'alternanza di prevalenti livelli ghiaioso-sabbiosi e limoso-argillosi.
- acquitarde regionale profondo, rappresentato da una potente serie di sedimenti fini costituiti da sabbie fini e limi. La conoscenza della profondità e della geometria del limite superiore di quest'ultimo è nota con una certa precisione dove sono disponibili stratigrafie di pozzi profondi ed indagini geofisiche. Ad esempio, tra Nalles e Vilpiano, essa è collocabile tra 160 e 180 m dal p.c.
- substrato roccioso che costituisce a scala regionale il substrato impermeabile.

In Oltradige si riconosce un acquifero freatico sviluppato in ghiaie con limitate intercalazioni di sabbie e limi attribuibili, almeno nella parte superficiale, al sintema di Caldaro. Nella zona di Appiano lo spessore dell'acquifero varia da 50 a 140 m e la falda freatica è ubicata a 5-20 m dal piano campagna. Al di sotto vi è un acquifero a bassa permeabilità corrispondente ad un corpo di conglomerati variamente cementati e fratturati che nella zona a S di Cornaiano si estende fino a 230 m dal p.c. Le acque emunte, utilizzate a scopo irriguo, sono estremamente dure, ricche in ferro e solfati.

In alta Val di Non sono riconoscibili:

- strutture carbonatiche a permeabilità secondaria che includono strutture tettoniche quali sinclinali, monoclinali, trappole tettoniche e stratigrafiche nelle quali la soglia idraulica è rappresentata da variazioni laterali o verticali di facies. Solitamente queste strutture rappresentano un multiacquifero per l'esistenza di livelli impermeabili intercalati. Questi corpi sono dotati di permeabilità secondaria per fessurazione e carsismo.
- strutture delle coltri eluviali e dei depositi quaternari sciolti che costituiscono

gran parte della copertura del settore centrale della Val di Non. Questo gruppo include strutture di limitata estensione (anche se talora di importanza locale) dotate di modeste riserve idriche, rappresentate in prevalenza da falde freatiche.

La parte nord-orientale del Foglio ed in particolare il cosiddetto "Altopiano porfirico di Bolzano" nel settore di Meltina e S. Genesio è caratterizzato dal substrato pressoché impermeabile del Gruppo Vulcanico Atesino e da una copertura quaternaria di non elevato spessore. Le acque circolano prevalentemente in questi sedimenti e compongono acquiferi locali, in gran parte di limitata estensione. Questo dà luogo ad una serie di sorgenti di lieve portata, (tra 0,01 e 0,1 l/s) concentrate entro i depositi quaternari e caratterizzate da netti influssi superficiali. Le sorgenti di portata maggiore (ca. 2-3 l/s) sono meno frequenti e sono utilizzate per l'approvvigionamento idropotabile della popolazione locale.

Lungo il versante occidentale della catena Mendola-Macaion, la maggior parte delle emergenze si trova lungo il contatto tra i terreni carbonatici della Dolomia Principale, la formazione di Travenanzes e le sottostanti vulcaniti andesitico-basaltiche, cosicché l'affioramento di questo limite litologico è quasi ininterrottamente segnato da una serie di emergenze puntiformi e/o diffuse e da zone umide, come esemplificato dal settore del Monte Toval (1653 m), a nord-est di Ruffrè.

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 delle formazioni dello Sciliar e Contrin e i litotipi calcareo-marnosi delle formazioni cretaceo-terziarie.

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

Le portate di tutte le emergenze del comparto sudoccidentale (alta Val di Non) sono estremamente modeste (mediamente inferiori ai 0,25 l/s) e solo la captazione di un numero elevato di sorgenti (localmente anche integrate da pozzi) permette di sostenere i fabbisogni dei centri abitati.

Per quanto riguarda gli aspetti idrogeochimici sono da sottolineare i valori di concentrazione di As, anche oltre i 40 mg/l (superiori alla CMA - Concentrazione Massima Ammissibile), riscontrati nelle falde idriche del settore vallivo tra Vilpiano e Terlano. L'origine di tale inquinamento è imputabile al dilavamento dei prodotti secondari della lavorazione dei minerali estratti dalle miniere sopra

Terlano, tra cui l'arsenopirite. In questo distretto tale attività, come precisato nel § 7.3, risale al Medioevo.

Per quanto concerne il comparto sudoccidentale (alta Val di Non), il chimismo delle acque risulta relativamente omogeneo nel comparto ad est della linea di Foiana, mentre si riscontra una minore presenza degli ioni Calcio e Idrocarbonico ( $\text{HCO}_3^-$ ) ed una minore durezza ( $< 8^\circ \text{F}$ ) nelle sorgenti del settore occidentale a causa della natura silicatica del substrato.

Più evidente è la caratterizzazione chimica delle sorgenti localizzate lungo il settore sud della linea di Foiana (Brez e Cloz) e nei pressi di Ruffrè. La maggior parte delle emergenze mostra tenori dello ione Magnesio  $> 29 \text{ mg/l}$  decisamente più elevati delle limitrofe.

Tale caratterizzazione potrebbe essere in relazione al confinamento dell'aquifero all'interno della fascia cataclastica di Dolomia dello Sciliar e Dolomia Principale, con il conseguente arricchimento significativo in questo ione.

Nella parte bolzanina del Foglio si trova un numero elevato di sorgenti utilizzate fino alle Guerre mondiali per bagni rustici, cioè per bagni curativi e cure idropiniche contro diversi disturbi e malattie. Tra questi emergono i Bagni di Zolfo a San Maurizio vicino a Bolzano, i Bagni di "Thurnbach" sopra Appiano, i Bagni di Pigenò a Ganda (Appiano), i Bagni di San Rocco (Bad Pfuss) a Caldaro, i Bagni di Terlano, i Bagni di Salinetto a Meltina, i Bagni di Caprile e i Bagni di Foiana. Nella Val d'Ultimo vi erano i più noti Bagni di Mezzo, Bagni di Lad, Bagni di Stafflerlahn (Staffler-Lechner), Bagni Sant'Elena (St. Helena), Bagni Zuwasser, Bagnetti (Lotterbad), Bagni di Sopracqua. Le analisi delle sorgenti eseguite negli ultimi anni hanno differenziato diversi tipi di acque, tra le quali si distinguono le seguenti per il loro contenuto in elementi insoliti.

L'acqua dei Bagni di Zolfo a San Maurizio è definita come ferruginosa e leggermente sulfurea, fluorata, iodata, con tracce di alluminio, arsenico, bario, boro, bromo, litio, manganese, zinco, molibdeno e uranio. La conducibilità elettrica dell'acqua è pari a  $582 \mu\text{S/cm}$  e risulta classificabile come leggermente mineralizzata. Tipico è l'odore sulfureo dell'acqua, un particolare che troviamo sempre nella falda del fondovalle tra Settequerce e Bolzano. Gli elementi dell'acqua di San Maurizio provengono nella maggior parte dal dilavamento del Gruppo Vulcanico Atesino che compone il substrato roccioso nella zona. La presenza di zolfo viene considerata derivante da dissoluzione della pirite contenuta nelle mineralizzazioni associate alle vulcaniti.

