



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 059

TIONE DI TRENTO

a cura di

**Alberto Castellarin⁽¹⁾, Giorgio Vittorio Dal Piaz⁽²⁾,
Vincenzo Picotti⁽¹⁾, Luigi Selli⁽¹⁾, Luigi Cantelli⁽¹⁾,
Silvana Martin⁽⁷⁾, Laura Montresor⁽²⁾, Guido Rigatti⁽²⁾,
Giacomo Prosser⁽³⁾, Guido Bollettinari⁽⁴⁾,
Giovanni Battista Pellegrini⁽²⁾, Alberto Carton⁽⁵⁾, Mario Nardin⁽⁶⁾.**

con il contributo degli Autori citati nell'Introduzione

(1) Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali, Università di Bologna;

(2) Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università degli Studi di Padova;

(3) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata;

(4) Libero Professionista;

(5) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia;

(6) Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico;

(7) Università dell'Insubria - sede di Como.

Ente realizzatore:



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico

Direttore Responsabile del Dipartimento Difesa del Suolo (APAT):
L. SERVA

Responsabile del Progetto CARG per APAT -
Dipartimento Difesa del Suolo: F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG - P.A.T.:
M. NARDIN (1992-1998), S. COCCO (dal 1998)

Coordinatore scientifico: A. CASTELLARIN
e collaborazione di: G. V. DAL PIAZ

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):
L. Serva (presidente), G. Arnone, A. Boscherini, S. Cocco,
V. Coccolo, U. Crescenti, L. Del Sordo, M. Grasso, P. Manetti,
G. Mariotti, G. Pasquaré, R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon,
M. Santantonio, F. Trincardi

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

PER APAT - DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzata dei dati geologici:

M. C. Giovagnoli, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. L. Vatovec

PER PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO - SERVIZIO GEOLOGICO:

Coordinamento operativo:

S. Cocco;

Gestione tecnico - amministrativa:

F. Daminato; M. Balboni

Informatizzazione dei dati geologici:

G. Tommasi, C. Tomazzolli

Coordinamento editoriale, allestimento cartografico e stampa:

Litografia Artistica Cartografica - Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

M. T. Lettieri - Dipartimento difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

M. Balboni, F. Daminato - P. T. A. - Servizio Geologico

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	9
1.	- DESCRIZIONE DEL PROGETTO »		9
2.	- STUDI PRECEDENTI »		12
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO		17
1.	- ASSETTO STRUTTURALE »		17
2.	- CENNI DI EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE . . . »		20
III	- STRATIGRAFIA		23
1.	- SUCCESSIONI DEL BASAMENTO CRISTALLINO . . . »		23
1.1.	- BASAMENTO METAMORFICO SUDALPINO »		23
1.1.1.	- <i>Scisti di Rendena (SRE)</i> »		23
1.1.2.	- <i>Metabasiti anfiboliche (SRE_a)</i> »		25
1.2.	- INTRUSIONI PERMIANE »		25
1.2.1.	- <i>Granodiorite del Dos del Sabion (GMS)</i> »		25
1.2.1.1.	- <i>Leucogranodiorite del Dos del Sabion (GMS₁)</i> »		25
2.	- STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-CENOZOICHE »		26
2.1.	- LE SUCCESSIONI VULCANICO-SEDIMENTARIE DEL PERMIANO INFERIORE »		26
2.1.1.	- <i>Gruppo di Tione</i> »		27
2.1.1.1.	- <i>Lave di Bocenago (LPB)</i> »		27
2.1.1.2.	- <i>Ignimbriti di Malga Plan (IMP)</i> »		29
2.2.	- SUCCESSIONI DEL PERMIANO SUPERIORE »		29
2.2.1.	- <i>Verrucano Lombardo (VER)</i> »		30
2.2.2.	- <i>Arenaria di Val Gardena (GAR)</i> »		30
2.3.	- SUCCESSIONI DEL TRIASSICO INFERIORE-MEDIO E CARNICO . . . »		31
2.3.1.	- <i>Formazione di Werfen (WER)</i> »		31
2.3.2.	- <i>Formazione del Serla Inferiore (SLI)</i> »		32
2.3.3.	- <i>Calcare di Angolo (ANG)</i> »		32
2.3.4.	- <i>Conglomerato di Richthofen (RIC)</i> »		33
2.3.5.	- <i>Calcare di Prezzo (PRZ)</i> »		33
2.3.6.	- <i>Formazione di Buchenstein - Livinallongo (BHL)</i> »		34
2.3.7.	- <i>Formazione del Contrin (CTR)</i> »		35
2.3.8.	- <i>Dolomia dello Sciliar (SCI)</i> »		35
2.3.9.	- <i>Calcare di Esino (ESI)</i> »		36
2.3.10.	- <i>Arenaria di Val Sabbia (SAB)</i> »		36
2.3.11.	- <i>Formazione di Breno (BRE)</i> »		37

2.3.11.1.	- Formazione di Breno, membro di Campolungo (BRE₂).....»	38
2.4.	- UNITÀ DI PIATTAFORMA E BACINO DEL NORICO-RETICO-LIAS BASALE.....»	38
2.4.1.	- <i>Dolomia Principale</i> (DPR).....»	38
2.4.2.	- <i>Calcare di Zorzino</i> (ZOR)»	39
2.4.3.	- <i>Calcare di Zu</i> (ZUU)»	40
2.4.3.1.	- Calcare di Zu - membro del Grostè (ZUU₁).....»	41
2.4.3.2.	- Calcare di Zu - membro di Tremalzo (ZUU₃)»	41
2.4.4.	- <i>Corna</i> (COR)»	42
2.4.4.1.	- Corna - membro del M. Pichea (COR₁) ..»	42
2.4.4.2.	- Corna - membro del Doss de la Torta (COR₂).....»	42
2.5.	- IL GRUPPO DEI CALCARI GRIGI, E LE UNITÀ IN FACIES VENETA DELL'“ALTO DI TRENTO” (? RETICO-LIAS-AALENIANO).....»	43
2.5.1.	- <i>Formazione di Monte Zugna</i> (FMZ)»	43
2.5.1.1.	- Formazione di Monte Zugna - membro di Stenico (FMZ₁).....»	46
2.5.2.	- <i>Calcare Oolitico di Loppio</i> (LOP).....»	47
2.5.3.	- <i>Formazione di Rotzo</i> (RTZ)»	47
2.5.3.1.	- Formazione di Rotzo - membro di Tovel (RTZ₁).....»	48
2.5.4.	- <i>Calcare oolitico di Massone</i> (OOM).....»	49
2.5.5.	- <i>Calcare oolitico di S. Vigilio</i> (OSV).....»	50
2.6.	- UNITÀ DI BACINO DEL RETICO-LIAS-BAJOCIANO.....»	51
2.6.1.	- <i>Formazione di Val d'Oro</i> (FVO).....»	51
2.6.2.	- <i>Formazione del Tofino</i> (TOF).....»	51
2.6.2.1.	- Formazione del Tofino - membro del Torrente Duina (TOF₁).....»	52
2.6.2.2.	- Formazione del Tofino - membro di Val degli Inferni (TOF₂).....»	52
2.6.2.3.	- Formazione del Tofino - membro di Malga Tenera (TOF₃).....»	53
2.6.2.4.	- Formazione del Tofino - membro di Bocchetta Slavazi (TOF₄) ...»	54
2.7.	- UNITÀ DI BACINO DEL BAJOCIANO-CRETACICO INFERIORE E DEL CRETACICO SUPERIORE»	56

2.7.1.	- <i>Rosso Ammonitico Veronese (ARV)</i> »	56
2.7.2.	- <i>Selcifero Lombardo (SLO)</i> »	56
2.7.3.	- <i>Maiolica (MAI)</i> »	57
2.7.4.	- <i>Scaglia Variegata Alpina (VAA)</i> »	58
2.7.5.	- <i>Scaglia Rossa (SAA)</i> »	59
2.7.6.	- <i>Formazione di Val d'Agola (VAG)</i> »	62
2.7.6.1.	- <i>Formazione di Val d'Agola - membro del Bregna da L'Ors (VAG₁)</i> »	62
2.7.6.2.	- <i>Formazione di Val d'Agola - membro delle Coste di Grual (VAG₂)</i> »	63
2.7.6.3.	- <i>Formazione di Val d'Agola - membro del Sarca di Campiglio (VAG₃)</i> »	63
2.8.	- <i>UNITÀ DI BACINO DELL'Eocene INFERIORE-OLIGOCENE</i> »	64
2.8.1.	- <i>Formazione di Ponte Pià (FPP)</i> »	64
2.8.2.	- <i>Basalto della Val Lagarina (VUB)</i> »	65
2.8.2.1.	- <i>Basalto della Val Lagarina - membro del M. Biaena (VUB₂)</i> »	65
2.8.3.	- <i>Argille di Ponte Arche (PTA)</i> »	66
2.9.	- <i>FILONI</i> »	67
2.9.1.	- <i>Filoni basaltici - basici intermedi (fb)</i> »	67
3.	- <i>BATOLITE DELL'ADAMELLO</i> »	67
3.1.	- <i>PLUTONE RE DI CASTELLO</i> »	67
3.1.1.	- <i>Masse femiche (mf)</i> »	67
3.1.2.	- <i>Tonalite del Re di Castello (RCT)</i> »	68
3.2.	- <i>PLUTONI DEL CORNO ALTO E SOSTINO</i> »	68
3.2.1.	- <i>Granodiorite - Trondhjemite del Corno Alto e Sostino (GTC)</i> »	68
3.2.1.1.	- <i>Dioriti a grana medio-fine (GTC₁)</i> »	70
3.2.1.2.	- <i>Micrograniti (GTC₂)</i> »	70
3.3.	- <i>PLUTONE DELL'ADAMELLO</i> »	71
3.3.1.	- <i>Tonalite dell'Adamello Occidentale e Centrale</i> »	71
3.3.1.1.	- <i>Tonalite dell'Adamello Centrale (Auct.) (TAC₁)</i> »	71
3.4.	- <i>PLUTONE DELLA VAL D'AVIO - VAL DI GENOVA</i> »	71
3.4.1.	- <i>Leucoquarzodiorite della Bassa Val di Genova (PPG)</i> »	71
3.5.	- <i>PLUTONE DELLA PRESANELLA</i> »	72
3.5.1.	- <i>Leucotonalite della Val Nambrone (PPN)</i> »	72
3.5.2.	- <i>Tonalite della Presanella Centrale (PPC)</i> »	72
3.6.	- <i>FILONI</i> »	73
3.6.1.	- <i>Filoni intermedio-basici (fi)</i> »	73
3.6.2.	- <i>Filoni Leucocratici (fl)</i> »	73

4.	- STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI CONTINENTALI PLIO-QUATERNARIE. »	74
4.1.	- SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE (MS). »	76
4.1.1.	- <i>Breccia di David</i> »	76
4.1.2.	- <i>Conglomerato di Malga Ben.</i> »	77
4.1.3.	- <i>Conglomerato di Castel Toblino</i> »	77
4.1.4.	- <i>Conglomerato di Seo.</i> »	78
4.1.5.	- <i>Conglomerato dei Pergoletti</i> »	78
4.1.6.	- <i>Depositi Glaciali</i> »	79
4.2.	- SINTEMA DEL GARDA (SGD) »	79
4.2.1.	- <i>Till di alloggiamento</i> »	79
4.2.2.	- <i>Till di ablazione.</i> »	80
4.2.3.	- <i>Depositi di contatto glaciale.</i> »	82
4.2.4.	- <i>Depositi di versante</i> »	83
4.3.	- SUBSINTEMA DI MALE' (UNITÀ DEI FONDOVALLE) (SGD ₁) . . . »	83
4.3.1.	- <i>Conca del Bleggio.</i> »	85
4.3.1.1.	- Depositi glaciali »	85
4.3.1.1.1.	- <i>Depositi di delta glaciolacustre e lacustre</i> »	85
4.3.1.2.	- Depositi lacustri »	86
4.3.1.3.	- Depositi di versante »	87
4.3.2.	- <i>Val del Sarca</i> »	88
4.3.2.1.	- Depositi glaciali »	88
4.3.2.2.	- Depositi alluvionali e di contatto glaciale »	89
4.3.2.3.	- Depositi lacustri »	89
4.3.2.4.	- Depositi di versante »	90
4.4.	- SUBSINTEMA DI BONDO (UNITÀ DELLE ALTE VALLI) (SGD ₂) . »	90
4.4.1.	- <i>Depositi glaciali</i> »	91
4.4.2.	- <i>Depositi di contatto glaciale.</i> »	91
4.4.3.	- <i>Depositi di versante</i> »	92
4.5.	- SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG) »	92
4.5.1.	- <i>Depositi alluvionali e di origine mista</i> »	92
4.5.2.	- <i>Depositi lacustri</i> »	93
4.5.3.	- <i>Depositi di versante</i> »	94
4.5.4.	- <i>Depositi di frana</i> »	94
4.5.5.	- <i>Depositi palustri</i> »	95
4.6.	- SUBSINTEMA DELL' AMOLA (PTG ₁) »	95
4.6.1.	- <i>Depositi glaciali</i> »	95
4.6.2.	- <i>Depositi di versante</i> »	95

4.6.3.	- Depositi alluvionali »	96
4.6.4.	- Depositi palustri »	96
IV	- IL BASAMENTO CRISTALLINO	
	DELLE ALPI MERIDIONALI »	97
1.	- BASAMENTO CRISTALLINO METAMORFICO »	97
1.1.	- IL METAMORFISMO PRE-ALPINO NEL SETTORE DI TIONE »	98
1.2.	- METAMORFISMO DI CONTATTO	
	DEL BATOLITE DELL'ADAMELLO »	99
2.	- IL MAGMATISMO »	100
2.1.	- MAGMATISMO PRE-ALPINO »	100
2.2.	- MAGMATISMO ALPINO: BATOLITE DELL'ADAMELLO »	100
2.2.1.	- <i>I plutoni della Val Rendena: Corno Alto, Sostino,</i>	
	<i>Presanella centrale, Nambrone e Val di Genova »</i>	<i>104</i>
2.2.2.	- <i>Apofisi e filoni »</i>	<i>105</i>
V	- TETTONICA »	107
1.	- ASSETTO ED EVOLUZIONE STRUTTURALE	
	DEL BASAMENTO METAMORFICO SUDALPINO . . . »	107
1.1.	- LA DEFORMAZIONE DUTTILE PRE-PERMIANA	
	NEL BASAMENTO DELLA VAL RENDENA »	108
1.2.	- DEFORMAZIONE DUTTILE ALPINA NEL BASAMENTO »	108
2.	- Caratteri strutturali del batolite dell'adamello »	109
2.1.	- LA DEFORMAZIONE DUTTILE ALPINA	
	NEL BATOLITE DELL'ADAMELLO »	109
2.2.	- LA DEFORMAZIONE FRAGILE NEL BATOLITE »	110
3.	- ASSETTO ED EVOLUZIONE STRUTTURALE	
	DELLE COPERTURE PERMO - CENOZOICHE »	111
3.1.	- TETTONICA DEL TARDO PALEOZOICO-MESOZOICO-EOCENE . . . »	111
3.2.	- TETTONICA TARDO PALEOGENICA E NEOGENICA »	115
3.2.1.	- <i>Pendici occidentali del gruppo di Brenta:</i>	
	<i>la Linea delle Giudicarie Sud e le strutture</i>	
	<i>delle coperture permio-mesozoiche adiacenti »</i>	<i>117</i>
3.2.1.1.	- Settore Nord-occidentale	
	a Est dell'Adamello »	118
3.2.1.1.1.	- <i>La Linea del Sabion »</i>	<i>118</i>
3.2.1.1.2.	- <i>Fascio strutturale della</i>	
	<i>Pala dei Mughi »</i>	<i>121</i>
3.2.1.2.	- Settore sud-occidentale	
	a Est dell'Adamello »	121
3.2.1.3.	- Settore orientale degli alti rilievi	
	del Gruppo di Brenta »	122

3.2.1.3.1.	- Gruppo di Brenta <i>Centro-Settentrionale</i> »	122
3.2.1.3.2.	- Gruppo di Brenta Meridionale <i>e valle del Sarca</i> »	125
3.3.	- NOTE SUL LINEAMENTO DELLE GIUDICARIE »	127
3.3.1.	- <i>Giudicarie Sud</i> »	127
3.3.2.	- <i>Giudicarie Nord</i> »	127
VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA »	131
1.	- SISMICITA' STORICA E STRUMENTALE NELL'AREA DEL FOGLIO TIONE »	131
2.	- STABILITA' DEI VERSANTI E DISSESTO IDROGEOLOGICO »	132
3.	- IDROGEOLOGIA »	134
3.1.	- FORMAZIONI ACQUIFERE E SORGENTI »	134
3.2.	- SFRUTTAMENTO DI FALDE ACQUIFERE NEL FONDOVALLE »	136
4.	- RISORSE DEL SOTTOSUOLO E SFRUTTAMENTO ANTROPICO »	136
4.1.	- SORGENTI IPOTERMALI DI COMANO »	136
4.2.	- UTILIZZAZIONE SOSTANZE MINERALI »	139
4.2.1	- <i>Pietre ornamentali, pietre da costruzione</i> »	139
4.2.2.	- <i>Materiali rocciosi a prevalente uso industriale</i> »	139
4.2.3.	- <i>Depositi sciolti per produzione d'inerti</i> (<i>sabbie, ghiaie e pietrisco</i>) »	140
5.	- GEOLOGIA ANTROPICA »	140
5.1	- IMPIANTI IDROELETTRICI »	140
5.2.	- RETE STRADALE »	141
5.3.	- AREE EDILIZIE DEI CENTRI ABITATI »	141
VII	- BANCA DATI GEOLOGICI »	143
VIII	- ABSTRACT »	145
IX	- BIBLIOGRAFIA »	147

I - INTRODUZIONE

1 - DESCRIZIONE DEL PROGETTO

Il Foglio 059 - Tione di Trento copre un'area di alti rilievi e profonde vallate del Trentino occidentale, ampia circa 570 km². Trae il suo nome dal principale centro abitato della Valle del Sarca localizzato tra le pendici meridionali del Gruppo di Brenta e il massiccio dell'Adamello centrale (Re di Castello). Esso occupa una posizione di spicco per la geologia del basamento cristallino pre-Permiano (Val Rendena), per gli eventi intrusivi del Permiano inferiore (M. Sabion) e per quelli del Paleogene (batolite dell'Adamello). Di rilevante interesse sono anche le coperture tardopaleozoiche, mesozoiche e terziarie per la contrapposizione tra le successioni bacinali in facies lombarda e quelle di piattaforma dell' "Alto di Trento" entrambe ampiamente rappresentate nelle aree del Foglio. Rilevanti sono anche le valenze ambientali paesaggistico-naturalistico-alpinistiche del suo territorio tra i selvaggi rilievi incontaminati del massiccio Adamello-Presanella (settore occidentale del foglio) e le aspre culminazioni in gran parte inaccessibili del Gruppo di Brenta centro meridionale.

Il foglio è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89) della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.), sotto la direzione di Mario NARDIN, Luigi VERONESE e Saverio COCCO, responsabili del progetto in tempi successivi, ed è il frutto della proficua collaborazione di studiosi, rilevatori ed allievi delle Università di Bologna e Padova e di altre sedi.

Il rilievo geologico e gli studi connessi sono stati effettuati, unitamente a quelli del contiguo Foglio Riva del Garda, nelle estati 1993-98, dai rilevatori G. BOLLETTINARI, L. CANTELLI, L. MONTRESOR, G. RIGATTI, V. PICOTTI, G. PROSSER e L. SELLI, riportati nel quadro d'unione a margine della carta, coordinati da ALBERTO CASTELLARIN (Università di Bologna) con la collaborazione di Giorgio V. DAL PIAZ (Università di Padova) per il basamento cristallino e dei direttori di rilevamento S. MARTIN, G. PROSSER e L. SELLI (substrato roccioso), di A. CARTON, M. PANIZZA, G. B. PELLEGRINI e V. PICOTTI (coperture quaternarie).

Le analisi micro- e macro-paleontologiche sono state aggiornate da parte di A. CASTELLARIN, V. PICOTTI, e A. FERRARI (Università di Bologna), con la collaborazione di R. BARBIERI (Università di Bologna) per i foraminiferi e di M. COBIANCHI (Università di Pavia) e di A. NEGRI (Università di Ancona) per il nannoplancton del Giurassico e del Paleogene rispettivamente. Le analisi petrografiche e microstrutturali delle unità cristalline sono state eseguite da S. MARTIN, L. MONTRESOR e G. PROSSER.

I laureandi N. CAPUZZO, F. BAZZOLO, C. DALMONTE, C. FILIPPI, F. GIORIO, C. HENTSCHEL, G. PIFFER, V. RIODA, V. TORNIELLI, S. VISENTINI, M. ZATTIN hanno collaborato a rilievi e ricerche e tratto giovamento da questa esperienza.

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando, come base topografica, la Carta Tecnica Provinciale (CTP) alla scala 1:10.000. La carta degli affioramenti, aggiornata anche in base alla studio di numerose sezioni sottili è stata informatizzata ad opera della PAT (responsabile: G. Tommasi) ed è stata trasferita sulle basi topografiche I.G.M. alla scala 1:50.000 a cura della società L.A.C. di Firenze.

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

i) Il substrato roccioso è stato suddiviso nei due principali gruppi di unità: le unità del basamento cristallino-metamorfico con le sue intrusioni tardo-paleozoiche (Doss del Sabion) e paleogeniche (Adamello-Presanella) e le unità delle coperture tardo-paleozoico-mesozoico-cenozoiche in gran parte separate fra loro da lineamenti tettonici circa N-S (Linea delle Giudicarie S e Linea del Sabion). I litotipi del basamento cristallino (metamorfiti, rocce intrusive, filoni) sono stati raggruppati in unità, organizzate nella legenda in successione da sud a nord e da letto a tetto, mantenendo i nomi classici delle unità stabiliti nella prima metà del Novecento, ancora attuali. Tra le metamorfiti, le principali distinzioni sono fondate sulle associazioni litologiche, sui caratteri del metamorfismo dominante e, ove possibile, sulla natura dei protoliti. Esse sono rappresentate con il rango delle formazioni, sebbene non possano essere formalizzate come tali per la totale mancanza dei requisiti richiesti; le principali varietà presenti sono indicate come litofacies.

ii) Le successioni permiane e norico-giurassiche, espressione di differenti fasi del *rifting* continentale che precede la nascita della Tetide alpina, sono rappresentative della complessa zona di contrapposizione tra le successioni della Piattaforma di Trento e quelle del Bacino Lombardo. Esse sono state suddivise in gruppi di Formazioni, formazioni, membri e litofacies secondo le norme internazionali e le indicazioni riportate nei quaderni del SGN.

iii) Le successioni plio-quaternarie, tenuto conto della loro rilevanza per il controllo e la tutela del territorio, sono state cartografate con particolare accuratezza, ed interpretate anche con l'ausilio della fotointerpretazione. La realizzazione della cartografia del Quaternario ha richiesto un notevole impegno per l'applicazione delle norme emanate dal SGN, passando attraverso varie fasi di attività, talora inconcludenti. Inizialmente la definizione delle unità era stata basata su criteri lito-morfogenetici: furono così realizzate le carte delle sezioni alla scala 1:10.000. Alla fine del 1999 tale criterio non fu abbandonato, ma fu accompagnato dal primo tentativo di correlare fra loro le varie unità in distinti intervalli cronologici. Si realizzò in tal modo una cartografia basata su limiti inconformi utilizzando le Unità Allostratigrafiche. Con questi criteri vennero realizzate le tavolette dei fogli Riva, Tione e Malè. Il passaggio al criterio dei Sintemi rappresentò l'ultimo cambiamento. Nel foglio Tione sono stati distinti: un supersintema (del Monte Spinale) (Plio-Pleistocene medio), il sintema del Garda (Pleistocene sup.), due subsintemi (dei fondovalle e delle alte valli) e il sintema Post-glaciale Alpino (Pleistocene sup.) suddiviso in due parti di cui l'ultima si estende dal PEG (Piccola Età Glaciale) all'attuale. Tali esperienze hanno consentito la risoluzione di problemi metodologici e di rappresentazione delle coperture quaternarie, con risultati che giustificano, almeno in parte, il non trascurabile ritardo nella conclusione dei lavori.

La stesura delle Note è stata curata dagli autori seguenti:

Coordinamento e revisione generale del testo: A. CASTELLARIN.

Introduzione, Studi precedenti e Inquadramento geologico (**Titolo I e II**): A. CASTELLARIN.

Stratigrafia dei basamenti (basamento cristallino-matamorfoico, intrusioni permiane del Doss del Sabion e paleogeniche dell'Adamello) (**Titolo III, Cap. 1**): G.V. DAL PIAZ, S. MARTIN, L. MONTRESOR, G. RIGATTI.

Stratigrafia delle successioni sedimentarie e vulcaniche permo-cenozoiche (**Titolo III, Cap. 2**): A. CASTELLARIN, L. SELLI, V. PICOTTI, L. CANTELLI, G. PROSSER.

Stratigrafia delle successioni continentali tardo neogeniche quaternarie (**Titolo III, Cap. 3**): V. PICOTTI, G. BOLLETTINARI, A. CARTON, G. B. PELLEGRINI.

Basamento cristallino: metamorfismo e magmatismo pre-alpini e alpini

(Adamello) (**Titolo IV**): G.V. DAL PIAZ, S. MARTIN, L. MONTRESOR, G. RIGATTI.

Tettonica dei basamenti (**Titolo V, Cap. 1**): G.V. DAL PIAZ, S. MARTIN, L. MONTRESOR e G. RIGATTI.

Tettonica delle coperture vulcano-sedimentarie permo-cenozoiche (**Titolo V, Cap. 3**): A. CASTELLARIN, L. SELLI, V. PICOTTI, L. CANTELLI.

Elementi di Geologia Tecnica (**Titolo VI**): M. NARDIN.

L'editing di queste note è stato in buona parte curato da L. CANTELLI.

Ulteriori dettagli e riferimenti bibliografici sulla complessa geologia del Trentino occidentale sono esposti nelle Note del Foglio Riva del Garda (paleostruttura, stratigrafia e tettonica delle successioni sedimentarie sudalpine), del Foglio Rabbi (Austroalpino) e del Foglio Adamello (magmatismo terziario, metamorfismo di contatto e tettonica dei corpi intrusivi).

2 - STUDI PRECEDENTI

Il progresso della documentazione cartografica su scala dell'intero territorio del Trentino-Alto Adige coincide con la realizzazione della cartografia geologica ufficiale del Servizio Geologico imperiale austriaco ("*Geologisches Bundesanstalt*" di Vienna) con le carte geologiche della fine dell'800 e delle prime decadi del '900, realizzate anteriormente alla prima guerra mondiale. La cartografia austriaca più significativa a colori, alla scala 1:75.000 che ha attinenza con il Foglio Tione riguarda il Trentino occidentale (LEPSIUS, 1876), la zona tra l'Adige e il Gruppo di Brenta (HAMMER & TRENER, 1908) e i rilievi a N del Lago di Tenno (dorsale del M. Tofino-Cima Sera) (SCHWINNER, 1918). La cartografia geologica successiva è collegata ad un progetto interamente italiano realizzato, in un primo tempo, dall'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia del Ministero dei Lavori Pubblici, progetto distaccato all'Università di Padova e diretto da GIORGIO DAL PIAZ. Ci si riferisce alla "Carta Geologica delle Tre Venezie" che è stata realizzata e pubblicata in 31 fogli a colori e alla scala 1:100.000. Dalla fine degli anni '50 in poi, sono state realizzate le nuove edizioni di alcuni Fogli della cartografia trentina in scala 1:100.000 che sono stati pubblicati dal Servizio Geologico d'Italia. Per la realizzazione del nuovo Foglio Tione al 50.000 risultano basilari i rilevamenti e gli studi che hanno portato alla pubblicazione del Foglio 35 "Riva" (CADROBBI *et alii*, 1948) e degli altri fogli attigui e, in particolare, del Foglio 21 "Trento", nelle due distinte edizioni (DAL PIAZ, 1929 e AUTORI VARI, 1968a) e del Foglio 20 "Adamello" (AUTORI VARI, 1953). Gli stessi rilievi furono utilizzati per la "Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella" alla scala 1:50.000, progettata da BIANCHI e Dal PIAZ,

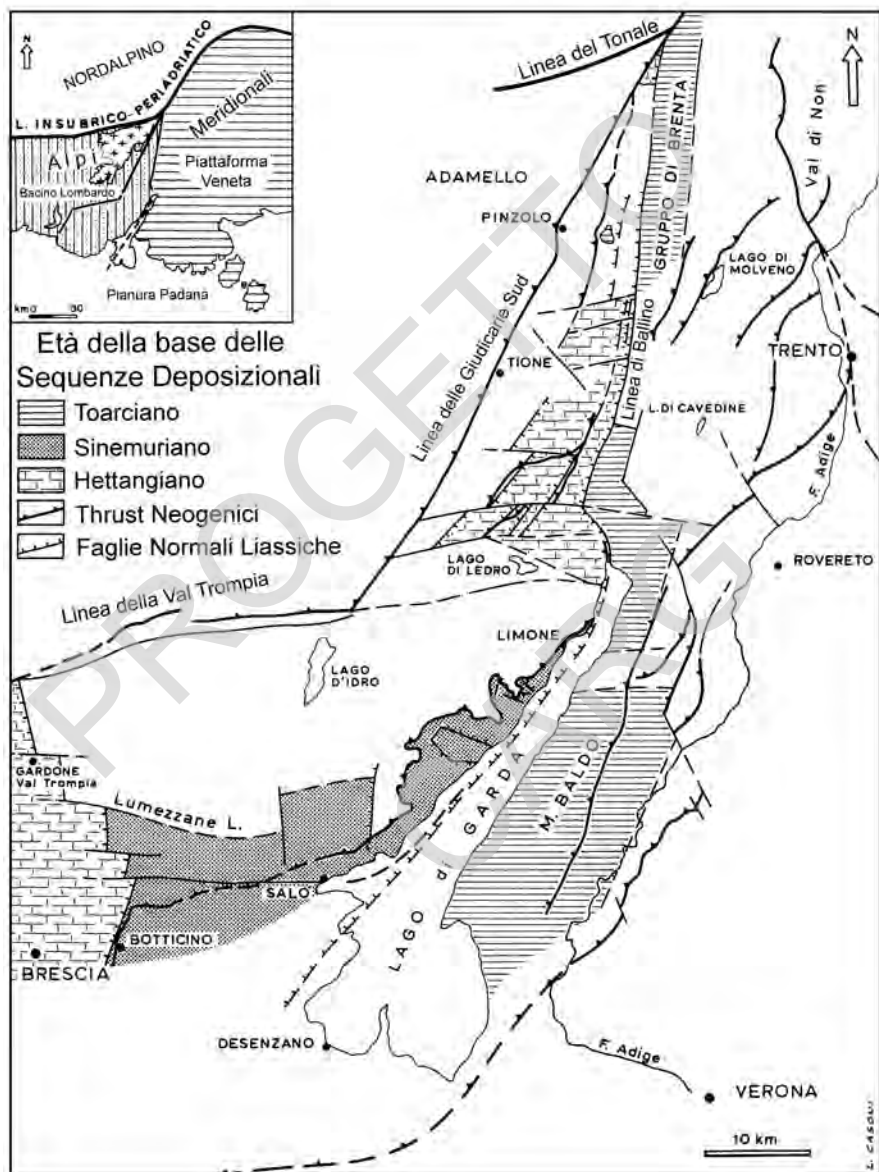
allestita negli anni '60, aggiornata con la collaborazione del Politecnico di Zurigo, stampata nel 1998, a cura di CALLEGARI, DAL PIAZ, GATTO e TROMMSDORFF, ed infine corredata di note illustrative (CALLEGARI & BRACK, 2002). Di rilevante importanza sono inoltre gli studi monografici eseguiti nel Trentino occidentale e in particolare nel Gruppo di Brenta (TREVISAN, 1939; WIEBOLS, 1939) corredata da carte geologiche sintetiche a colori, alla scala 1:50.000 (TREVISAN, 1939) e 1:25.000 (WIEBOLS & VAN HOUTEN, 1939). Durante la preparazione dello *Structural Model of Italy* (AUTORI VARI, 1990-1992) la cartografia geologica ufficiale delle Alpi Meridionali è stata in parte aggiornata. Per il Trentino, significativi ammodernamenti sono stati realizzati e pubblicati in forma sintetica alla scala 1:200.000 (CASTELLARIN, 1981).

Come sarà meglio approfondito nei capitoli seguenti, l'area del Foglio Tione costituisce un prezioso mosaico di situazioni geologiche: nel settore occidentale del Foglio, ad ovest del Gruppo di Brenta, affiorano estesamente le unità metamorfiche del basamento cristallino (Scisti di Rendena), localmente iniettate dalle intrusioni del Permiano inferiore (granodioriti del M. Sabion) e dalle più ampie intrusioni del batolite composito paleogenico dell'Adamello (CALLEGARI *et alii*, 1998). Per quanto riguarda il basamento cristallino metamorfico pre-alpino della Val Rendena esso è stato descritto e correttamente interpretato nei primi moderni studi italiani (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937a; 1937b) a cui seguirono le ricerche di BORIANI & GIOBBI ORIGONI (1982) e GIORIO (1995) fino a quelle più recenti di MARTIN *et alii*, 1996. Per quanto riguarda il magmatismo pre-alpino, ben rappresentato dalle granodioriti del M. Sabion (Permiano inferiore), vanno ricordati gli studi petrografici (OGNIBEN, 1952) e quelli petrografico-geochimici e radiometrici successivi (BORSI *et alii*, 1966; D'AMICO & ROTTURA, 1982; GASPAROTTO *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1996). Nella fascia più occidentale del Foglio, affiorano le plutoniti paleogeniche del batolite dell'Adamello che è stato oggetto di studio da più di un secolo: RATH (1864) lo considerò come area tipica delle Tonaliti; SALOMON (1908-1910) lo propose come tipica intrusione "etmolitica"; gli studi sul batolite continuarono nei decenni seguenti (TRENER, 1906, 1911, 1912; SPITZ, 1915; CAVINATO, 1927; CORNELIUS, 1928). Furono però le ricerche successive che rivelarono l'età cenozoica (paleogenica) delle intrusioni, indicarono i loro corretti rapporti geometrici con le metamorfite del basamento cristallino incassante verso E (Scisti di Rendena) e verso N (Scisti della Val di Sole), esposti nel Foglio Malè (BIANCHI & DAL PIAZ 1937a, b; DAL PIAZ *et alii*, 1953); condizioni queste che vennero confermate e meglio precisate successivamente (FERRARA, 1962; BIANCHI *et alii*, 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973; DEL MORO *et alii*, 1985; ZATTIN *et alii*, 1995, CALLEGARI *et alii*, 1998; MAYER *et alii*, 2002)).

Le successioni stratigrafiche delle coperture permo-mesozoiche, ben rappresentate nel settore orientale del Foglio, sono state in buona parte correttamente descritte e interpretate da Autori di lingua tedesca in tempi alquanto lontani (LEPSIUS, 1878; GÜMBEL, 1857; BITTNER, 1880; 1881; VACEK, 1886; HAAS, 1913; PIA, 1919, 1925) a cui hanno fatto seguito gli studi e ricostruzioni più moderne degli autori italiani (tra queste: TREVISAN, 1939; ASSERETO & CASATI, 1965; GAETANI, 1969; STURANI, 1964, 1971; CASTELLARIN, 1972, 1982b; BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971, CASTELLARIN *et alii*, 1993 e PICOTTI & COBIANCHI, 1996). Particolare interesse, nelle aree ubicate ad E della Linea delle Giudicarie Sud (Dos del Sabion e versante E della Val Rendena), rivestono i notevoli spessori di vulcaniti permiane (“porfidi quarziferi”), sovrapposti al basamento cristallino-metamorfico che contengono intercalazioni e corpi lenticolari di depositi clastici, sabbioso conglomeratici (“Bacino di Tione”, CASSINIS *et alii*, 1982; BARGOSSO *et alii*, 1993) simili a quelli, della stessa natura, presenti nel Collio del Bresciano. Queste vulcaniti rappresentano le espressioni più occidentali del vulcanismo permiano atesino (SELLI, 1998 e bibl.citata).