L'acqua della sorgente dei Bagni di Mezzo nel comune di San Pancrazio in Val d'Ultimo è stata classificata mediamente mineralizzata, radioattiva, solfata e ferruginosa. Contiene alluminio, arsenico, litio e tracce di cromo e rame. La temperatura misura  $7,8^\circ\text{C}$  e la conducibilità elettrica è pari a  $1220 \mu\text{S/cm}$ . La sorgente sgorga da una galleria nel Gruppo Vulcanico Atesino, a circa 40 minuti di cammino dall'edificio dei Bagni, nella Valle di Marano. Anche in quest'acqua

sono presenti elementi sciolti da mineralizzazioni connesse al Gruppo Vulcanico Atesino. Particolare la radioattività dell'acqua attribuibile al gas Radon, che trova nelle molte faglie presenti nel bacino imbrifero, vie preferenziali di emanazione. Interessante anche il fatto che l'acqua non contiene  $\text{HCO}_3$ , ha un pH leggermente acido e contenuti elevati di alluminio (2120  $\mu\text{g/l}$ ) ed arsenico (400  $\mu\text{g/l}$ ).

L'acqua della sorgente di Bagni di Foiana scaturisce dalla Formazione di Werfen ed è classificata come leggermente mineralizzata e solfata. Contiene tracce di alluminio, boro, bario, bromo, iodio, cromo, litio ed uranio. È un'acqua molto equilibrata, riconducibile per lo più a rocce carbonatiche per la notevole presenza di calcio e magnesio e riporta un'abbondante contenuto di solfati, provenienti da noduli e lenti gessose contenuti nella Formazione di Werfen.

La sorgente dei Bagnetti sgorga nel comune di Ultimo nei pressi dell'omonimo maso (vicino al maso Eidschwer) ed è classificata come leggermente mineralizzata, ferruginosa. Contiene iodio e tracce di alluminio, bario, piombo e litio. La conducibilità elettrica è pari a 163  $\mu\text{S/cm}$  e la temperatura alla sorgente è di 8°C.

I Bagni di Sopracqua a S. Valpurga nel comune di Ultimo rappresentano una sorgente nota come ferruginosa che sgorga da paragneiss e micascisti dell'Austroalpino. L'acqua è classificata come leggermente mineralizzata, ferruginosa e contiene iodio, solfuri e tracce di alluminio, bario, cromo, litio, cobalto, nichel e lantanio. La sua conducibilità elettrica è pari a 310  $\mu\text{S/cm}$  e la temperatura alla sorgente è di 8°C.

L'acqua della sorgente di Bagno Lad nel comune di San Pancrazio è classificata come leggermente mineralizzata. Contiene tracce di iodio, boro, bario, litio, rame, zinco, ferro, rubidio, cesio e uranio. La conducibilità elettrica è pari a 305  $\mu\text{S/cm}$  e la sua temperatura alla sorgente è di 10°C. La sorgente scaturisce da paragneiss e micascisti dell'Austroalpino.

Queste ultime tre sorgenti appartenenti all'Austroalpino si somigliano in sostanze contenute e composizione. Le differenti concentrazioni degli elementi sono riconducibili alla diversa quantità di mineralizzazioni presenti nel bacino imbrifero, alla profondità dell'acquifero ed al tempo di permanenza dell'acqua nella roccia.

Attualmente le sorgenti minerali non vengono sfruttate, tranne quella dei Bagni di Foiana per bagni rustici.

### 3. - MINIERE

Per quanto riguarda le mineralizzazioni entro le metamorfiti della parte sudoccidentale del Foglio (alta Val di Non) ricerche di mineralizzazioni a Fe-Cu nei paragneiss a sillimanite e granato del basamento Austroalpino sono state condotte nell'area di Mocenigo (Lanza), dove è ancora visibile traccia di uno scavo esplo-

rativo, e nelle anfiboliti di Malga Montanzana (ad ovest di Maso Stanchina).

Più attenzione è stata rivolta alla Formazione di Tregiovo, 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 Rio 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 dell'Università di Innsbruck con un tentativo di valutazione del potenziale minerario (due imbocchi a q. 1160 nei pressi di Tregiovo), (MOSTLER, 1966; KLAU & MOSTLER, 1983). 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) e decisamente insufficiente per rendere il giacimento di interesse estrattivo (FELS, 1982).

Nell'area di Terzano è documentata la presenza di un importante giacimento piombo-zincifero costituito da due filoni principali (e da molti altri secondari) di potenza variabile da pochi centimetri a due metri incassati nelle vulcaniti permiane in corrispondenza fratture orientate all'incirca N-S. In particolare i filoni sono localizzati al bordo della massa subvulcanica del corpo di Terzano.

Sebbene i documenti facciano risalire le prime opere di estrazione dei minerali di piombo ed argento all'anno 1313, labili tracce storiche suggeriscono uno sfruttamento antecedente al dodicesimo secolo. Il periodo aureo della miniera fu quello compreso tra il 1400 e la metà del 1500 quando lo sfruttamento del minerale era affidato al "Deutsches Ritterorden". Allora il minerale veniva estratto da almeno venticinque gallerie impostate sui filoni più orientali della zona mineralizzata (Petersbach): dalla galena si ricavano altissime percentuali di argento che sia aggiravano tra 20 e 40 kg/t di Piombo. Dopo l'abbandono delle miniere alla fine del 1600 e un breve, ma fruttuoso tentativo di coltivazione nei primi anni del 1900, la società Quintoforo riprese i lavori nel 1951 attestando la produzione di minerale cernito mensilmente (1953) sulle 250 tonnellate con tenori del 72% di galena e 54% di blenda; la quantità di argento era di circa 500-1000 g per tonnellata di galena (BARNABA, 1970).

Sul versante opposto della Valle dell'Adige vi sono le antiche miniere di Nalles che furono coltivate contemporaneamente a quelle di Terzano. La maggior parte delle miniere si apre nella Valle del Rio di Grissiano sia nelle ignimbriti

della formazione di Gargazzone al contatto con il corpo di Terlano, che nelle sovrastanti Arenarie della Val Gardena (BRONDI *et alii*, 1970b).

Miniere di solfuri misti (galena argentifera) e barite erano in attività in epoca medioevale (XII-XVII sec.) anche nella zona di Prada di Rumo, di Tregiovo, Marcena e Brez. Queste 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 le tracce dei vecchi scavi sottoforma di imbocchi di gallerie e piccoli cadini seminasconditi dalla vegetazione. Le maggiori concentrazioni sono visibili in loc. Ori a q. 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.

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.