Va ricordato inoltre che nelle aree del Foglio Tione proseguono, talora intensificandosi, le rapide ed intense contrapposizioni delle facies mesozoiche “venete” (a est) e “lombarde” (ad ovest) lungo allineamenti, in prevalenza, quasi N-S (fig1). Esse si trovano in continuità e sulla prosecuzione degli assetti descritti per le aree del Foglio Riva adiacente. Su questo tema sono numerosi i contributi e le interpretazioni negli studi delle zone del Foglio forniti dagli autori a partire dalle osservazioni più antiche (BITTNER, 1981; SCHWINNER, 1918), ai contributi successivi, spesso con proposte contrastanti (TREVISAN, 1939; VECCHIA, 1957). Studi stratigrafici di dettaglio, estesi su ampie aree del Trentino occidentale, hanno portato successivamente al riconoscimento che la ripartizione delle facies, così differenziate, era stata determinata e controllata, in larga misura, dal tettonismo sinsedimentario mesozoico per faglie dirette ad alto angolo (CASTELLARIN, 1972) ben documentate e controllate nei rilevamenti di dettaglio che sono state riferite in buona parte al *rifting* norico-liassico (CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; CASTELLARIN *et alii*, 1993) e ad altre cause, come sarà meglio specificato nei capitoli seguenti di queste note.

A questo tema, inoltre, è quasi sempre collegato quello degli assetti strutturali attuali di queste zone che sono dominati dalle pronunciate strutture NNE-SSO (N-S) del sistema delle Giudicarie e, sul bordo orientale del massiccio dell’Adamello, dalla Linea delle Giudicarie S che rappresenta il lineamento principale del Foglio. La linea delle Giudicarie S e il sistema strutturale omonimo sono un tema classico del Foglio come documentano i ricchi contributi più o meno direttamente collegati



a questo argomento, apparsi nelle ultime decadi (si vedano tra gli altri: SEMENZA, 1974; CASTELLARIN, 1981; CASTELLARIN & SARTORI, 1980, 1982, 1986; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; LAUBSCHER, 1990; CASTELLARIN *et alii*, 1988, 1992, 1993; PICOTTI *et alii*, 1995; 1997; MARTIN *et alii*, 1991, 1993, 1996, 1998; PROSSER & SELLI, 1992; PROSSER, 1998; 2000).

Una interpretazione ormai storica prevede ampie traslazioni orizzontali, sia lungo la linea delle Giudicarie S, che entro al sistema strutturale omonimo, nel quadro della profonda inflessione delle Alpi lungo la linea delle Giudicarie N, riferita al Neogene. Quest'ultima è stata infatti considerata responsabile degli spostamenti orizzontali (di oltre 50 km) verso S delle unità austroalpine presenti ad O del lineamento (TREVISAN, 1939). Esistono importanti sostenitori moderni di questa interpretazione (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; LAUBSCHER, 1990; SCHÖNBORN, 1992; SCHUMACHER *et alii*, 1997; FRISCH *et alii*, 1997), ma anche antichi e recenti oppositori di queste opinioni (DAL PIAZ, 1942; VECCHIA, 1957; CASTELLARIN & SARTORI, 1980, 1982, 1986; CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1993; PICOTTI *et alii*, 1995, 1997; PROSSER, 1998, 2000), come sarà meglio approfondito nelle pagine seguenti e nel capitolo della tettonica di queste note. Le successioni cenozoiche comprendono il Paleogene e si spingono fino all'Oligocene, ben documentato nella ettometrica successione pelitica del Sarca di Ponte Arche (CASTELLARIN, 1972). Anche in questo settore l'evoluzione post-collisionale non può essere pertanto controllata dalle successioni marine sintettoniche, assenti a causa del sollevamento della catena e della formazione dei rilievi orografici in erosione già nella parte finale del Miocene.

Sembra superfluo ricordare che le aree del Foglio Tione rivestono un notevole interesse geologico; esse sono state esaminate, da svariati punti di vista, in oltre due secoli di studi: è dunque impossibile, in questa sede, una ricognizione esaustiva della imponente letteratura geologica esistente. Utili a questo riguardo sono le opere specifiche (PERNA *et alii*, 1983) a cui si rimanda.

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - ASSETTO STRUTTURALE

Le situazioni stratigrafico-strutturali al contorno delle aree del Foglio Tione sono sintetizzate qui di seguito da ovest a est (fig. 2):

- *Cintura delle Giudicarie-Val Trompia*. E' rappresentata dall'esteso fascio arcuato di strutture che si sviluppano attorno al massiccio dell'Adamello ove il *thrust belt* del sistema delle Giudicarie (con orientamenti NNE-SSO e NE-SO) si congiunge al sistema della Val Trompia (ENE-OSO ed E-O) che, con il medesimo orientamento, si propaga verso S anche nel sottosuolo della Pianura Padana del Bresciano e Mantovano. Si tratta di una cintura strutturale di notevole estensione e risalto che si è accresciuta sui bordi orientale e meridionale del massiccio dell'Adamello. Va osservato che gli allineamenti NNE-SSO del sistema delle Giudicarie interrompono, per vasta estensione, il prevalente andamento strutturale E-O del Sudalpino con sensibili raccorciamenti delle coperture e, talora, con assetti di notevole complessità (LAUBSCHER, 1990; CASTELLARIN *et alii*, 1992; PICOTTI *et alii*, 1995, 1997).

- *Massiccio dell'Adamello e zone circostanti*. Occupa il settore nord-occidentale, tra la linea delle Giudicarie S e quella della Val Trompia che è dominato dall'intrusione composita dell'Adamello datata tra 42 Ma (a sud-ovest) e 29 Ma (a nord-est) (DEL MORO *et alii*, 1986, MAYER *et alii*, 2002). Questo settore è di particolare

interesse in quanto occupato anche da rocce del basamento cristallino e sue coperture permo-triassiche che risultano intensamente deformate da pieghe e accavallamenti del sistema pre-Adamello troncati in discordanza dalle intrusioni di questo plutone (BRACK, 1985). Il sistema strutturale pre-Adamello costituisce la continuazione verso est del nucleo strutturale delle Orobie-Presolana-Grigne che è stato attribuito agli eventi eoalpini (Cretaceo superiore) (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; BERSEZIO & FORNACIARI, 1988; BERSEZIO *et alii*, 1992). Le associazioni strutturali pre-Adamello non proseguono a E della linea delle Giudicarie S. Un quadro dettagliato del batolite dell'Adamello, del basamento cristallino incassante (Scisti di Rendena) e del metamorfismo di contatto è esposto nel Capitolo IV, dopo la descrizione litostratigrafica delle varie unità rappresentate nel foglio (Capitolo III).

- *Settore orientale (Dolomiti occidentali - M.ti Lessini)*. In questa area, a E del Fiume Adige, l'evoluzione tettonica e magmatica post-ercinica, tardo-paleozoica, mesozoica e cenozoica è stata intensamente condizionata dalle imponenti manifestazioni magmatiche intrusive ed effusive del Permiano inferiore e quelle, di

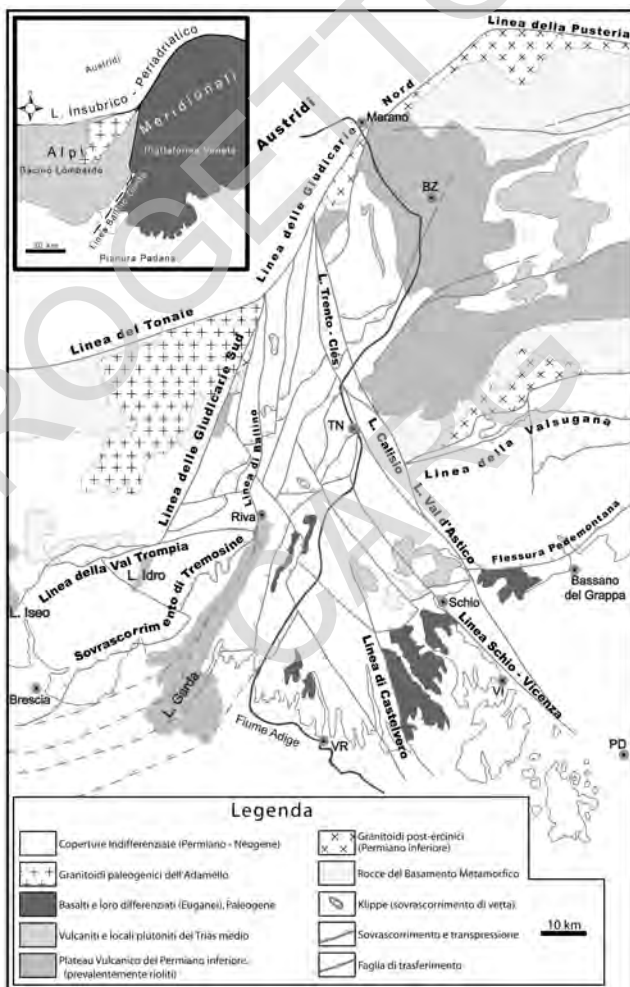


Fig. 2 - Schema strutturale delle Alpi Meridionali; settore centrale tra il Lago d'Iseo e il Vicentino-Bassanese (semplificato e modificato da C.N.R., 1990).

minore estensione e volumi, del Triassico medio che, in gran parte, risultano sovrapposte alle prime nelle Dolomiti occidentali. Tali manifestazioni sono spiegabili come espressione della tettonica disgiuntiva embrionale, probabilmente connessa allo smembramento iniziale della Pangea (VEEVER, 1989). Esse preannunciano con molto anticipo il *rifting* continentale norico-liassico, vero e proprio, della Tetide alpina. Un contributo non trascurabile è stato anche quello determinato dalle manifestazioni vulcaniche del Paleogene (basalti e loro differenziati) che hanno interessato il Veneto sud-occidentale (M.ti Lessini, Euganei) estendendosi anche al Trentino sud-occidentale (zone ad E del Fiume Sarca).

In tale settore, tutte queste manifestazioni magmatiche contribuirono a creare un vasto nucleo di crosta superiore sudalpina assai più rigido di quelli circostanti, intensificando la resistenza alle deformazioni tettoniche post-magmatiche di questo comparto (CASTELLARIN & VAI, 1986).

Per quanto riguarda la cintura strutturale delle Giudicarie (figg. 1, 2) essa rappresenta una parziale eredità del *rifting* norico-liassico. Essa è infatti l'espressione dell'inversione strutturale compressiva neogenica, in buona parte realizzata per inversione delle associazioni estensionali antecedenti. L'origine della cintura è stata anche condizionata dalla distribuzione dei blocchi a crosta superiore più rigida: ad E quello delle Dolomiti e Monti Lessini; ad O la relativa maggiore rigidità nella crosta superiore è stata causata dalle intrusioni paleogeniche del batolite composito dell'Adamello-Presanella. Pertanto, dalla fine del Paleogene in poi, nella fascia arcuata delle Giudicarie e della Val Trompia si sono create le condizioni favorevoli alle deformazioni e ai raccorciamenti che si sono realizzati tra questi blocchi crostali più rigidi, o ai loro bordi, ad opera degli eventi compressivi polifasici, non coassiali, neo-Alpini.

Il tema di maggior interesse, che risulta in buona parte ancora aperto, a quasi un secolo dalla sua formulazione, riguarda l'età, l'origine e il significato dell'inflessione delle Alpi lungo la linea delle Giudicarie Nord e del suo prolungamento a Sud cioè della linea delle Giudicarie Sud, che è la struttura di maggior risalto del Foglio. Come già accennato nel paragrafo precedente, nelle sintesi tettoniche più recenti il ruolo del Lineamento delle Giudicarie, come struttura trascorrente regionale viene ampiamente rilanciato in alcuni recenti studi. I nuovi rilevamenti confermano il carattere trascorrente sinistro della Linea delle Giudicarie Sud; tuttavia, ridimensionano fortemente l'entità degli spostamenti orizzontali e consentono di formulare nuove proposte interpretative, come sarà meglio specificato e approfondito nel capitolo della tettonica, a cui si rimanda. Vale la pena, infine, di accennare alle contrastanti stime dei raccorciamenti crostali ottenuti analizzando e bilanciando le sezioni geologiche di queste zone sudalpine. Essi sono stati valutati in una ventina di km per il sistema delle Giudicarie sulla sezione Pinzolo-Val d'Adige (CASTELLARIN *et alii*, 1988),

ampiezze che risultano consistenti con le ricostruzioni successive (PROSSER & SELL, 1992; PICOTTI *et alii*, 1995; 1997; PROSSER, 2000). Sulle stesse sezioni, le ricostruzioni di LAUBSCHER (1990), basate su ipotesi di grandi raddoppi in profondità, portano invece a valori di raccorciamento intorno a 40-50 km, mentre la loro ampiezza nelle ricostruzioni di ROEDER (1985), per l'intera sezione delle Alpi Meridionali (dalla pianura bresciana fino al Lineamento Insubrico), raggiungono valori intorno a 100 km. Da questi più elevati valori di raccorciamento è derivata anche una nuova proposta: il trasferimento di circa la metà di queste duplicazioni, dalla cintura delle Giudicarie entro la catena austroalpina, collegando il sistema strutturale della Val Trompia e il fronte padano sepolto della Lombardia (*Milan belt*) alla zona localizzata a N dell'antiforme dei Tauri; in questo modello, il Lineamento delle Giudicarie e il suo prolungamento verso N, oltre il Lineamento Insubrico, vengono utilizzati come guida principale del trasferimento (LAUBSCHER, 1990). L'entità delle duplicazioni proposte in queste ricostruzioni ed in altre simili (SCHÖNBORN, 1992; SCHUMACHER *et alii*, 1997; FRISCH *et alii*, 1997), viene però fortemente ridimensionata sulla stessa traversa (dalla linea del Tonale alla pianura del Bresciano) nelle ricostruzioni più recenti, ottenute utilizzando anche i dati del sottosuolo (sezioni sismiche e i pozzi AGIP). Esse indicano valori di raccorciamento delle deformazioni neogeniche non superiori a 35 km di ampiezza (PICOTTI *et alii*, 1997).

2. - CENNI DI EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE

La zona del Foglio Tione è caratterizzata da un risalto morfo-strutturale molto pronunciato che viene in particolare realizzato da gruppi montuosi di interesse paesaggistico, naturalistico e alpinistico. Si tratta dei classici rilievi del gruppo Presanella-Adamello rappresentati nel foglio dalle sue propaggini più orientali, compresa la profonda insenatura della Val di Genova, e del celebrato sistema montuoso del Gruppo di Brenta, con le sue spettacolari culminazioni della Cima Tosa (m 3153) e di Cima Brenta (m 3150). Il complesso intreccio di alte valli e creste incontaminate di questo Gruppo degrada verso O nella Val Rendena e verso E nell'ampia conca morfostrutturale del Lago di Molveno. Queste profonde depressioni ed aspri rilievi sono la testimonianza delle principali vicende del recente passato che si sono svolte con il sollevamento generale della zona a causa degli intensi processi di erosione fluviale del Neogene finale e della imponente attività ablativa del glacialismo pleistocenico.

Per quanto riguarda l'erosione fluviale sembra accertato che le grandi valli del Rivano e del Trentino meridionale in genere, siano state sottoposte ad un intenso drenaggio fluviale, accompagnato da una forte escavazione nel tardo Neogene (BINI *et alii*, 1978; FINCKH, 1978; FELBER *et alii*, 2000); simili condizioni possono

essersi verificate soprattutto a causa del marcato abbassamento del livello di base realizzatosi nel Messiniano, durante il quale il Mediterraneo, rimasto isolato, avrebbe subito un forte abbassamento (HSÜ *et alii*, 1973; CITA *et alii*, 1990). Profonde escavazioni entro il substrato roccioso sono state recentemente riconosciute, in base ai dati sismici e alle perforazioni (Prov. Autonoma di Trento v. FELBER *et alii* 2000) soprattutto per la Val di Sarca, cioè per la depressione che rappresenta la diretta continuazione verso N di quella benacense. I processi erosivi si sono esplicitati anche in altre vallate maggiori, ma senza produrre incisioni apprezzabili al di sotto del livello di base attuale come indicano le sensibili maggiori elevazioni dei loro fondovalle (v. ad es. Val Rendena) e gli scavi in roccia delle forre attuali del Sarca a monte delle Sarche.

Con le sue possenti e molteplici ondate, appare evidente che, durante il Pleistocene, l'escavazione glaciale costituisce la causa fondamentale nel modellamento delle depressioni vallive nel Foglio Tione (CASTIGLIONI, 1961). Gli allineamenti antecedenti e cioè le depressioni tettoniche realizzatesi in seguito agli eventi deformativi neogenici nell'area a N del Garda e le loro possibili profonde escavazioni fluviali susseguenti, hanno avuto un ruolo importante nel richiamare le canalizzazioni glaciali e fluvio-glaciali durante i molteplici acmi del glacialismo.

Se si considera la mobilità tettonica attuale, va ricordato che le strutture neogeniche, soprattutto nel settore orientale del Foglio, sono state, sia pure debolmente, riattivate in tempi recenti e sono tuttora attive come documenta la sismicità. Le ricostruzioni dei meccanismi focali dei terremoti recenti del Rivano e Bresciano (SLEJKO, 1989) indicano attività di faglie trascorrenti e transpressive per compressioni in prevalenza da SE e da ESE cioè con orientamenti degli sforzi (δ_1) simili a quelli ricostruiti per i maggiori sistemi strutturali del Neogene della nostra regione. Tuttavia, in base alle registrazioni della rete sismometrica del Trentino va osservato che la sismicità nelle aree del Foglio Tione, nell'ultimo decennio, risulta alquanto più debole e meno diffusa rispetto alle zone del Rivano e del M. Baldo (v. Titolo VI, cap. 1 "Sismicità storica e strumentale nell'area del Foglio Tione" e fig. 21).

Di particolare interesse è la Valle del Sarca a N di Arco ove sono ampiamente rappresentati gli imponenti e spettacolari ammassi di franamento delle Marocche ai piedi delle aspre e strapiombanti pareti ove sono in gran parte conservate enormi nicchie di distacco (rilievi del M. Brento e del M. Casale) (v. Titolo VI, cap. 2 "Stabilità dei versanti e dissesto idrogeologico", v. anche le Note del Foglio Riva). Questi grandiosi depositi di frana sono fra i maggiori conosciuti in Europa e sono localizzati in una depressione valliva modellata dalla principale lingua glaciale atesina. Il bordo delle pareti occidentali inoltre è segnato da una pronunciata struttura tettonica NNE-SSO del sistema delle Giudicarie. Come per la "Gran Ruina" dantesca anche per questi enormi ammassi di frana le interpretazioni sono rimaste quelle suggerite dal "divino poeta" che proponeva un'origine "o per tremuoto o per sostegno manco" (Dante Alighieri, La Divina Commedia, Inferno).

PROGETTO
CARG

III - STRATIGRAFIA

1. - SUCCESSIONI DEL BASAMENTO CRISTALLINO

1.1. - BASAMENTO METAMORFICO SUDALPINO

In Val Rendena, il basamento Sudalpino è costituito da micascisti, paragneiss nodulari e filladi sericitico-cloritiche con intercalazioni di ortogneiss acidi i cui protoliti hanno fornito età di raffreddamento di 439-470 Ma (BORIANI e GIOBBIORIGONI, 1982), analoghe all'età del metamorfismo riconosciute nelle filladi di Brunico (463 Ma, DEL MORO *et alii*, 1984). Queste metamorfiti costituiscono le rocce incassanti delle intrusioni del Permiano inf. (Granodioriti del Dos del Sabion) e del batolite eocenico-oligocenico dell'Adamello.

1.1.1. - Scisti di Rendena (SRE)

Affiorano diffusamente in Val Borzago, in bassa Val Rendena e in minor misura in Val Seniciaga (settore NO del foglio). Si tratta di micascisti e minori paragneiss grigi localmente quarzitici, a due miche, granato e staurolite. Nelle

zone prossime alla Val Borzago si osservano talora intercalazioni di micascisti a tendenza paragneissica in cui la componente feldspatica (albite) aumenta in modo più o meno consistente fino a far assumere talora alla roccia un aspetto micro-occellare. Tali alternanze sono più o meno fitte e frequenti, il loro spessore estremamente variabile e il passaggio da un litotipo all'altro è sempre graduale, per questi motivi non si è ritenuto opportuno effettuare delle distinzioni a livello cartografico.

Dal punto di vista strutturale le rocce presentano una scistosità penetrativa sia alla scala dell'affioramento che a quella microscopica. La scistosità è sottolineata dall'alternanza di livelli millimetrici a prevalente quarzo e minore plagioclasio e livelli a prevalenti fillosilicati, granato e talora staurolite. Si tratta di una scistosità di piano assiale associata a pieghe con geometria isoclinali. La scistosità è sottolineata dall'iso-orientamento delle miche e in sezione sottile è stato possibile attribuire lo sviluppo della scistosità ad una fase deformativa D2 in quanto, nei letti granoblastici, sono stati osservati *microlithons* relitti di mica bianca che confermano l'esistenza di una precedente fase deformativa, D1 scistogena. La deformazione di questa scistosità per *crenulation cleavage* e successivo sviluppo di foliazione ha dato origine alla scistosità regionale penetrativa che osserviamo attualmente in campagna. Nel versante sud occidentale del Doss del Sabion son state riconosciute due piccoli nuclei di metabasiti anfiboliche a plagioclasio, clorite ed epidoto (SRE_a).

In Val Borzago si osservano rocce paragneissiche con abbondanti e caratteristici occhietti feldspatici. Si tratta di una litozona metamorfica degli Scisti di Rendena interessata da una sovraimpronta metamorfica di contatto. Gli "occhietti" hanno in genere dimensioni millimetriche e possono raggiungere percentuali notevoli in rapporto agli altri minerali componenti la roccia. In prossimità dei limiti tra i micascisti e le rocce magmatiche del Corno Alto si osserva la crescita di minerali di contatto. Macroscopicamente il minerale di contatto più diffuso è la biotite, più raramente in vicinanza del plutone si osserva anche la presenza di andalusite macroscopica. La sillimanite è presente a contatto con il filone microgranitico del Monte Palone ed è riconoscibile quasi esclusivamente in sezione sottile. La cordierite è stata osservata solo negli inclusi di basamento dei micrograniti del Monte Palone.

Dove i micascisti si trasformano in scisti cornubianitici e la struttura scistosa viene obliterata la roccia assume un aspetto decisamente massivo. Nelle cornubianiti la biotite di contatto diviene molto abbondante e fa assumere alla roccia una caratteristica colorazione rossastra. Età dei protoliti: Pre-Carbonifero; Età del metamorfismo regionale: Pre-Permiano.

1.1.2. - *Metabasiti anfiboliche (SRE_a)*

Rare metabasiti affiorano in alta Val Rendena e in alta Val Seniciaga. Si tratta di intercalazioni grigio-verdi a grana piuttosto fine, concordanti con la scistosità, costituite da anfibolo verde (orneblenda attinolitica), plagioclasio (oligoclasio-andesina), clorite, epidoto, con titanite e ilmenite come minerali accessori. L'assetto filoniano, la grana fine e la composizione suggeriscono che si tratti di antichi diabasi metamorfosati durante il ciclo orogenico pre-alpino. Età: pre-Permiano.

1.2. - INTRUSIONI PERMIANE

1.2.1. - *Granodiorite del Dos del Sabion (GMS)*

Questa roccia costituisce grosso modo i due terzi del corpo magmatico del Dos del Sabion. Si tratta di una roccia a grana media con composizione molto uniforme in cui, in ordine di abbondanza si osservano: quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, biotite, clorite e scarsa mica bianca e anfibolo in quantità accessoria. Questo litotipo affiora nel settore orientale della massa intrusiva, a ridosso della Linea del Sabion. Appartengono a questa unità anche le granodioriti presenti in destra orografica della Val Rendena, nei pressi degli abitati di Strembo e Caderzone (Granodiorite di Caderzone). Si tratta di una granodiorite a grana medio-grossa contenente plagioclasio, quarzo, biotite, raro anfibolo (orneblenda), k-feldspato. Non si osservano variazioni composizionali, né di grana. Nelle porzioni più alterate si osserva la presenza di clorite e carbonato.

La roccia è talora piuttosto fratturata, evidentemente a causa della relativa vicinanza con le Linee del Sabion e delle Giudicarie Sud (anche se quest'ultima, in questa zona, non è visibile a causa delle estese coperture di fondovalle). Età: Permiano.

1.2.1.1. - *Leucogranodiorite del Dos del Sabion (GMS₁)*

Alcune zone all'interno della Granodiorite del Dos del Sabion sono caratterizzate da varietà leucocratiche. Si tratta di una litologia a grana medio-fine. Sono costituite da quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, mica chiara, minore biotite e rara clorite. All'estremità sudoccidentale del corpo maggiore del M. Sabion, affiorano rocce molto ricche in albite (albititi della Cava di Giustino) (GMS_{1a}). Età: Permiano.

2. - STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-CENOZOICHE

Il Foglio Tione di Trento presenta una stratigrafia di transizione tra il dominio della Piattaforma Veneta e quello del Bacino Lombardo che si è esplicata sotto il controllo dell'intensa attività tettonica sinsedimentaria tardo-paleozoica e mesozoica. Il controllo tettonico per faglie dirette ad alto angolo inizia con il Permiano durante le manifestazioni precoci del *Rifting* susseguente agli eventi finali dell'Orogenesi ercinica (DAL PIAZ, 1993). Nelle zone del Foglio, il *Rifting* prosegue nel Mesozoico, secondo stili assai tipici, soprattutto durante l'evoluzione del Norico-Liassico (si veda anche il Foglio 80 "Riva del Garda") e, principalmente, ad opera dell'attività della scarpata tettonica Ballino-Garda. Le faglie che hanno controllato maggiormente le successioni tardo-paleozoiche e mesozoiche del Foglio saranno meglio definite nel Titolo V "Tettonica". A causa del mosaico talora complesso della tettonica sinsedimentaria mesozoica, nel Foglio Tione è presente una marcata variabilità stratigrafica. Per mettere in evidenza i rapporti laterali di facies che caratterizzano i differenti settori del Foglio, la successione sedimentaria mesozoica è stata suddivisa in coeve unità di piattaforma e di bacino.

2.1. - LE SUCCESSIONI VULCANICO-SEDIMENTARIE DEL PERMIANO INFERIORE

I depositi vulcanico sedimentari del Permiano inferiore, costituiti da lave, ignimbriti e piroclastiti, con intercalazioni di depositi fluvio-lacustri, sono stati interpretati come i prodotti di riempimento del bacino di Tione (CASSINIS *et alii*, 1982). Generalmente la percentuale dei depositi fluvio-lacustri aumenta progressivamente verso Nord, raggiungendo un massimo nella zona di Massimeno.

La successione è stata suddivisa in alcune unità utilizzando in parte le due intercalazioni fluvio-lacustri maggiori presenti all'interno dei prodotti vulcanici. La composizione delle vulcaniti del Foglio Tione è dacitica-riodacitica (BARGOSSÌ *et alii*, 1993; CORTESOGNO *et alii*, 1998), ed è simile a quella osservata al M. Luco (BARGOSSÌ & D'AMICO, 1988). Sulla base di dati palinologici, l'età del primo ciclo permiano, è compresa tra la parte alta del Permiano inferiore (Artinskiano-Kunguriano) e la base del Permiano superiore (Ufimiano) (CASSINIS & DOUBINGER, 1991; 1992). Le successioni del Permiano inferiore affioranti nei dintorni di Caderzone, presentano spessori variabili da 70-80 m in Val d'Algone e almeno 500-600 m in Val Rendena. Queste variazioni sono legate ad un'intensa

attività tettonica sinsedimentaria. I margini occidentali e orientali del bacino di Tione probabilmente coincidevano con le attuali linee delle Giudicarie e del Sabion, mentre il margine settentrionale era localizzato lungo la linea della Valle Flanginech; in tal modo la zona del Dos del Sabion poteva rappresentare un alto strutturale di età permiana (CASSINIS *et alii*, 1982; CASSINIS, 1983; CASSINIS & CASTELLARIN, 1988). Complessivamente, la successione vulcanica del Permiano inferiore affiorante in Val Rendena può essere suddivisa in un'unità inferiore, costituita da lave e piroclastiti e un'unità superiore, in cui prevalgono le ignimbriti (BARGOSSO *et alii*, 1993; CORTESOGNO *et alii*, 1998).

L'unità inferiore può essere ulteriormente suddivisa in due intervalli principali separati da una potente intercalazione di arenarie e conglomerati simili a quelli della "Formazione di Collio" più volte richiamata in passato per questo tipo di depositi di queste zone (CASSINIS *et alii*, 1982; PELOSO & VERCESI, 1982a; 1982b; BARGOSSO *et alii*, 1993; CORTESOGNO *et alii*, 1998). Tuttavia, a parte le analogie litologiche dei depositi elastici con quelli della formazione sopra indicata, le successioni del Permiano inferiore di queste zone risultano alquanto differenti rispetto a quelle del Collio (Bresciano), principalmente a causa dei notevoli volumi di vulcaniti primarie che sono dominanti all'interno delle unità del settore rendenese del Foglio.

Date tali eterogeneità e la composizione prevalentemente vulcanica, si propone di definire questa successione come Gruppo di Tione.

2.1.1. - Gruppo di Tione

Si tratta di una successione prevalentemente vulcanica con due intervalli discontinui di depositi terrigeni al suo interno. L'unità è separata sia a letto che a tetto da significative superfici di discontinuità che costituiscono dei limiti inconformi veri e propri. Il Gruppo è formato da due unità: le Lave di Bocenago e le Ignimbriti di Malga Plan. Età: Permiano inf.-?superiore.

2.1.1.1. - Lave di Bocenago (LPB)

L'unità inferiore, che poggia in discordanza direttamente sulle metamorfite erciniche del basamento cristallino, è quella meglio rappresentata lungo il versante sinistro della Val Rendena, con spessori minimi di 300 m. Si tratta di lave rosso-violacee, verdastre, massicce e con rari giunti di interflessione laminare

(duomi). Le lave possono derivare da colate o da duomi esogeni e sono caratterizzate da una prevalente composizione riodacitica (ORIGONI GIOBBI *et alii*, 1979; BARGOSS *et alii*, 1993). La struttura è porfirica con fenocristalli di plagioclasio, biotite, pirosseno cloritizzato e quarzo riassorbito in pasta di fondo microcristallina. Prodotti caratterizzati da un chimismo dacitico e andesitico sono stati segnalati da CORTESOGNO *et alii* (1998). I campioni di andesiti provengono da sottili colate laviche o da clasti di breccie vulcaniche e di breccie poligeniche. La successione più completa affiorante può essere osservata nei dintorni di Bocenago dove a causa della tettonica (presenza di un'importante faglia transpressiva sinistra) gli spessori e l'assetto stratigrafico dell'intera unità non possono essere facilmente ricostruiti. I depositi clastici intercalati nella successione vulcanica della Val Rendena sono presenti in due orizzonti principali. Il primo (**LPB_a**) è intercalato all'interno dell'unità vulcanica inferiore, mentre il secondo (**LPB_b**) compare tra il tetto della stessa unità e la base delle ignimbriti sovrastanti (zona di Massimeno). Questi depositi sono costituiti da arenarie e siltiti ben stratificate e talora laminate (laminazione piano-parallela) e da corpi lenticolari, da metrici a decametrici, di conglomerati generalmente disorganizzati con clasti (cm) di quarziti e vulcaniti ben arrotondati, in abbondante matrice arenacea. È stata riconosciuta una marcata variazione laterale di spessore, che passa da un minimo di alcune decine di metri nella zona di Bocenago, a un massimo di almeno 150 m nella zona di S. Luigi (Massimeno). In questa località un intervallo arenaceo-conglomeratico è presente anche a tetto dell'unità vulcanica in oggetto (**LPB_b**), con spessori di circa 150-200 m.

Qui, pertanto i due intervalli superano complessivamente 300 m di spessore e, localmente, risultano essere più potenti dei prodotti effusivi. La deposizione di questi corpi è avvenuta in ambiente fluvio-lacustre, durante periodi di stasi dell'attività effusiva. L'assetto, spesso disorganizzato dei corpi conglomeratici li rende interpretabili come una facies di *debris flow* di probabili eventi di piena. Il sedimento proviene in buona parte dallo smantellamento delle vulcaniti circostanti (BARGOSS *et alii*, 1993; ORIGONI GIOBBI *et alii*, 1979). La presenza di clasti spigolosi di micascisti fa supporre che la zona sorgente dei clasti fosse vicina e localizzata in corrispondenza dell'alto strutturale del M. Sabion.

In Val d'Algone, lungo il Rio di Pinè, le metamorfiti (micascisti) del basamento sono ricoperte da paraconglomerati e breccie con clasti di micascisti e quarziti, per uno spessore affiorante di una decina di metri. I clasti di micascisti sono spigolosi e testimoniano una loro provenienza locale. Sia i micascisti che il sovrastante conglomerato sono interessati da una foliazione (S1) di età alpina, probabilmente legata ai movimenti lungo la Linea del Sabion.

Questi conglomerati sono direttamente ricoperti dalle ignimbriti di Malga Plan. Va infine osservato che le sezioni geologiche (A-A' e B-B') indicano spessori complessivi di questa unità molto rilevanti (fino a circa 1500 e più) assai maggiori dunque di quelli apparenti in superficie a Bocenago e Massimeno. Età: Permiano inf.-?superiore.

2.1.1.2. - Ignimbriti di Malga Plan (IMP)

Nella zona di Bocenago le lave dell'unità inferiore sono ricoperte direttamente da una successione di ignimbriti, piroclastiti e lave, potente un centinaio di metri circa. Verso N (zona di Massimeno) questa unità aumenta progressivamente di spessore fino a circa 350 m. Essa poggia con contatto stratigrafico su depositi clastici.

Le piroclastiti e le ignimbriti sono caratterizzate da una struttura di tipo porfirico con fenocristalli di plagioclasio, quarzo, biotite e subordinato pirosseno in una matrice da rosso-violacea a verde. Si differenziano dalle lave in quanto presentano un indice porfirico molto variabile a scala dell'affioramento e contengono talvolta frammenti di roccia. Tipiche "fiamme" e strutture da flusso sono visibili nella zona di Malga Plan, presso Massimeno.

L'unità superiore presenta generalmente una composizione riodacitica (BARGOSSÌ *et alii*, 1993) e un tenore in silice leggermente superiore rispetto ai prodotti dell'unità inferiore (CORTESOGNO *et alii*, 1998). Queste vulcaniti sono ricoperte, in discordanza, dalla successione clastiche del Permiano superiore. Età: Permiano inf.-?superiore.

2.2. - SUCCESSIONI DEL PERMIANO SUPERIORE

La base del secondo ciclo permiano coincide con una superficie di discordanza di estensione regionale, associata a una lacuna di durata non documentabile (MASSARI, 1986; CASSINIS *et alii*, 1988; CASSINIS & DOUBINGER, 1991). L'intero ciclo costituisce un'unica sequenza positiva con facies prevalentemente conglomeratiche alla base e arenacee al tetto. L'intervallo conglomeratico basale corrisponde al membro "A" del Verrucano Lombardo, descritto da ORI *et alii* (1986) in prossimità della Linea della Val Trompia. Pertanto le facies conglomeratiche della parte inferiore del ciclo vengono qui attribuite al Verrucano Lombardo. Le facies prevalentemente arenacee, che costituiscono la parte alta del ciclo, sono state attribuite all'Arenaria di Val Gardena, in accordo con PELOSO & VERCESI (1982b).