#### 4. - CAVE

L'attività estrattiva nella Valle dell'Adige attualmente non è particolarmente sviluppata. L'escavazione di ghiaie e sabbie sul fondovalle dell'Adige, destinate prevalentemente all'industria edilizia, si è sviluppata in settori limitati, condizionata anche dalla ridotta estensione delle ghiaie sul fondovalle. L'escavazione è stata seguita dal riempimento con materiali inerti e con il recupero ambientale dei terreni soprattutto all'attività agricola. Attualmente l'unica cava attiva è la cava Niederlana in cui viene scavata ghiaia da un piccolo conoide torrentizio ad E di Narano, nel comune di Lana.

Alcune piccole cave di ghiaia abbandonate, solo in parte recuperate, si riven-gono in Oltradige, nel comune di Appiano. Esse sono state utilizzate negli anni '40 del secolo scorso per l'estrazione di ghiaia per la costruzione di bunkers. Sempre in Oltradige alcune cave di ghiaia e sabbia, utilizzate come inerti nell'industria edilizia, sono state aperte già a partire dagli anni '60 del secolo scorso. Allo stato attuale è ancora attiva la cava Pillhof. L'estrazione ha interessato sia le ghiaie del sintema di Caldaro che i depositi di contatto glaciale (ghiaie e sabbie) del subsintema di S. Paolo.

Nell'area a sud di Settequerce (comune di Terlano) è stata attiva l'estrazione



di argilla per la fabbricazione di tegole fin dalla fine del XIX secolo. In quest'area la presenza relativamente estesa di argilla deriva dalla deposizione di flussi idrici non incanalati, alimentati dal Rio Margherita, nella fascia comprendente la parte distale del conoide omonimo e la transizione alla piana inondabile dell'Adige. Il materiale, di non grande qualità, veniva destinato ad una fornace che esisteva in loco. L'ultima è stata chiusa nel 1972.

L'estrazione del porfido ha una certa rilevanza e si concentra quasi esclusivamente nei *lapilli-tuff* riolitici saldati molto coerenti ed estremamente omogenei (ignimbriti) della formazione di Ora. Trattandosi di una roccia compatta ed indeformabile, le sollecitazioni tettoniche hanno prodotto due sistemi di fratture piano parallele, fra loro circa ortogonali e perpendicolari alla bancata; tali sistemi di fratture talvolta si sovrappongono alla originale fessurazione derivata da raffreddamento. L'estrazione avviene a cielo aperto in lotti di escavazione situati su gradoni di altezza variabile da 10 a 30 m. Con la tecnica delle "mine piane" si eseguono opportune fiorettature alla base della bancata, parallele al flusso piroclastico e perpendicolari ai sistemi di fessurazione naturale; le cariche di esplosivo determinano il crollo del fronte di avanzamento in cava. Il materiale crollato viene poi cernito e, in funzione della spaziatura dei sistemi di fratturazione, si ottengono lastre di variabile spessore. Si comprende quindi che le spese di abbattimento e di lavorazione sono abbastanza contenute. Questa operazione di selezione permette di ottenere lastre irregolari per pezzatura e spessore dette "lastrame", usate per pavimentazione o rivestimento ad *opus incertum* o per palladiane e mosaici. Nella lavorazione successiva del materiale selezionato, per spacco naturale si possono ottenere: cubetti di spessore compreso tra 4 e 18 cm, piastrelle tranciate di spessore da 2 a 8 cm ed altezza da 10 a 35 cm, binderi normali da 5x10x15 cm a 10x15x40 cm e giganti fino a 14x20x40 cm, cordoni per marciapiede di varia foggia, plinti e soglie per passi carrai, smoller per pavimentazioni in forte pendenza, blocchi da sega e prodotti per finiture interne ed esterne (pedate, alzate, gradini, copertine, bancali, contorni e soglie, piastrelle, battiscopa e zoccolini).

Il pregio del porfido è quello di essere durevole, non gelivo, molto resistente alla compressione con valori fino a 280 MPa. La superficie allo spacco naturale è sempre scabra, non lucidabile, quindi antisdrucciolevole ed adatta anche ad impieghi in situazioni climatiche avverse.

Per quest'attività estrattiva uno dei distretti produttivi che assunse particolare importanza, soprattutto negli anni '30 dello scorso secolo, si concentra nell'area di Laives, Bronzolo e Ora, sul versante sinistro della Val d'Adige. Nel comune di Bronzolo erano attive, fino ad alcuni anni fa, alcune cave alla base del versante ad est del paese. Attualmente le cave ancora attive sono presenti appena fuori dal Foglio. Alcune cave di porfido si svilupparono anche nei pressi del Lago di Monticolo; fra quelle attive citiamo la cava Antonio Bagnara a Monticolo nel comune di Appiano. Altre furono aperte tra Postal e Gargazzone ed in comune

di Meltina (cava Spöglberg); quest'ultima, ancora in attività, coltiva le lave della Formazione di Andriano prelevandole da blocchi di notevole dimensione che costituiscono un esteso corpo di frana. Nel comune di Andriano è attiva la cava Unterberg dove vengono coltivati i *tuff-breccia* del membro di S.S. Cosma e Damiano (NAL<sub>2</sub>) della formazione di Nalles. In particolare si cavano blocchi da segagione per la produzione di lastre mentre gli elementi di piccole dimensioni vengono sbazzati manualmente per la produzione di conci. Questo materiale trova anche impiego in elementi architettonici; ne è un esempio il basamento del monumento all'imperatrice d'Austria Elisabeth (Sissi) a Merano.

Un altro importante settore dell'escavazione del porfido ha riguardato l'estrazione di blocchi, utilizzati grezzi o appena ritoccati, per le opere di regolazione idraulica dell'Adige e dell'Isarco o per la costruzione di rilevati. L'inizio di quest'attività risale a molti secoli addietro, ma si sviluppò in modo particolare negli anni '80 del '800, in concomitanza con la sistemazione dell'Adige. Dapprima il materiale veniva estratto dalle estese falde di detrito che cingono il Monte di Mezzo ed in seguito furono aperte delle cave in roccia. Il distretto che fu particolarmente interessato da quest'attività si colloca nel comune di Vadena, sul fianco orientale del Monte di Mezzo: molte delle cave abbandonate si riconoscono ancora. Alcune decine di anni fa vi fu una temporanea richiesta di notevoli quantità di materiale lapideo per la costruzione di rilevati dell'autostrada del Brennero. Per il tratto a sud di Bolzano gran parte del materiale necessario venne prelevato dalle falde detritiche e dalle vecchie discariche di cava disseminate al piede del Monte di Mezzo. In alcuni tratti la copertura detritica venne completamente asportata, mettendo a nudo la roccia sottostante.

Per quanto riguarda il settore sud occidentale (alta Val di Non) 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 del Foglio. La più vasta è quella sita allo sbocco della Val di Bresimo (Cava A Val) con più di 66.000 m<sup>2</sup> 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 m<sup>2</sup>. Qualcuna di minore rilevanza, viene utilizzata in modo saltuario per trarne inerti per le sistemazioni stradali forestali (es. Forcella di Brez, Dòs de la Cièura).

La cava più ampia ed anche l'unica in coltivazione è quella che intacca la parte superficiale del 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 m<sup>2</sup>, si estrae ghiaia calcarea a spigoli vivi con granulometria che va dalla sabbia grossolana ai grandi blocchi eterometrici (P.A.T., 1999).

L'attività estrattiva di marmi, pietre ornamentali, pietre da costruzione è decisamente subordinata.

La scarsa qualità dei litotipi calcarei, unitamente al ridotto spessore dei banchi potenzialmente coltivabili hanno legato l'attività estrattiva ad una dimensione prettamente locale. Piccole cave di pietra da costruzione attive fino all'immediato dopoguerra erano localizzate a sud di Cavareno a Dambel (Rosso Ammonitico Veronese) e nella zona di Ruffrè-Passo Mendola (Dolomia Principale) (ZAIOTTI, 1986). Piccole cave dove si estraevano blocchi di arenaria (Arenarie della 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.

L'estrazione della torba, infine, è limitata alla Torbiera delle Regole, a Nord di Fondo, quasi completamente scavata per l'estrazione del materiale e attualmente abbandonata.

## BIBLIOGRAFIA

- 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.
- ALBERTINI R. (1950) - *Le 'glacere' o 'buche di ghiaccio'*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., serie II, n. 1: 91-102.
- AMTHAUER G., BRENNIS P., GRIGEL W. & ROST F. (1971) - *Über orientierte Granatentmischungen in Pyroxenen bei der metamorphen Genese granatführender Ultramafite des Ultental, Südtirol*. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, **16** (2): 227-240.
- ANDREATTA C. (1948) - *La linea di Peio nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alpina, **1**: 1-63.
- ANDREATTA C., (1948b) - *La tettonica a vortici nei monti della Val di Sole*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. fis. mat. nat., **5**, 60-67.
- ASHWORTH J.R. (1985) - *Introduction*. In: J.R. Ashworth (Editor), *Migmatites*, Blackie, Glasgow, 1-35.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v.71/4: 490-1097.
- 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.
- AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE (1998) - *Rapporto sugli approfondimenti di studio nei settori di acquifero con criticità quantitative (attività n. 1 della perizia di variante)*. In: *Attività di studio e di ricerca a supporto della redazione del piano di bacino. Studio degli acquiferi montani, da Resia a Domegliara, e degli acquiferi di pianura. Seconda fase*. Rapporto inedito del dicembre 1998, curato da r.i. HYDRODATA S.p.A. - BETA Studio S.r.l.
- 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. & 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.
- 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., BARGOSSO G.M., CASTIGLIONI G.B., DALMERI G., ECCEL E., MANCABELLI A., MORELLI C., NERI C., PICOTTI V., PROSSER G., SARTORI G. & ZAMBOTTI, G. (2001) - *Carta Geologica della Provincia di Trento, tav. 26 III Fondo (a scala 1:25.000) con Note illustrative*, 159 pp. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico.
- BALÁTOVÁ-TULÁČKOVÁ & VENANZONI R. (1989) - *Sumpf- und Feuchtrasengesellschaften in der Verlandungszone des Kalterer Sees (Lago di Caldaro), der Montiggler (Monticolo) Seen und in der Etsch (Adige) Aue, Oberitalien*. Folia Geobotanica et Phytotaxonomica, **24**: 253-295.
- 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.
- BARGOSSO G.M. & MORTEN L. (1979) - *Le anfiboliti austroalpine della Val di Rumo (Trento): studio petrografico-geochimico*. Miner. Petrogr. Acta, **23**: 189-209.
- BARGOSSO G. M. & D'AMICO C. (1988) - *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**: 131-157.

- BARGOSSÌ G. M., LUCCHINI F. & MORTEN L. (1978) - *Masserelle periadriatiche affioranti lungo la linea Insubrica fra Malé (Val di Sole) e Rumo (Val di Non)*. Studio Petrografico-Modale. Miner. Petrogr. Acta, **22**: 13-28.
- BARGOSSÌ G.M., D'AMICO C. & VISONÀ D. (1979) - *Hercynian plutonism in the Southern Alps. A brief report*. In Sassi ed., IGCP n. 5 Newsletter, **1**: 7-32.
- BARGOSSÌ G.M., BONDÌ M., LANDINI F. & MORTEN L. (1981) - *La Granodiorite di Monte Croce (Alto Adige, Nord Italia)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **38** (1): 155-162.
- BARGOSSÌ 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.
- BARGOSSÌ G.M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1996) - *Petrografia delle magmatiti permiane*. In: *Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale*, pp. 12-18, A.Bosellini, C.Neri & M.Stefani (a cura di). 78a Riunione Estiva della SGI, San Cassiano (BZ), 16-18 settembre 1996.
- BARGOSSÌ G. M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C. A. (1998) - *Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 23-41.
- BARGOSSÌ 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.
- BARGOSSÌ G.M., AVANZINI M., MAIR V., MORELLI C., NERI C. & SAPELZA A. (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.
- BARGOSSÌ G.M., KLOTZLI U.S., MAIR V., MAROCCHI M. & MORELLI C. (2004): *The lower Permian Athesian Volcanic Group (AVG) in the Adige valley between Merano and Bolzano: a stratigraphic, petrographic and geochronological outline*. 32nd IGC Florence 2004 - Scientific Session: abstracts (part 1) - 187.
- BARNABA P.F. (1970) - *Il giacimento piombo-zincifero di Terlano in Alto Adige (studio geomineario)*. In: *L'Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige*, Economia Trentina, **3**:133-158.
- 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.
- BARTH S., OBERLI F., MEIER M., BLATTNER P., BARGOSSÌ G.M. & DI BATTISTINI G. (1993) - *The evolution of a calc-alkaline basic to silicic magma system: Geochemical and Rb-Sr, Sm-Nb, and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotopic evidence from the Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex, northern Italy*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **57**, 4285-4300.
- BARTH S., OBERLI F. & MEIER M. (1994) - *Th-Pb versus U-Pb isotope Systematics in allanite from co-genetic rhyolite and granodiorite: implications for geochronology*. Earth Planet. Sci. Letters, **124**, 149-159.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1971) - *Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager und Orlanger Dolomiten, Südtirol)*. Festband Geologisches Institut 300-Jahr-Feier Universität Innsbruck: 9-103, Innsbruck.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1988) - *Geometria e caratteri stratigrafici della Sequenza Cenomaniaca nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94** (3): 425-454.
- 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, **86**: 55-76.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **17** (1): 75-82.