2.2.1. - Verrucano lombardo (VER)

L'unità, in precedenza spesso definita come conglomerato della Val Daone (CASSINIS & PEYRONEL PAGLIANI, 1976; PELOSO & VERCESI, 1982b; BARGOSS *et alii*, 1993; CORTESOGNO *et alii*, 1998), è costituita da conglomerati, paraconglomerati e brecce a granulometria variabile, con abbondanti clasti quarziferi, indicati come “anageniti” in TREVISAN (1939). Nelle zone di Massimeno e Malga Plan la successione del Verrucano Lombardo inizia con un'orizzonte, potente alcune decine di metri, di brecce e paraconglomerati (VER_a), simili, per caratteri, a quelle delle intercalazioni presenti nell'unità delle Lave di Bocenago. Si tratta di depositi fluviali di trasporto in massa (*debris flow*), di probabili eventi di piena, che contengono prevalenti clasti spigolosi di micascisti (cm, dm) in abbondante matrice rossa. Le brecce decrescono gradualmente di spessore verso sud, fino a scomparire nella zona di Bocenago. Con ogni probabilità l'area sorgente dei clastici doveva essere localizzata in corrispondenza dell'alto strutturale del Dos del Sabion (CASSINIS *et alii*, 1982).

La facies tipica dell'unità è costituita da microconglomerati e conglomerati verdi o grigio-chiari, con matrice arenacea, alternati a livelli di arenaria grossolana. I conglomerati e i microconglomerati presentano un elevato grado di maturità, in quanto sono caratterizzati da clasti arrotondati, composti prevalentemente da quarziti. Il contatto tra le brecce basali e la facies conglomeratica è transizionale, ed è ben esposto nella zona di Malga Plan. L'unità è organizzata in una sequenza positiva: le facies conglomeratiche passano transizionalmente verso l'alto ad arenarie grossolane contenenti sottili intercalazioni di peliti nere con resti di vegetali (Val di Pac). Il limite con l'Arenaria di Val Gardena è stato posto convenzionalmente alla prima intercalazione di siltiti rosso-mattone, che generalmente coincide con una diminuzione drastica degli apporti conglomeratici. Lo spessore dell'unità varia da poche decine di metri fino a circa 100 m in corrispondenza della Val di Pac. Età: Permiano superiore.

2.2.2. - Arenaria di Val Gardena (GAR)

Le arenarie di questa unità (arenarie di M. Mignòlo secondo CASSINIS, 1968) chiudono la successione permiana, con spessori variabili da circa 5 m fino ad un massimo di 150-200 m. Da un punto di vista litologico questa formazione è costituita da arenarie rosse e biancastre intercalate a siltiti micacee color rosso mattone.

Le arenarie corrispondono a litareniti e litareniti feldspatiche (FONTANA &

ZUFFA, 1982; CORTESOGNO *et alii*, 1998). Gli strati arenacei presentano uno spessore da metrico a decimetrico, e talvolta sono caratterizzati da una laminazione piano-parallela. In generale si osserva che le siltiti micacee tendono ad aumentare di spessore nella parte alta della formazione. Questa formazione si è depositata in un ambiente fluviale caratteristico di un clima semi-arido (MASSARI & CADEL, 1979; ORI, 1986). Gli strati arenacei con geometria tabulare e laminazione piano-parallela possono essere interpretati come depositi di flusso laminare, legati alla terminazione di un fiume in una piana arida (ORI *et alii*, 1986). Età: Permiano superiore.

2.3. - SUCCESSIONI DEL TRIASSICO INFERIORE-MEDIO E CARNICO

Le unità del Triassico inferiore e medio sono rappresentate principalmente nelle zone occidentali del Foglio (ad O della Linea di Ballino e delle sue diramazioni verso N), entro le coperture più prossime alla Linea delle Giudicarie S. Si tratta dunque di unità rappresentate da tipiche associazioni in facies lombarda, assenti nel settore orientale adiacente del Foglio o, se presenti, caratterizzate da altre facies, per lo più di tipo veneto o di transizione. Fa eccezione la Formazione di Werfen che, malgrado la sua esiguità, presenta intervalli simili a quelli delle successioni delle Dolomiti; ciò vale anche per il Conglomerato di Richthofen della Val Perse.

2.3.1 - *Formazione di Werfen (WER)*

Indicata in precedenza come Servino (PELOSO & VERCESI, 1982a; 1982b), l'unità risulta ampiamente confrontabile con le successioni delle Dolomiti (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983; SCIUNNACH, 1999). Nell'area del Foglio Tione di Trento, non è stato possibile suddividere questa formazione nei classici membri delle Dolomiti a causa del suo esiguo spessore e della scarsità degli affioramenti. Nella Sezione di Ragoli la Formazione di Werfen ha uno spessore attorno a 150-200 m, sensibilmente maggiore rispetto a quanto osservato nelle aree contigue. Nel complesso la successione può essere suddivisa in tre intervalli principali. L'intervallo basale è caratterizzato da un orizzonte di dolomie grigio-chiare laminate, talvolta vacuolari, contenenti fantasmi di ooliti, che corrispondono al calcare di Praso (CASSINIS, 1990; SCIUNNACH *et alii*, 1999). Al di sopra seguono calcari micritici grigio-chiari, in strati di 50 cm, con intercalazioni centimetriche di calcari siltosi laminati, calcareniti e calcsiltiti con laminazione incrociata da *ripple*. Verso l'alto compaiono strati di calcari oolitici con ooliti rosse, intercalati all'interno di calcari siltosi gialli laminati e micriti bioturbate grigie. Nel complesso questo intervallo, potente 30-40 m, corri-

sponde ai Membri di Siusi e dell'Oolite a Gasteropodi delle Dolomiti. L'intervallo sommitale è costituito da siltiti laminate violacee o grigie, in strati di 30-50 cm, riferibili al Membro di Campil. Seguono livelli di calcari siltosi grigio verdi, vacuolari, intercalati in siltiti rosse, probabilmente corrispondenti con i Membri di Val Badia, Cencenighe e S. Lucano delle Dolomiti.

Nella sezione di Ragoli la Dolomia del Serla Inferiore non è mai rappresentata, e la Formazione di Werfen passa direttamente al calcare di Angolo. La Formazione di Werfen presenta una successione a spessore ridotto (50-60 m) nella zona di Provaiolo, mentre raggiunge un massimo di circa 130 m nella zona di Prati di Daone. Nella zona di Provaiolo la Formazione di Werfen è costituita da prevalenti siltiti laminate gialle e rosse, con subordinate intercalazioni di calcari e dolomie giallastre. Età: Triassico inferiore.

2.3.2. - *Dolomia del Serla Inferiore (SLI)*

L'unità è stata frequentemente indicata, in passato, con la denominazione di Carniola di Bovegno. Con contatto netto e concordante, a tetto della Formazione di Werfen, essa affiora solamente in località Provaiolo (margine S del Foglio). Tipicamente è costituita da breccie autoclastiche con elementi marnosi neri e calcari e dolomie vacuolari in strati medi con spessori complessivi fino alla decina di m. Più a Nord il limite tra la Formazione di Werfen e l'unità non affiora. Per questo motivo non si può verificare la continuità laterale di questa formazione, che è sicuramente assente nella contigua sezione Ragoli. In località Provaiolo, l'unità presenta uno spessore di circa 50 m, ed è interamente costituita da dolomie vacuolari ben stratificate. Queste associazioni di facies indicano che la formazione presenta caratteri primari, legati a una sedimentazione in ambiente di tipo evaporitico. Età: Triassico inf.-Anisico inf..

2.3.3. - *Calcare di Angolo (ANG)*

Il Calcare di Angolo, caratterizzato da spessori anche significativi (150-170 m), può essere suddiviso in due intervalli principali. La porzione inferiore della formazione è costituita da strati metrici di calcari dolomitici grigio-chiari, alla base. Gli strati sono caratterizzati da breccie a intraclasti alla base, da orizzonti a *fenestreae* e da laminazioni stromatolitiche di ambiente peritidale verso la parte sommitale di questo intervallo. Agli strati dolomitici si alternano calcari nodulari neri e micriti grigie con laminazione a scala centimetrica o millimetrica. Complessivamente questa successione corrisponde all'unità basale del Calcare di

Angolo descritta da GAETANI (1969; 1983). L'intervallo basale e l'intervallo inferiore formano insieme il “membro inferiore” del Calcare di Angolo (ASSERETO & CASATI, 1965), particolarmente ben rappresentato nelle Giudicarie.

L'intervallo superiore del Calcare di Angolo inizia con un'alternanza di strati di micriti nere e chiare, bioturbate. Verso l'alto seguono micriti e dolomicriti da grigio-scuro a nere in strati da centimetrici a decimetrici con giunti irregolari e ondulati, fossiliferi (Brachiopodi e Molluschi). Talora si osservano intercalazioni di dolomie grigio-chiare, in strati metrici, contenenti intraclasti neri. Nel complesso le facies dell'intervallo superiore del Calcare di Angolo indicano un ambiente di sedimentazione subtidale, compatibile con la “facies Giudicariense” (GAETANI, 1969; 1983). A Provaiole, il passaggio e il limite con la sottostante Dolomia del Serla Inferiore non sono mai stati osservati, a causa delle coperture detritiche superficiali. Non si può quindi verificare la presenza della successione basale del Calcare di Angolo, caratterizzato da alternanze di carnioli, dolomie biancastre e calcari dolomitici neri (GAETANI, 1969). Età: Pelsonico.

2.3.4. - *Conglomerato di Richthofen (RIC)*

E' presente solo in Val Perse (versante orientale del Gruppo di Brenta centrale) in un piccolo affioramento, di cui manca il limite inferiore, troncato dal Sovrascorrimento di Pozza Tramontana (PT di fig. 16). Si tratta di paraconglomerati e conglomerati rosso mattone a ciottoli carbonatici silicei e vulcanici per uno spessore di circa un metro. I ciottoli carbonatici contengono associazioni ad alghe tra cui *Diplopora*. Segue un'alternanza di arenarie fini e siltiti rossastre, argilliti marnose rosse, dolosiltiti rosso-violacee per circa 3 m. Dopo alcuni metri non eposti si hanno 5 m circa di alternanze di calcari micritici scuri e di argilliti nere.

Questa successione viene attribuita al conglomerato di Richthofen in quanto ricoperta da dolomie riferibili, per inquadramento, alla Formazione del Contrin, anche in base alle associazioni a *Dasycladacee* riconosciute da RINALDO & JADOUL (1994). Età: Anisico superiore.

2.3.5. - *Calcare di Prezzo (PRZ)*

Nella zona di Tione questa formazione è rappresentata da calcari micritici scuri fino a neri fittamente stratificati (1-3 cm), passanti a calcari nodulari micritici a radiolari con impronte di ammoniti, con intervalli di calcari siltosi e calcisiltiti micacee giallo-ocracee talora con selce scura; contengono sottili

intercalazioni di marne scure fino a nere. Verso l'alto sono presenti sottili intercalazioni di argille marnose grigio-verdi o giallognole di origine vulcanica (strada per l'ospedale di Tione) simili alla "Pietra Verde" dell'unità sovrastante. Questa formazione affiora, con spessori modesti (da 20 a 50 m), a sudovest della Cima Durmont ed in tutto il settore meridionale, mentre è assente a Nord di questo monte. Il limite basale è stato posto in corrispondenza della brusca comparsa, sopra le micriti subtidali del Calcare di Angolo, di depositi terrigeni forse equivalenti all'evento erosivo del Conglomerato di Richthofen delle Dolomiti (GAETANI, 1983). La successione basale del calcare di Prezzo è costituita da siltiti giallo-ocra contenenti noduli irregolari di micriti nere ad echinidi. In questa parte della formazione sono presenti facies a struttura nodulare (ad O di Cima Durmont) riferibili a un'intensa bioturbazione. I calcari siltosi nodulari sono seguiti da alcuni strati di calcari neri a crinoidi e da micriti siltose nere laminate, alternate a siltiti caratterizzate da grossi frustoli carboniosi. La porzione sommitale della formazione è costituita da strati di dolomicriti grigie con giunti ondulati.

In una zona localizzata a nord-ovest di Cima Durmont è stata attribuita al calcare di Prezzo una successione, potente circa 25 m, costituita da micriti a *pellets* scure bioturbate con intercalazioni di calcareniti ad ooliti risedimentate, dolomie nere con stromatoliti e *fenestrae* e, verso l'alto, con breccie a clasti dolomicritici. Non si può escludere che questa successione, priva di evidenti apporti terrigeni, comprenda, oltre al calcare di Prezzo, anche equivalenti parziali di altre unità (tetto del Calcare di Angolo, base della Formazione di Buchenstein - Livinallongo?) con le quali il calcare di Prezzo si può trovare in parziale eteropia. L'età di questa formazione è basata sulle faune ad ammoniti (BRACK & RIEBER, 1994), in queste aree. Lo spessore varia da 0 fino a circa 80 m. Età: Illirico.

2.3.6. - *Formazione di Buchenstein - Livinallongo* (BHL)

Nella zona a nord di Tione tra il calcare di Prezzo e il calcare di Esino si interpone un orizzonte discontinuo potente non più di 10-20 m, costituito da strati di micriti grigio-chiare contenenti abbondanti noduli irregolari di selce nera, con sottili interstrati di probabili vulcaniti argillificate verdastre ("Pietra Verde"). Questo intervallo stratigrafico è stato attribuito alla Formazione di Buchenstein - Livinallongo per somiglianza litologica con quanto si osserva nella Sezione Caderzone e nelle successioni dell'Adamello meridionale (GAETANI, 1983). Anche in questo caso l'attribuzione biostratigrafica si riferisce a sezioni prossime all'area in esame ove sono state riconosciute faune ad Ammoniti (BRACK & RIEBER, 1994), assenti in queste zone. Età: Illirico-Ladinico inferiore.

L'unità è stata recentemente elevata al rango di Gruppo; qui essa invece è presentata come semplice formazione a causa dei suoi spessori sempre esigui nei rari affioramenti. In tali condizioni un simile adeguamento non sembra realizzabile.

2.3.7. - *Formazione del Contrin (CTR)*

Si tratta di una successione di dolomie, ben esposte nelle pareti del settore interno del Gruppo di Brenta centrale ove l'unità ha una estensione limitata (Val di Brenta Alta, Rifugio Casinei, Val Perse). In particolare queste dolomie sono direttamente sovrapposte alla successione del Conglomerato di Richthofen (Val Perse) ove formano la parte inferiore e media delle ripide pareti circostanti. L'unità è costituita da una successione di circa 160 m di spessore. Essa è formata da dolomie stromatolitiche peritidali, dolomicriti e locali breccie intraclastiche subtidali, in strati e banchi a Dasycladacee (*Diplopora* sp.) con un livello (16 m) a *tepee* (megapoligoni di disseccamento) di notevole estensione che costituisce il tetto dell'unità (RINALDO & JADOUL, 1994). Grazie alla presenza del Conglomerato di Richthofen, a letto, e della disconformità evidenziata dallo spesso livello di suoli carbonatici poligonali (*tepee*) a tetto, questa formazione viene identificata come corrispondente a quella delle Dolomiti occidentali, appunto la Formazione del Contrin, che presenta un inquadramento stratigrafico alquanto simile. Età: Illirico-Ladinico inferiore.

2.3.8. - *Dolomia dello Sciliar (SCI)*

Nelle zone del Gruppo di Brenta centrale (Val Perse e Val Brenta Alta), l'unità sovrastante la Formazione del Contrin (CTR) è costituita da dolomie in megasequenze peritidali stromatolitiche, doloareniti e dolomicriti grigio chiare in strati medio spessi a *Diplopora annulata* del Ladinico con uno spessore di circa 130 m (RINALDO & JADOUL, 1994). L'apice dell'unità è rappresentato da un livello (24 m circa) di paleosuoli carbonatici a *tepee* ove è stato posto anche il limite tra queste dolomie e la formazione di Breno sovrastante. L'unità è dunque racchiusa tra due discordanze evidenziate da inconfondibili livelli a *tepee*, facilmente riconoscibili anche in parete. La denominazione dell'unità è coerente con il quadro della litostratigrafia delle Dolomiti. Analogamente alla Formazione del Contrin, l'unità è presente in una limitata zona del Brenta centrale (Val Brenta Alta e Val Perse). Età: Ladinico inferiore.

2.3.9. - *Calcare di Esino* (**ESI**)

La successione è costituita da dolomie massicce o in banchi superiori al metro con brecce nella parte basale: si tratta di carbonati che hanno subito una dolomitizzazione pervasiva generalizzata. Nella parte superiore sono tuttavia ancora riconoscibili estese cavità (dm-m) con riempimenti meccanici interni di silt vadoso dolomitizzato laminato di colore da grigio ad ocra (*paleokarst*). Nella zona di Cima Durmont la successione è costituita da dolomie grigio-chiare massicce o irregolarmente stratificate in grossi banchi con spessori complessivi intorno a 70-100 m. Lo spessore dell'unità è generalmente decrescente da S (200 m) a N (50-80 m); a settentrione di Monte Amolo è all'incirca di 50 m. L'unità è, in parte, eteropica con il calcare di Prezzo e con l'intera Formazione di Buchenstein-Livinallongo. Verso S, ove il calcare di Esino è direttamente sovrapposto al calcare di Prezzo, l'età della sua base risulta dell'Anisico superiore, mentre verso Nord, a causa dell'eteropia con la Formazione di Buchenstein-Livinallongo, è di età ladinica inferiore. L'età del tetto, segnato da una pronunciata *unconformity* potrebbe essere abbastanza uniforme in queste zone e forse correlabile con l'importante abbassamento del livello marino del Ladinico superiore (cf. BRACK & RIEBER, 1994; PICOTTI, 1992). Nella zona di M. Cargadursi, il calcare di Esino, con uno spessore di circa 150 m, poggia direttamente sul Calcare di Angolo ed è costituito in prevalenza da dolomie massicce grigio-scuri, a dolomitizzazione pervasiva che ha cancellato le strutture sedimentarie primarie. L'unità, verso N e NNE (Gruppo di Brenta), è sostituita dalla Formazione del Contrin e dalla Dolomia dello Sciliar. Età: Illirico-Ladinico inferiore.

2.3.10. - *Arenaria di Val Sabbia* (**SAB**)

Si tratta di una successione eterogenea, fortemente variabile da zona a zona. I *markers* litologici più significativi di questa unità sono costituiti:

- a) da peliti rosse (fino a 10 - 20 m) a cui si alternano intercalazioni di corpi metrici di conglomerati a ciottoli (cm, dm) sub-arrotondati di dolomie e andesiti (alveo del T. Arnò, a monte di Bondo);
- b) da livelli di micriti intraclastiche grigie a *fenestrae* e *birdeyes* in spessi strati (50 cm), seguiti da micriti e marne rosse a cui si intercalano interstrati di argille rosse con due livelli di conglomerati a matrice siltosa rossa e clasti di dolomie, di micriti scure e di selce.

Tutte queste litoassociazioni sono diffuse nella zona di M. Cargadursi dove raggiungono spessori fino a circa 100 m. Situazioni stratigrafiche simili sono quelle di Caderzone e del M. Amolo dove conglomerati e brecce in corpi spessi

sono intercalati alle marne rosse del Carnico. Nella parte superiore dell'unità gli strati marnosi rossi passano rapidamente alle successioni di dolomie peritidali e a stromatoliti della Formazione di Breno. Tutte queste successioni erano state riferite agli strati di Raibl nelle precedenti attribuzioni. Età: Ladinico sup.-Carnico.

2.3.11. - *Formazione di Breno (BRE)*

Nel settore meridionale del Foglio (zona di Breguzzo e dintorni di Tione), la successione dell'unità presenta un contatto netto, discordante e trasgressivo sul calcare di Esino. Nella parte inferiore (prima decina di metri) sono presenti calcari grigio-scuro sottilmente stratificati (10 -40 cm) a sciami stilolitici rossastri simili al Calcare Rosso della Bergamasca (facies delle peliti rosse dei suoli ematitici e lateritici di ambiente arido o semiarido, peri-marino, in emersione: v. ad es. ASSERETO & KENDALL, 1977). Seguono dolomie e calcari dolomitici grigio-chiari peritidali con tipiche strutture stromatolitiche ben rappresentate tra 30 e 70 m dalla base. La parte superiore dell'unità è costituita da calcari dolomitici e dolomie (dolomicriti) peritidali sempre più fenestrati verso l'alto ove contengono livelli di microbreccie tempestiche (*floatstone*), piccoli *tepees* e *sheet-cracks*. Il passaggio diretto con la Dolomia Principale, ove presente, è marcato da una superficie di discordanza (*unconformity*) a volte associata a livelli di breccie o a *paleokarst* metrici. Spessori variabili da 350 m a meno di 200 m verso Nord. La base dell'unità è rappresentata da una successione vulcanoclastica riferita all'arenaria di Val Sabbia. Va ricordato a questo punto che le successioni sopra descritte non sono esattamente identificabili con il membro dell'Annunciata di ASSERETO & CASATI (1965). Si tratta dunque di successioni che sono state ritenute genericamente riferibili alla formazione di Breno e che, in buona parte, dovrebbero corrispondere al membro suddetto. Età: Ladinico sup. - Carnico.

Nelle zone del Gruppo di Brenta centrale (Val Perse e Val Brenta Alta), alla Formazione di Breno, è stata riferita anche la successione (circa un centinaio di metri), sovrastante uno spesso paleosuolo a *tepee*, ove sono presenti dolomie in cicli peritidali con alternanza di intervalli subtidali. In questo intervallo scompaiono le Diplopore e sono presenti invece associazioni algali a *Clypeina beisici* riferibili al Carnico (RINALDO & JADOUL, 1994). Questo intervallo è stato attribuito a BRE per l'estensione e contiguità che tale formazione presenta a S, lungo il versante sud occidentale (Val Rendenala) del Gruppo di Brenta. Può essere utile rilevare, tuttavia, che, usando la litostratigrafia delle Dolomiti detto intervallo viene a corrispondere alla Dolomia Cassiana o parte di essa.

2.3.11.1. - Formazione di Breno, Membro di Campolungo (**BRE₂**)

A questa unità è stata riferito l'intervallo, ben stratificato, direttamente sottostante alla Dolomia Principale dei dintorni di Val Brenta Alta, Rifugio Brentei e Val Perse (Gruppo di Brenta) dove la base dell'unità è riconoscibile in quanto corrisponde ad una caratteristica cengia. La successione, con uno spessore di circa 50 m, è costituita da calcari dolomitici petroselciosi lastriformi (10-30 cm), grigio-scuri, costituiti da *mudstone* micritici passanti a dolomicriti con rari intraclasti giallastri millimetrici e rari piccoli noduli di selce grigio-verde. Si hanno interstrati irregolarmente distribuiti, di marne e argille verdi e rossastre. Gli strati carbonatici maggiori presentano laminazioni interne millimetriche. Per inquadramento, questa successione può essere attribuita al Carnico medio-superiore e va riferita al "Gruppo di Raibl" in analogia alle precedenti attribuzioni (TREVISAN, 1939; RINALDO & JADOUL, 1994). Va anche ricordato che la denominazione proposta all'unità, in queste Note, ha carattere provvisorio in quanto il "gruppo" suddetto è attualmente in corso di formalizzazione. Età: Carnico.

2.4. - UNITÀ DI PIATTAFORMA E BACINO DEL NORICO-RETICO-LIAS BASALE

Si vedano le figg. 3 e 4.

2.4.1. - Dolomia Principale (**DPR**)

La Dolomia Principale è una tipica formazione di dolomie di piattaforma costituita da una monotona successione di cicli peritidali metrici ben conosciuta anche da un punto di vista sedimentologico (BOSELLINI, 1967; 1991; BOSELLINI & HARDIE, 1985). Essa è sovrapposta in paraconcordanza alla sommità della formazione di Breno (settore centro occidentale, S del Foglio) e al membro di Campolungo (Gruppo di Brenta centrale). Affiora ampiamente nelle zone del Foglio ad E dell'Adamello costituendo gran parte degli alti rilievi del Gruppo di Brenta.

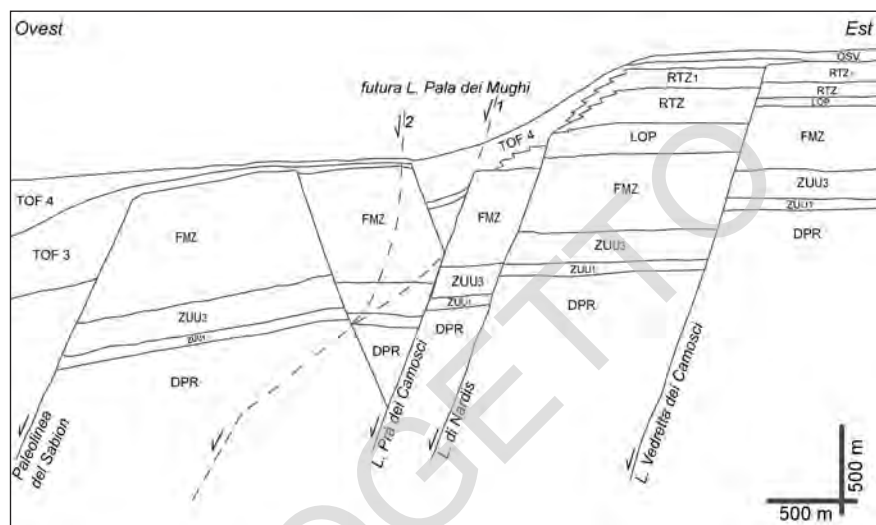
Nella parte inferiore (primi 500-700 m) si presenta ben stratificata con cicli di tipo loferitico, in ciascuno dei quali si distingue una porzione basale subtidale, con dolomie prive di strutture, microcristalline a Megalodonti, spesso in posizione di vita e Gasteropodi, cui si sovrappone un intervallo a lamine con tappeti algali e *fenestrae* (loferiti) e strati di tempesta a bioclasti e peloidi. Nella parte terminale del ciclo i livelli laminati sono interessati da processi di disseccamento (*mud crack*

e *sheet crack*) che smembrano il sedimento sottostante formando intraclasti, spesso rimaneggiati da correnti di tempesta. Il ciclo successivo ricomincia poi con una nuova bancata subtidale.

La porzione superiore di questa formazione è rappresentata da spessi banchi subtidali (fino a 2-3 m) di dolomie massicce e fossilifere che si sovrappongono verticalmente, senza interposizione di laminiti intertidali. Sono talora riconoscibili livelli a *tepee*, accumuli di pisoidi di origine vadosa e cementazione legata a processi di alterazione vadosa. In altri casi le bancate sono inoltre suddivise da livelli argillitici verdi, dubitativamente interpretati come episodi di emersione. Gli ultimi 100 m circa sono tipicamente costituiti da strati di 30-80 cm costituiti da *bindstones* stromatolitici a laminazione molto fitta di ambiente subtidale. In alcuni casi (Alto di Iron) gli ultimi 10-15 m sono costituiti da calcari dolomitici grigio scuri in strati di 15-80 cm contenenti granuli bioclastici e intraclastici spigolosi, provenienti dallo smantellamento di paleosuoli. Livelli di dolomie fortemente arrossate con sottili croste e veli pelitici generalmente di colore ocraceo fino a rosso vivo costituiscono intervalli centimetrici di “terre rosse” derivate dai processi di dissoluzione chimica durante gli episodi di esposizione subaerea dal *tidal flat*. Questi livelli corrispondono ad eventi occasionali piuttosto rari, più frequenti nella parte superiore dell'unità. La Dolomia Principale, fin dalla sua base, contiene *Megalodon gümbeli* e *Worthenia escherii* (TREVISAN, 1939; RINALDO & JADOUL, 1994). Gli spessori raggiungono circa 1500 m nel settore occidentale del Foglio, si riducono a circa 1100 -1200 m nel Gruppo di Brenta. Età: Norico-Retico.

2.4.2. - *Calcare di Zorzino (ZOR)*

E' compreso tra la Dolomia Principale a letto ed il calcare di Zu membro del Grostè, a tetto. L'unità è costituita da una monotona successione di calcari micritici ricristallizzati e di dolomicriti nere in strati di spessore variabile da 1-2 a 40-50 cm, talora fetidi alla frattura fresca; negli interstrati sono presenti subordinate peliti molto fini, di colore nero, carbonioso-bituminose (simili alle *black shales*) fino a 10 cm di spessore. Negli intervalli micritici e dolomicritici sono riconoscibili laminazioni parallele e calcitorbiditi a gradazione diretta, con elementi di provenienza mista sia di piattaforma che di bacino. Limite inferiore non affiorante. Spessore fino a circa 200 m. Affiora solamente in Val Brenta bassa, al margine N del Foglio. Età: Norico.



Legenda:

DPR: Dolomia Principale;
ZUU₁: calcare di Zu, membro del Grostè;
ZUU₃: calcare di Zu, membro di Tremalzo;
FMZ: formazione di Monte Zugna;
LOP: calcare oolitico di Loppio;
RTZ: formazione di Rotzo;

RTZ₁: formazione di Rotzo, membro di Tovel;
OSV: calcare oolitico di San Vigilio;
TOF₃: formazione del Tofino,
 membro di Malga Tenera;
TOF₄: formazione del Tofino,
 membro di Bocchetta Slavazi

Fig. 3 - Tentativo di ricostruzione dei rapporti stratigrafici delle unità norico-liassiche della transizione piattaforma-bacino nella zona della Pala dei Mughli-Dos del Sabion. In evidenza il controllo della tettonica estensionale norico-liassica sulle successioni bacinali delle formazioni del Tofino (TOF). L'ordine di attivazione nel Cretaceo sup. delle faglie (1, 2) della linea della Pala dei Mughli è indicato a tratteggio nello schema (v. anche fig. 4).

2.4.3. - Calcare di Zu (ZUU)

La formazione del calcare di Zu è direttamente sovrapposta alla Dolomia Principale e comprende due membri uno di rampa carbonatica che occupa la posizione stratigrafica più bassa ed uno generalmente sovrastante, di ambiente peritidale. Affiora estesamente in Val delle Seghe in Val d'Ambiez e in Val d'Algone.

La successione ben stratificata dei due membri del Calcare di Zu (ZUU₁, ZUU₃) è ben esposta lungo le pareti alla testata del Vallon. Qui essa, assieme ai Calcari Grigi sovrastanti, forma la grande piega a ginocchio illustrata nella fig. 17. Età: Retico.

2.4.3.1. - Calcare di Zu - Membro del Grostè (ZUU₁)

Questa unità è costituita dalla sovrapposizione di sequenze *thickening* e *coarsening upward* direttamente sovrapposte in paraconcordanza sulla sommità della Dolomia Principale. I singoli cicli sono formati, alla base, da alternanza di calcari micritici, marne ed argilliti nere in strati di spessore decimetrico ai quali seguono, verso l'alto, prevalenti tempestiti carbonatiche gradate a gusci di bivalvi, gasteropodi e altri bioclasti. La parte alta del ciclo è normalmente formata da banchi di biomicriti grigie a volte con cespi di coralli (tipo *Thecosmilia*) variamente rimaneggiati. L'organizzazione verticale dei depositi all'interno delle parasequenze indica una diminuzione di batimetria verso l'alto secondo una dinamica deposizionale tipica di un ambiente di rampa carbonatica soggetta ad eventi di alta energia (tempestiti e strutture ad *hummocky*) (GNACCOLINI, 1965b; MASETTI *et alii*, 1985; JADOUL *et alii* 1994). Questo membro presenta spessori molto variabili, da un minimo di 50 m presso Molveno e 80 m al Ponte di Lisan, essi aumentano verso N, fino a oltre 400 m in alta Val d'Algone (a sud della faglia sinsedimentaria della Forcolotta, FO di fig. 16), raggiungendo i 600 m nel settore di Zuclo (sezione del Torrente Ridever), ove la parte superiore è eteropica al membro di Tremalzo e l'unità è ricoperta dalle breccie dal membro del Doss de la Torta (Corna). In tutti gli altri settori, questa successione passa al membro di Tremalzo, con limite posto alla comparsa della prima tidalite. Età: ?Norico-Retico.

2.4.3.2. - Calcare di Zu - Membro di Tremalzo (ZUU₃)

Questa unità è formata da calcari e calcari dolomitici ben stratificati, con rare intercalazioni argillitiche, sempre meno frequenti verso l'alto, riferibili ad un ambiente di piattaforma carbonatica tidale. La successione stratigrafica è omogenea con scarse variazioni laterali di facies, è scomponibile in cicli di tipo *shallowing-upward* di spessore metrico (1-3 m) nei quali si passa da micriti subtidali bioturbate, nella parte inferiore del ciclo, a depositi inter- e sopratidali caratterizzati da *birds eyes*, piccoli *tepee* e laminazioni stromatolitiche (STEFANI & GOLFIERI, 1989). In alcuni casi si possono riconoscere orizzonti attribuibili ad esposizioni subaeree (*sheet cracks*). Localmente questi cicli sedimentari fanno transizione laterale a condizioni di piattaforma interna che non permettono lo sviluppo delle facies peritidali.

Lo spessore varia da un minimo di 50-80 m (Val d'Algone, M. S. Martino) ad un massimo di circa 250 m al M. Scaricle, settore nel quale l'apice dell'unità costituisce il letto di giacitura della formazione del Tofino, membro del Torrente Duina. Età: Retico.

2.4.4. - *Corna* (**COR**)

Questa unità costituisce un litosoma carbonatico di piattaforma, omogeneo nelle litologie e tipico della sponda occidentale del Garda e dei rilievi del Bresciano ben rappresentato a S, nelle zone occidentali del Foglio Riva, assente o non riconosciuto in forma tipica in quelle del Foglio Tione, ove l'unità è stata suddivisa in due membri: uno interamente dolomitico, in passato riferito alla "dolomia superiore" (membro del Doss de la Torta) e da uno costituito da brecce essenzialmente dolomitiche (membro del Pichea). Età: ?Retico-Sinemuriano inf..

2.4.4.1. - *Corna* - membro del M. Pichea (**COR₁**)

È rappresentato da un voluminoso corpo di brecce clinostratificate con frequenti blocchi, da metrico a decametrico, isolati (olistoliti) in matrice micritica e sabbiosa interstratificate a micriti dolomitizzate grigiastre e selciose sempre più frequenti verso i depocentri bacinali. Questi depositi massivi costituiscono accumuli prossimali derivati dal denudamento gravitativo (*debris flow*) per distacchi e frane dal margine della piattaforma delle dolomie del membro del Doss de la Torta. L'unità, rappresentata solo al margine Sud del Foglio, è incompleta a causa dell'erosione, con spessori affioranti di 150 m circa. E' esposta principalmente, con spessori fino a 600 m, nelle zone adiacenti del Foglio Riva. Età: Retico sup.-Hettangiano.

2.4.4.2. - *Corna* - membro del Doss de la Torta (**COR₂**)

Dolomie per lo più massicce grigio chiare fino a bianco candido, prive di strutture a causa della dolomitizzazione pervasiva che conferisce loro un aspetto macrocristallino (saccaroide). L'ambiente di formazione è prevalentemente subtidale, anche se si riscontrano intervalli peritidali (soprattutto alla base). Sterile dal punto di vista micropaleontologico, l'attribuzione di età è possibile solo per inquadramento. E' presente nel settore meridionale del Foglio alla base dei rilievi a S di Tione (ripidi pendii tra il M. Sera e M. Piza) ove raggiunge spessori fino a 250 m circa. Età: Retico sup.-Hettangiano.