- 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. Reichsanst. Anst., **31** (3): 219-370.
- BITTNER A. (1883) - *Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia*. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst., **33**: 405-443.
- BLAAS J. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen*. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, Wien: 217-222.
- 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. (Eds.) - *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, . Springer Verlag, Berlin., 169-199.
- 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.
- BORSI S., DEL MORO A. & FERRARA G. (1972) - *Età radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce (Alto Adige)*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 387-406.
- 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. (1991) - *Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern-Rosengarten Buildup and Seiser Alm Basin*. In: BRANDNER R., FLÜGEL E., KOCH R., YOSE LA (Eds.) - *The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform*. Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion A, Ortisei (Italy), 61 pp
- BRANDNER R. & MOSTLER H. (1982) - *Der geologische Aufbau des Schlerngbietes und seiner weiten Umgebung*. Jahrestagung Österr. Geol. Gesell, Seis am Schlern, Südtirol 1982. Exursionführer: 80-97.
- BRANDNER R., D'ONOFRIO D.A. & MOSTLER H. (1982) - *Mittel- und Obertrias in Frötschbach und Seiser Alm*. Jahrestagung Österr. Geol. Gesell, Seis am Schlern, Südtirol 1982. Exursionführer: 1-43.
- 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., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C. A. & SABATINI G. (1970a) - *Le Vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del Complesso effusivo atesino*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **77**: 157-200.
- BRONDI A., POLIZZANO C., ANSELMi B. & BENVENUGU F. (1970b) - *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.
- 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., FUGANTI A., LUNZ L., MITTEMPerGHER M., MURARA G., NARDIN M., NASCIMBEN P., PERNA G., ROSSI D., SCUDELER BACCALLE L., SOMMAVILLA E. & ZIRPOLI G. (1976) - *Commento al foglio geologico 027: Bolzano 1:50.000*. Studi Trent. Sc. Nat., **53**: 107-218.
- 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. (1931) - *Ricerche sull'idrografia dell'Alta Anaunia*. Atti Accad. Scient. Ven.-Trentino-Istria, **22**: 57-78, Padova.
- 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 contraintes associées au jeu d'une 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. & CASTELLARIN A. (1981) - *Foglio 35 Riva*. In: A. CASTELLARIN (Ed.), *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*, Pubbl. 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, v. **31**: 446-462.
- CASSINIS G. & NERI C. (1990) - *Collio and Tregiovo Permian continental basins (Southern Alps, Italy): a general comparison*. Atti Ticin. Sc. Terra, **33** (b.): 11-15.
- 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 I (1991): 9-18.
- 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. & 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.
- 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 (Eds) - *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*, Guide Geol. Reg., S.G.I., 125-130.
- CASSINIS G., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C. (1988) - *The continental Permian in the Southern Alps (Italy): a review*. Z. Geol. Wiss., **16**: 1117-1126.
- 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: *The Nonmarine Triassic* (SG. LUCAS & M. MORALES, Eds.), New Mexico Museum of Natural History & Science Bull. **3**: 51-63.

- 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.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sud-alpino cretaceo*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 501-511.
- CASTELLARIN A. (1982) - *lineamenti ancestrali Sudalpini*. In: A. Castellarin e G.B. Vai (curatori): "Guida alla geologia del Sudalpino Centro Orientale", Guide Geologiche Regionali, S. G. I., 41-55.
- CASTELLARIN A. & FERRARI A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sin-sedimentaria del limite tra "Piat-taforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., **38**: 11-212.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1980) - *Struttura e significato della linea delle Giudicarie Sud*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 29-32.
- 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.
- 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. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-alpine evolution of the Southern-Eastern Alps*. Journal of Geodynamics, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A., MORTEN L. & BARGOSI G.M. (1977) - *Conglomerati di conoide sottomarina nel Flysch di Malé e Rumo (Trento)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 313-325.
- 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., 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*. Miner. Petrogr. Acta, **30**: 287-310.
- 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. Relationships with the N-Apen-nines*. Annales Tectonicae, **6** (1): 62-94.
- 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.
- CASTIGLIONI B. (1929) - *Recensione a: R. v. Klebelsberg, Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Studi Trentini di Sc. Nat., **IX**: 115-117.
- CASTIGLIONI B. et alii (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria*. In: DAINELLI G., *Atlante Fisico-economico d'Italia*, Tav. 3, Consociazione Turistica Italiana, Milano.
- CASTIGLIONI G.B. & TREVISAN L. (1973) - *La sella di Appiano-Caldaro presso Bolzano nel Quaternario*. Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, **XXIX**: 1- 34, Padova.
- CAVAZZINI F. (1973) - *Studi geologici sul Trias inferiore in Val di Non e nelle aree circostanti*. Tesi di Laurea inedita, Università di Ferrara.
- COLTORTI M. (1991) - *Il contributo geoarcheologico alla conoscenza dell'evoluzione recente della piana di Bolzano*. In "Bolzano. Dalle origini alla distruzione delle mura", Atti del convegno internaz. di studi organizzato dall'Assessorato alla Cultura del Comune di Bolzano, Castel Ma-reccio, Aprile 1989, 17-37. Athesia, Bolzano.
- COLTORTI M. & DAL RI L. (1985) - *The human impact on the landscape: some examples from the Adige valley*. In: MALONE C. & STODDART S. (Eds.), *Papers in Italian Archaeology IV. Part I: The Human Landscape*. B.A.R. International Series **243**: 105-134.
- 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.

- DALLA VECCHIA F.M. & AVANZINI M. (2002) - *New findings of isolated remains of Triassic reptiles from Northeastern Italy*. Boll. Soc. Paleont. It., **41**: 215-235.
- DAL PIAZ G.B. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Sc. Ven. Trentino-Istria, **3**: 17, 3-7.
- 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 Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension*. In: RAUMER VON J., NEUBAUER F. (Eds.). *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 327-344. Springer Verlag, Berlin.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B-A, **131**: 533-551.
- DALMERI G. & SEBESTA C. (1993) - *Nota sulla Pietra di Romeno*. Studi Trentini di Scienze Storiche, LXXII sez. I, 2: 261-273.
- 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 & GHEZZO (1963) - *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**: 279-360.
- 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.
- DAMM B. (1999) - *L'evoluzione dei ghiacciai, del paesaggio e del clima nei Monti di Tures (Alto Adige) dal Tardiglaciale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **22**: 49-55.
- DE SITTER L. U. (1956) - *A comparison between the Lombardy Alps and the Dolomites*, in connection with the excursion of the "Società Geologica Italiana" to the Western Dolomites in September 1955. Geologie en Mijnbouw, **18**: 70-77.
- 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., 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 Helveticae, **85**(1): 127-143.
- 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.
- DEL MORO A. & VISONÀ D. (1982) - *The epiplutonic Hercynian complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy). Petrologic and radiometric data*. N.Jb. Mineral. Abh., **145**: 66-85.
- DEL MORO A. & NOTARPIETRO A. (1987) - *Rb/Sr geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by eo-alpine metamorphism in the upper Valtellina, Central Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **67** (3): 295-306.
- 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.
- DEL MORO A., PROSSER G. & MARTIN S. (1993) - *Cooling ages from the migmatite-granulite complex of the Austroalpine Ulten zone (Eastern Alps)*. Terra Abstracts, Abstract suppl. **4**: 8-9.
- DESSAU G. & PERNA G. (1968) - *Le mineralizzazioni a galena e blenda del Trentino Alto Adige e loro contenuto in minerali accessori*. Simposium internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi, 646-657.
- DI BATTISTINI G., BARGOSSO G.M., SPOTTI G. & TOSCANI L. (1988) - *Andesites of the Late Hercynian*