2.5. - IL GRUPPO DEI CALCARI GRIGI, E LE UNITÀ IN FACIES VENETA DELL'“ALTO DI TRENTO” (? RETICO-LIAS-AALENIANO)

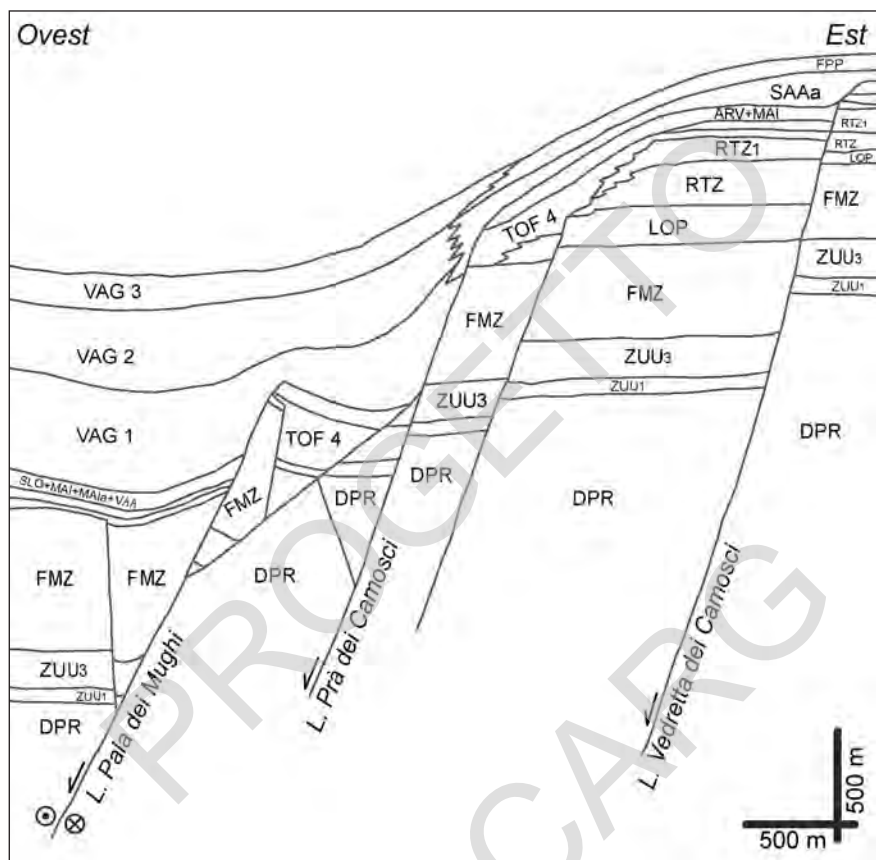
Il Gruppo dei Calcari Grigi, eteropico ai membri del Torrente Duina e di Malga Tenera della formazione del Tofino e della formazione di Val D'Oro, costituisce un'unità sintettonica di piattaforma carbonatica tra le più classiche del Lias sudalpino che si è sviluppata sotto il controllo della tettonica estensionale del *rifting* norico-liassico. In base ai caratteri litologici, alle associazioni di facies e alle reciproche relazioni geometriche delle successioni interne al Gruppo sono stati distinte quattro formazioni. Queste unità corrispondono ai membri che erano già stati introdotti e utilizzati in precedenza (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971; MASETTI *et alii*, 1996a, 1996b). Le tipiche associazioni liassiche di piattaforma carbonatica di tipo bahamiano sono chiuse alla loro sommità dal calcare oolitico di S.Vigilio che precede il definitivo affondamento della piattaforma in zone più profonde, in gran parte afotiche, testimoniate dai calcari sovrastanti del Rosso Ammonitico Veronese e della Maiolica.

Queste successioni, in facies veneta, sono tipiche del settore orientale del Foglio (a E della Linea della Val d'Ambiez, AZ di fig 16); mancano, o risultano incomplete, in quello occidentale. Infatti questa linea assieme a quella della Vedretta dei Camosci (VC di fig. 16) rappresenta la prosecuzione verso N, della scarpata tettonica Ballino-Garda.

2.5.1. - Formazione di Monte Zugna (FMZ)

Corrisponde a buona parte del membro inferiore dei Calcari Grigi di Noriglio della precedente suddivisione (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971; MASETTI *et alii*, 1996a, 1996b). È rappresentato da due facies nettamente distinte: quella con calcari prevalentemente micritici (unità subtidale) e quella dei calcari peritidali, in prevalenza stromatolitici ben rappresentata nelle zone adiacenti: Val di Loppio, Valle del Sarca (unità peritidale).

L'*unità subtidale* è dominata da sequenze cicliche submetriche e metriche con calcari micritici grigi e nocciola, ben stratificati (15-40 cm). Alla sommità di queste sequenze sono presenti calcareniti (*wackestone* e *grainstone*) ad ooliti, oncoliti, bioclasti, intraclasti e peloidi, che talora rappresentano anche livelli di tempesta. L'intervallo inferiore, di spessore decametrico, ma localmente (Fracinglo) fino a un centinaio di metri, è generalmente dominato da facies di bassa energia, in cui prevalgono i fanghi (*mudstone*) spesso a spicole di spugne. Sul versante NO del M. Casale, lungo la Statale 237 partendo dal km 106+100



Legenda:

DPR: Dolomia Principale;
ZUU₁: calcare di Zu, membro del Grostè;
ZUU₃: calcare di Zu, membro di Tremalzo;
FMZ: formazione di Monte Zugna;
LOP: calcare oolitico di Loppio;
RTZ: formazione di Rotzo;
RTZ₁: formazione di Rotzo, membro di Tovel;
TOF₄: formazione del Tofino,
 membro di Bocchetta Slavazi;
ARV: Rosso Ammonitico Veronese;

SLO: Selcifero Lombardo;
MAI: Maiolica;
MAI_a: Maiolica, litofacies a breccie poligeniche;
VAA: Scaglia Variegata Alpina;
VAG₁: formazione di Val d'Agola,
 membro del Bregn da l'Ors;
VAG₂: formazione di Val d'Agola,
 membro delle Coste di Grual;
VAG₃: formazione di Val d'Agola,
 membro del Sarca di Campiglio;
FPP: formazione di Ponte Pià.

Fig. 4 - Tentativo di ricostruzione dei rapporti stratigrafici delle successioni cretacico-eoceniche nella zona della Pala dei Mughì-Doss del Sabion e dei loro legami con unità norico-giurassiche sottostanti (v. anche fig. 3). In evidenza il controllo della tettonica estensionale cretacica (L. della Pala dei Mughì) sulle successioni bacinali del flysch del Cretacico superiore-Eocene inf. (Fm. di Val D'Agola, VAG).

(vecchia strada dismessa) affiorano circa 300 m di calcareniti (prevalenti *wackestone* bioclastico-oolitico pisolitici), a matrice micritica, e calcari intraclastico-micritici fino a calcilutiti (*mudstone*) di colore bruno con associazioni algali caratteristiche del Lias (*Cylindroporella* cf. *ellembergeri*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Cayeuxia moldavica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*). A Nord del Sarca e nel Gruppo di Brenta meridionale le associazioni subtidali sono del tutto prevalenti. Queste facies sono piuttosto tipiche nei rilievi attorno al M. Valandro ove sono ricoperte dai calcari del membro di Stenico. Esse sono organizzate in bancate massicce, di spessore metrico e prive di intercalazioni argillose. Affiorano tra la linea del Sabion (LS) e la linea dei Rossati (RS di fig. 16) con spessori decrescenti da Ovest (600 m al Vallon, VA di fig. 12 e Fracinglo) verso est (100 m al Dos di Dalum, DD di fig. 16). Sono presenti, saltuariamente, anche rari intervalli peritidali alternati a prevalenti associazioni subtidali fangose come riconosciuto sui rilievi del Fracinglo e Vallon con qualche livello di calcari laminati a *fenestrae* associati a veli di *terre rosse* e a *paleokarst*. In queste zone (ad O della L. della Vedretta dei Camosci, VC di fig. 16) i calcari subtidali dell'unità sono compresi tra il calcare di Zu a letto e il calcare Oolitico di Loppio a tetto.

Nella zona del Croz dell'Altissimo, l'unità subtidale, presenta una facies particolare costituita da una monotona ripetizione di strati e banchi metrici di calcari micritici (*mudstone* e *wackestone*) a *fenestrae* con laminazioni di tipo stromatolitico (spessore circa 200 m), cui segue una potente successione (circa 350 m) di prevalenti calcareniti oncolitiche e a volte encrinetiche (*wackestone* e *packstones*), subtidali che, a fine ciclo, talora presentano intensi effetti di diagenesi vadosa con cavità di dissoluzione, riempimenti meccanici, arrossati (*terre rosse* ?) e chimici entro strutture geopete di dimensioni fino a decimetriche. Nella parte alta si passa a fitte alternanze di micriti molto scure nodulari di spessore variabile (dm, m) e banchi metrici di calcareniti grigie per uno spessore complessivo di circa 80 m. La successione si chiude (Cima dei Lasteri) con oltre 50 m di calcari lastriformi (10-25 cm), scuri, raramente selciferi, costituiti da micriti pellettifere con sparse spicole di spugna e radiolari. Questa successione è riferibile ad un ambiente che da peritidale evolve a condizioni subtidali e più profonde e può essere espressione di un settore fortemente subsidente, interno alla piattaforma, limitato da faglie sinsedimentarie locali (L. della Daniola e L. di Valle delle Seghe).

L'unità *peritidale* è rappresentata da una spessa successione ciclica a strati e banchi dei seguenti litotipi: a) calcari dolomitici a grana fine, da grigio a giallo ocra fino a rossastri, in strati fino a 50 cm, con croste limonitiche e veli pelitici talora incoerenti, varicolori, presenti nella parte superiore degli strati; tipiche strutture di questo intervallo, soprattutto alla base del ciclo, sono *fenestrae* e

cavità decimetriche con riempimenti di terra rossa (*paleokarst*); *b*) calcari, più o meno dolomitici a fitta laminazione (mm, cm) di tipo stromatolitico (*bindstones*) con scarsi resti fossili. *Fenestrae*, con riempimenti meccanici e chimici interni, sono strutture diffuse e tipiche di questi intervalli il cui spessore varia da pochi cm a 1-2 m; *c*) calcari micritici da grigio chiari a bruni (*mudstone* e *wackestone*) con abbondanti resti fossili (molluschi, alghe) in strati e banchi di spessore variabile da pochi decimetri a 2-3 metri. Questa successione è ben rappresentata nell'area a E e NE del Lago di Cavedine con spessori affioranti di circa 150-200 m e sul versante E del M. Gazza (successione di S. Massenza, CASTELLARIN & SARTORI, 1973) ove gli spessori raggiungono circa 350 m.

Per quanto riguarda l'età della formazione (tra cui TREVISAN, 1939; CHARVET, 1967) avevano attribuito esclusivamente al Retico superiore la successione compresa in quest'unità. Per la sua parte basale un'età triassica finale, del Retico superiore, è possibile se non addirittura probabile. Tuttavia nella parte superiore e media di queste successioni sono state riconosciute associazioni algali a *Paleodasycladus cf. mediterraneus*, che sono riferibili al Lias (CASTELLARIN, 1972). Età: ?Retico-Sinemuriano.

2.5.1.1. - Formazione di Monte Zugna - membro di Stenico (FMZ₁)

Il membro di Stenico è costituito prevalentemente da: *mudstone* grigio nocciola chiari con radiolari, spicole di spugne e scarsi foraminiferi, *wackestone* bioclastici a spicole di spugne, ooliti e peloidi, rari *grainstone* unimodali ad ooliti micritizzate. Le varie litofacies presentano spesso dispersi noduli (cm, dm) di selce bruna. L'unità mostra generalmente una stratificazione massiccia maldestinta o in bancate metriche. Tra i fossili è presente *Vidalina martana* (nella parte alta dell'unità) e sono diffusi gli spongiomorfi (*"Ellipsactinia bononii"*). Quest'unità, rappresentata da depositi di margine di piattaforma esterna (*fore-slope*), presenta alcune analogie con il calcare del Misone (CASTELLARIN, 1972; BECCARELLI-BAUCH, 1988), pur occupando una posizione stratigrafica diversa. Il membro di Stenico affiora nella zona compresa tra i Marugini e il Dos di Dalum e non prosegue ad E della Linea dei Rossati (RS di fig. 16). Si estende verso Sud nel versante destro della Val di Jon dove costituisce la parte medio alta dei contrafforti rocciosi. Altri affioramenti si possono osservare sulla parte sommitale del Monte Ghirlo, nei pressi della cima del Monte Valandro e ai Salti, dove l'unità immerge verso S con un'inclinazione media di 37° raggiungendo la statale Ragoli-Stenico, poco a NO dell'abitato di Stenico. Ai Marugini lo spessore è di circa 250 m, ai Salti è di circa 180 m, mentre più ad E, sul monte Ghirlo lo spessore è

all'incirca di un centinaio di metri e, nel settore più orientale, si riduce a circa 60-70 m. Il membro di Stenico è eteropico ad ovest con la formazione di Val d'Oro, a est con le facies subtidaliche della formazione di Monte Zugna. Età: Retico sup.-Sinemuriano inferiore.

2.5.2. - *Calcare Oolitico di Loppio (LOP)*

È costituita da una monotona successione di calcari oolitici grossolani in prevalenza a cemento spatico (*grainstone*) e di colorazione bianchiccia o grigio-chiara, con granuli formati in prevalenza da ooidi e botroidi e in parte anche da intraclasti e bioclasti. Contengono rari intervalli (cm, dm) di micriti scure a spicole di spugne e rarissimi belemnoidi. Sono accumuli per lo più mal stratificati o in spesse bancate da metriche fino a decametriche, talora a stratificazione e laminazione incrociata. L'unità ha uno spessore variabile da poche decine di metri fino ad oltre 200 m (settore a ovest della Vedretta dei Camosci). Questa successione è piuttosto uniforme nei caratteri in tutto il settore ad E di Stenico e M. Valandro (rilievi attorno alle zone dei Laghi di Toblino e S. Massenza, sulle pendici del M. Casale e del M. Gazza). Lungo le pendici NE del M. Casale (Statale 237, percorso della vecchia strada) sopra le successioni sub-tidali della formazione di M. Zugna seguono 180 m circa di calcari oolitici, spesso pisolitici, in prevalenza con cemento spatico, massicci o in grossi strati e banchi talora fino a 20 m di spessore a cui seguono i caratteristici strati e banchi a *Lithiotis* della formazione di Rotzo. Situazioni simili sono presenti anche nelle zone adiacenti del M. Casale e del M. Gazza, nei rilievi a Ovest di S. Massenza e più a N, del M. Soran. L'unità è talora difficile da separare all'interno delle successioni del margine della piattaforma a prevalente composizione oolitica-intraclastica. Età: Sinemuriano.

2.5.3. - *Formazione di Rotzo (RTZ)*

È l'unità più rappresentativa della parte superiore del Gruppo dei Calcari Grigi. Essa risulta internamente organizzata in sequenze di tipo trasgressivo (*thickening up*), di spessore variabile (da sub-metriche a metriche e raramente decametriche), generatesi in ambiente subtidale. Straterelli e lamine di micriti brune, pellettifere ed intraclastiche (*packstone*, *wackestone*) e di marne grigio-verdi o scure, sono alternate a calcari micritici in straterelli e strati via via più spessi. Talora sono presenti livelli carboniosi a piante; la sommità di questo ciclo di riferimento è spesso caratterizzata da grossi strati e bancate metriche ricche di

gusci di bivalvi (strati a *Lithiotis*) con esemplari che raggiungono dimensioni fino a 20-25 cm. Si tratta di associazioni di Lamellibranchi di vari generi (*Lithiotis*, *Lithioperla*, *Cochlearites* e *Gervilleioperla*) (BERTI CAVICCHI *et alii*, 1971; BROGLIO LORIGA, 1996). Biocalcareniti ruditiche, calcari oolitico-intraclastico-bioclastici in strati e banchi superiori al metro, sono spesso intercalati nella successione all'interno di questi cicli tidali, come propagazione delle barre mobili bioclastico-oolitiche (*spill-over*) entro le zone adiacenti orientali della piattaforma, registrando anche episodi di elevata energia (strati di tempesta).

Questi accumuli possono sostituirsi alle bancate di bivalvi talora in modo prevalente e quasi esclusivo, rendendo più difficile il riconoscimento di questa unità. Gli spessori sono variabili da 120 a più di 250 metri.

L'ambiente deposizionale, pur rimanendo nell'ambito della sedimentazione subtidale, è abbastanza vario, generalmente riconducibile ad un settore di piattaforma carbonatica più interna e protetta.

La Formazione di Rotzo affiora con i caratteri tipici nei rilievi circostanti il Lago di Toblino e S. Massenza, sulle pendici del M. Casale e del M. Gazza con spessori fino ad oltre 200 m. Sulle pendici O del M. Casale, lungo la Statale 237 dal km 105+350, sovrapposto in concordanza al calcare oolitico di Loppio, è presente un intervallo di 170 m di calcareniti fangose (*wackestone*) oolitico-pisolitico intraclastiche con quattro livelli a "*Lithiotis*" (a m 25, 154, 156.5, 164, dalla base dell'intervallo): ovunque sono abbondanti faune a macro- e micro-foraminiferi imperforati (*Orbitopsella praecursor*, *Lituosepta recoarensis*, *Mayncina termieri*, *Haurania* sp.) del Lias medio, cui si associano alghe incrostanti e Dasycladacee (CASTELLARIN, 1972). Situazioni simili a queste, ricostruite sulle pendici del M. Casale, sono presenti in tutta l'area orientale del Foglio a E di Stenico e M. Valandro. Età: Sinemuriano-Pliensbachiano.

2.5.3.1. - Formazione di Rotzo - membro di Tovel (RTZ₁)

L'unità è esclusivamente rappresentata sui rilievi del versante destro della Valle del Sarca ad O del Lago di Cavedine. Si tratta di calcari in facies subtidale, ben stratificati, con colorazioni cangianti dal giallo tenue al grigio-bruno, che superiormente presentano un passaggio netto ai *packstone-grainstone* del calcare Oolitico di Massone, mentre inferiormente si appoggiano senza un contatto particolarmente evidente sulla formazione di Monte Zugna in facies prevalentemente peritidale. La successione è composta da alternanze ritmiche di micriti brune prevalenti in banchi e di calcareniti grossolane. Gli strati a granulometria più fine sono formati da *mudstone* prevalenti e *wackestone*, con abbondanti ooliti, oncoliti algali, Miliolidi, *pellet* e bioclasti dispersi in matrice

micritica, in diverse tonalità di grigio, generalmente in strati compatti di medio spessore (40-120 cm). Più raramente si osservano strati più sottili (inferiori a 30 cm) composti esclusivamente da fanghi calcarei color grigio plumbeo (*mudstone*), localmente più scuri, in lamine (cm, mm), a spicole di Spugne. Le bancate granulari bioclastiche, intercalate con maggior frequenza alla sommità della successione, sono invece rappresentate da biocalcareniti ruditiche algali di color grigio-chiaro o grigio-giallastre, composte da sabbie pellettifere a bioclasti, granuli rivestiti (*lump*) e resti algali, in matrice micritica. Da segnalare la presenza di piccoli noduli di selce nella parte alta di questo membro. Tra le alghe sono frequenti le Dasycladacee, tra cui prevalgono le associazioni a *Palaeodasycladus mediterraneus*. La successione di questa unità risulta in parte eteropica con quella del calcare di Rotzo affiorante verso Nord e nel settore orientale del Foglio, rispetto al quale si differenzia per l'assenza delle caratteristiche bancate a *Lithotis*, per la locale presenza di selce e per gli spessori generalmente più ingenti compresi mediamente tra i 250 ed i 300 m. L'ambiente di formazione viene riferito ad un settore marginale della piattaforma ribassato da faglie sinsedimentarie ed in posizione interna rispetto al *mound* del Monte Misone (Foglio Riva del Garda). Età: Sinemuriano-Pliensbachiano.

2.5.4. - *Calcare oolitico di Massone (OOM)*

E' costituito da una successione, in spessi strati e banchi generalmente metrici, di calcari oolitici a cemento spatitico (*grainstone*) di colorazione grigio-chiara fino a bianca talora con stratificazione o laminazione incrociata. Le ooliti, oncoidi e botroidi, sono generalmente predominanti rispetto ai bioclasti e spesso esclusive. Le ooliti dell'unità si differenziano chiaramente rispetto a quelle del calcare oolitico di S. Vigilio in base alla struttura concentrica con diffusa micritizzazione dei cortici e alle dimensioni maggiori dei granuli. *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella parvovesciculifera* (tra le alghe), *Glomospira* sp. e *Vidalina* sp. tra i foraminiferi sono i resti fossili più frequenti. Gli spessori sono generalmente intorno ai 110 m (rilievi attorno al lago di Toblino e S. Massenza).

Verso NE (rilievi a S del Lago di Molveno), la successione presenta spessori molto maggiori che raggiungono almeno 250 m, desumibili dalle sezioni geologiche attraverso Cima Ghez-Dos delle Saette. Qui, il limite inferiore con il calcare di Rotzo non è stato osservato direttamente, perché posto in parete. Da lontano appare contraddistinto da una variazione piuttosto brusca nella stratificazione, che da sottile e ben distinta diviene spessa (da uno a più metri) e mal definita. Queste condizioni sono state osservate alla testata della Val di Dalum e seguite sul versante sinistro della Val d'Ambiez.

Sul fianco NO del M. Casale lungo la Statale 237 (al km 106) affiora una successione interamente riferibile a questa unità che è così composta: 110 m di calcari oolitici e pisolitici con cemento di spatite limpida, massicci o in potenti bancate con resti fossili scarsamente significativi. Ad essi seguono 25 m di biocalcareni grigio-chiare a grana sottile con rare ooliti superficiali e con cemento di spatite limpida, appartenenti alla parte più alta del Lias medio oppure, più probabilmente, alla base del Lias superiore (*Lituosepta cf. compressa*, *Haurania sp. ex gr. H. amiji*, *H. sp. ex gr. H. deserta*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Palaeodasycladus sp.*) (CASTELLARIN, 1972). Successioni simili sono caratteristiche di tutta l'area orientale, sia a S (M. Casale) che a N (Val Bondai). Età: Pliensbachiano superiore.

2.5.5. - *Calcare oolitico di S. Vigilio (OSV)*

Si ritiene che il calcare oolitico di S. Vigilio, caratterizzato da bio- e litofacies di piattaforma carbonatica, debba essere descritto di seguito alle unità del Gruppo dei Calcari Grigi, anche se non compreso all'interno di tale Gruppo. La principale differenza, rispetto alle unità dei Calcari Grigi sottostanti va riferita al basso ritmo di subsidenza del calcare oolitico di S. Vigilio, fatto che giustifica i modesti, talora modestissimi spessori dell'unità se rapportati all'intervallo cronologico che essa comprende. La successione di questa unità è formata da una alternanza di calcari oolitici a Crinoidi ed encriniti oolitiche, giallastre, grigie e brune verso l'alto, talora seguite da encriniti rosse.

Le ooliti sono caratterizzate da una tipica struttura radiale a volte interrotta da fini cortici micritici concentrici. Frequenti sono la laminazione e la stratificazione incrociata. L'unità è assente nel settore ad O della Linea della Vedretta dei Camosci (VC di fig.16) che, assieme alla Linea della Val d'Ambiez, rappresenta la prosecuzione verso N della scarpata tettonica Ballino-Garda. L'unità presenta spessori variabili, mediamente compresi tra la decina e la trentina di metri: sono di 25-30 m al M. Soran (zona di Molveno) e di 28 m (al km 28+575 della Statale 237) a valle di Comano. Essi si riducono a circa 10 m nelle vicinanze di S. Lorenzo in Banale (Statale 421, km 28+560). L'unità è segnata al suo apice da croste polimetalliche di *hard grounds* ferriferi, fosfatici e magnesiferi (2-5 cm) che separano questa formazione dal sovrastante Rosso Ammonitico veronese. Sulle propagini N del M. Misone l'unità è direttamente sovrapposta alla formazione del Tofino (**TOF₄**) come si riscontra assai più chiaramente nelle aree adiacenti dello stesso rilievo verso S (foglio Riva). Età: Toarciano-Aaleniano inferiore.

2.6. - UNITÀ DI BACINO DEL RETICO-LIAS-BAJOCIANO

Questa successione comprende la formazione di Val d'Oro e la formazione del Tofino con chilometriche successioni sintettoniche di tipo bacinale generalmente ad ovest della prosecuzione verso N della scarpata tettonica Ballino-Garda. Esse si sono sviluppate in concomitanza dei principali eventi estensionali del *rifting* norico-liassico.

2.6.1. - *Formazione di Val d'Oro (FVO)*

È una formazione di recente proposizione (CASOLARI & PICOTTI, 1997) direttamente sovrapposta a dolomie subtidali (membro del Doss de la Torta). Generalmente è organizzata in tre grandi cicli ettometrici. Il ciclo inferiore è costituito da calcari micritici neri a radiolari e spicole di spugna, ben stratificati con noduli di selce, con intervalli di brecce e di calcari oolitici in bancate massicce decametriche di trasporto torbido; il secondo ciclo presenta caratteri simili con calcari scuri ben stratificati selciferi alla base, seguiti da corpi maggiori di flussotorbiditi di calcari oolitici ed oncolitici in bancate decametriche e con spessori complessivi di oltre 150 m, nella parte inferiore; seguono calcari micritici selciferi alternati a calcareniti e brecce. Il terzo ciclo è caratterizzato da calcari a granulometria più sottile con prevalenza di calcari micritici selciferi e di torbiditi calcarenitico-calcisiltitiche generalmente ben cernite e laminate, associate a brecce ed accumuli di scivolamento e franamento sottomarino (*slumping*). I corpi carbonatici più spessi presentano ampie zone dolomitizzate. Nella zona di Stenico e rilievi circostanti sulla formazione di Val d'Oro sono sovrapposti in discordanza i depositi bacinali del membro di Malga Tenera della formazione del Tofino. L'unità presenta gli spessori massimi (circa 450 m) sulle pendici N del M. S. Martino (pareti a S del Sarca) e si riduce sensibilmente (45 m circa) nelle aree circostanti (Val Laone e versante E della Val d'Algone) fino a scomparire.

Per quanto riguarda il significato paleotettonico-ambientale le successioni di questa formazione costituiscono un potente litosoma di risedimenti provenienti dalla piattaforma (sabbie carbonatiche grossolane e brecce) con ripetuti intervalli di calcari selciferi bacinali di limitato spessore. Pertanto questa formazione può essere inquadrata come deposito bacinale formatosi ai piedi di zone produttive di piattaforma carbonatica Età: Hettangiano-Sinemuriano.

2.6.2. - *Formazione del Tofino (TOF)*

Assieme alla formazione di Val d'Oro l'unità può essere considerata come espressione di una successione bacinale profonda del Giurassico inferiore,

formatasi al margine della coeva piattaforma dei Calcarei Grigi sotto il controllo di una intensa attività tettonica (prosecuzione verso N della Linea di Ballino e sue vicarianti del sistema Ballino-Garda) (CASTELLARIN, 1972), nel quadro dell'evoluzione del rifting norico-liassico. L'unità è costituita da calcari micritici, grigi, lastriformi, selciferi a Radiolari e spicole di spugne con corpi di calcitorbiditi e di megabrecce talora decametriche. In base ai caratteri litologici, alle strutture sedimentarie, alle situazioni stratigrafiche di appoggio sulle sottostanti unità di piattaforma e ai rapporti geometrici fra le varie parti, questa unità è stata suddivisa in quattro membri.

Se si esclude il membro inferiore, eteropico, con le successioni della Corna e, almeno in parte, con la formazione di Val D'Oro, fra i vari membri esistono principalmente rapporti di sovrapposizione. Rapporti di completa eteropia caratterizzano invece le relazioni fra questa formazione, il Gruppo dei Calcarei Grigi, il calcare del Misone (Foglio Riva del Garda), il calcare oolitico di S. Vigilio e la parte inferiore del Rosso Ammonitico Veronese. Età: Retico-Bajociano inferiore.

2.6.2.1. - Formazione del Tofino - membro del Torrente Duina (TOF₁)

Questa unità costituisce la successione eteropica alle dolomie dei membri del Doss de la Torta e del Pichea, (Corna) nelle sue differenti caratterizzazioni, ed è costituita da calcari micritici neri, leggermente bituminosi, spesso dolomitizzati e poveri di selce, in strati di 10-15 cm a giunti ondulati di tipo *flaser* o planari. Presenta numerosi corpi stratoidi e canalizzati di brecce provenienti dal pendio delle dolomie dei membri indicati sopra. Le principali località di affioramento sono la sinclinale del M. Scaricle e la Val Marcia. Limite inferiore graduale su ZUU₃. Spessore: fino a circa 200 m. Età: Retico-Hettangiano.

2.6.2.2. - Formazione del Tofino - membro di Val degli Inferni (TOF₂)

Al margine sud-ovest del Foglio, questa unità si trova sovrapposta al membro del Torrente Duina della omonima formazione (Val Marcia, Ancis-M. Scaricle), alle dolomie del membro del Doss de la Torta, oppure alle brecce dolomitiche (membro del Monte Pichea della Corna). Essa è costituita da calcari micritici bituminosi grigio scuri e nerastri, ben stratificati (15-60 cm) con intervalli micritici marnosi e con rari noduli di selce grigio-chiara. Alla base (Cima Sera)

sono presenti intervalli dolomitizzati, che nel settore di SS. Trinità si presentano neri e molto bituminosi con giunti ondulati. Alla sommità sono presenti frequenti intercalazioni lenticolari di calcitorbiditi-arenitiche talora ruditiche, in molteplici intervalli di spessore variabile (da alcuni cm a 1,5-5 m) con abbondanti resti di Dasycladacee (tra cui *Palaeodasycladus mediterraneus*) (CASTELLARIN, 1972; CASOLARI & PICOTTI, 1997). Spessore variabile dagli 800 m del versante meridionale di Cima Sera, ove sovrasta l'unità bacinale (membro del Torrente Duina), a circa 350 m laddove ricopre la piattaforma di dolomie del membro del Doss de la Torta, con chiare geometrie di chiusura verso ovest. Ad Est della Linea Sabion-Duron viene sostituito dalla formazione di Val d'Oro, con cui è eteropico. Età: Hettangiano-Sinemuriano inferiore.

2.6.2.3. - Formazione del Tofino - membro di Malga Tenera (TOF₃)

Calcarei micritici a spicole di spugna, ben stratificati, grigio e ocra con interstrati marnosi e con rare intercalazioni di calcitorbiditi grossolane. A tetto sono presenti depositi gravitativi alimentati dalla piattaforma.

L'unità ricopre in discordanza (*drowning unconformity*) la formazione di Val d'Oro nel settore del Monte S. Martino e della Val d'Algone (CASOLARI & PICOTTI, 1997). Nell'alto di Iron, localizzato a Nord del Sarca tra Coltura ed il Lago di Ponte Pià, sono presenti calcari micritici grigio-scuri, con crinoidi ed ammoniti (*Arieticeras* sp., determinazione eseguita dal Prof. G. Cantaluppi, Pavia) tipiche del Domeriano medio. Si tratta di una successione lacunosa che ricopre direttamente le dolomie del membro del Doss de la Torta, con una notevole lacuna.

Lungo le pendici N del M. S. Martino, in corrispondenza della discordanza, è stata ritrovata una *Arnioceras* sp. del Sinemuriano inferiore. Qui gli spessori variano da est con circa 150 m, a sud-ovest, ove raggiungono 400 m, tipici anche dei settori a sud ovest del Passo Duron. I massimi spessori si ritrovano al Castello dei Camosci dove l'unità raggiunge circa 500 m.

Nelle zone bacinali più prossime al bordo della piattaforma, generalmente a ridosso della scarpata Ballino-Garda, sono presenti voluminosi corpi di megabrecce di norma riferibili al Pliensbachiano superiore e di spessore decametrico che, localmente, possono raggiungere 70-100 m di spessore (alti versanti S della Val Laone) (TOF_{3a}) (fig. 5). Si tratta di corpi di brecce a grandi blocchi (da metrici a decametrici) intercalati nelle successioni della formazione del Tofino con contatti erosivi e con geometrie a lingue allungate in direzione ovest che si estendono entro le zone del bacino per 1-2 km assottigliandosi

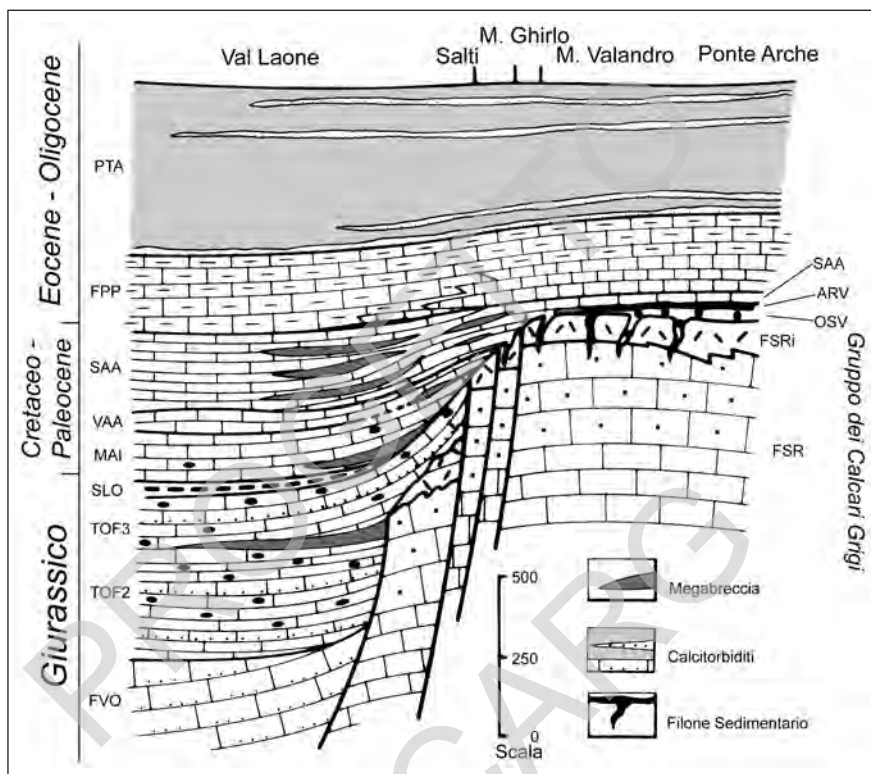
gradualmente fino a scomparire. Le sezioni trasversali, a geometria lenticolare, documentano giaciture delle brecce entro solchi di erosione profondi fino ad oltre 20 m entro le successioni sottostanti.

Le brecce sono costituite da varie unità dei Calcari Grigi, rappresentati in prevalenza dalle unità marginali della Piattaforma (blocchi della formazione di Monte Zugna e del membro di Stenico spesso con abbondanti matrici di micriti bacinali della formazione del Tofino). Si tratta di accumuli in ammassi caotici derivati da franamenti sottomarini e trasporti in massa avvenuti dai rilievi della scarpata Ballino-Garda durante gli eventi liassici del rifting.

Il denudamento dei margini della piattaforma che hanno alimentato questi ammassi, talora imponenti, ha provocato profonde erosioni e nicchie di distacco entro le successioni dei Calcari Grigi, strutture che sono talora sigillate dai sovrastanti depositi bacinali (figg. 3, 5) (CASTELLARIN, 1972; 1982a, 1982b). Età: Sinemuriano inf.-Pliensbachiano sup..

2.6.2.4. - Formazione del Tofino - membro di Bocchetta Slavazi (TOF₄)

È costituito da calcari micritici fortemente selciferi con intervalli, talora ben rappresentati, di alternanze ritmiche di lamine e straterelli di micriti a spicole di spugna e rari Radiolari e di biocalcareniti e calcisiltiti di trasporto torbido, con interstrati marnosi (litofacies d, in CASTELLARIN, 1972). Intercalazioni di biocalcareniti ruditiche a brachiopodi e soprattutto crinoidi in strati e banchi, sono irregolarmente presenti in tutto l'intervallo e sono assai potenti nel settore di Monte Solvia, ove l'unità raggiunge 250 m di spessore. Nel settore del M. S. Martino, l'intervallo varia di spessore da est (60 m) ad ovest (120 m). Spessori superiori a 300 m sono invece presenti nelle successioni del Castello dei Camosci e zone adiacenti. L'unità è organizzata in due sequenze, di cui la prima corrisponde alla progradazione di lobi torbidityci alimentati dalle sabbie del calcare oolitico di S. Vigilio. In questo intervallo sono presenti ammassi caotici (megabrecce e *slumpings*) in corpi lenticolari con spessori fino a decametrici (TOF_{4a}). Nella sequenza successiva le calcitorbiditi abbondano di Lamellibranchi pelagici tra cui Bositra buchii (CASTELLARIN, 1972; PICOTTI & COBIANCHI, 1996 e CASOLARI & PICOTTI, 1997). All'interno di queste successioni i livelli di calcitorbiditi (*grain flow*) encrinitico-oolitici del calcare Oolitico di S. Vigilio (Aaleniano inf.) e quelli a Lamellibranchi pelagici con Bositra buchii (Bajociano inf.), costituiscono orizzonti guida di facile riconoscimento delle zone bacinali marginali; essi presentano generalmente spessori ridotti verso E, tra 30 e 5 m e tra 10 e 3 m rispettivamente, nei rilievi attorno al M. Valandro. Età: Toarciano-Bajociano inferiore.



Le sigle delle unità corrispondono a:

FVO: formazione di Val d'Oro;
TOF₃: formazione del Tofino,
 membro di Malga Tenera;
TOF_{3a}: formazione del Tofino,
 litofacies a corpi lenticolari di breccie;
TOF₂: formazione del Tofino,
 membro di Val degli Inferni;
SLO: Selcifero Lombardo;
MAI: Maiolica;

VAA: scaglia variegata alpina;
SAA: Scaglia Rossa;
FPP: formazione di Ponte Pià;
PTA: argille di Ponte Arche;
FMZ: formazione di Monte Zugna;
FMZ₁: formazione di Monte Zugna,
 membro di Stenico;
OSV: calcare oolitico di San Vigilio;
ARV: Rosso Ammonitico Veronese.

Fig. 5 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità comprese tra il Lias inferiore e l'Oligocene della conca di Stenico e Ponte Arche e dei rilievi circostanti. In evidenza: la prosecuzione verso Nord della scarpata tettonica Ballino-Garda (in parte sigillata dai depositi del Lias sup.-Cretacico); le molteplici generazioni di megabreccie e di filoni sedimentari e la discordanza della Scaglia Rossa sul substrato denudato di Calcarei Grigi (modificato da CASTELLARIN, 1972).

2.7. - UNITÀ DI BACINO DEL BAJOCIANO-CRETACICO INFERIORE E DEL CRETACICO SUPERIORE

2.7.1. - *Rosso Ammonitico Veronese (ARV)*

La successione del Rosso Ammonitico è una tipica facies veneta dei settori del Foglio posti a E della linea dei Salti-Vedretta dei Camosci (VC di fig. 16) che rappresenta la prosecuzione verso N della linea di Ballino.

Nelle zone bacinali adiacenti il Rosso Ammonitico è sostituito dal selcifero lombardo. La formazione è tripartita nei seguenti principali intervalli (ben noti in letteratura: CASTELLARIN, 1972; FERRARI, 1982; MARTIRE, 1992): alla base, calcari micritici a lamellibranchi pelagici (tipo *Bositra*) e Protoglobigerine, mal stratificati e a struttura nodulare di colore generalmente rosato e rosso e talora giallastro e di spessore metrico (1,5-2 m, fino a 4-5 m); questo intervallo (Bajociano-Bathoniano) è separato dalle unità dell'Aaleniano inferiore sottostanti (calcare oolitico di S. Vigilio), da un orizzonte di *hard ground* decimetrico, con noduli (3-8 cm) in prevalenza ferriferi (al km 103+870 della statale 237 poco a N di Comano). Seguono calcari micritici rosa selciferi lastriformi, fittamente stratificati (2-10 cm), con selci rosse, in noduli e letti generalmente ad Aptici; nella parte sommitale sono presenti livelli centimetrici di piroclastiti fortemente alterate (argille smectitiche) (BERNOULLI & PETERS, 1970). Gli spessori massimi, tra i 3-5 m, sono spesso assai più ridotti fino alla completa scomparsa di tutto questo intervallo, la cui età è attribuita al Calloviano-Oxfordiano. La parte superiore (Kimmeridgiano-Titoniano) è costituita da calcari rossi ad Ammoniti con la tipica struttura nodulare all'interno di una successione generalmente mal stratificata che mediamente non supera la decina di metri di spessore. Età: Bajociano sup.-Titoniano.

2.7.2. - *Selcifero Lombardo (SLO)*

E' formato da radiolariti e diaspri grigio scuri, verdi e rossi con intercalazioni di calcari selciferi grigio scuri.

Nelle radiolariti rosse la percentuale di carbonato è sempre molto bassa (0 -15 %) alla base e tende ad aumentare verso l'alto (20-60 %). Lo spessore dell'intervallo siliceo raggiunge 80 m (M. Cadria). La parte superiore dell'unità è costituita da circa 15 m di calcari lastriformi (15-20 cm) fortemente selciferi rosso scuri con intercalazioni marnoso-silicee rosso-violacee ("Rosso ad Aptici"). Nella parte alta

sono presenti intercalazioni di torbiditi a Saccocoma nonché tre livelletti di argille smectitiche grigio-verdastre che costituiscono orizzonti guida di notevole ampiezza utilizzabili su scala regionale (BERNOULLI & PETERS, 1970). Il selcifero lombardo è rappresentato nella sola fascia occidentale del Foglio e può presentare variazioni di spessore talora significative in rapporto al denudamento e alle azioni erosive determinate dalla messa in posto della breccia di Ballino che è talora direttamente sovrapposta alla parte medio inferiore delle radiolariti o addirittura direttamente sulla parte sommitale della formazione del Tofino; condizioni queste che sono piuttosto diffuse tra il M. S. Martino e i rilievi a N di Stenico (M. Brugnol, M. Pizzo, Val Laone orientale) (fig. 5). Età: Bajociano-Titoniano inferiore.

2.7.3. - *Maiolica* (**MAI**)

La base di questa unità presenta accumuli (3-15 m) di frana sottomarina (breccia di Ballino, **MAI_a**) più estesi, eterogenei e potenti di quelli delle zone di Riva del Garda. Seguono calcari micritici, bianchi, lastriformi, selciferi, sormontati da calcari grigio-scuri fino a nerastrì sottilmente stratificati, selciferi e fittamente laminati. Lo spessore dell'unità, minimo a Ponte Pià (95 m circa), raggiunge e supera i 150 m sul M. Brugnol occidentale e al Castello dei Camosci. La Maiolica comprende essenzialmente l'intervallo Valanginiano sup.-Hauteriviano/Albiano inferiore e poggia sul Selcifero Lombardo, ma talora anche direttamente sulla formazione del Tofino. Nei settori incorporati nei lembi rialzati (*hanging wall*) delle faglie dirette (M. Ghirlo) la Maiolica o la scaglia variegata alpina poggiano direttamente sulle successioni della piattaforma dei Calcari Grigi denudate dai distacchi gravitativi. Nelle aree poste ad O della Linea di Ballino, la Maiolica contiene spessi corpi di megabrecce (**MAI_a**) che hanno una notevole diffusione nelle zone di Stenico e rilievi circostanti (M. Ghirlo, Croz Rossa) e M. S. Martino (fig. 5). Lo spessore massimo, di 30 m nella successione della Croce, passa a 20 m in quella del Monte Brugnol e si riduce progressivamente verso ovest fino a chiudersi completamente ad occidente della Croz Rossa. Il limite inferiore delle brecce è di natura erosiva ed è posto al contatto con il Selcifero Lombardo; nella zona più orientale le megabrecce poggiano direttamente sul membro di Bocchetta Slavazi della formazione del Tofino. Questi corpi sono costituiti da blocchi anche di notevoli dimensioni (plurimetrici) di Calcari Grigi (formazione di M. Zugna e membro di Stenico), di Maiolica, della formazione del Tofino (membro di Bocchetta Slavazi), di Selcifero Lombardo e del calcare oolitico di S. Vigilio; la matrice è data da un impasto delle micriti bianche della Maiolica, di solito scarsa, e di frammenti di Selcifero Lombardo, di calcari della formazione del Tofino, ecc..

A Ponte Pià si hanno livelli di franamento sottomarino con caoticizzazione della “Maiolica” l.s. in zolle e lembi accatastati. Le breccie in oggetto (MAI_a) sono attribuite al Valanginiano-Hauteriviano (CASTELLARIN, 1972) e correlabili con la breccia di Ballino (TRENER, 1909) in passato erroneamente attribuita al Titonico.

Nel settore orientale, ad E della Linea della Vedretta dei Camosci (VC di fig. 16) la Maiolica assume i caratteri delle facies venete cioè del “Biancone” con calcari bianchi, bianco-rosati, lastriformi, talora con noduli di selce, direttamente sovrapposti al Rosso Ammonitico sempre con spessori minimi di norma inferiori a 10 m. Nella sezione di Ponte Ballandino, sulla sponda sinistra del Sarca l'unità ha uno spessore di 3,90 m e comprende la parte apicale del Titoniano alla base (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicollaria* sp.) e il Berriasiano (*Calpionella elliptica*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. cadischiana*, *Calpionellites neocomiensis*). Dove il Rosso Ammonitico è più potente, comprende nella sua parte più alta, anche il Cretacico basale; qui la Maiolica risulta praticamente assente. Età: Titoniano sup. - Barremiano.

2.7.4. - Scaglia variegata alpina (VAA)

È formata da calcari micritici grigi, verdini 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, talora bituminose fogliettate. L'intervallo inferiore a “fucoidi” della scaglia variegata alpina è costituito da calcari lastriformi grigio scuri con interstrati di argilliti nerastre; esso contiene associazioni a radiolari, verso l'alto con Hedbergella (*H. sigali*), con livelli sommitali a Ticinella (*T. roberti*). A questo intervallo seguono calcari lastriformi chiari fino a bianchi con intercalazioni di argilliti scure a Rotalipora e Praeglobotruncana (*R. cushmani*, *R. apenninica*, *P. stephani*), intervallo che corrisponde alla “scaglia bianca” degli Autori. Nel comparto occidentale de Foglio la scaglia variegata alpina può raggiungere spessori fino a 40-50 m (rilievi a N di Stenico). Verso oriente (a E della Val d'Ambiez) la scaglia variegata alpina è rappresentata da intervalli molto più modesti fino a scomparire, salvo per l'intervallo Albiano-Cenomaniano terminale che è quasi sempre formato da alcuni metri di calcari lastriformi chiari simili alla Scaglia (“scaglia bianca”). Nella sezione di Ponte Ballandino si hanno circa 3,50 m di calcari lastriformi rossi con accenni di struttura nodulare. Nella parte inferiore, questo intervallo è riferibile all'Albiano superiore (*Hedbergella trocoidea*, *Ticinella roberti*, *Baticinella breggensis*, *Rotalipora ticinensis*) e superiormente al Cenomaniano basale (*Rotalipora* cf. *apenninica*, *Planomalina buxtorfi*) (CASTELLARIN, 1972). Età: Aptiano-Cenomaniano.

2.7.5.- Scaglia Rossa (SAA)

E' costituita da una successione di calcari micritici a Globotruncana ben stratificati (5-15 cm) per lo più lastriformi, talora selciferi. Ha caratteri tipici e si presenta in una successione magnificamente esposta a Ponte Pià, lungo la statale 237 dal km 96+650 al km 97+115. Lo spessore esposto è di 260 m circa. Ai calcari lastriformi rosati, selciferi, essenzialmente del Cenomaniano (*Rotalipora cushmani*, *Praeglobotruncana stephani*), seguono 64 m di un'alternanza di Scaglia Rossa e di brecce poligeniche a grandi blocchi in sette livelli a giacitura lenticolare, dei quali quello inferiore ha uno spessore di 33 metri. In questo intervallo si riconosce il Turoniano (*Helvetoglobotruncana helvetica*), il Coniaciano (*Marginotruncana renzi*, *M. coronata* in associazione con *H. helvetica*, forse rimaneggiata), il Santoniano inferiore (*Dicarinella cf. concavata*, *Globotruncana linneiana*). I 110 m sovrastanti della Scaglia appartengono al Campaniano (*Globotruncanites stuartiformis*, *G. elevata*) e al Maastrichtiano (*Globotruncanites stuarti*, *Rosita contusa*). Manca buona parte del Santoniano e la lacuna è localizzata immediatamente al tetto delle "brecce poligeniche". Gli ultimi 90 m sono paleocenici ed eocenici (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966). La Scaglia Rossa mantiene i caratteri sopra descritti per tutta la zona della conca di Stenico e nei rilievi montuosi circostanti, con spessori complessivi dell'unità intorno ai 200 m (M. Brugnol). Al suo interno sono sempre rappresentati grandi corpi di megabrecce (M. Brugnol, M. Pizzo, M. Valandro). Verso E e NE (a E della Val d'Ambiez) la Scaglia Rossa presenta una più ridotta componente pelitica con spessori alquanto più modesti di 70-100 m (zone di Toblino e S. Massenza e dei rilievi circostanti il Lago di Molveno). In tutto questo settore, ove sono generalmente assenti i corpi di megabrecce, la Scaglia Rossa è inoltre presente, in volumi talora notevoli, come riempimento di filoni sedimentari, da metrici a ettometrici (pareti occidentali del Lago di Molveno e pareti nord-orientali del M. Misone nei dintorni di Favrio). Il corpo più voluminoso è quello del versante E del M. Soran (a SO di Molveno) che è incassato per oltre 200 m all'interno della successione dei Calcari Grigi (fig. 6). Nel versante sud-orientale di questo stesso rilievo è presente, inoltre, una nicchia di distacco, modellata entro la parte più alta dei Calcari Grigi e nel calcare oolitico di S. Vigilio con riempimento di ammassi caotici di scivolamento gravitativo, sigillati da Scaglia Rossa poco deformata e in in giacitura omoclinale (CASTELLARIN, 1972; 1982a). Anche in questo settore l'ultima decina di metri della Scaglia Rossa è riferibile al Cenozoico (soprattutto al Paleocene).

Nella zona di Stenico, nei rilievi a N (M. Brugnol, M. Ghirlo e M. Valandro) e lungo la strada statale (SS 237, km 97, nei pressi di Ponte Pià), sono magnificamente esposti corpi di brecce poligeniche a grandi blocchi metrici,

intercalate alla Scaglia Rossa (SAA_a). Lungo la strada statale su indicata, le brecce sono rappresentate in più livelli (almeno sei) con spessore dei livelli da 33 m (alla base dell'intervallo) a meno di 2 m (alla sommità). Le sezioni dei corpi presentano geometrie lenticolari e contatti fortemente erosivi sulla Scaglia Rossa del letto di giacitura e con solchi dal metro alla decina di metri di profondità. Le principali lingue sono "canalizzate" in direzione E-O con provenienza da E degli ammassi gravitativi, come documenta la composizione dei clasti. Questi infatti sono costituiti da varie unità dei Calcarei Grigi, dal calcare oolitico di S. Vigilio, dal Rosso Ammonitico Veronese e dalla Maiolica e cioè dalle classiche unità delle successioni in facies "veneta". Le età ricostruite per i vari intervalli sono comprese tra il Turoniano, Coniaciano e il Santoniano superiore. Le megabrecce sono espressione del tettonismo sinsedimentario lungo la scarpata Ballino-Garda che ha la sua continuazione in questo settore nel sistema di faglie N-S dirette, ad alto angolo, del M. Valandro e M. Ghirlo, ove la Scaglia Rossa campaniana e maastrichtiana è direttamente sovrapposta in discordanza sul substrato denudato costituito dalla parte inferiore-media dei Calcarei Grigi. Filoni sedimentari con riempimenti di Scaglia Rossa di quest'intervallo penetrano entro questo substrato per alcune decine di metri. Il corpo di megabrecce cretacee più imponente di queste zone è quello del rilievo dei Marugini (a NE del Castello dei Camosci) che raggiunge infatti uno spessore complessivo di circa 250 m. Esso è formato da giganteschi inclusi (10^3 - 10^4 m³) della Formazione di M. Zugna e del membro di Stenico con associati blocchi (dalla decina al centinaio di m³) di calcari selciferi, radiolariti (Selcifero Lombardo), encriniti (calcare oolitico di S. Vigilio) e di calcari selciferi della formazione del Tofino e della Maiolica (CASTELLARIN, 1972; 1982 a). Questi ammassi ricoprono con contatti erosivi e discordanti i calcari della formazione del Tofino (membro di Bocchetta Slavazi), ad ovest e la scaglia variegata alpina albiana, la Maiolica e il Rosso Ammonitico Veronese a Est, sigillando le faglie sinsedimentarie liassiche dei Salti-Vedretta dei Camosci e dei Marugini (VC e M di fig. 16). Tipiche successioni metriche di Scaglia Rossa, in *onlap* discordante, sigillano il *footwall* della struttura dei Rossatti (figg. 7, 14).

Riguardo ai contatti di letto della Scaglia Rossa, ai suoi spessori e a quelli delle unità paleogeniche sovrastanti si vedano anche i dati ricavati dai pozzi perforati nella zona di Comano al Titolo IV, par. 4.1 "Sorgenti ipotermali di Comano". Età: Aptiano sup.-Eocene inf..



Figg. 6a, 6b

a) *Panoramica del Monte Soran, rilievi a sud ovest del Lago di Molveno. Si noti la localizzazione del corpo filoniano di Scaglia Rossa incassato all'interno della successione dei Calcari Grigi.*

b) *Particolare della parte media superiore del corpo filoniano del Monte Soran, ove sono meglio visibili i caratteri del riempimento e dei suoi rapporti con le rocce incassanti*



Fig. 7 - *Onlap della Scaglia Rossa sull'hanging wall della struttura dei Rossatti, illustrata nella Fig. 14 (vedi).*

2.7.6. - Formazione di Val d'Agola (VAG)

Affiora estesamente nelle zone a Est e Sud-Est del M. Sabion e tra questo rilievo e le pendici occidentali della Pala dei Mughì (zone attorno a Malga Movlina); l'unità prosegue anche verso N, in Val d'Agola. Si tratta di una successione in prevalenza terrigena direttamente sovrapposta a pochi metri di scaglia cenomaniana e forse turoniana.

Essa rappresenta un'equivalente N-orientale del flysch lombardo. Quest'unità che è stata anche indicata come flysch insubrico (CASTELLARIN, 1977), costituisce il deposito sinorogenico di avanfossa indeformata della catena eoalpina, pre-Adamello. Il nome formazionale è tratto dalla letteratura (CASTELLARIN, 1972, 1982b). Tale unità viene formalmente divisa in tre membri: i primi due (membro del Bregn da l'Ors e membro delle Coste di Grual) già riconosciuti e descritti da CASTELLARIN (1972), mentre il terzo membro, individuato in parte da TREVISAN (1939), PICCIONI (1989) (vedi anche CASTELLARIN *et alii*, 1993) e descritto da CAPUZZO (1995) viene proposto e cartografato nel presente Foglio. Età: Cretacico sup.-Eocene medio p.p.

2.7.6.1. - Formazione di Val d'Agola - membro del Bregn da L'Ors (VAG₁)

La successione dell'unità è costituita da marne e marne siltose fittamente fogliettate, nerastre, grigio scure e verdastre localmente rosso scure, con intercalazioni di arenarie litiche e areniti ibride torbiditiche (a volte prevalenti sulle emipelagiti) in intervalli da pochi decimetri a parecchi metri, presenti prevalentemente nella parte superiore della successione. Contenuto in foraminiferi molto povero. Nella parte alta della successione è presente un unico livello di breccia poligenica di 1.5 m di spessore con frammenti di Calcarei Grigi, calcare oolitico (tipo di S. Vigilio), Rosso Ammonitico, Maiolica e selci grigio-scure, con lembi di scaglia turoniana (a *Helvetoglobotruncana helvetica*) deformata plasticamente, provenienti da successioni simili a quelle della piattaforma adiacente; la matrice è costituita da biocalcareni con tritume di "Globotruncana" (CASTELLARIN, 1972). Lo spessore del membro è di circa 450 m.

Il letto di giacitura dell'unità è presente sulle pendici sud della Pala dei Mughì (poco a S del punto di quota 1930) con una successione di 10-15 m di calcari lastriformi fittamente stratificati (5-15 cm) grigio chiari e bianco rosati (della scaglia variegata alpina-base della Scaglia Rossa) che, nella parte sommitale, contengono "Preglobotruncana" e Rotalipora (tra cui *R. appenninica*) del Cenomaniano (CASTELLARIN, 1972). Il tetto dell'unità è costituito da un

livello di conglomerati poligenici a ciottoli di quarziti o, in assenza di questi ultimi, dalla base delle potenti calcitorbiditi, del membro delle Coste di Gual sovrastante. Età: Turoniano-Santoniano.

2.7.6.2. - Formazione di Val d'Agola - membro delle Coste di Gual (VAG₂)

La base del membro è segnata da un livello di conglomerati (1,5 m di spessore). Nei primi 150 m l'unità è formata 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 Rossa a "Globotruncana" ben stratificati (5-30 cm).

Qui i conglomerati (VAG_{2a}) si ripetono in altri corpi fino a 4-6 m di spessore e sono costituiti da clasti arrotondati di quarziti, selci, rocce metamorfiche, vulcaniti, calcari micritici e dolomie. I corpi calcitorbiditici hanno spessori da metrici a decametrici e costituiscono lingue allungate in direzione N-S a sezione lenticolare circa E-O che sono facilmente interpretabili come solchi di erosione profondi e talora incisi all'interno della successione del membro sottostante (VAG_{2b}): è questo il caso del primo e più potente corpo lenticolare di calcitorbiditi biogeniche che passa da circa 70 m di spessore ad O, dove è troncato da una faglia associata alla L. del Sabion, a meno di 5 m verso E, nei dintorni del Passo Bregna da l'Ors (CASTELLARIN, 1972). Marne calcaree grigie e scure con intercalazioni di arenarie e areniti ibride di composizione mista terrigeno-carbonatica sono prevalenti nella parte superiore del membro (CAPUZZO, 1995) che raggiunge spessori complessivi di circa 350 m. La successione contiene risedimenti penecontemporanei di sabbie biogeniche di piattaforma carbonatica con associazioni a macroforaminiferi del Senoniano (*Lepidorbitoides sp.* e *Orbitoides sp.*, con *O. medius*); nelle intercalazioni tipo Scaglia Rossa sono presenti ricche faune a "Globotruncana" del Campaniano superiore e del Maastrichtiano (*Globotruncana conica*, *G. contusa*) (CASTELLARIN, 1972). Il tetto dell'unità è costituito dal primo livello di calcitorbiditi ibride a macroforaminiferi (*Discocyclina*, *Nummuliti*). Età: Campaniano-Maastrichtiano.

2.7.6.3. - Formazione di Val d'Agola - membro del Sarca di Campiglio (VAG₃)

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. Spessore valutabile intorno ai 100-150 m. Le associazioni planctoniche contengono: *Acarinina bullbrooki*, *Morozovella aragonensis*, radiolari, macroforaminiferi con *Nummulites sp.*, *Asterigerina sp.*, *Discocyclina sp.*, dell'Eocene inferiore e forse medio (PICCIONI, 1989; CAPUZZO, 1995). Gli affioramenti di questo membro sono scarsi e frammentari e sono sempre interrotti da contatti tettonici. Età: Paleocene-Eocene medio p.p..

2.8. - UNITÀ DI BACINO DELL'Eocene INFERIORE-OLIGOCENE

Si tratta delle successioni paleogeniche di un settore marginale del bacino mesozoico a facies lombarde, ove le condizioni marine di una certa profondità sono state, in gran parte, ereditate dall'evoluzione mesozoica, soprattutto dal *rifting* (Triassico sup.-Giurassico inf.) e dal *drifting* (Giurassico sup.-Cretacico inf.). Tali condizioni sono state successivamente mantenute, se non addirittura intensificate, durante l'evoluzione convergente del Cretaceo-Eocene inf. del settore periferico alla catena pre-Adamello, localizzato a NO e a N della zone del Foglio in esame (vedi capitolo della tettonica).

Le successioni paleogeniche del ciclo Eocene inf.-Oligocene inf. affiorano estesamente a N del Passo di Ballino nella zona compresa tra S. Lorenzo in Banale (a N), Ponte Pià-Ponte Arche-Bleggio (a S) e Comano (a E). Nella zone del Foglio non sono presenti le successioni oligo-mioceniche della formazione di Monte Brione (Foglio Riva del Garda).

2.8.1. - Formazione di Ponte Pià (FPP)

Nella sezione di Ponte Pià (lungo la strada da Tione per Ponte Arche), al di sopra della Scaglia Rossa che, per un ampio intervallo (circa 90 m) è principalmente paleocenica ed eocenica (Eocene inferiore) (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966) segue una successione di circa 200 m di calcilutiti lastriformi (10-25 cm) in strati via via più potenti verso l'alto fino a banchi metrici che diventano sempre più marnosi, localmente friabili e glauconitici. La metà superiore di questo intervallo è dominata da calcari marnosi grigi e marne argillose azzurrognole fino a passare alla sommità ad argille marnose plumbee. Qui (km 97+420) si ha una intercalazione, di 3 m circa di spessore (con una pronunciata dicotomia) di torbiditi calcarenitico-ruditiche a macroforaminiferi, con ampie contro-impronte di base del tipo dei *groove casts* con direzione E-O.

Tra gli abbondanti fossili si è riconosciuto: *Nummulites fabianii*, *N. incrassatus*, *N. sp. ex gr. N. striatus*, *Operculina alpina* che indicano il Priaboniano. Le argille adiacenti contengono foraminiferi planctonici della zona a *Globorotalia cerroazulensis* che confermano tale attribuzione. L'intervallo marnoso medio-superiore di questa unità contiene uno o più livelli (dal dm ad oltre 1 m) di bentoniti grigio chiare. Le zone meno trasformate di questi livelli sono costituite da areniti vulcaniche a plagioclasti e rari femici (*crystal tuffs*), non inquadrabili nel vulcanismo basico paleogenico del Trentino. Verso E la successione di questa unità è via via meno argilloso-marnosa con calcari lastriformi inferiori molto simili ai calcari della formazione di Chiusole e con spessori di circa 70 m (al Ponte dei Serbi). Questi calcari sono seguiti da una successione di calcari micritici e calcareniti con intervalli calcitorbiditici a Nummuliti dell'Eocene medio (*N. polygyratus*, *N. millecaput*) con spessori che sono compresi tra 100 e 150 m (dintorni di Comano). Nella parte sommitale della successione eocenica della sponda orientale del Lago di Molveno, in località Vedelete, è stato riconosciuto un intervallo, esposto per uno spessore di circa 10 m, di arenarie vulcaniche (*crystal tuff* a plagioclasti) a composizione intermedia (in prevalenza andesitica) attribuito all'Eocene medio, parte finale. Queste vulcaniti sono state riferite ad esplosioni di magmi ipoabissali, forse riconducibili al magmatismo del plutone dell'Adamello (SCIUNNACH & BORSATO, 1994). Età della formazione: Eocene inf.-Eocene superiore p.p.

2.8.2. - Basalto della Val Lagarina (VUB)

Si tratta di un unico affioramento di limitata estensione nei dintorni del Lago di Toblino rappresentato da vulcaniti basiche riferibili all'unità del Basalto della Val Lagarina. In base ai caratteri tessiturali queste vulcaniti possono essere attribuite al membro del Monte Biaena (unità proposte per il Foglio Riva del Garda).

2.8.2.1. - Basalto della Val Lagarina - membro del M. Biaena (VUB₂)

Si tratta di ialoclastiti, tufi e tufiti che costituiscono una successione di circa 30 m formata da brecciole e sabbie piroclastiche ben organizzate e cernite all'interno di strati e banchi decimetrico-metrici. Queste vulcaniti sono intercalate alle successioni della formazione di Ponte Pià dei dintorni del Lago di Toblino

(rilievi ad E del Lago) ove sono presenti anche basalti massicci di corpi subvulcanici probabilmente filoniani. Queste vulcaniti sono riferibili all'Eocene medio terminale. Costituiscono le uniche testimonianze di questo tipo di attività delle zone del Foglio in esame. Età: Eocene medio.

2.8.3. - Argille di Ponte Arche (PTA)

La successione più completa è quella che affiora sulle sponde del Sarca nei dintorni di Ponte Arche e nelle incisioni torrentizie immediatamente a S di questa località. Estesi affioramenti si hanno anche nell'area tra S. Lorenzo in Banale e nella bassa Val d'Ambiez. La sequenza più completa è quella che in modo discontinuo affiora lungo la statale tra Ponte Pià e i dintorni di Ponte Arche, in destra Sarca, dal km 97+420 in poi (verso Ponte Arche), a partire dall'apice del banco di calcitorbiditi a *Nummulites fabianii*. A questo livello seguono, in affioramenti piuttosto discontinui, argille marnose e marne argillose plumbee con rare intercalazioni torbiditiche di biocalcareni a briozoi e nummuliti. Data l'estrema saltuarietà delle esposizioni, lo spessore di questa unità non è direttamente misurabile.

Sulla base degli affioramenti e loro giaciture tale spessore, ricostruito con procedimenti grafici, risulta di almeno 450-500 m.

I primi 300-350 m appartengono al Priaboniano. Infatti alla sommità di questo primo intervallo (cave presso la Fornace) si hanno faune a foraminiferi planctonici con "Globigerina" venezuelana, *G. turritilina turritilina*, *G. praebulloides*, *G. sp. ex gr. G. tripartita*, *G. yeguaensis*, riferibili alla zona a "Globigerina" *turritilina turritilina* della parte più alta dell'Eocene. In base alla presenza di *Discocyclusa* sp. in associazione con *Nummulites aff. vascus* si può ascrivere questa fauna alla sommità del Priaboniano. Nell'ultimo centinaio di metri affioranti a Ponte Arche, fianco destro del Torrente Dal, le argille contengono: "Globigerina" *turritilina turritilina*, *G. sellii*, *G. tripartita*, *G. tapuriensis*, *G. cf. ampliapertura*, *G. rohri*, *G. praebulloides*, *G. officinalis*; fauna dell'Oligocene inferiore delle zone a *Globigerina sellii*, *Pseudohastigerina barbadoensis* e/o *Globigerina tapuriensis* (cfr. BLOW, 1969). Nella parte superiore di questa unità, la presenza di rare calcitorbiditi a *Melobesia*, *Amfistegina* e *Lepidocyclina* (*L. tourneri*) con una probabile provenienza dalla piattaforma del calcare di Linfano, conferma questa attribuzione. Negli affioramenti sommitali di questa unità (scarpatine sul bordo NE di Ponte Arche) le argille contengono associazioni a nannoplancton con indicatori del Chattiano iniziale. Età della formazione: Eocene sup.-Oligocene ?sup. p.p.

2.9. - FILONI

2.9.1. - *Filoni basaltici-basici intermedi (fb)*

Basalti afirici a pirosseno, anfibolo, plagioclasio e olivina (cloritizzata), in giacitura filoniana, attraversano le coperture permo-mesozoiche del versante orientale della Val Rendena. L'età di queste magmatiti non è nota. Un'età terziaria di questi filoni sembra al momento la più probabile, anche se non possono essere escluse altre ipotesi. I filoni basici che attraversano il complesso del Sabion e le coperture permo-mesozoiche associate sono porfirici e caratterizzati dalla presenza di fenocristalli di plagioclasio e aggregati policristallini di quarzo in una pasta di fondo ove sono riconoscibili prevalenti piccoli cristalli di anfibolo, plagioclasio e quarzo. Età: ?Terziario.

3. - BATOLITE DELL'ADAMELLO

Questo grande corpo intrusivo costituisce la parte più antica (in prevalenza eocenica) delle manifestazioni del "Magmatismo Periadriatico", in prevalenza oligoceniche, che si sono sviluppate in un'ampia fascia situata al margine tra le Alpi Meridionali ed il prisma collisionale Austroalpino-Pennidico a vergenza europea e che si estende dalla bassa Val d'Aosta-Biellese alla Carinzia (BIGI *et alii*, 1990). Maggiori approfondimenti sono esposti nel paragrafo (IV-2) dedicato al "Magmatismo alpino: Batolite dell'Adamello".

Le età (in Ma) indicate, senza riferimento bibliografico, alla fine della descrizione di ogni litotipo si riferiscono a datazioni U-Pb su singoli cristalli di zirconio (MAYER *et alii*, 2002). I dati Rb-Sr su biotite sono età di raffreddamento.

3.1. - PLUTONE RE DI CASTELLO

3.1.1. - *Masse femiche (mf)*

Sul rilievo situato a ovest e a poca distanza da Malga Seniciaga Alta (estremità ovest del Foglio), tra le quote 2080 e 2100 metri è presente un piccolo affioramento di plutoniti intruse all'interno degli scisti di Rendena, che proseguono più ampiamente nell'adiacente Foglio "Monte Adamello".

Le gabbrodioriti e le dioriti sono a grana minuta e sono costituite da biotite,

più o meno abbondante e anfiboli aciculari. I gabbri sono ricchi in orneblenda, biotite e/o clorite mentre il quarzo interstiziale è scarso. Talora, sono presenti anche dioriti a scarso anfibolo, ricche in biotite e quarzo, oltre a tonaliti anfiboliche a biotite e, granodioriti a plagioclasio calcico. Si osservano infine locali concentrazioni o vene pegmatitiche a vistosa orneblenda. Maggiori dettagli sono contenuti nelle descrizioni del Foglio “Monte Adamello”. Età: Eocene.

3.1.2. - *Tonalite del Re di Castello (RCT)*

Affiora solamente in Val Seniciaga, a ovest della Malga Seniciaga Alta. Si tratta di rocce tonalitiche a grana medio-fine costituite, in ordine di abbondanza, da quarzo, plagioclasio, anfibolo, biotite. Contrariamente alle classiche tonaliti dell’Adamello Centrale in questo caso l’anfibolo non è tozzo, ma aciculare e di dimensioni molto ridotte. Età: Eocene (40-42 Ma, HANSMANN, 1986; MAYER *et alii*, 2002).

3.2. - PLUTONI DEL CORNO ALTO E SOSTINO

3.2.1. - *Granodiorite-Trondhjemite del Corno Alto e Sostino (GTC)*

Il litotipo predominante nell’area nord-orientale è un tipo di granodiorite-leucoquarzodiorite a grana grossa costituita da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite e mica bianca, con anfibolo (orneblenda) accessorio e di piccole dimensioni. Questo litotipo presenta una composizione abbastanza uniforme, variando in genere solo la grana, la tessitura e talora il contenuto in quarzo. In particolare, in quest’area la granodiorite contiene caratteristici noduli policristallini di quarzo di colore grigio scuro. Nel settore orientale la roccia presenta grana medio-grossa e tessitura porfirica a causa delle dimensioni spesso sviluppate del plagioclasio. Le osservazioni di COLBERTALDO (1942), BIANCHI *et alii* (1970) sulla presenza di granodioriti, leucoquarzodioriti e trondhjemiti all’interno della massa intrusiva sono state confermate dai nuovi rilievi, ma non sono stati distinti nella carta al 1:50.000 a causa della estrema gradualità passaggi litologici. Localmente sono frequenti gli inclusi enallogeni (fig. 8). Nella parte settentrionale del corpo plutonico, soprattutto sul versante prospiciente la Val Genova, la roccia è caratterizzata da una foliazione tettonica talora piuttosto intensa che interessa sia il Corno Alto che le leucoquarzodioriti della bassa Val di Genova.