- volcanic sequenze in Trentino-Alto Adige (Northern Italy). Rend. Soc. Ital. Petrol., **43**: 1087-1100.
- DI BATTISTINI G., GALLO F., GIAMMETTI 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.
- DI MOLFETTA A. & BORTOLAMI G. (1993) - *Simulazione del sistema acquifero della Conca di Bolzano mediante modello numerico alle differenze finite*. Atti del convegno su "Studio idrogeologico della falda acquifera della conca di Bolzano", Bolzano, 21 Maggio 1993, IGEA, n. 2: 35-46, Torino.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, **76**: 735-754.
- EBERS E. (1972) - *Das Quartar des Überetsch*. Der Schlern, **46** (3): 111-119, Bolzano.
- 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-Istria, 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.
- FABIANI R., ANDREATTA C., DAL PIAZ G.B. & VARDABASSO S. (1957) - *Foglio 10 Bolzano, Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000*, Magistrato alle Acque, Venezia.
- 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.
- FELS H. (1982) - *Die Sedimentologische Entwicklung der Permafolge im Westlichen Südtirol (N-Italien)*. Geol. Inst. Univ. Köln Sonderveröffentlichungen, **42**: 1-145.
- FELS H. & PAUL-KOCH G. (1985) - *Alluviale Schüttungsfächer innerhalb der unterpermischen Vulkanite Südtirols (Italien)*. Z. dt. geol. Ges., **136**: 167-179.
- 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., 59-66, Bologna.
- FISHER K. (1965) - *Murkegel, Schwemmkegel und Kegelsimse in den Alpentälern (unter bes. Berücksichtigung des Vintschgaus)*. Mitt. Geogr. Ges. München, **50**: 127-160.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.-U. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag.
- FLIRI F. (1978) - *Die Stellung der Bänder-tonvorkommens von Schabs (Sudtirol) in der alpinen Würm-chronologie*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **14**: 115-118.
- FLIRI F. (1988) - *An outline of the Middle and Main Würm chronology of the Eastern Alps*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **11**: 117-118.
- FLIRI F. (1989) - *Die Schottergrube von Albeis bei Brixen, eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Chronologie der Würmvereisung in Sudtirol*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **24**: 137-142.
- FROITZHEIM N., CONTI P. & VAN DAALEN M. (1997) - *Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps*. Tectonophysics, **280**: 267-293.
- 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. & ULCIGRAI F. (1965) - *Analisi strutturale della Formazione di Tregiovo*. Studi Trent. Sc. Nat., **44**: 14-46.

- FUGANTI A. & MOSNA S. (1966) - *Studio stratigrafico, sedimentologico, micropaleontologico delle facies giurassiche del Trentino occidentale*. Studi Trent. Sc. Nat., sez. A, **43**: 25-105.
- GIANNOTTI G. P. (1963) - *Intercalazioni lacustri entro le vulcaniti paleozoiche atesine*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., s. A, **2** (1962): 3-22.
- GODARD G., MARTIN S., PROSSER G., KIENAST J.R. & MORTEN L. (1996) - *Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system*. Tectonophysics, **259**: 313-341.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. (2004) - *A Geological Time Scale*. Cambridge University press, Cambridge, 589 pp.
- GÜMBEL C.W. (1873) - *Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. I, Das Mendel und Schlerngebirge*. Sitzungsber. Akad. d. Wiss., 13-88.
- HADITSCH J.G. & MOSTLER H. (1974) - *Mineralizationen im Perm der Ostalpen*. Forschungsergebnisse im Ost- und Südalpinen Perm. Carinthia II, **164/84**: 63-71.
- HANTKE R. (1983) - *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihre Nachbargebiete*. Ott-Verlag, Thun, **3**, 730 pp.
- HARTKOPF-FRÖDER C., WOOD G.D. & KRAINER K. (2001) - *Palynology of the Permian Bolzano Volcanic Complex, Southern Alps, Italy, part 1: miospore preservation, quantitative spore color and quantitative fluorescence microscopy*. In: Goodman, D.K. & Clarke, R.T. (Eds.) *Proceedings of the IX International Palynological Congress, Houston, Texas, U.S.A., 1996*. Am. Ass. Strat. Palynolog. Found.: 79-97.
- HAUZENBERGER C., HOLLER W., HOINKES G., KLÖZLI U. & THÖNI M. (1993) - *Metamorphic evolution of the Austroalpine basement in the Nonsberg area, Ultental, (Val d'Ultimo), Southern Tyrol*. Terra Nova Abst., **5** (4): 13.
- HERITSCH H. (1915) - *Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen)*. Handb. d. Regional. Geologie, 2, Heidelberg, 153 pp.
- ITALIAN IGCP 203 GROUP (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.
- 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.
- KLEBELSBERG V. R. (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Zeitschr. f. Gletscherkunde, **14**: 226-285.
- KLEBELSBERG V. R. (1935) - *Geologie von Tirol*. Bornträger, Berlin, 872 pp.
- KRAINER K. & SPÖTL C. (1998) - *Abiogenic silica layers within a fluvio-lacustrine succession, Bolzano Volcanic Complex, northern Italy: a Permian analogue for Magadi-type cherts?* Sedimentology, **45**: 489-506.
- KREIS H.H. (1971) - *Sedimentologische Untersuchungen des „Unteren Muschelkalks“ (Anis) im Bereich des Gampen-Pass (Passo delle Palade) (Süd Tirol)*. Festband d. Geol. Inst. Univ. Innsbruck: 139-164.
- LAUBSCHER H. P. (1971) - *Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen 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 Alps: 3-D material balance considerations and regional consequences*. Tectonophysics, **176**: 103-121.