L'apofisi di Sostino affiora in corrispondenza della confluenza della Val Borzago con la Val Rendena. E' costituita da granodioriti a struttura leggermente porfirica (il plagioclasio ha spesso dimensioni più sviluppate degli altri minerali) e grana media. I minerali sono: quarzo, plagioclasio, k-feldspato, biotite, mica chiara e minore anfibolo.

L'apofisi è attraversata da numerosi filoni di composizione intermedia e rari filoni aplitici e trondhjemitici.

Il contatto con il basamento cristallino incassante è talora caratterizzato da diffuse breccie magmatiche (fig. 9) e da deformazioni sottolineate da una fascia milonitico-cataclastica. Questo quadro è stato osservato nella bassa Val Rendena, a monte dell'abitato di Spiazzo (presso S. Vigilio). Esso mostra una stretta analogia con il Corno Alto per quanto riguarda la tessitura e la composizione delle rocce. Altre piccole apofisi di dimensioni filoniane e composizione analoga a quella di Sostino sono presenti in bassa Val Borzago, a ovest della località Sostino. Età: Eocene (42 Ma).

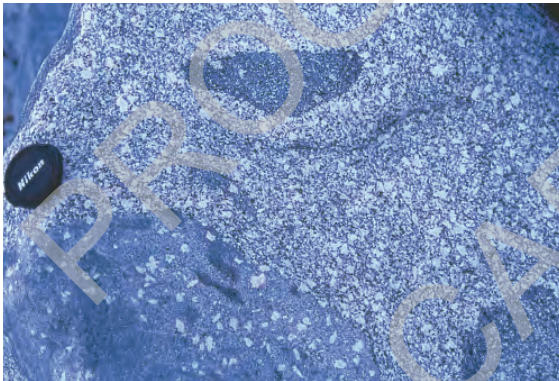


Fig. 8 - *Trondhjemitite con xenoliti del settore nord orientale del Corno Alto. La presenza di cristalli centimetrici di quarzo e plagioclasio conferisce alla roccia una struttura pseudo-porfirica che è tipica delle trondhjemitite di questo plutone.*

Fig. 9 - *Esempio di breccia di intrusione dal bordo del plutone del Corno Alto (zona di Gelada, Val Rendena). In Val Rendena, lo smembramento e la brecciazione del basamento metamorfico incassante il plutone sono caratteri piuttosto tipici.*



3.2.1.1. - Dioriti a grana medio-fine (GTC₁)

Alcune apofisi basiche affiorano in Val Borzago, a monte di M.ga Nagrè, in Val Seniciaga bassa e a E di Sella di Campo nel Corno Alto. Sono rocce di composizione generalmente dioritica o gabbrica quasi sempre a grana medio-fine anche se non mancano limitate porzioni a grana grossa con anfibolo centimetrico (soprattutto in Val Borzago).

Spesso queste rocce, intruse precocemente, si presentano brecciate e cementate dalla messa in posto dei fusi successivi (granodioritici, tonalitici o granitici), sia alla scala del campione che dell'affioramento. Generalmente sono costituite da porzioni centimetriche (fino a decimetriche) di diorite immerse in matrice leucocratica. Età: Eocene.

3.2.1.2. - Micrograniti (GTC₂)

Queste rocce compaiono nei pressi del Monte Palone, dove affiora il corpo più esteso, e in Val Borzago, a NW di Malga Nagrè, dove i micrograniti intrudono le apofisi dioritiche ed i micascisti incassanti. Si tratta di rocce a grana decisamente fine e con tipica composizione granitica: quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite. Nella zona di Malga Nagrè le relazioni tra le masse granitiche e quelle dioritiche *l.s.* non sono sempre chiare (BELLINI *et alii* 1995); la situazione decisamente più frequente sembra senz'altro essere quella del microgranito che intrude le rocce dioritiche *l.s.*. Piccole masse microgranitiche (di dimensioni filoniane) affiorano limitatamente anche in Val Seniciaga.

Il microgranito del Monte Palone include numerosi frammenti, anche di grande dimensione, di scisti incassanti: essi costituivano il tetto della camera magmatica e nella maggior parte dei casi sono scarsamente rielaborati dal magma (*roof pendent*). Nella parte superiore del corpo filoniano (Monte Palone, 2240 m) tali inclusi divengono abbondantissimi e hanno dimensioni al centimetrico-decimetriche. La roccia appare come una vera e propria breccia magmatica (ZATTIN, 1994) analoghe a quelle del plutone di Bregaglia. Età: Eocene.

3.3. - PLUTONE DELL'ADAMELLO

3.3.1. - *Tonalite dell'Adamello Occidentale e Centrale*

3.3.1.1. - Tonalite dell'Adamello Centrale (Auct.) (**TAC_I**)

Affiora solo in Val Seniciaga (settore NO del foglio). Si tratta di rocce tonalitiche a grana medio-grossa, caratterizzate da biotite spesso aggregata in pile colonnari e da un anfibolo centimetrico nerastro ad abito tozzo, elemento mineralogico distintivo di questo litotipo. Altri componenti mineralogici della roccia sono, in ordine di abbondanza: quarzo e plagioclasio. Le tonaliti dell'Adamello Centrale sono foliate solo presso il contatto con la leucoquarzodiorite della Val di Genova. Età: Eocene (41-37 Ma); Rb-Sr su biotite: 34.7-33.8 (DEL MORO *et alii*, 1985).

3.4. - PLUTONE DELLA VAL D'AVIO - VAL DI GENOVA

3.4.1. - *Leucoquarzodiorite della Bassa Val di Genova* (**PPG**)

Queste rocce affiorano lungo il versante destro della bassa Val Genova e nel fondovalle della Val Rendena, in destra idrografica, a nord dell'abitato di Carisolo. Sono rocce a tendenza leucocratica la cui mineralogia è data, in ordine di abbondanza da quarzo, plagioclasio, biotite e raro anfibolo. La grana è media o più raramente medio-fine. Le leucoquarzodioriti sono caratterizzate in quest'area da una foliazione tettonica talora molto pronunciata, che va poi scemando procedendo verso ovest (si veda il foglio Adamello 1:50.000).

Nella fascia a ridosso delle Linee delle Giudicarie (immediatamente a N dell'abitato di Carisolo) queste rocce hanno una struttura milonitica molto pronunciata. La grana della roccia è piuttosto fine e la foliazione milonitica pervasiva. Questi caratteri fanno assumere alla roccia l'aspetto di un ortogneiss. I nuclei di concentrazione femica caratterizzano generalmente tutte le tonaliti del plutone. Essi presentano geometrie lenticolari di solito estremamente appiattite; non sono molto abbondanti in questa zona. Età: Eocene-Oligocene (37-33 Ma). Età di raffreddamento Rb-Sr su biotite: 32.6 Ma (DEL MORO *et alii*, 1985).

3.5. - PLUTONE DELLA PRESANELLA

3.5.1. - *Leucotonalite della Val Nambrone (PPN)*

Queste rocce formano limitati affioramenti a monte dell'abitato di S. Antonio di Mavignola. Si tratta di tonaliti a grana media, chiare, caratterizzate da quarzo, plagioclasio, biotite, anfibolo e subordinato epidoto. L'anfibolo è generalmente poco sviluppato e compare in percentuali piuttosto ridotte. Sono in genere caratterizzate da una spiccata tendenza leucocratica e dalla presenza (rara) di nuclei di concentrazione femica. Dove la roccia è foliata questi inclusi si presentano schiacciati parallelamente ai piani della foliazione. Età: Eocene-Oligocene (36-31 Ma). Età di raffreddamento Rb-Sr su biotite: 31.9-29.4 Ma (DEL MORO *et alii*, 1985).

3.5.2. - *Tonalite della Presanella Centrale (PPC)*

Questo litotipo è predominante lungo il versante sinistro della Val di Genova (parte nordoccidentale del foglio). Si tratta di tonaliti a grana medio-grossa, con anfibolo pluricentimetrico ad abito decisamente allungato. I costituenti principali sono, in ordine di abbondanza: plagioclasio, quarzo, orneblenda e biotite (questi ultimi due minerali in quantità all'incirca equivalenti); l'epidoto, sia magmatico che secondario, spesso raggiunge percentuali di minerale fondamentale; il feldspato potassico è presente generalmente in quantità estremamente limitate (qualche punto in percentuale) ed ha caratteristiche ottiche del microclino. Le tonaliti dell'area rilevata presentano una grana media, localmente medio-grossa, e sono caratterizzate dalla presenza di individui pluricentimetrici di orneblenda e di biotite in percentuale circa equivalente a quella dell'anfibolo. Nelle tonaliti massicce, affioranti soprattutto nell'estremo settore settentrionale del foglio, l'anfibolo raramente mostra particolari allineamenti secondo linee di flusso magmatico. La monotona uniformità delle tonaliti di questo settore viene talvolta interrotta dalla presenza di masse di composizione e strutture differenziate; sono i casi delle microquarzodioriti con abbondanti nuclei di concentrazione femica, talora porfirici (fenocristalli di anfibolo; **PPC_a**), e delle leucoquarzodioriti a plagioclasio, quarzo, biotite e scarso anfibolo (**PPC_b**) affioranti a sud del Monte Pedertich. Nel primo caso (**PPC_a**) le tonaliti sono caratterizzate da abbondante orneblenda verde-bruna, biotite e plagioclasio e da una drastica riduzione del quarzo. La loro forma, generalmente isodiametrica, muta progressivamente con l'incremento della foliazione: nelle varietà foliate (affioranti soprattutto lungo la

Val di Genova) gli inclusi sono appiattiti lungo i piani di foliazione. Nel secondo caso (**PPC_b**) si tratta di rocce a grana media, leggermente più fine delle tonaliti incassanti, ben distinguibili sul terreno grazie alla loro spiccata tendenza leucocratica ed alla sensibile riduzione della quantità e delle dimensioni dell'anfibolo.

Le tonaliti della Presanella Centrale sono generalmente fresche, tranne i casi con intensa deformazione cataclastica, notevole incremento del contenuto in clorite ed epidoto, colore verdognolo della roccia e notevole riduzione di grana. Età: Eocene-Oligocene (39-31 Ma, con nuclei relitti di 305 Ma). Età di raffreddamento Rb-Sr su biotite: 31.6-32.9 (DEL MORO *et alii*, 1985).

3.6. - FILONI

3.6.1. - *Filoni intermedio-basici (fi)*

Le manifestazioni filoniane sono relativamente abbondanti rispetto ad altre zone del batolite. Tutte le rocce, sia quelle del basamento cristallino che quelle dei vari corpi plutonici, sono attraversate da filoni di composizione intermedio-basica, talora caratterizzati da struttura porfirica per la presenza di fenocristalli di plagioclasio e/o anfibolo aciculare. La massa di fondo è di colore grigio o grigio-verde, in genere non risolvibile ad occhio nudo. La loro età sembra in prevalenza riferibile alla fase finale del ciclo magmatico (Oligocene).

Numerosi filoni basici, post-permiani, di età non meglio precisabile, intrudono le sequenze di copertura nell'area compresa tra Pinzolo e Tione (Tof di Malè). Si tratta di basalti afirici e di rocce a grana medio-fine ad orneblenda, diopside relitto, olivina completamente sostituita da clorite, minerali opachi e plagioclasio.

3.6.2. - *Filoni leucocratici (fl)*

I corpi intrusivi e, più raramente il basamento cristallino incassante, sono tagliati da filoni leucocratici e trondhjemitici in genere di spessore limitato. La composizione mineralogica è generalmente formata da quarzo, plagioclasio, quantità variabili (comunque basse) di K-feldspato, visibile il più delle volte solo al microscopio, e biotite che raramente supera il 5%. Questi filoni hanno generalmente grana fine, ma non mancano filoni pegmatitici o qualche filone zonato, con parte centrale pegmatitica e quella periferica aplitica. Età: Oligocene.

4. - STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI CONTINENTALI PLIO-QUATERNARIE

Oltre il 20% del territorio del Foglio è coperto di depositi continentali quaternari variamente antropizzati, che rivestono particolare importanza nel fondovalle. La morfologia articolata dell'area si riflette in una evoluzione pleistocenica molto complessa, nella quale il glacialismo risulta il fenomeno che più ha contribuito alla genesi e deposizione dei sedimenti. Nell'area in esame sono scolpiti due solchi vallivi: la Valle dei Laghi-bassa Val del Sarca, ubicata nel settore sudorientale, a quote comprese tra i 250 ed i 300 m e connessa alla Val d'Adige attraverso la sella di Terlago (circa 600 m di quota) e la Val di Molveno, parallela alla precedente, posta tra le quote di 350 e 1000 m, separata dalla Val di Non dalla sella di Andalo (quota 1100 m). Il medio corso del Sarca si sviluppa da Ovest verso Est interamente nel Foglio Tione di Trento. Tra la stretta di Ponte Pià e quella del Limarò si apre la conca di Stenico, ove avviene la confluenza con il T. Duina. Si tratta di una ampia vallata poco acclive compresa fra gli 800 ed i 400 m.

A monte della stretta di Ponte Pià, occupata da un lago di sbarramento artificiale, la valle prosegue verso Ovest sino a Tione ove si realizza la confluenza col T. Arnò proveniente da Sud. Qui gli andamenti vallivi, eccezion fatta per il Sarca, sono tutti circa Nord-Sud. A monte di Tione, il solco del Sarca risale verso Nord in Val Rendena, ricevendo come tributari di destra, le aste fluviali provenienti dall'Adamello, e si raccorda (foglio Malè) alla val di Sole mediante la sella di Campo Carlo Magno posta a circa 1650 m di quota. I depositi continentali sono stati descritti e cartografati come unità a limiti inconformi. In ogni unità di questo tipo sono state distinte unità litostratigrafiche, sulla base delle differenti caratteristiche di facies dei depositi cementati e sciolti (quali i depositi alluvionali, lacustri e di contatto glaciale, i.e. fluvio-glaciale Aucutt.). Questo criterio stratigrafico non specifica di norma l'interpretazione genetica del deposito, che è lasciata al lettore, sotto la guida delle presenti note. Nel caso dei depositi glaciali e i depositi gravitativi (detrito di falda, frane) caratterizzati di norma da depositi fortemente eterometrici, esiste comunque una buona sovrapposizione tra caratteristiche di facies ed ambiente sedimentario.

I depositi continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi. In ogni unità sono state indicate le sole caratteristiche litologiche ed in particolare le variazioni di tessitura dei depositi sciolti (depositi alluvionali, lacustri, di contatto glaciale, etc.). Questo criterio mantiene, mediante il colore delle tessiture, l'interpretazione genetica del deposito, anche per i depositi fortemente eterometrici, come i depositi glaciali e di frana, per i quali l'indicazione di tipo genetico verrà a sovrapporsi al colore corrispondente all'unità stratigrafica. I sedimenti cementati, di solito molto antichi e spesso di età non precisabile, sono

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

Oltre l'età delle singole unità stratigrafiche, vengono indicate anche le caratteristiche principali dei depositi che le costituiscono e la denominazione utilizzata in letteratura dagli Autori precedenti. Nell'area del Foglio si sono individuati un supersintema, due sintemi e tre subsintemi (Tab. 1). Nel supersintema del Monte Spinale (sigla MS) sono inseriti tutti i depositi formati in differenti cicli sedimentari precedenti l'ultima massima espansione glaciale, definiti nel passato come depositi pre-würmiani, ed ancor oggi di non facile attribuzione cronologica per mancanza di dati.

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

Tab. 1. - *Quadro delle unità continentali quaternarie del Foglio Tione*

Il sintema del Garda (sigla **SGD**), comprende i depositi glaciali e di contatto glaciale dell'ultima massima espansione glaciale. In essa sono inseribili tutti i depositi dell'U.G.M. (Ultimo Massimo Glaciale). Nei precedenti Fogli geologici questi depositi erano descritti come depositi morenici würmiani. All'interno di questo sintema si sono distinti due subsintemi, che definiscono, in modo più preciso rispetto al passato, le fasi tardiglaciali di chiusura dell'ultima massima espansione glaciale. L'unità dei Fondovalle (subsintema di Malè, **SGD₁**) nasce dall'esigenza di giustificare sui fondovalle di quest'area, come in quella vicina dei Fogli Malè e Riva, ma anche di altre valli dell'Alto Adige, la presenza di depositi glaciali, fluvioglaciali, di frana e lacustri, non attribuibili all'ultima massima espansione glaciale e nello stesso tempo dall'esigenza di tenerli separati dai depositi glaciali dell'unità delle Alte Valli (subsintema di Bondo, sigla **SGD₂**), caratterizzata da una netta ripresa del glacialismo tardiglaciale, diffusamente presente nei principali gruppi montuosi delle Alpi. Il sintema definito Postglaciale Alpino (sigla **PTG**), include tutti i depositi di età compresa dalla fine dell'ultima massima espansione glaciale ai nostri giorni. Questo sintema ben riconoscibile anche nei fogli adiacenti, può essere assimilato ai depositi olocenici delle precedenti Carte Geologiche delle Tre Venezie: Foglio n. 20 "M. Adamello" e Foglio n. 9 "M. Cevedale".

Nel sintema Postglaciale Alpino è stato possibile riconoscere una unità di rango inferiore: il subsintema dell'Amola (sigla **PTG₁**), che comprende tutti i depositi riferibili alla Piccola Età Glaciale (L.I.A o P.E.G.). Quest'ultima unità stratigrafica coincide con l'omonimo subsintema descritto nel vicino Foglio Malè e Riva del Garda.

4.1. - SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE (MS)

Unità che comprende depositi formati in differenti cicli sedimentari precedenti all'ultima espansione glaciale. Si tratta di lembi di limitata estensione areale, caratterizzati da appoggio inconforme sul substrato roccioso prepleistocenico e ricoperti dai depositi delle unità più recenti (a basse quote) oppure limitati dalla superficie topografica, corrispondente ad una superficie erosionale. Caratteri comuni a questi litosomi sono il buon grado di cementazione e l'elevato livello di erosione. Età: ?Pliocene-Pleistocene.

4.1.1. - *Breccia di David*

Deposito clasto-sostenuto a matrice limosa e raro cemento spatico; i clasti, per lo più ghiaie subangolose, provengono dalla unità che forma il versante (Dolomia

Principale), sono clinostratificati e ben cementati, con rari ciottoli tonalitici, litotipo peraltro presente nell'alto corso del T. Arnò. La direzione di clinostratificazione nell'affioramento di q. 710 nel fondovalle Arnò (30° verso N55) è lievemente discordante rispetto al versante attuale, con cui non si connette più a causa dell'erosione. La base è in appoggio inconforme con le dolomie noriche. A tetto è interessato da una superficie erosiva intagliata verso il basso stratigrafico, ricoperta da limi lacustri del subsintema di Malè. Si tratta di piccoli affioramenti molto erosi di brecce di versante cementate localizzati sul versante ad Ovest di Canzane (a Sud di Tione). Un piccolo affioramento, non cartografabile, si trova nel fondovalle Arnò tra q 700 e 710 metri a poca distanza dal corso d'acqua. L'età è ignota e non sono stati trovati cementi idonei alla datazione U/Th, anche se la non eccessiva distanza dal fondovalle lascia pensare ad una possibile età tardo pleistocenica.

4.1.2. - *Conglomerato di Malga Ben*

Conglomerato a clasti ben arrotondati da 0.5 a 10 cm, di provenienza locale. Corpo molto eroso e ben cementato di circa 30 m di spessore con accenni di stratificazione subparalleli al pendio. La base è in appoggio inconforme sulle dolomie noriche, la superficie sommitale corrisponde alla topografia.

E' situato in prossimità di Malga Ben (Val d'Ambiez). La presenza di clinoformi permette di interpretarlo come deposito di versante (TREVISAN, 1939) anche se il grado di arrotondamento indica un precedente ciclo di trasporto alluvionale. L'età non è nota, ed il livello di base (ghiaccio o antico fondovalle?) cui questi depositi si raccordavano era più alto dell'attuale: TREVISAN (1937) lo misurava in circa 500 m sopra l'attuale fondovalle.

4.1.3. - *Conglomerato di Castel Toblino*

Deposito costituito da banchi conglomeratici con intercalati rari livelli lentiformi arenaceo-sabbiosi. I ciottoli decisamente arrotondati hanno dimensioni centimetriche e risultano ben classati. Essi sono di natura quasi esclusivamente carbonatica di provenienza locale mentre sono rari, meno dell'1%, i clasti filladici del basamento e porfirici della piattaforma atesina provenienti dallo smantellamento di precedenti depositi glaciali. Il grado di cementazione è elevato con clasti a contatto e matrice quasi assente.

Le arenarie meno compatte e più degradabili danno luogo a rientranze e cavità che sono osservabili soprattutto sul lato meridionale dell'isola. L'assetto strutturale varia in ambiti abbastanza ristretti, le giaciture riscontrate attorno alla

porta d'ingresso al castello sono rispettivamente 22/40 e 185/45; esse appaiono compatibili con la dinamica deposizionale di tali corpi sedimentari. Non ci sentiamo comunque di escludere il contributo di deformazioni tettoniche o glaciottettoniche. Il contatto di base non è affiorante, mentre a tetto il litosoma è limitato dalla superficie topografica. I depositi in questione formano l'isolotto su cui sorge l'omonimo castello nella Val dei Laghi e sono interpretabili come un delta-conoide alimentato dalla valletta che sbocca in prossimità del lago. La loro età è sicuramente precedente l'ultima espansione glaciale. Tale affermazione è confortata dalla morfologia dei depositi in affioramento che formano dossi chiaramente modellati da esarazione glaciale e dalla natura prevalentemente carbonatica dei ciottoli.

4.1.4. - *Conglomerato di Seo*

Deposito potente alcune decine di metri e fortemente eroso. I clasti eterometrici sono subangolosi, raramente arrotondati, cementati da matrice fine e di provenienza locale. La stratificazione, scarsa, è subparallela al pendio. La base è in appoggio inconforme sulla serie mesozoico-terziaria. A valle di Sclemo e Sesena, viene ricoperto dai depositi fini più recenti attribuiti al subsintema di Malè. Occupa un'ampia area alle pendici meridionali del Brenta presso Seo (segnalato da TREVISAN, 1939). E' interpretabile come antica falda detritica, di età indeterminata la cui cementazione ha impedito la successiva erosione.

4.1.5. - *Conglomerato dei Pergoletti*

Corpo sedimentario di circa 30 m di spessore, formato da conglomerati a clasti ben arrotondati di 1-10 cm, carbonatici e di provenienza locale (Gruppo del Brenta), anche se non sono rari i clasti di rocce cristalline (per lo più quarziti). La cementazione, crescente verso l'alto, è data dall'abbondante matrice limoso-sabbiosa carbonatica. Gli affioramenti a quote inferiori, presso Andogno, hanno più matrice argillosa, sono quindi meno cementati e i clasti sono subangolosi. Nei pressi della sommità si osservano lamine a basso angolo legate a barre fluviali (fiume tipo braided). L'appoggio basale sul substrato Terziario è visibile negli affioramenti settentrionali. A tetto, TREVISAN (1937) segnala un velo di materiale morenico, con filladi, gneiss e tonaliti. Affiora a Sud dell'abitato di S. Lorenzo in Banale, con notevole risalto morfologico a formare la rupe dei "Pergoletti" la cui superficie sommitale piana ricalca la giacitura degli strati. Il corpo viene interpretato come un deposito alluvionale, drappeggiante la topografia e

appoggiato su ghiaccio (fluvioglaciale Auctt.), probabilmente ghiaccio morto posizionato nella forra del Sarca. L'età, non nota, è precedente all'ultimo massimo glaciale (LGM), come proposto già da TREVISAN (1937; 1939).

4.1.6. - *Depositi Glaciali*

Si tratta di depositi fortemente erosi ed alterati da pedogenesi, presenti solo come plaghe di piccole dimensioni in cui è preservata la componente scheletrica, costituita da blocchi tonalitici e cristallini. Sono presenti a volte quarziti e scisti con ciottoli calcarei molto alterati (gruppo di Brenta). Alla base si trovano in contatto con il substrato Meso-Cenozoico, a tetto sono limitati dalla superficie topografica, con indizi di pedogenesi intensa. Sono stati cartografati in piccole depressioni presso la sommità del M. S. Martino fra i 1400 ed i 1430 m, ed osservati presso la cima del M. Casale tra i 1550 ed i 1600 m di quota. Un altro lembo, non cartografabile, è segnalato da WIEBOLS (1938) al Passo di Cresole, alla testata del Vallon nel Brenta occidentale. Sono interpretati come depositi glaciali residuali, in origine diamicton, appartenenti forse a diversi cicli sedimentari.

4.2. - SINTEMA DEL GARDA (SGD)

Vengono descritti in questo Sintema i depositi glaciali s.l. associati all'ultima massima espansione glaciale (last glacial maximum, LGM, con picco intorno ai 18.000 anni B.P., Tab.1). Questi si presentano abbondanti nel settore meridionale del Foglio, ove evidentemente sono rimasti preservati dalle successive vicende erosivo-deposizionali. Età: Pleistocene superiore.

4.2.1. - *Till di alloggiamento*

Si tratta di diamictite a matrice argillosa di colore rossiccio, fortemente consolidata. Sono presenti clasti di varie dimensioni di tonaliti nei settori centro-occidentali della conca di Stenico-Bleggio-Ballino, mentre sui versanti orientali e in parte nel settore di Fiavè sono frequenti le filladi e gli gneiss di provenienza atesina (transfluenza di Andalo). I clasti carbonatici sono striati e spesso appiattiti a forma di ferro da stiro. Ricoprono in modo discontinuo il substrato roccioso meso-cenozoico, mentre a tetto sono coperti dai depositi legati ai cicli successivi. I depositi sono stati frequentemente osservati nella conca del Bleggio, ove affiorano soprattutto nell'incisione del T. Duina e con spessori notevoli, oltre 50

m, costituiscono i dossi a monte di Bivedo, tra S. Croce e Gallio e di Fiavè. Questi si presentano come dossi allungati nel senso del flusso del ghiacciaio vallivo (NNO-SSE fino a N-S) e possono essere interpretati come forme di accumulo/erosione subglaciale (*drumlins*, cfr. EHLERS, 1996). Alternativamente, la loro forma potrebbero essere attribuita a successiva erosione: questa ipotesi, tuttavia, appare meno convincente, perché richiederebbe un lungo periodo di tempo tra lo scioglimento dei ghiacci e la deposizione dei sedimenti successivi (subsintema di Malè). Inoltre, a monte di Bivedo, unico caso in cui l'erosione ha agito fortemente, la cresta risulta essere orientata in modo molto difforme dal reticolo idrografico e difficilmente potrebbe essere stata creata da esso. La presenza di abbondante matrice sovraconsolidata, di ciottoli striati e di possibili forme subglaciali (*drumlins*) concorrono ad interpretare questi depositi come glaciali (till di alloggiamento).

4.2.2. - *Till di ablazione*

Si tratta di un diamicton a supporto di matrice limoso-sabbiosa, con blocchi di dimensioni massime di qualche metro, spesso formanti argini ancora ben individuabili. Localmente i blocchi appaiono accatastati e senza interposizione di matrice (dintorni di Maftina, q. 1384m). A monte dell'abitato di Villa Rendena, allo sbocco della Val S. Valentino, è da menzionare un fenomeno di erosione di tipo calanchivo impostatosi in questo deposito. La provenienza dei blocchi è per lo più dall'Adamello, e in misura molto inferiore, dal Brenta per il settore centro occidentale, mentre in Val di Molveno e bassa Val del Sarca, è nettamente atesina. Nei pressi di Malga Stabio (a sud di Tione) sono presenti depositi costituiti da diamicton a matrice fine abbondante e clasti di provenienza dalla alta Val Marcia caratterizzati da un argine frontale a q. 1475m, formato da abbondanti blocchi accatastati. La parte esterna di questo argine è costituita da una potente successione di pendio, clinostratificata, formata da clasti con matrice fine. Nella conca del Bleggio presso Cavaione sono presenti tre dossi allungati NO-SE formati da blocchi di tonalite accatastati o flottanti in una matrice limosa abbondante (Dossi del Pil) di dubbia origine. L'appoggio basale di questi depositi sul substrato pre-pleistocenico è inconforme. A tetto, l'unità è limitata dalla superficie topografica o localmente da depositi di contatto glaciale appartenenti allo stesso Sintema (Dossi del Pil). Presso la conca de Le Sole, ad Ovest di Tione, nella parte sommitale di un intervallo di limitato spessore, si è potuto osservare un orizzonte rossastro di alterazione di circa un metro di potenza. I depositi di Malga Stabio tendono ad appoggiarsi, ricoprendoli parzialmente, su depositi glaciali a clasti tonalitici posti intorno a 1350-1300 m. E' proprio la relazione geometrica

tra i depositi dei due ghiacciai che permette di ipotizzare che quello relativo alla Val Marcia appartenga al ciclo glaciale dell'ultimo pleniglaciale.

Il deposito è più rappresentato sui versanti, in particolare in destra della Val Rendena sino ad Ovest di Tione e sui versanti orientali, pendii strutturali meno acclivi, della valle di Molveno, della conca del Bleggio e della bassa Val del Sarca. Gli argini sono spesso disposti a diverse quote, ad indicare la presenza di numerose fasi stadiali durante la progressiva fase di scioglimento. Non esistono dati radiometrici su questa unità, la cui attribuzione all'ultima espansione glaciale è basata sulla freschezza delle forme (soprattutto argini) e sulla limitata pedogenesi cui questi depositi sono associati. Le quote massime di questi depositi e degli argini associati permettono di ricostruire l'andamento del ghiacciaio di questa espansione durante il suo acme. Gli argini sono a quote massime comprese fra i 1630 ed i 1550 sul versante destro della Val Rendena, in prossimità del massiccio dell'Adamello.

Ad E di Tione le quote sono sensibilmente più basse, a causa della bipartizione del flusso glaciale, parte del quale era facilitato a proseguire in direzione meridionale lungo la direttrice di Bondo (Val Giudicarie inferiore). Il forte gradiente da O verso E è soprattutto legato alla preponderante azione alimentatrice del massiccio dell'Adamello.

In questo tratto della media Val del Sarca all'imbocco della Val Manéz, sono presenti terrazzi di abrasione glaciale con scarsi depositi, che si spingono fino ai 1430 m nel settore di Ancis, costa occidentale del M. Iron a N di Ragoli. Sul versante sinistro, sono presenti scarsi depositi legati al ghiacciaio vallivo; gli unici sono preservati entro la valle del T. Ridever in piccole plaghe attorno ai 1300-1350 m. Più abbondanti sono i depositi nei versanti che sovrastano il passo Duron, e nella valletta che ne discende verso N. Sui versanti di S. Martino sono presenti numerosi argini tra q. 1300 e q. 1150 metri. In questo tratto dunque il ghiacciaio perdeva rapidamente quota e si insinuava nelle Valli di Manéz e d'Algone, che erano deglacializzate, la prima totalmente, la seconda almeno nel suo tratto finale. Ad E di Zuclo anche a causa della stretta gola di Ponte Pià avveniva una importante trasfluenza al passo Duron, al di là del quale il ghiaccio fluiva nella conca del Bleggio, ove si ricollegava alla lingua che fluiva verso E, passando la forra e accerchiando completamente il M. S. Martino. In questo periodo la Val Marcia (alta Valle del T. Duina nel settore sud-occidentale del Foglio) era occupata da un ghiacciaio molto ben alimentato, che confluiva con quello vallivo principale.

Molto probabilmente a causa della difficoltà del flusso glaciale di confluire con una massa che scorreva in direzione perpendicolare ad essa, si produsse una trasfluenza presso la sella di q. 1587 metri, verso N, come documentano gli

abbondanti depositi glaciali depositi nel settore di Malga Stabio. La differenza di quota tra la trasfluenza del ghiacciaio della Val Marcia e quello vallivo delle Giudicarie è comunque notevole e dimostra le notevoli potenzialità di accumulo della Val Marcia (aspetto molto importante nell'evoluzione successiva). Nella conca di Bleggio il ghiacciaio vallivo riceveva ghiacci provenienti dalla Val di Molveno, ove la lingua ha lasciato ampie plaghe di till di ablazione a quote comprese fra i 1550 ed i 1400 metri. I depositi che formano i Dossi del Pil sono di dubbia interpretazione.

Infatti sono allungati secondo la direzione del flusso glaciale del ghiacciaio delle Giudicarie e formano tre dossi regolarmente spazati in mezzo alla conca, cosa che farebbe propendere per una loro genesi subglaciale durante l'acme dell'espansione. Tuttavia la loro tessitura fa pensare piuttosto a till di ablazione, per cui potrebbero rappresentare argini legati ad un impulso glaciale che avrebbe portato a riattivare la trasfluenza del passo Duron durante una fase tardiva, in cui la conca a Sud era deglacializzata. Meno chiari sono i rapporti con il ghiacciaio vallivo della valle dei Laghi, a cusa delle scarse testimonianze di argini a queste quote. La trasfluenza dalla conca di Bleggio verso Est al di sopra della forra dei Limarò appare l'ipotesi più plausibile. Da ricordare infine le trasfluenze meridionali alla conca, lungo i valloni di Ballino e Lomasone (Foglio Riva del Garda), ove il flusso glaciale si ricongiungeva definitivamente a quello della bassa Val del Sarca.

4.2.3. - *Depositi di contatto glaciale*

Depositi a volte terrazzati spesso contigui a depositi glaciali di ablazione. In Val Manèz, si tratta di alluvioni grossolane in matrice sabbiosa, ben addensate e con buona stratificazione alimentate dai corsi d'acqua locali.

Depositi simili sono presenti in bassa Val d'Algone, ove però l'erosione ne ha preservato pochi lembi.

Nella conca del Bleggio, alle quote alte sono costituiti da depositi potenti da 3 a 15 e più metri, costituiti da un diamicton con matrice limosa bianca normal consolidata e clasti prevalentemente di origine locale. Questo diamicton è a volte interstratificato con depositi limoso-sabbiosi mediamente stratificati. A quote più basse troviamo abbondanti sabbie e ghiaie a stratificazione tra il 20% e il 40% costituite da clasti carbonatici in matrice limosa. Ricoprono il substrato roccioso pre-Pleistocenico, localmente anche depositi glaciali del Sintema del Garda (per es. Dossi del Pil).

A tetto sono limitati dalla superficie topografica. In Val Manèz, sbarrata dal ghiacciaio vallivo insinuato da S, una notevole produzione di crioclasti ha

prodotto ampie falde di detrito, che verso valle si raccordano a depositi alluvionali grossolani, disposti in ordini decrescenti di terrazzi. Nella conca del Bleggio i depositi di contatto glaciale sono estesi e potenti nel settore immediatamente a SE del passo tra q. 935 e q. 730 metri. Si tratta di depositi terrazzati su cui sorgono gli abitati del Bleggio Superiore. Il diamicton a matrice bianca è abbondante anche a N di Bivedo sui versanti meridionali del M. S. Martino tra q. 940 e q. 850 metri. Le sabbie e ghiaie affiorano molto bene a O di Cavaione, ove occupano le depressioni lasciate da tre dossi allungati in senso NO-SE (Dossi del Pil). I depositi sono per lo più legati a processi alluvionali in prossimità dei ghiacciai in fase di scioglimento, come attesta lo scarso contributo di clasti extrabacinali.

Il diamicton della conca del Bleggio è interpretabile come una morena abbandonata in acqua (*waterlain till*), proveniente dallo smantellamento di argini circostanti. La stretta connessione genetica con i depositi di ablazione alle quote raggiunte dal ghiacciaio durante l'ultima espansione glaciale permettono di ascrivere questi depositi al sintema del Garda.

4.2.4. - *Depositi di versante*

Depositi ghiaiosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti angolosi-subangolosi di provenienza locale. Sono disposti in falde ai piedi delle pareti, e a volte sono presenti plaghe a ricca matrice limosa e fango-supportati, dovuti a eventi di trasporto per *debris flow*.

La discordanza basale sul substrato pre-pleistocenico non è mai stata osservata; a tetto sono limitate dalla superficie topografica.

Depositati ad opera della gravità e in minor misura da acqua, sono presenti nei settori deglacializzati come in alta Val Manè. La loro attribuzione al sintema del Garda è legata alla esposizione dei versanti, per lo più meridionali, in cui il periodo di più ingente crioclastismo è stato presumibilmente l'acme glaciale.

4.3. - SUBSINTEMA DI MALÈ (UNITÀ DEI FONDOVALLE) (SGD₁)

Nella fase finale dell'ultima massima espansione glaciale nella conca del Bleggio e nella media valle del Sarca (almeno fino a Tione), si svolsero numerosi eventi sedimentari i cui resti sono stati individuati e descritti per la prima volta durante i rilevamenti di questo progetto e che verranno illustrati mediante l'uso di profili vallivi (figg. 10, 11) separatamente nelle due conche principali del Bleggio e di Tione separate dalla forra omonima.

Questi eventi sono associabili alla fase che precede la ripresa del glacialismo tardiglaciale dubitativamente paragonabile allo stadio di Bühl o di Steinach Auctt. (Tab. 1). Età: Pleistocene superiore.

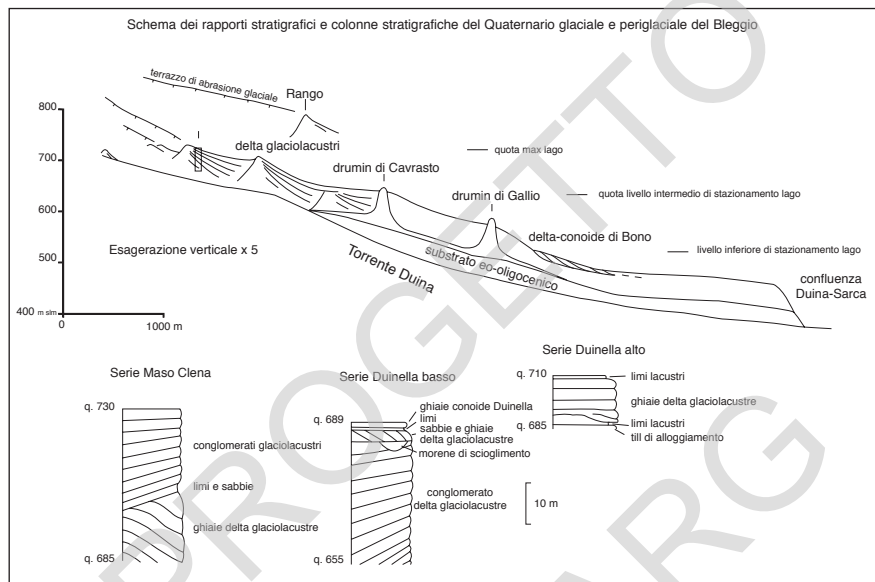


Fig. 10 - Profilo longitudinale della conca del Bleggio, lungo il Torrente Duina. Le sezioni stratigrafiche riportate nella figura sono state misurate lungo i Torrenti Duina e Duinella.

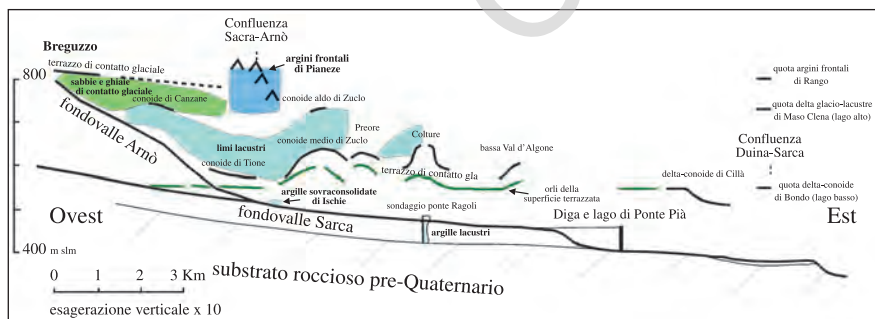


Fig. 11 - Profilo longitudinale della Val di Sarca tra Ponte Arche e Verdesina. A monte di Tione è stato inserito il basso corso del Torrente Arnò fino a Breguzzo. In evidenza i depositi più interessanti descritti nel testo.

4.3.1. - *Conca del Bleggio*

4.3.1.1. - *Depositi glaciali*

Diamicton ricco in scheletro a matrice limosa carbonatica e clasti di esclusiva provenienza dalla Val Marcia (alta valle del T. Duina). Si trova in appoggio erosivo sui depositi clastici grossolani di contatto glaciale del sintema del Garda, mentre a tetto viene limitato dalla superficie topografica. Localmente (ad ovest di Cornelle) è ricoperto da ghiaie alluvionali di conoide del T. Duinella appartenenti alla sintema di S. Giacomo (Unità postglaciale). Forma gli argini visibili presso Rango e Cornelle, allo sbocco della Val Marcia. Questa facies è interpretata come till di ablazione associato alla massima espansione del ghiacciaio proveniente dalla Val Marcia in direzione del lago proglaciale.

4.3.1.1.1. - *Depositi di delta glaciolacustre e lacustre*

Conglomerati poco cementati e ghiaie in matrice sabbiosa nettamente clinostratificati, con intercalazioni metriche di limi carbonatici (localmente a tetto della successione) e limi sabbiosi. Nei corpi a quote più alte, la clinostratificazione definisce differenti litosomi per ognuno dei quali la tendenza è alla convergenza verso un unico apice che si individua presso alcuni argini morenici. A quote basse (Bono) sono presenti lamine oblique da tangenziali a parallele. Si trovano in contatto stratigrafico erosivo, più raramente conforme, sui limi lacustri, con i quali sono in eteropia procedendo verso il centro della conca. A tetto sono limitati dalla superficie topografica, mediante interposizione di un livello pedogenizzato di circa un metro. I limi carbonatici formano la superficie della piana di Maso Clena, ove si raccordano con l'argine morenico di q. 735 metri presso Maso Clena (fig. 10). A quote più basse, depositi conglomeratici sono presenti anche verso la stretta di Ponte Pià (Cillà) e presso Bono. Questi corpi clastici sono interpretati come sistemi lacustri marginali sviluppatasi allo sbocco del paleo-Duina e paleo-Sarca.

A quote alte (Maso Clena), presentano una geometria classica dei delta glaciolacustri, a quote più basse hanno geometrie tipiche del delta Gilbert (fig. 8). L'altezza della colonna d'acqua nel lago dovrebbe essere stata notevole: la continuità fisica delle clinostratificazioni tra q. 730 e q. 655 metri definisce un pendio di circa 80 m. A questo periodo di intensi apporti deltizi sono da ascrivere gli ingenti spessori di depositi fini che colmano, con oltre 60 m di successione, la piana tra Cavrasto e Santa Croce (fig. 9). Successivamente il livello del lago è

stazionato a quote più basse, come testimoniato dal potente corpo di delta-conoide di Bono (m 550 circa), allo sbocco del paleo-Duina e da quello di Cillà allo sbocco del paleo Sarca. La diminuzione del livello di base portava a rapida erosione tutti i depositi lacustri che venivano ad emergere, con deposizione di conoidi da *debris flow* allo sbocco delle nuove incisioni intense ma di breve sviluppo longitudinale. Un esempio di queste forme è la piccola conoide di Marcè, presente in lembi preservati dalla incisione successiva.

Qui si osserva un deposito ghiaioso in matrice limosa abbondante, associato alla forma del conoide che ricopre dei limi laminati di origine lacustre. Il lago era sbarrato allo sbocco della forra dei Limarò dal ghiacciaio presente in val dei Laghi, alimentato dal più ampio bacino dell'Adige-Isarco attraverso la trasfluenza di Terlago e presente anche in questo periodo, come testimonio dall'evoluzione glaciale del settore di Riva-Tenno (vedi Foglio 080 Riva del Garda).

4.3.1.2. - Depositi lacustri

Limi e limi argillosi grigi di norma privi di strutture, più di rado laminati, con intercalazioni di *pebble layers* e diamicton a matrice limosa con ciottoli carbonatici ben arrotondati. Sostanza organica assente. Spessore complessivo da 60 m a 30 m nei settori centrali della conca. Nel torrente Duinella, l'intervallo basale di limi è profondamente eroso e presenta zone di taglio a *scaly fabric* e pieghe di trascinamento rovesciate e molto strette (quasi isoclinali). Questa tettonizzazione mostra chiare vergenze orientali. Sono limitati a letto da una netta discordanza con il sottostante substrato, dato dal till di alloggiamento del sintema del Garda, o da rocce terziarie. Localmente verso Nord, il substrato è costituito dai conglomerati di Seo (supersintema di M. Spinale). La superficie del till di alloggiamento, dove osservata, è scabra, senza indizi di pedogenesi. A tetto i depositi di questa facies sono di norma limitati dalla superficie topografica. Quest'ultima presenta una pedogenesi intensa con suolo di spessore intorno al metro, solitamente interessato da intensa rielaborazione antropica. La superficie sommitale al di sotto dello strato pedogenizzato presenta localmente accumuli di colluvio di spessore inferiore al metro. In alcuni casi questa facies viene ricoperta con contatto conforme da depositi più grossolani di ambiente marginale (facies dei depositi di delta glaciolacustre e lacustre) e in un caso (presso Rango) anche da diamicton della facies dei depositi glaciali. Nella conca del Bleggio gli affioramenti migliori sono situati tra il T. Duina ed il Duinella tra Rango e Cornelle da quota 730 fino a circa 500 m slm. Lungo il corso del Duinella è visibile il contatto basale fra il till di alloggiamento del sintema del Garda ed i limi a q. 685 (fig. 12).



Fig. 12 - Contatto stratigrafico fra il till di alloggiamento della conca del Bleggio ed i limi lacustri a q. 685 m nel T. Duinella.

Questi depositi sono interpretati come lacustri, generati in un lago proglaciale interessato da *lutite flows* e *debris flows*; a questi ultimi è imputabile la deposizione dei diamicton. Non sono disponibili elementi per una attribuzione cronostatigrafica diretta. Glaciotettonica e profonde erosioni del limo nel settore del T. Duinella dimostrano che questi depositi sono stati interessati dall'arrivo di un ghiacciaio che fluiva dalla Val Marcia verso Est.

4.3.1.3. - Depositi di versante

Si tratta di frammenti rocciosi eterometrici spesso a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale, e di depositi ghiaiosi, con matrice limosa, a spigoli vivi fango-sostenuti, dovuti ad eventi di trasporto per *debris flow*.

Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico, e localmente anche i depositi appartenenti ai cicli precedenti. Sono quasi sempre limitati a tetto dalla superficie topografica. I maggiori accumuli sono presenti ai piedi di ripide pareti e costituiscono morfologicamente estese falde di detrito. La diacronia basale di questa facies è dovuta alle diverse condizioni ambientali verificatesi durante il Tardiglaciale nei vari settori del Foglio. Si tratta in ogni caso di depositi associati ai kame ed ai depositi lacustri della conca del Bleggio.

4.3.2. - *Val del Sarca*

4.3.2.1. - *Depositi glaciali*

Diamicton formato da blocchi tonalitici subangolosi di dimensioni metriche immersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa. Il contatto basale, mai osservato direttamente, è inconforme sul substrato pre-pleistocenico. A tetto sono limitati dalla superficie topografica. Forma argini presso Pianeze, a Sud di Bolbeno, tra q. 830 e q. 750 metri.

Si tratta di una teoria di argini morenici, alcuni dei quali raggiungono un'altezza di 8-10 m, e di avvallamenti sub-paralleli ad orientazione ca. E-O; i depositi occupano un'area di oltre venti ettari. Depositi residuali, formati da blocchi di tonaliti subangolose sono stati osservati su alcuni piccoli ripiani a q. 720 metri alle strette di Ponte Pià. Vengono interpretati come till di ablazione dovuto ad una ripresa di glacialismo che ha portato una lingua dalla val Rendena fino quasi alla forra di Ponte Pià. Il ghiacciaio ha deposto una serie di argini nel settore ove il flusso glaciale da vergenze meridionali piegava a vergenze orientali. Una caratteristica peculiare di questo campo di argini è la presenza di blocchi tonalitici squadrati anziché arrotondati. Questo suggerisce un basso tempo di esposizione all'alterazione possibilmente legato ad un rapido avanzamento del fronte. La Val del Sarca, con il lago posto a q. 730 metri fu interessata da questa avanzata che potrebbe essere responsabile del sovraconsolidamento di parte dei limi lacustri, come quelli affioranti presso Ischie a Nord-est di Tione. Il ghiacciaio ha poi colmato la valle fino alle strette di Ponte Pià (fig. 11).

La Valle del T. Arnò fu sbarrata da questo ghiacciaio e rapidamente colmata da depositi ghiaioso-sabbiosi descritti nel paragrafo precedente. Con il ritiro della lingua glaciale il livello del lago ha stazionato a quote minori, la più importante è quella dei 550 m, ed è stato alluvionato dai sedimenti resi disponibili dal ritiro glaciale.

Successivamente allo svuotamento del lago del Bleggio, il Sarca ha rapidamente inciso la piana preesistente cercando di riportarsi sul talweg precedente. In realtà, come dimostrano i sondaggi effettuati in valle nel settore di Ragoli (proiettato in fig. 11), nel tratto a monte della forra di Ponte Pià, l'erosione fluviale non ha mai raggiunto il substrato roccioso.

Quest'ultimo affiora solo a valle della stretta, ove lo aveva portato l'erosione retrograda prima della costruzione della diga, che ha definitivamente interrotto il processo.

4.3.2.2. - Depositi alluvionali e di contatto glaciale

Sabbie e ghiaie in matrice limosa e prive di struttura, ghiaie e sabbie grossolane laminate con stratificazione superiore al 50%, a volte (cave del Tonello) in corpi lentiformi di potenza superiore al metro. A quota 665 metri, sul ripiano sovrastante l'ospedale di Tione, i sedimenti sono costituiti quasi esclusivamente da sabbie da medie a grossolane con contenuto in granuli silicoclastici intorno al 90%. Presso le cave, ora inattive di Polin, a SW di Tione, CASTIGLIONI, (1961) segnala un intervallo sabbioso e sabbioso-ghiaioso clinostratificato, ora asportato completamente.

Gli spessori sono a volte superiori ai 30 m. Alla base si trova in appoggio stratigrafico sui limi della precedente facies, a tetto viene limitata dalla superficie topografica, per lo più terrazzata, con uno spessore di suolo arrossato variabile da 50 a 100 cm. Costituisce i terrazzi di Breguzzo e Carzane e forma la maggior parte dei terrazzi su cui si trovano gli abitati di Tione, Bolbeno, Zuclo, Ragoli e Preore. A quote intorno ai 730 m, sono presenti due conoidi (Carzane e Zuclo, fig. 10) che probabilmente si raccordavano ai depositi limosi lacustri (par. 4.3.2.3. "Depositi lacustri - Val del Sarca").

L'ambiente genetico è quello di un sistema alluvionale. Nel caso del T. Arnò a Sud di Tione, il riempimento della valle ad opera di questa facies è avvenuto durante uno sbarramento glaciale posto in val del Sarca intorno agli 800 m di quota (fig. 11). In Val del Sarca, invece tali depositi si sono sviluppati per progradazione del sistema alluvionale, alimentato da canali intrecciati tipo *braided*, all'interno dello specchio lacustre di cui si è già parlato, soprattutto durante lo stazionamento basso del lago (q. 550 metri). Tale progradazione ha prodotto una piana che si sviluppava dai 580 m di Tione ai 550 metri del delta lacustre di Cillà nella conca del Bleggio (fig. 10). In entrambi i casi il livello di base era notevolmente più elevato del fondovalle attuale, come evidenziato dalle scarpate di erosione che limitano le superfici terrazzate.

4.3.2.3. - Depositi lacustri

Limi e limi argillosi grigi, con intercalazioni di sabbie e sabbie limose laminate, argilliti grigie, stratificazione oltre il 50% e rare lamine trattive. Si presentano in sovrapposizione inconforme sul substrato pre-pleistocenico (carbonati norico-retici e liassici) con spessori variabili da pochi metri a circa 50 metri nel fondovalle del Sarca.

A tetto, sono limitati da depositi alluvionali (fondovalle Sarca e Arnò), oppure

dalla superficie topografica sui versanti più elevati, localmente con interposizione di colluvio. Nella Val del Sarca a monte di Ponte Pià sono stati raggiunti da una perforazione nel terrazzo inferiore di Ragoli, con circa 49 m di argille e limi al di sotto di un intervallo di ghiaie e sabbie (fig. 11), nonché in altri sondaggi presso il ponte di Lisan. In val del Sarca argilliti grigie abbastanza consolidate affiorano in sinistra fiume a pochi metri dal letto in località Ischie, mentre nella Valle del T. Arnò limi e argille grigie non consolidate affiorano nei pressi dell'alveo tra q. 700 e q. 720 m. Sui versanti a monte di Bolbeno e Zuclo tra q. 680 e 580 m depositi limosi-argillosi con frequenti livelli di sabbie in matrice limosa sono disposti a drappeggiare il versante e solo raramente presentano superfici terrazzate. La presenza di limi e argille in un settore così ampio e distribuiti dal fondovalle ai versanti fino a q. 735 metri, viene interpretata come dovuta alla presenza di un lago formatosi in una fase interstadiale successivamente al ritiro del ghiacciaio. La simile successione di eventi e la stessa quota del lago permettono di ipotizzare che lo specchio lacustre fosse in continuità con la conca del Bleggio (figg. 10 e 11), dalla quale peraltro, anche attualmente, la Val di Sarca non è separata.

4.3.2.4. - Depositi di versante

Si tratta di frammenti rocciosi eterometrici spesso a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale, e di depositi ghiaiosi, con matrice limosa, a spigoli vivi fango-sostenuti, dovuti ad eventi di trasporto per *debris flow*.

Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e localmente anche i depositi appartenenti ai cicli precedenti. Sono quasi sempre limitati al tetto dalla superficie topografica. I maggiori accumuli sono presenti ai piedi di ripide pareti e costituiscono morfologicamente estese falde di detrito. La diacronia basale di questa facies è dovuta alle diverse condizioni ambientali verificatesi durante il Tardiglaciale nei vari settori del Foglio. Si tratta in ogni caso di depositi associati ai *kame* ed ai depositi lacustri della Valle del Sarca.

4.4. - SUBSISTEMA DI BONDO (UNITÀ DELLE ALTE VALLI) (SGD₂)

Successivamente al ritiro del ghiacciaio della Val Rendena responsabile nella fase finale della sedimentazione del subsistema di Malè, si registra in tutta l'area una nuova ripresa dell'attività glaciale. Questa nuova fase glaciale si manifesta inizialmente con una chiara avanzata delle fronti glaciali in tutte le valli principali ed è riconducibile allo stadio di Gschnitz (Auctt., vedi Tab.1), già riconosciuto e descritto nella sua estensione da TREVISAN (1939) per il Brenta e da CASTIGLIONI

(1961) per l'Adamello. Questo membro caratterizza i depositi presenti nei circhi alle testate delle valli. In realtà a monte degli argini frontali riferiti al membro delle alte valli esistono spesso altri ordini di argini frontali legati a fasi più recenti di avanzata glaciale. Questi ultimi, di limitata entità vengono riferiti ancora al Tardiglaciale (Tab. 1) e inseriti nella unità delle alte valli, comprendendo in Brenta il cosiddetto stadio di Daun di TREVISAN, (1939). Età: Pleistocene superiore.

4.4.1. - *Depositi glaciali*

Diamicton i cui clasti sono di provenienza locale (tonaliti allo sbocco delle valli provenienti dall'Adamello, carbonati norico-liassici nel Gruppo del Brenta). Ricopre con limite inconforme i depositi glaciali delle precedenti fasi, il substrato pre-pleistocenico e localmente (Bondo) le ghiaie terrazzate del subsistema di Malè. Viene limitato a tetto dalla superficie topografica. Nei pressi di Bondo a quota 860 metri, si è potuto riconoscere in affioramento (scasso per la costruzione di edificio) il limite basale inconforme di tale unità su quella appartenente al ciclo precedente. In questo affioramento i depositi dell'argine frontale di un ghiacciaio proveniente dalla val di Bondo si sovrappongono, deformandoli, ai depositi ghiaioso-sabbiosi del terrazzo di contatto glaciale appartenenti al subsistema di Malè, la cui superficie si presenta notevolmente rubefatta. Il versante destro della Val Rendena era interessato in questa fase da lingue glaciali che fluivano dall'Adamello e che si affacciavano alla valle principale, come dimostrano le ultime morene della bassa valle del Rio Finale e di Bondo (CASTIGLIONI, 1961), che tagliano chiaramente le morene relative alle precedenti fasi glaciali della massima espansione. In questa fase, il ghiacciaio proveniente dall'Adamello, riuscì a raggiungere il fondovalle Rendena, con due lingue dalla Val di Genova e Val Nambrone, che giungevano a Pinzolo e proseguivano fino quasi a Spiazzo.

4.4.2. - *Depositi di contatto glaciale*

Ghiaie e sabbie grossolane, con intercalazioni di limi e sabbie limose, con spessori metrici, a volte organizzate in piccoli terrazzi e conoidi. Si trovano in appoggio su depositi morenici di unità precedenti, a tetto sono limitati dalla superficie topografica. Sono presenti a basse quote sui versanti del Sarca tra Pinzolo e Giustino, e presso l'abitato di S. Antonio di Mavignola. Sono depositi di contatto glaciale, che si raccordano alle lingue glaciali descritte nel precedente paragrafo. Non sono disponibili attribuzioni cronostratigrafiche.

4.4.3. - *Depositi di versante*

Si tratta di ghiaie, ciottoli e blocchi a tessitura aperta o parzialmente aperta, più raramente a supporto clastico. Raramente diamicton massivo con supporto di clasti a matrice sabbiosa con ciottoli; localmente i clasti assumono un'orientazione conforme al pendio. La superficie di appoggio può essere costituita dal substrato roccioso, dai sedimenti delle facies dello stesso subsistema o dei sintemi precedenti. Il limite superiore coincide sempre con la superficie topografica. Si tratta di depositi di versante (detriti di falda) o di accumuli alla base del versante (detriti di frana) spesso disposti in falde e con.

4.5. - SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG)

Si tratta di una unità che comprende i depositi formati nelle valli ormai deglaciate, in condizioni morfologiche simili a quelle attuali. I limiti basali sono dati dalla sovrapposizione al substrato roccioso o, più spesso, a quello delle unità precedenti. Il limite superiore, nella maggioranza dei casi, corrisponde con la superficie topografica, caratterizzata dalla costante presenza di un orizzonte pedogenizzato anche di esiguo spessore. Data la variabilità di quote e storie glaciali che caratterizza le diverse valli presenti nel Foglio, i corpi sedimentari di questo sintema, che abbraccia parte del Tardiglaciale e l'Olocene (Tab. 1), sono sicuramente diacroni: si ipotizza una età sempre più giovane al crescere delle quote degli stessi. Le facies riconosciute sono qui di seguito descritte. Età: Pleistocene sup.-Olocene.

4.5.1. - *Depositi alluvionali e di origine mista*

Sono costituiti da ghiaie e da sabbie generalmente grossolane, con lamine e stratificazione di norma superiore al 50%. Subordinate sono le granulometrie fini, nell'ambito delle sabbie. Diamicton a ciottoli arrotondati a supporto di matrice limoso-argillosa (depositi da *debris flow*), allo sbocco delle aste vallive minori e interstratificati o eteropici ai depositi precedenti. La base di questa litozona si trova in appoggio inconforme sui depositi lacustri attribuiti al subsistema di Malè nella media Val del Sarca tra Tione ed il lago di Ponte Pià, mentre a valle del lago, sino alla forra del Limarò ricopre il substrato pre-pleistocenico. A valle della suddetta forra, nella bassa val del Sarca, questi depositi ricoprono una potente successione di limi che è stata attribuita alla medesima unità sintemica (vedi oltre, depositi lacustri). Il tetto di questi depositi è dato dalla superficie topografica, con uno spessore di suolo variabile da pochi cm a qualche decimetro, ma sempre presente. Nell'area della vecchia cava di Gere presso Zuclo, ora adibita a discarica

R.S.U., alcuni sondaggi, spinti alla profondità di ca. 20 m, hanno evidenziato la presenza di alluvioni grossolane per ca. 4 m attribuibili al T. Ridever. Sottostanti a questi, sono presenti orizzonti costituiti a sabbie fini con intercalazioni limose e più raramente corpi lentiformi di sabbie medie talora limose. I depositi alluvionali che si rinvencono tra la base dei terrazzi di Zuclo e Preore ed il fondovalle del F. Sarca (quote comprese tra 530 e 480 m) sono attribuibili al Sarca stesso e al contributo dei torrenti Manez e Ridever. Depositati alluvionali del Sarca si osservano ancora nei pressi di Ponte Arche. Limitati affioramenti di depositi ghiaiosi si osservano in Val d'Algone, soprattutto nel medio-alto corso del torrente. Depositati più fini sono presenti nella Val dei Laghi-bassa Val del Sarca e sono collegati a tributari del Sarca di scarsa portata (Lasino-Padernone). Conoidi alluvionali sono presenti alla base di tutte le aste vallive laterali della Val Rendena. Di norma le conoidi sono state re-incise dal corso d'acqua e sono interessate da più ordini di terrazzi. Una piccola conoide in corrispondenza di Ches, pur coperta da un sottile suolo incipiente, è il risultato di un *debris flow* che ha distrutto il paese durante l'alluvione del 1966. In questo tratto della Val Rendena i sedimenti alluvionali sono essenzialmente attribuibili ai corsi d'acqua tributari che confluiscono nel Sarca da destra (Rio Finale e Rio Bedù). Si tratta di depositi di conoidi costituiti da ciottoli e massi con ghiaie e sabbie in subordine.

L'elevato apporto detritico da parte di questi ha causato la migrazione del *talweg* del Sarca che attualmente è a ridosso del versante sinistro della valle. I depositi da *debris flow* (per es. Val di Bondo) in questa unità, sono piuttosto scarsi, date le potenzialità di questo processo ad essere innescato nelle attuali condizioni morfoclimatiche.

Questi apporti sono in prevalenza interpretati come depositi alluvionali legati ai corsi d'acqua principali presenti nel Foglio (soprattutto fiume Sarca), ad eccezione di quelli di origine mista gravitativa e alluvionale per le aste vallive minori allo sbocco con la valle principale (in buona parte derivati da *debris flow*). Non vi sono elementi per una sicura attribuzione di età di questi corpi, il cui ambito è inquadrabile nel Tardiglaciale e Olocene (Tab. 1).

4.5.2. - *Depositi lacustri*

Limi argillosi e limi carbonatici, laminati, di colore grigio o biancastro. Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e sono limitati a tetto dalla superficie topografica, con presenza di orizzonti pedogenizzati, o più frequentemente da depositi grossolani della facies dei depositi alluvionali o da depositi di frana. Affiorano limitatamente nella bassa Val del Sarca, ove sono diffusi anche nel sottosuolo al di sotto dei depositi alluvionali e di frana, o intercalati a questi ultimi (TRENER, 1957).

4.5.3. - *Depositi di versante*

Depositi ghiaiosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale. Localmente sono presenti plaghe a ricca matrice limosa con clasti fango-supportati, dovuti a eventi di trasporto per *debris flow*. Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e, localmente, anche depositi appartenenti a cicli precedenti. Sono limitati a tetto dalla superficie topografica, con costante interposizione di orizzonte pedogenizzato, di spessore variabile.

I maggiori accumuli sono presenti al piede delle pareti del Gruppo di Brenta, della Val Marcia-Cima Sera, della bassa Val del Sarca. Costituiscono falde di detrito ai piedi delle pareti più dirupate, formatesi dopo l'ultimo ritiro dei ghiacci.

La diacronia di questa litozona è dovuta alla differente storia di deglaciazione nei vari settori del Foglio.

4.5.4. - *Depositi di frana*

“Marocche” di Dro. Si tratta di imponenti accumuli di megaclasti ubicati nel fondovalle del F. Sarca, tra Prato Saiano, Dro e il lago di Cavedine, tra 118 e i 390 m di quota. Tali ammassi sono descritti e più diffusamente trattati nel Foglio Riva del Garda. Questi accumuli vengono interpretati come successivi allo scioglimento del ghiacciaio del Sarca, franati nel Lago di Garda quando era esteso verso N almeno sino a Dro. Nel tratto di valle compreso tra Dro e il lago di Cavedine uno dei principali eventi franosi si è manifestato per distacco di un enorme porzione di versante est di M. Casale. L'accumulo, di cui non si hanno elementi cronologici sicuri, ha sbarrato gran parte del fondovalle determinando lo spostamento dell'alveo del Sarca verso E, si ritiene, sino a ridosso del versante sinistro, in corrispondenza dell'attuale posizione del lago di Cavedine. Anche se gli eventi franosi che hanno determinato questi enormi accumuli sono stati probabilmente molteplici, si può concordare con le proposte fornite dalle ricostruzioni di TRENER (1924) che indica in alcuni di questi ammassi (frana di “Kas” con inclusi manufatti di epoca romana) età storiche alquanto più recenti di quelle tradizionalmente ammesse.

“Marocche” di Molveno. Accumuli di frana di notevole estensione e di natura alquanto simile a quelli di Dro sono presenti lungo i bordi S e SE del Lago di Molveno. Anche in questo caso è stato possibile documentare che, almeno una parte degli ammassi di frana, si sono formati in tempi relativamente recenti come indicato dai resti di coperture forestali incontrati sotto gli accumuli di frana stessi durante gli scavi (gallerie ed altre opere) degli impianti ENEL dei primi anni '50. L'età radiometrica C_{14} , ottenuta su campioni lignei di questo sito, è di 2908 ± 153

anni BP (*Before Present*) e non lascia dubbi al riguardo (V. MARCHESONI, 1958, Studi Trent. Sc. Nat., vol. 35).

Depositi eterometrici a blocchi con matrice limoso-sabbiosa costituiscono frane per colata in Val S. Valentino ove ricoprono i depositi morenici sottostanti.

4.5.5. - *Depositi palustri*

Si tratta di depositi limoso sabbiosi ed argillosi con abbondante presenza di torba; affiorano a M.ga Stabio e presso il Dosso del Duron. Sono piccole torbiere non attive o parzialmente drenate.

4.6. - SUBSISTEMA DELL'AMOLA (PTG₁)

Unità di rango gerarchico inferiore alla precedente che comprende sedimenti di recente deposizione caratterizzati nel loro insieme dalla assenza di suolo a tetto. Età: Olocene-Attuale.

4.6.1. - *Depositi glaciali*

Si tratta di un diamicton a percentuale di matrice variabile, con blocchi metrici, esclusivamente carbonatici.

Ricopre in discordanza il substrato pre-pleistocenico, localmente anche i depositi glaciali del subsistema di Bondo. A tetto è limitato dalla superficie topografica, con assenza di suolo. Forma argini frontali a poca distanza dalle vedrette ancora presenti nel Gruppo del Brenta. Questa facies è stata deposta dall'avanzata glaciale durante la piccola età glaciale (*Little Ice Age*, L.I.A., o P.E.G.).

4.6.2. - *Depositi di versante*

Depositi ghiaiosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale. Localmente sono presenti plaghe a ricca matrice limosa con clasti fango-supportati, dovuti a eventi di trasporto per *debris flow*. Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e, localmente, anche depositi appartenenti a cicli precedenti. Sono limitati a tetto dalla superficie topografica, con costante assenza di orizzonte pedogenizzato.

4.6.3. - *Depositi alluvionali*

Depositi ghiaioso-sabbiosi, con rare intercalazioni di orizzonti più fini a matrice limosa. Ricoprono i sedimenti alluvionali dell'unità precedente, e sono limitati a tetto dalla superficie topografica. Questi depositi occupano gran parte dei fondovalle alle quote più basse nei pressi dei corsi attuali. Si tratta di depositi alluvionali come documenta la loro contiguità con i corsi d'acqua. Nel tratto ad E di Tione, essi appaiono, per quanto attiene la geometria dei corpi sedimentari e la distribuzione granulometrica, condizionati dalle modificazioni del tracciato naturale del F. Sarca, nonché dalla regimazione e dalla conseguente alterazione del livello di base locale costituito dalla diga di Ponte Pià.

4.6.4. - *Depositi palustri*

Depositi torbosi, di spessore plurimetrico, in appoggio su depositi lacustri (Fiavè) o glaciali di cicli precedenti. A tetto sono limitati dalla superficie topografica. Questi depositi palustri sono presenti nella conca del Bleggio tra Cornelle e Fiavè. Si tratta di una ampia depressione colonizzata da un cariceto ricco di sfagni che hanno accumulato parecchi decimetri di depositi torbosi, sfruttati dall'uomo in periodi di guerra e ristrettezze economiche. Questa conca costituisce il residuo del lago di Carera, sede di un villaggio palafitticolo dell'età del Bronzo, a sua volta residuo dell'antico lago del Bleggio. Presso la Malga Stabio ad O di Cima Sera, al di sopra dei depositi glaciali sono presenti torbiere di piccole dimensioni. Depositi palustri di alta quota sono presenti in vari settori del versante dell'Adamello (Le Sole, Val Germinaga).

IV - IL BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI

1. - BASAMENTO CRISTALLINO METAMORFICO

Il basamento cristallino sudalpino affiora estesamente nell'area del Foglio Tione. E' costituito da unità cristalline di grado metamorfico medio-basso, duplicate da eventi deformativi pre-alpini. E' intruso da plutoni e filoni pre-alpini (Permiano inferiore) e da plutoni e filoni alpini appartenenti al ciclo magmatico paleogenico dell'Adamello.

Non si può escludere, inoltre, che la parte profonda del basamento sia stata coinvolta in eventi tettono-magmatici triassici, come suggerito da età di raffreddamento triassiche. Il rilevamento e lo studio petrografico del basamento cristallino hanno messo in evidenza alcuni nuovi elementi litostratigrafici e metamorfici quali la presenza (rara) di corpi basici e di marmi, l'esistenza di estese aureole di contatto intorno ai corpi intrusivi pre-alpini e alpini e, infine, un'attività idrotermale rilevante. L'analisi strutturale ha evidenziato la presenza di una deformazione duttile pre-intrusiva e sin-intrusiva in alcuni corpi magmatici permiani della val Rendena e una marcata foliazione in alcuni settori dei plutoni terziari (Presanella, Re di Castello e Adamello Centrale).

Sono state inoltre effettuate nuove datazioni radiometriche del basamento e dei plutoni pre-alpini e alpini.

In Val Rendena, il basamento Sudalpino è rappresentato dagli Scisti di Rendena, costituiti da micascisti, paragneiss nodulari e filladi sericitico-cloritiche con intercalazioni di ortogneiss acidi i cui protoliti hanno fornito, come già visto, età di raffreddamento di 439-470 Ma (BORIANI & GIOBBI ORIGONI, 1982), analoghe all'età del metamorfismo delle filladi di Brunico (Alto Adige). Gli eventi metamorfici alpini sono limitati a processi di retrocessione lungo alcune faglie e alle aureole di contatto sviluppate intorno ai plutoni del batolite terziario dell'Adamello.