- LEPSIUS R. (1878) - *Das westliche Südtirol* W. Hertz, Berlin, 372 pp.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1969) - *Contributo alla conoscenza della petrografia e della geologia di Monte S. Vigilio (Merano - Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 93-119.
- LOSS G. (1877) - *L'Anaunia: saggio di geologia delle Alpi tridentine*. 323 pp. Trento.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 223-259.
- MAFFEI J.A. (1805) - *Periodi storici e topografia delle Valli di Non e di Sole nel Tirolo meridionale*. 145 pp.
- MAROCCHI M., HERMANN J., MORTEN L. (2005a) - *Evidence of multi-stage metasomatism of chlorite-amphibole peridotites from trace element compositions of hydrous phases (Ulten Zone, Alps)*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **150** (2005).
- MAROCCHI M., BARGOSSO G.M., KLÖZLI U., MAIR V. & MORELLI C. (2005b) - *Zircon geochronology, geochemistry and a new stratigraphic Systematic of the lower Permian Athesian Volcanic Group (AG), Southern Alps (Italy)*. Epitome Geitalia 2005, FIST, 130 pp.
- MARTIN S. & SANTINI L. (1989) - *Margarite in the upper Austroalpine Basement (Western Trentino, Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **69**(1): 99-106.
- 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.
- MARTIN S., BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. & BALESTRIERI M.L. (1998) - *Neogenic kinematics of the Giudicarie Line (Central-Eastern Alps, Italy): new apatite fission track data*. Terra Nova, **10**: 217-221.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., SCHIAVO A., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998a) - *Evolution of the deep crust at the junction Australpine-Southalpine: the Tonale nappe*. Mem. Sci. Geol., **50**: 3-50.
- 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. & 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.
- 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. Soc. 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.
- 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.
- MILLER C. & THÖNI M. (1997) - *Eo-alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): New geochronological, geochemical and petrological data*. Chemical Geology, **137**: 283-310.
- MITTEMPERGHER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. C.N.R.N. St. e Ric.Div. Geomin., **1**(1): 61-146.
- MITTEMPERGHER M. (1962) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **69** (2): 1-41.



- MORTEN L. (1974) - *La tonalite di Valle dei Rivi (Rumo)*. Miner. Petrogr. Acta, **20**: 79-90.
- MORTEN L., BARGOSSO G.M. & LANDINI BARGOSSO 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-Zinkvererzung im Sudalpinen Perm*. Archiv. für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **3**: 55-70.
- MOSTLER H. (1966) - *Sedimentäre Blei-Zink Vererzung in den Mittelpermischen „Schichten von Tregiovo“ (Nonsberg, Nord-Italien)*. Mineralium Deposita, **2**: 89-103.
- MOSTLER H. (1986) - *Der Nordabschnitt der Bozner Porphyryplatte* (Exkursion F am 4. und 5. April 1986. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **68**: 105-117.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N.S., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.), **90**: 623-653.
- MÜLLER W.H. (1982) - *Zur Entstehung der Rauhawacke*. Eclogae Geol. Helv., **75**: 481-494.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotopic dating of deformation using microsampling technique: the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Dissertation ETH No. 12580, 1-135.
- 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., BARGOSSO 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.
- NEUBAUER F., DALLMAYER R.D., DUNKL I. & SCHIRNIK D. (1995) - *Late cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor*. Tectonophysics, **242**: 79-98.
- OBATA M. & MORTEN L. (1987) - *Transformation of Spinel Lherzolite to Garnet Lherzolite in Ultramafic Lenses of the Austridic Crystalline Complex, Northern Italy*. Journal of Petrology, **28** (3): 599-623.
- OGLIVIE GORDON M.M. (1927) - *Das Grödener- Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten*. I. und II Teil, pp. 376, III Teil, 89 pp.. Abh. Geol. Bundesanstalt, Wien.
- OGNIBEN L. (1986) - *Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti*. Studi Trent. Sc. Nat., Acta Geologica, **63**: 1-165.
- OWEN G. (1987) - *Deformational processes in unconsolidated sands*. In: JONES M.E. & PRESTON R.M.F. (eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication, **41**: 11-24.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*. V. III - Leipzig, 1909.
- PERNA G. (1963) - *Piramidi di terra e piramidi di erosione nel Trentino-Alto Adige*. Mem. Mus. Storia Natur. Della Venezia Tridentina, a. 25-26, 1962-1963 - **14**: 2-210.
- PEFAFF W. (1933) - *Die Eislöcher in Überetsch. Ihre Vegetationsverhältnisse und ihre Flora*. Schlern-Schriften, n. 24.
- PIA J. (1925) - *Die Gliederung der Alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen*. Anzeig. Ak. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl., **62**, 214 pp.
- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. 248 pp., Selbstverlag, Wien.
- PICOTTI V. (2003) - *Note Illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento scala 1:25.000, Tavola 80 IV - Roncone*. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico, S.E.L.C.A., Firenze.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) - *Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**: 95-109.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. n. 414: 1-11.
- PILUSO E., BARGOSSO G.M., BONDI M. & MORTEN L. (1996) *Amphibolites from the Austridic crystal-*

- line basement, Nonsberg area, Central-Eastern Alps. I - Petrology and metamorphic evolution.* Miner. Petrogr. Acta, 39, .
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1979) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali).* Mem. Soc. Geol. It., **18** (1978): 63-92.
- PREMOLI SILVA I. & PALMIERI V. (1962) - *Osservazioni stratigrafiche sul Paleocene della Val di Non.* Mem. Soc. Geol. It., **3**: 191-212.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H.P. (1966) - *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy).* Riv. Ital. Paleont.Strat., **72**: 1183-1266.
- 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 Giudicarie 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. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy).* Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (1998a) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy).* Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric Line, Northern Italy).* Journal of Geodynamics, **30**: 229-250.
- 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.
- PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO (1999) - *Piano di utilizzazione delle sostanze minerali.* Rapporto interno, del. Giunta provinciale 7512, d.d.5. 11. 1999.
- RAMPONE E. & MORTEN L. (2001) - *Records of crustal metasomatism in the garnet peridotites of the Ulten Zone (Upper Austroalpine, Eastern Alps).* J. Petrol., **42**, 207-219
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks.* Mc Graw-Hill, New York, 568 pp.
- RASPI A., SARTORI E. & WOLF U. (1978) - *Erläuterungen zur Bodenkarte des Waldes der Gemeinde Eppan (BZ) - Breve nota illustrativa alla carta pedologica del bosco comunale di Appiano (BZ).* In: Laboratorio Biologico Provinciale P.A.B.-Alto Adige (Ed.): *Interdisziplinäres Forschungsprojekt "Montiggl". Progetto interdisciplinare "Monticolo"*. - Laboratorio Biologico Provinciale P.A.B.-Alto Adige, Laives, 53-74.
- RATHORE J. S. (1980) - *Evidence for sinistral movements along the Judicarian line drawn from a study of magnetic fabrics in the regions of Mt. Croce and Asten (South Tyrol).* Geol. Rundschau, **69**(3): 678-694.
- REMY W. & REMY R. (1978) - *Die Flora des Perms im Trompia-Tal und die Grenze Saxon/Thuring in den Alpen.* Argomenta Palaeobot., Münster, **5**: 57-90.
- RICHTHOFEN F. VON (1874) - *Über Mendola- und Schlern Dolomite.* Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., **26**: 225-256.
- ROMANO M. (2001) - *Fondo una volta: la memoria fotografica.* Coop. Soc. Stella Montis, S.A.T. sez. Fondo: 221 pp.
- 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., BARGOSSO 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**: 1293-1310.
- ROTTURA S., BARGOSSO G.M., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998) - *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy.* Lithos, **45**: 329-348.

- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1990) - *Early Neogene deformations beneath the Po Plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution*. Soc. Geol. It. Vol. Spec., **1**: 309-322.
- SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzb. k. Preuss Akad. Wiss., **1**: 170-185.
- SALOMON W. (1905) - *Die Alpino-dinarische Grenze*. Verh. K.K. geol. R.-A., **16**: 241-343.
- 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).
- SANTINI L. & MARTIN S. (1988) - *Basamento Austroalpino e coperture sudalpine nella zona di Samoclevo (Val di Sole, Trentino Occidentale)*. Mem. Sci. Geol. Padova, **40**: 275-284.
- 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.
- SAVELLI C. & BALBONI (1984) - *Determinazioni di età K/Ar di vulcaniti permiane sudalpine*. Miner. Petrogr. Acta, **28**: 243-252.
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (1999) - *Radiometric age constraints on the Formation of the Collio Basin (Brescian Alps)*. In: G. Cassinis et al. (Eds): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites* - Field Trip Guidebook, 71, Pavia.
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (2006) - *Crustal-scale magmatic systems during intracontinental stike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps*. International Journal of Earth Sciences. Submitted.
- SCHMID S. M. & HAAS R. (1989) - *The transition from near surface thrusting to intra-basement decollement during west-directed movement of the Ötztal basement along the Schlinig thrust (Austroalpine west of the Tauern window)*. Tectonics, **8** (4): 697-718.
- SCHMID S. M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989) - *The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps*. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (Eds.) - *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., **45**: 153-171.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau an der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jb. Geol. B.-A., **86**: 115-149.
- SCHOLZ H., BESTLE K.-H. & WILLERICH S. (2005) - *Quartärgeologische untersuchungen im Über-erisch*. Geo.Alp, **2**: 1-23, Innsbruck.
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic model of the central Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **44**: 229-393.
- SCHUBERT R.J. (1900a) - *Der Clavulina szaboii 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.
- SILVERSTONE J. (1988) *Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window*. Tectonics, **7**: 87-105.
- SEMENZA E. (1974) - *La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area Italo-Dinarica*. Mem. Soc. geol. It., **13**: 187-226.
- SPIESS R. (1995) - *The Passeier-Jaufen Line: a tectonic boundary between the Variscan and the eo-Alpine Meran-Mauls basement*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **75**: 413-425.
- SPIESS R., MARINI M., FRANK W., MARCOLONGO B. & CAVAZZINI G. (2001) - *The kinematics of the Southern Passeier fault: radiometric and petrographic constraints*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **81**: 197-212.
- SPIITZ A. (1920) - *Die Nonsberg Störungsbündel*. Jb. Geol. Reichsanst., **49**: 205-220.
- STACHE G. (1880) - *Der kristallinische Gebirgsabschnitt zwischen dem hinteren Ultental und Untersulzberg*. Verhandl. k.k. geol. Reichsanstalt, 250-252.

- STACUL P. (1980) - *Eine alte Gehängebrekzie am Mendelhang oberhalb von St. Nikolaus bei Kaltern. Der Schlern*, **54** (6): 289-291, Bolzano.
- STACUL P. (1991) - *L'attività estrattiva*. In: Vadena. Paesaggio e Storia (a cura di G. Tengler). Comitato per la realizzazione di una monografia su Vadena. Athesia, Bolzano.
- STIPP M., STÜNITZ H., HELBRONNER R. & SCHMID S.M. (2002) - *The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for the crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C*. Journal of Structural Geology, **24**: 1861-1884.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP*. Radiocarbon: **40**, 1041-1083.
- TENGLER G. (1991) - *Contributi alla storia di Vadena. L'Adige e le zone di insediamento, la regolazione dell'Adige*. In TENGLER G. (ed.), *Vadena, paesaggio e storia*. Athesia, Bolzano, 181-194.
- THONI 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.
- TUMIATI S., THÖNI M., NIMIS P., MARTIN S. & MAIR V (2003) - *Mantle-crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg-Ulten zone): geochronology and new petrological constraints*. Earth Plan. Sci. Lett., **210**: 509-526.
- 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. u. k. Geol. Reichsanst., 42-47, Wien.
- VACEK M. (1894) - *Über die Geologische Verhältnisse des Nonsberges*. Verh. k. u. k. Geol. Reichsanst., 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. u. k. Geol. Reichsanst., Wien.
- VACEK M. & HAMMER W. (1911) - *Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichischen 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. Pal., **87**: 223-252.
- VAN BEMMELEN R. W. (1966) - *The structural evolution of the Southern Alps*. Geol. Mijnbouw, **45**: 405-444.
- VAN HILTEN D. (1960) - *Geology and Permian paleomagnetism of the Val di Non area*. Geologica Ultraiectina, **5**: 1-95.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 4 pp., 1 carta.
- 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.
- VERGA G. & CORDERO HIDALGO S.E. (1993) - *Studio idrogeologico della falda acquifera della conca di Bolzano*. Atti del Convegno di Bolzano, 21 maggio 1993. IGEA, 21 Maggio 1993, **2**: 17-24, Torino.
- VIOLA G., MANCKTELOW N.S. & SEWARD D. (2001) - *Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps)*. Tectonics, **20**: 999-1020.
- VIOLA G., MANCKTELOW N., SEWARD D., MEIER A & MARTIN S. (2003) - *The Pejo fault system: An example of multiple tectonic activity in the Italian Eastern Alps*. GSA Bulletin, **115**: 515-532.
- VISONÀ D., FIORETTI A.M., POLI M. E., ZANFERRARI A. & FANNING M. (2005) - *Geochronological evidence for onset of Permian volcanism in the eastern southalpine (NE Italy)*. Epitome Geoitalia 2005, FIST, 299 pp.
- WELPONER V. (1959) - *Hirschskelettfunde in Überetsch*. Der Schlern., **33**: 461-463, Bolzano
- WERLING E. (1992) - *Tonale-, Pejo- und Judicarien-linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlichen interferierenden aber verschiedenaltigen Verwerfungs-zonen*. Diss. ETH, 9923, 1-276.
- 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.
- WOLFF F.V. (1905) - *Berichte über die Ergebnisse der petrographisch-geologischen Untersuchungen des Quarzporphyrs in der Umgebung von Bozen*. S.-B. Akad. Wiss. Berlin , phys. math. Kl., **50**: 1043-1055.
- WOLFF F.V. (1908) - *Beiträge zur Petrographie und geologie des „Bozener Quarzporphyrs“*. I°. *Die Gliederung und petrograph. Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgegend vom Bozen (Südtirol)*. Neues Jb. Miner. Geol., **27**: 72-156.
- 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.