1.1. - IL METAMORFISMO PRE-ALPINO NEL SETTORE DI TIONE

Nelle valli di Genova, Rendena, Borzago, Seniciaga e San Valentino affiorano micascisti e paragneiss a noduli di quarzo (noti come Scisti di Rendena; BIANCHI & DAL PIAZ, 1937a; 1937b) e locali filladi cloritico-sericitiche e/o filloniti. I parascisti hanno grana medio-fine e sono caratterizzati da associazioni a granato-staurolite, con chloritoide progrado incluso nel granato (BORIANI & GIOBBI ORIGONI, 1982; GIORIO, 1995). Dal punto di vista litostratigrafico e metamorfico essi sono confrontabili con i micascisti e paragneiss della Val Camonica ('Scisti di Edolo', SALOMON, 1901; ALBINI *et alii*, 1994; CALLEGARI *et alii*, 1998), ma sono di grado metamorfico più elevato rispetto agli scisti del settore bresciano (Val Caffaro e Val Trompia; GIOBBI-ORIGONI & GREGNANIN, 1985). Gli Scisti di Rendena che affiorano nelle valli Rendena, San Valentino e Borzago mostrano una storia polifasica pre-Alpina, caratterizzata da uno stadio iniziale in facies scisti verdi (cloritoide-clorite-mica bianca; biotite-mica bianca-granato) e uno stadio in facies anfibolitica (staurolite) con picco di presunta età carbonifera inferiore. Nell'area del Foglio, gli Scisti di Rendena hanno fornito età di raffreddamento che spaziano dal Carbonifero (324 ± 10 Ma, presso Tione) al Triassico superiore (224-219 Ma: Rb-Sr su miche bianche, MARTIN *et alii*, 1996), analoghe a quelle del basamento Sudalpino nelle Alpi Orobiche.

Nell'ambito delle vicende pre-Alpine possiamo includere anche l'aureola metamorfica di contatto sviluppata dal plutone del Dos del Sabion, di età permiana inferiore. Il metamorfismo di contatto ha prodotto la ricristallizzazione di granato e biotite e lo sviluppo di andalusite a spese di preesistente staurolite. In località Pra Rodont, ha generato fels a pirosseno, epidoto ed anfibolo a spese di una piccola scaglia di rocce carbonatiche (OGNIBEN, 1952; MONTANA, 1995). L'aureola metamorfica di contatto intorno al Dos del Sabion si estende, verso ovest, sino al Sarca.

1.2. - METAMORFISMO DI CONTATTO DEL BATOLITE DELL'ADAMELLO

Manca nel basamento Sudalpino una sovraimpronta metamorfica alpina a carattere regionale, analoga a quella diffusa nel prisma collisionale austroalpino-pennidico. Le trasformazioni di età alpina sono rappresentate esclusivamente da processi di retrocessione metamorfica lungo alcune zone di taglio e dall'estesa aureola di contatto sviluppata intorno ai plutoni Re di Castello (Valle San Valentino), Sostino (Val Borzago) e Corno Alto (versante destro della Val Rendena tra Pinzolo e Borzago) (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN 1968; ROSSI 1969; BORIANI & GIOBBI ORIGONI 1982; CALLEGARI *et alii*, 1998). Il metamorfismo di contatto ha prodotto la ricristallizzazione degli Scisti di Rendena e la formazione di rocce ricche in leucosoma, di aspetto migmatitico, e di gneiss feldspatici massicci. L'impronta metamorfica di contatto di età alpina non coinvolge il plutone permiano di Caderzone, né ve ne sono tracce sul versante sinistro della Val Rendena.

L'impronta termica è caratterizzata dallo sviluppo di una zonatura metamorfica con ricristallizzazione di biotite e granato, blastesi di sillimanite \pm oligoclasio sul versante meridionale del plutone del Corno Alto e di andalusite e granato sul versante orientale del Corno Alto (BIANCHI & DAL PIAZ, 1950) e al Monte Palette (COLBERTALDO, 1942; TRENER, 1911; GIORIO, 1995), tra i plutoni Corno Alto e Sostino. Nelle zone più lontane dal plutone (versante destro della Val Rendena) si osserva un'intensa alterazione dei minerali femici in clorite. In queste rocce retrocesse ed intensamente deformate dalle faglie del sistema giudicariense si osserva la cristallizzazione di abbondante tormalina, pirite, carbonato e solfosali. In alta Val San Valentino, in prossimità del plutone tonalitico Re di Castello, si osservano cornubianiti gneissiche ad andalusite, granato \pm sillimanite, oligoclasio. In Val Garmenega, lungo il contatto con il plutone del Corno Alto, il basamento è costituito da micascisti gneissici con caratteristiche zone lentiformi di feldspato, cordierite, andalusite e sillimanite (quest'ultima cristallizza fino ad una decina di metri dal contatto con i micrograniti del Monte Palone). Al Monte Palone vi sono cristalli di andalusite che includono ancora la staurolite pre-alpina. Al Passo del Forcellino e lungo il versante destro della Val Borzago l'andalusite cristallizza staticamente sopra la foliazione regionale (S_2) e sopra i piani di taglio. Una foliazione relitta (S_1) è riconoscibile entro i granati, evidenziata da lamelle di mica bianca. L'andalusite è presente anche al contatto con il plutone di Sostino, spesso fratturata dalle deformazioni fragili tardo-alpine (faglia delle Giudicarie).

2. - IL MAGMATISMO

2.1. - MAGMATISMO PRE-ALPINO

Larghi plutoni e minori apofisi e dicchi di leucograniti, graniti per-alluminosi, pegmatiti ed apliti sono intrusi nel basamento della Val Rendena e della Val Meledrio. Il Dos del Sabion è il corpo magmatico di maggiori dimensioni (10 km²): esso include un nucleo granodioritico principale, un'apofisi minore (Malga Ciocca, D'AMICO & ROTTURA, 1982) e un piccolo corpo di leucogranito che passa gradualmente ad albititi alla periferia. Le albititi non solo sono il prodotto più differenziato del complesso magmatico del Dos del Sabion, ma sono anche in risultato di un processo metasomatico crostale responsabile dell'elevato contenuto di Sr radiogenico di queste rocce.

Il complesso magmatico calc-alcinalo del Dos del Sabion (GASPAROTTO *et alii*, 1996) ha fornito età di raffreddamento Rb-Sr del Permiano inferiore: 271 ± 2 Ma su muscovite e 272 ± 3 Ma su biotite (BORSI *et alii*, 1966; MARTIN *et alii*, 1996). La piccola intrusione granodioritica di Caderzone ha dato due età Rb-Sr su biotite, una permiana superiore (267 ± 3 Ma) ed una medio triassica (238 ± 2 Ma). L'apofisi di leucogranito in Val Meledrio (Malga Zeledria) ha fornito un'età permiana inferiore (Rb-Sr su muscovite: 279 ± 3 Ma) ed una triassico media (Rb-Sr su biotite: 238 ± 2 Ma). Alcuni di questi corpi sono stati deformati in modo duttile durante il processo di raffreddamento, sviluppando foliazioni milonitiche sottolineate da nastri di quarzo e ricristallizzazione del feldspato potassico entro letti a grana fine (MARTIN *et alii*, 1996).

Il basamento sudalpino e le rocce che costituiscono i vari corpi intrusivi permiani sono tagliati da filoni, a chimismo intermedio, la cui età non è nota (tardo o post-permiani?). Affiorano lungo il versante sinistro della Val Rendena, tra Pinzolo e Tione, ed intrudono granitoidi permiani e sequenze di copertura permo-carniche (PELOSO & VERCESI, 1982). Si distinguono tipi differenti in base alle caratteristiche petrografiche e geochimiche: filoni afirici e filoni porfirici ad affinità sub-alcinala, filoni caratterizzati da composizione basaltica ed andesitica ad affinità calc-alcinala, ed infine ad affinità alcalina (GASPAROTTO *et alii*, 1996).

2.2. - MAGMATISMO ALPINO: BATOLITE DELL'ADAMELLO

Il batolite dell'Adamello, assieme ai plutoni di Bregaglia, Vedrette di Ries, Rensen ecc., e ad innumerevoli filoni e subordinate vulcaniti di età Terziaria, appartiene al cosiddetto "sistema magmatico periadriatico" (SALOMON, 1897)

esposto lungo l'omonimo lineamento tettonico dalla bassa Valle d'Aosta fino al confine austriaco-sloveno (EXNER, 1976; DAL PIAZ & VENTURELLI, 1983).

Il batolite è stato oggetto di studio fin dal secolo scorso; RATH (1864) presentò l'Adamello come la località tipo della tonalite; SALOMON (1908-1910) scrisse la monografia monumentale "Die Adamellogruppe", definendo l'Adamello come il prototipo di un corpo etmolitico; TRENER (1906, 1911, 1912), SPITZ (1915), CAVINATO (1927) e CORNELIUS (1928) ne esaminarono la deformazione, il contesto tettono-magmatico e gli aspetti genetici; BIANCHI e GB. DAL PIAZ nel 1937 (1937a; 1937b) pubblicarono una monografia sul settore meridionale del batolite corredata da una carta geologica alla scala 1:12.500; DAL PIAZ *et alii* (1953) il Foglio geologico "Monte Adamello" alla scala 1:100.000. Per maggiori dettagli sugli studi precedenti si veda la rassegna storica con cui CALLEGARI & BRACK (2002) introducono le note illustrative della Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella alla scala 1:50.000 (CALLEGARI *et alii*, 1998).

Il batolite è formato da vari plutoni di età terziaria a prevalente composizione tonalitica, con corpi basici al margine meridionale (ULMER *et alii*, 1985; MACERA *et alii*, 1985; CALLEGARI *et al.*, 1998). I vari plutoni derivano da intrusioni successive, ciascuna con una propria storia di differenziazione (CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973). Le intrusioni meridionali, basiche ed ultrabasiche, sono state in parte alimentate da sorgenti mantelliche contaminate da fluidi provenienti da antiche zone di subduzione; i plutoni dioritici e trondhjemitici del settore centro-orientale da fusi contaminati dalla crosta inferiore; i plutoni tonalitici della Presanella da fusi derivati da camere magmatiche basiche profonde e da sorgenti situate nella crosta superiore (DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; MACERA *et alii*, 1995).

Il batolite è suddiviso in vari corpi magmatici maggiori (plutoni) (BIANCHI *et alii*, 1970; CALLEGARI *et al.*, 1998): Gruppo della Presanella, Gruppo dell'Adamello (*s.s.*), Gruppo del Corno Alto, Gruppo del Re di Castello. Ciascun gruppo è ulteriormente suddiviso in base alla litologica ed alla geochimica. L'analisi delle relazioni di intrusione tra i vari corpi magmatici e lo studio degli xenoliti (CALLEGARI & DAL PIAZ GB., 1973) hanno consentito di ricostruire la seguente sequenza di eventi intrusivi, dal più vecchio al più giovane: i) il complesso gabbrico-granodioritico Re di Castello, ii) la quarzodiorite biotitica delle Vette Centrali, iii) il complesso gabbrico-tonalitico dell'Adamello occidentale, iv) la quarzodiorite micacea della Val d'Avio, v) la quarzodiorite della bassa Val di Genova, vi) la tonalite della Presanella centrale, vii) la tonalite della Presanella nord-orientale. Tale sequenza è stata confermata, in parte, da datazioni radiometriche Rb/Sr su biotite e muscovite (FERRARA, 1962; DEL MORO *et alii* 1985b; MARTIN *et alii* 1996), riportate in Tab. 2. Si tratta di età di raffreddamento, il tempo cioè in cui i vari corpi intrusivi si sono raffreddati al di sotto della temperatura di circa 500° (Muscovite) e 350°

(Biotite). L'età di intrusione-cristallizzazione del magma è fornita dalle datazioni U-Pb su zirconi eseguite sul solo plutone Re di Castello (42 Ma; HANSMANN, 1986; HANSMANN & OBERLI, 1991) e, recentemente, su tutti gli alti corpi intrusivi principali (MAYER *et alii*, 2002).

Corpi intrusivi	Rb/Sr (Ma) su Biot.	Rb/Sr(Ma) su Muscov.
Re di Castello meridionale	42 - 40	
Re di Castello settentrionale	38 - 36	39-37
Corno Alto	34 - 33 *	42-41
Corno Alto diorite (<i>malga Campo</i>)	33 - 34 *	
Sostino	39 - 38	
Adamello occidentale	36 - 34	
Adamello Vette centrali	34	
Avio	34 - 32	
Val di Genova	33 - 30	
Presanella centrale	33 - 32	
Presanella nord-orientale	32 - 28 *	

*) I dati con l'asterisco sono interpretati come intervalli di età di raffreddamento ringiovanite dall'intrusione dei plutoni più recenti.

Tab. 2 - Datazioni radiocronometriche di biotite e muscovite in alcune rocce intrusive dell'Adamello.

Nella sequenza temporale sopra riportata le trondhjemitì del Corno Alto, le granodioriti di Sostino e i gabbri di Re di Castello rappresentano le intrusioni più antiche. Il settore settentrionale del batolite comprende i plutoni della Presanella centrale, Presanella nord-orientale e di Nambrone. I primi due sono formati da tonaliti a orneblenda e biotite a grana medio-grossa, con struttura massiccia nelle parti interne, foliata fino a cataclastica nelle zone marginali. Il plutone di Nambrone è formato invece da tonaliti ad orneblenda o leucotonaliti (BIANCHI *et alii*, 1970), con struttura da moderatamente a fortemente orientata e locali effetti cataclastici (MONTRESOR & RIGATTI, 1995). Fra i litotipi del complesso della Presanella vi sono passaggi graduali e non limiti netti.

L'intrusione dei plutoni tonalitici della Presanella è avvenuta antecedentemente all'età di raffreddamento di 32-28 Ma; l'età più recente, ottenuta nelle tonaliti foliate, suggerisce un possibile ringiovanimento da parte dell'attività tettonica successiva all'intrusione (DEL MORO *et alii*, 1985b). Le tonaliti Val di Genova sono caratterizzate da un'intensa deformazione duttile-fragile, concentrata in fasce dell'ampiezza di qualche km evidenziata da una foliazione ENE-OSO (NE-SO) immergente a NNO di circa 50-60° (MONTRESOR & RIGATTI, 1995).

Nell'ambito del progetto CARG, la PAT ha finanziato una serie di datazioni U-Pb su singoli cristalli di zirconio estratti da litotipi rappresentativi di tutti i principali corpi intrusivi del batolite, situati a nord del Re di Castello, accuratamente descritti da BIANCHI *et alii* (1979). Le datazioni U-Pb, eseguite da A. MAYER alla sonda ionica del CRPG-CNRS di Nancy, indicano che l'intrusione è avvenuta essenzialmente nell'Eocene (42-35 Ma), ad eccezione del plutone della Presanella di cui è confermata l'età oligocenica (MAYER *et alii*, 2002). I nuovi dati isotopici hanno consentito di identificare tre fasi di crescita dello zirconio, statisticamente centrate a circa 42, 37 e 31 Ma ed interpretabili come età delle principali pulsazioni magmatiche del batolite. Le età eoceniche derivano dal nucleo e dalla parte mediana dello zirconio, mentre le età oligoceniche sono state ottenute in genere al bordo del cristallo. L'età di 42 Ma è ben rappresentata nel plutone del Corno Alto, che è quindi coevo del plutone Re di Castello, datato da HANSMANN (1986). Dati analoghi si rinvennero nelle tonaliti dell'Adamello Centrale, ove è ben rappresentata l'età di 37 Ma, peraltro riscontrata in tutti gli altri plutoni del batolite. L'età di 31 Ma è più frequente nei corpi settentrionali e periferici del batolite, ma compare sporadicamente anche in altri plutoni. La presenza di zirconi magmatici caratterizzati da questi tre gruppi di età implica una genesi molto complessa del batolite dell'Adamello, con prolungato riciclo di materiale magmatico formatosi in tempi diversi entro la stessa camera magmatica. La relativa carenza di zirconi relitti (3 nuclei di età ercinica) anche in rocce certamente contaminate da influssi crostali suggerisce l'ipotesi che gli zirconi forniti dal basamento metamorfico incassante siano stati quasi completamente assimilati durante le prime fasi del ciclo magmatico in un liquido silicatico sottosaturato in zirconio (MAYER *et alii*, 2002).

I meccanismi di intrusione del batolite sono stati analizzati da MENDUM (1976), JOHN & BLUNDY (1993), BRACK (1985) e ZATTIN *et alii* (1995). MENDUM ha ipotizzato per il plutone della Presanella un meccanismo di accrescimento a cipolla di tipo *ballooning*; JOHN & BLUNDY (1993) hanno proposto invece un processo di intrusione forzata (*forceful intrusion*) per i corpi tonalitici dell'Adamello Centrale, dimostrando che la marcata foliazione delle tonaliti è di origine magmatica e connessa con l'intrusione stessa, come già sostenuto da BIANCHI & DAL PIAZ. BRACK (1985) e ZATTIN *et alii* (1995) hanno suggerito, per il plutone del Corno Alto, un processo di intrusione passiva sulla base del grado di smembramento del basamento circostante. Nei plutoni della Val di Genova e della Presanella la marcata foliazione sottolineata dalla ricristallizzazione dinamica del quarzo (bassa T) e dalla marcata ricristallizzazione di anfibolo e feldspato (T ~500° C) suggeriscono la natura tettonica della foliazione e il suo carattere essenzialmente post-intrusivo (MONTRESOR & RIGATTI, 1995). La relazione tra queste foliazioni ed i vicini lineamenti tettonici (faglie del Tonale e delle Giudicarie Sud) non è per il momento evidente; la deformazione è

essenzialmente di tipo piano (*plain strain*), come confermato dalla geometria assunta dai numerosi inclusi microdioritici. Questi infatti non danno indicazioni preferenziali di movimento e, partendo da un originale geometria subsferica, hanno assunto una geometria appiattita, a “pizza” (WERLING, 1992, MONTRESOR & RIGATTI, 1995). Inoltre appare chiaro che la faglia delle Giudicarie Sud ha tagliato nettamente la foliazione delle tonaliti a nord di Madonna di Campiglio.

2.2.1. - *I plutoni della Val Rendena: Corno Alto, Sostino, Presanella centrale, Nambrone e Val di Genova*

Il corpo intrusivo del Corno Alto si estende per circa 20 km² sul versante destro della Val Rendena, ad 1 km circa dal plutone granodioritico di Sostino. Esso è stato oggetto di numerosi studi, a partire dagli inizi del Novecento (SALOMON, 1908-1910; TRENER, 1911; COLBERTALDO, 1942). Comprende: alcune apofisi e dicchi precoci, il plutone trondhjemitico principale, minori apofisi e dicchi granitici (micrograniti del Monte Palone e del Monte Fornace), filoni di composizione da andesitica a basaltica (margine nord-orientale del plutone) e aplitici che tagliano le intrusioni precedenti.

Il plutone del Corno Alto è composto da trondhjemititi a grana grossa, talora con struttura cumulitica, e subordinate granodioriti biotitiche (TRENER, 1910, 1911; COLBERTALDO 1942). Secondo le classificazioni di STRECKEISEN (1976; diagramma QAP) e di DE LA ROCHE (1992) si tratta di rocce calc-alcaline che cadono nel campo delle “tonaliti”, mentre i litotipi con basso contenuto in minerali femici (<10%) possono essere definiti trondhjemititi.

Nelle zone marginali orientali e meridionali (Monte Cornaccio) affiorano granodioriti caratterizzate da struttura porfirica dovuta alla presenza di fenocristalli millimetrici di plagioclasio. Le datazioni radio-cronometriche hanno fornito un'età di raffreddamento Rb-Sr di 42-41 Ma, (muscovite) e 33-34 Ma (biotite) (DEL MORO *et alii* 1985a; MARTIN *et alii*, 1996). In base ai caratteri isotopici, la genesi del plutone del Corno Alto è stata posta in relazione con la presenza di camere magmatiche situate nella crosta profonda, alimentate da fusi di origine mantellica e da fusione anatettica della crosta, con processi di contaminazione di magmi, assimilazione crostale e infine cristallizzazione frazionata (MACERA *et alii*, 1995). Anche le granodioriti di Sostino hanno fornito età Rb-Sr su biotite di 38 Ma confermando la precocità di queste intrusioni rispetto ai plutoni tonalitici del complesso della Presanella.

Il plutone della Presanella centrale e di Nambrone, entrambi tonalitici, mostrano un passaggio graduale da litotipi più femici (Presanella) a tipi più leucocratici (Nambrone; FENOGLIO, 1936) in parte mascherati dallo sviluppo di una foliazione tettonica pervasiva.

2.2.2. - Apofisi e filoni

Lungo il versante sinistro della Val Rendena, in Val Borzago e in Val Germanega il basamento cristallino è intruso da alcune apofisi e filoni di rocce dioritiche (MARTIN *et alii*, 1996). Ricordiamo le apofisi in Val Borzago, in Val Seniciaga bassa e nell'area del Corno Alto, costituite da dioriti a grana medio-fine, con minori termini basici pegmatoidi (gabbro orneblendico, BELLINI *et alii*, 1995). Vanno inoltre menzionati i filoni porfirici a composizione basica e intermedia che tagliano le trondhjemitite del Corno Alto, il basamento Sudalpino (porfirite a plagioclasio di Vastone in Val Rendena; ZATTIN, 1994) e le successioni pre-mesozoiche del Monte Tof (MONTANA, 1995), i filoni di composizione dioritica in Val Germanega (COLBERTALDO, 1942) e quelli basici e andesitici in Val Borzago.

In particolare nell'area del Monte Tof i filoni basici porfirici che tagliano sia il Verrucano che la Formazione Werfen sono stati attribuiti al Ladinico da PELOSO & VERCESI (1982), ma i caratteri geochimici (ad esempio, il contenuto in Cr e Ni ed elementi compatibili) suggerirebbero piuttosto una parentela geochimica con i filoni basici che intrudono i plutoni dell'Adamello (MONTANA, 1995).

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

1. - ASSETTO ED EVOLUZIONE STRUTTURALE DEL BASAMENTO METAMORFICO SUDALPINO

L'assetto tettonico del basamento Sudalpino che affiora nell'area del foglio è relativamente semplice. Il basamento (scisti a staurolite e granato e rocce associate) è attribuibile ad un'unica unità tettono-metamorfica (scisti di rendena); essa è in contatto con unità di basso grado verso sud (valli bresciane) e verso est (area di Trento) e di grado più alto verso nord e nord-ovest. Le zone di contatto con le unità contigue sono state smembrate e mascherate dall'intrusione del batolite dell'Adamello e dalle deformazioni associate.

Nel basamento sono state riconosciute quattro fasi deformative duttili, le prime due sicuramente di età pre-alpina e sin-metamorfiche, le ultime due più recenti delle coperture mesozoiche della Val Caffaro e della Val Camonica (BRACK, 1981; MARONI *et alii*, 1995). Zone di taglio e sovrascorrimenti con estensione spesso regionale sono state associate alla terza e quarta fase nel settore camuno-orobico, a ovest dell'Adamello (SILETTO *et alii*, 1993).

1.1. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE PRE-PERMIANA NEL BASAMENTO DELLA VAL RENDENA

La scistosità regionale pre-alpina è sottolineata dalla cristallizzazione di minerali in facies anfibolitica (staurolite, biotite e mica bianca) ed è interpretabile come una S2 grazie al riconoscimento, sul terreno, di pieghe isoclinali attribuite ad una fase D2 (ZATTIN *et alii*, 1995) e, alla microscala, di una foliazione precoce (S1) interna ai granati. La scistosità regionale è stata successivamente interessata da una fase deformativa D3, non scistogena, responsabile dello sviluppo di pieghe con geometria tipo *kinking* o pieghe aperte. In bassa Val Rendena (sezione Tione di Trento) la scistosità regionale presenta infatti una immersione prevalente verso SE, con inclinazione variabile tra 30° e 80°, mentre più a nord (sezione Pelugo) si osservano immersioni sia verso SE che verso NO. L'andamento della scistosità appare quindi legato allo sviluppo della fase D3 che fa ruotare le scistosità regionale attorno ad assi diretti verso ENE, sub-orizzontali o poco inclinati. Nel basamento esposto manca l'evidenza di grandi zone di taglio duttile. L'unica eccezione è rappresentata da due piccoli corpi di leucograniti permiani esposti presso Madonna di Campiglio (Foglio Malè) che mostrano una deformazione di taglio accompagnata da ricristallizzazione a grana fine dei feldspati e sviluppo di nastri di quarzo.

1.2. - DEFORMAZIONE DUTTILE ALPINA NEL BASAMENTO

In Val Seniciaga e Val Garmenega la scistosità regionale ha direzione prevalente NNE-SSO e tende a ruotare in corrispondenza dell'incunearsi del basamento tra il plutone Re di Castello e l'Adamello centrale, assumendo una direzione NNO-SSE. Il trend NNE è stato interpretato come effetto di locali rotazioni in senso antiorario degli assi di pieghe chilometriche (pre-Adamello), originariamente orientati NE-SO (BRACK, 1985). In Val Seniciaga e in Val Garmenega, le porzioni di basamento che separano i plutoni mostrano una intensa deformazione duttile con sviluppo di pieghe, strutture di stiramento (*stretching*) con strozzature (*boudinage*) (fig. 13) e strutture S-C (GIORIO, 1995). Generalmente i minerali di contatto si sovrappongono quasi ovunque in modo statico sopra queste strutture. In Val Rendena e in Val Garmenega l'intrusione del plutone del Corno Alto e di alcune apofisi granitiche (Monte Palon) hanno prodotto ampi fenomeni di fratturazione e smembramento passivo della roccia incassante durante la risalita e la messa in posto del magma.



Fig. 13 - Esempio di deformazione duttile nel basamento sudalpino compreso tra i plutoni della Presanella e del Corno Alto. In evidenza le geometrie lenticolari entro le metamorfiti più competenti (boudinage).

2. - CARATTERI STRUTTURALI DEL BATOLITE DELL'ADAMELLO

2.1. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE ALPINA NEL BATOLITE DELL'ADAMELLO

I plutoni dell'Adamello centrale, Sostino, Corno Alto, Bassa Val Genova, Adamello Centrale, Presanella Centrale e Val Nambrone sono caratterizzati dalla presenza di una foliazione tettonica piuttosto pronunciata. In Val di Genova, l'andamento di tale foliazione è caratterizzato da piani subverticali o immergenti sia verso sud che verso nord di 75-80°. Verso est, essa ruota fino a portarsi a ridosso della Linea delle Giudicarie, quasi subparallela ad essa. Allontanandoci dalla linea e spostandoci verso nord, la foliazione presenta una immersione media verso N320 di 50°- 60°. La foliazione tettonica taglia i plutoni di età radiometrica sensibilmente diversa, come il plutone del Corno Alto, le leucoquarzodioriti della Val Genova e le tonaliti della Presanella Centrale. Dove la deformazione duttile è stata datata (Rb-Sr su biotite) essa ha fornito una età di 28 Ma, più recenti dell'età di raffreddamento delle tonaliti ed analoghe alle età di deformazione ottenute su altri corpi di tonaliti foliate lungo la linea delle Giudicarie nord (MARTIN *et alii*, 1993).

Macroscopicamente, tale evento deformativo è evidenziato non solo dalla marcata anisotropia planare, ma anche dall'appiattimento degli inclusi microdioritici, in origine subsferici, sui piani di foliazione, senza preferenziali sensi di allungamento (regime deformativo di tipo "*plain strain*"). A scala microscopica il processo è documentato soprattutto da meccanismi di deformazione e ricristallizzazione del quarzo tipici di un regime di bassa

temperatura (bande di deformazione dei grandi cristalli, ricristallizzazione per *sub-grain rotation* e *grain boundary migration*). Localmente e in modo non diffuso si sono osservate anche la ricristallizzazione parziale del plagioclasio (*subgrain rotation*) e l'incipiente enucleazione di grani a composizione più albitica. L'aumento della percentuale modale dell'epidoto, direttamente proporzionale all'incremento della deformazione, e l'assenza di isoorientazione dei minerali femici e dei plagioclasii sono ulteriori elementi distintivi della natura tettonica di questa foliazione.

L'evento duttile è stato ripreso da un secondo evento deformativo caratterizzato dallo sviluppo di bande cataclastiche e cataclastico-milonitiche che tagliano la foliazione sopra descritta secondo andamenti coerenti con quelli dei lineamenti tettonici principali (faglia delle Giudicarie Sud, faglia della Val di Genova). Gli effetti di queste deformazioni fragili-duttili e fragili sulle leucoquarzodioriti della Val Genova è evidente a monte dell'abitato di Carisolo.

2.2. - LA DEFORMAZIONE FRAGILE NEL BATOLITE

Dopo il raffreddamento, i plutoni del Corno Alto e dell'area circostante sono stati intensamente sollevati a partire dal Miocene superiore, tra 10 e 8 Milioni di anni fa (MARTIN *et alii*, 1998), in concomitanza con i movimenti lungo le faglie principali presenti sul bordo E del plutone (Linea delle Giudicarie Sud e Linea del Sabion, ecc.) realizzando le ben note locali sovrapposizioni dei basamenti sopra le coperture (CASSINIS & CASTELLARIN, 1988; CASTELLARIN *et alii*, 1993). La faglia E-O della Val di Genova percorre interamente la valle omonima ed è la più importante struttura all'interno del batolite, sviluppata, in prevalenza, entro il bordo meridionale delle tonaliti foliate della Presanella. Questa struttura è caratterizzata da fasce cataclastico-milonitiche che affiorano sia in destra che in sinistra orografica. A Monte dello Chalet da Gino (sinistra orografica) si osserva una fascia cataclastica potente almeno una decina di metri, costituita da una cataclasite a grana finissima, spesso non risolvibile nemmeno al microscopio ottico, ad abbondante clorite ed epidoto. Analoghi orizzonti cataclastici sono stati individuati in altre località della Val di Genova con strutture mesoscopiche che suggeriscono un senso di movimento trascorrente destro. I piani di movimento sono generalmente da molto inclinati a subverticali.

Il sistema SE-vergente è ben riconoscibile a sud di Pinzolo (CASTELLARIN & SARTORI, 1982) dove ha generato la pronunciata piega a ginocchio del basamento e delle coperture sedimentarie sovrastanti, e a nord-est, dove ha prodotto importanti sovrascorrimenti lungo la faglia del Sabion (descritta più avanti).

3. - ASSETTO ED EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE COPERTURE PERMO - CENOZOICHE

3.1. - TETTONICA DEL TARDO PALEOZOICO-MESOZOICO-EOCENE

Rifting precoce del Permiano. Nel Permiano inferiore l'area sudalpina registra un importante evento magmatico a scala regionale marcato dall'effusione di grandi volumi di corpi vulcanici con masse intrusive associate.

Le vulcaniti si depositarono in zone fortemente subsidenti a causa di una tettonica estensionale sinvulcanica che creò bacini e alti strutturali.

La successione vulcano-sedimentaria permiana della Val Rendena si depositò in un bacino (Bacino di Tione) controllato da faglie normali NNE-SSO ed E-O sinvulcaniche (CASSINIS *et alii*, 1982). Infatti, mentre nel versante O del M. Tof la sequenza è di oltre 1,5 km, nel versante orientale, in Val d'Algone, si riduce a circa 100 m (Rio Ravizzola) per scomparire del tutto più a N, all'altezza del Vallon, dove si ha l'appoggio diretto, stratigrafico delle Arenarie di Val Gardena sopra il basamento cristallino. Ciò significa che la Linea del Sabion riattivava e ritagliava nel Neogene una faglia (linea paleozoica del Sabion) immergente verso O, che, nel Permiano inferiore, limitava verso E gli accumuli, in gran parte vulcanici, del Bacino di Tione (CASSINIS & CASTELLARIN, 1988).

Rifting Norico-Liassico. La zona presenta un buon assortimento di strutture distensive connesse al *rifting* continentale norico-liassico (BERTOTTI *et alii* 1993), e agli eventi successivi. La linea di Molveno, invertita nel Terziario, costituisce un buon esempio di faglia sinsedimentaria norico-retica (Triassico sup.) come documenta la tipica successione retica sviluppata nel tetto di questa struttura, rispetto a quella di letto, ove mancano le sequenze del "Retico lombardo" e le dolomie noriche hanno spessori più ridotti (BORSATO *et alii*, 1994). Le faglie sinsedimentarie mesozoiche meglio preservate sono ben esposte nella fascia centro- e nord-orientale del Foglio Tione (figg. 3, 4, 5): si tratta del sistema di faglie dirette ad alto angolo del Giurassico e Cretacico, ubicate sulla prosecuzione verso N del sistema Ballino-Garda del Foglio Riva, ove la continuazione dell'attività tettonica anche nel Cretacico inferiore basale è documentata dal notevole sviluppo di breccie ed ammassi gravitativi della Breccia di Ballino che invadono le zone bacinali a ridosso dei rilievi tettonici sopra ricordati (rilievi circostanti Stenico e Ponte Arche, M. S. Martino). Nelle zone del Foglio, il sistema Ballino-Garda si suddivide in due diramazioni principali. Un allineamento NO-SE che segue gli orientamenti strut-

turali del Passo del Durone, separa, a NE, le successioni bacinali retico-liassiche, più ridotte, del M. S.Martino da quelle coeve e isopiche, di spessore assai rilevante di Cima Sera-Cima degli Orti (settore a SO della Linea del Durone, D di fig. 16). La linea del Durone ha subito un'inversione neogenica molto intensa che ha portato il Retico, del lembo ribassato, a contatto con le successioni eoceniche del Passo. L'altra direttrice, con andamento N-S, si trova sulla continuazione della Linea di Ballino (BG di fig.16). Essa è ampiamente esposta nei rilievi a N di Stenico tra la Val Laone e il M. Valandro (faglie di Val Laone, L, di Monte Ghirlo, GH e dei Marugini, M di fig. 16) e più a N, tra la linea della Vedretta dei Camosci (VC di fig. 16) e il rilievo dei Marugini, ove è magnificamente esposta la contrapposizione tra le successioni del margine orientale della piattaforma dei Calcari Grigi e quelle del settore in facies bacinale lombarda. Tali strutture hanno la loro diretta prosecuzione a N nel sistema N-S della Vedretta dei Camosci (VC) (in buona parte riattivata in trascorrenza sinistra, nel Neogene) e associato Fascio dei Casinei (CA, fig.16).

Va però ricordato che il passaggio piattaforma/bacino era in generale orientato N-S, ma non sempre rettilineo a causa delle faglie di trasferimento. Ciò è visibile nell'area del Vallon, dove il margine della piattaforma, marcato dalla discordanza dei depositi pelagici della formazione del Tofino al di sopra della formazione di Monte Zugna, risulta spostato di circa 5 km lungo la faglia di trasferimento NO-SE della Forcolotta (FO di fig. 16) che doveva essere attiva anche durante il Lias.

Drifting continentale (o spreading magmatico). Nelle zone orientali del Foglio, le successioni venete sovrastanti i Calcari Grigi, soprattutto quelle del Rosso Ammonitico Veronese e della Maiolica (Giurassico sup. e Cretacico inf.) segnano l'arresto della tettonica estensionale del *rifting* e dell'attività delle faglie dirette locali in genere, con forte attenuazione della subsidenza a queste associata, notevole riduzione della produzione di sedimenti e progressivo approfondimento generalizzato delle batimetrie: questi caratteri risultano in buon accordo con la deriva e affondamento termico del margine continentale S della Tetide alpina (*drifting* continentale) in concomitanza con l'espansione di questa zona oceanica (*spreading* magmatico) (WINTERER & BOSELLINI, 1981, BERTOTTI *et alii*, 1993). Nelle zone bacinali l'approfondimento delle batimetrie durante gli eventi del *drifting* è segnato dalla successione a radiolariti del selcifero lombardo e dalle nannomicriti sovrastanti della Maiolica, di solito fortemente selciferi.

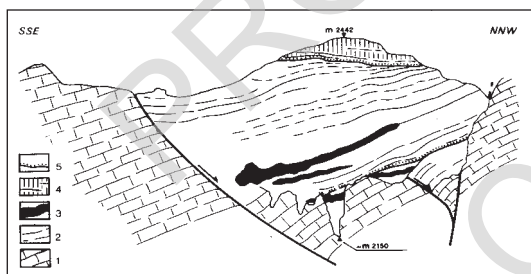
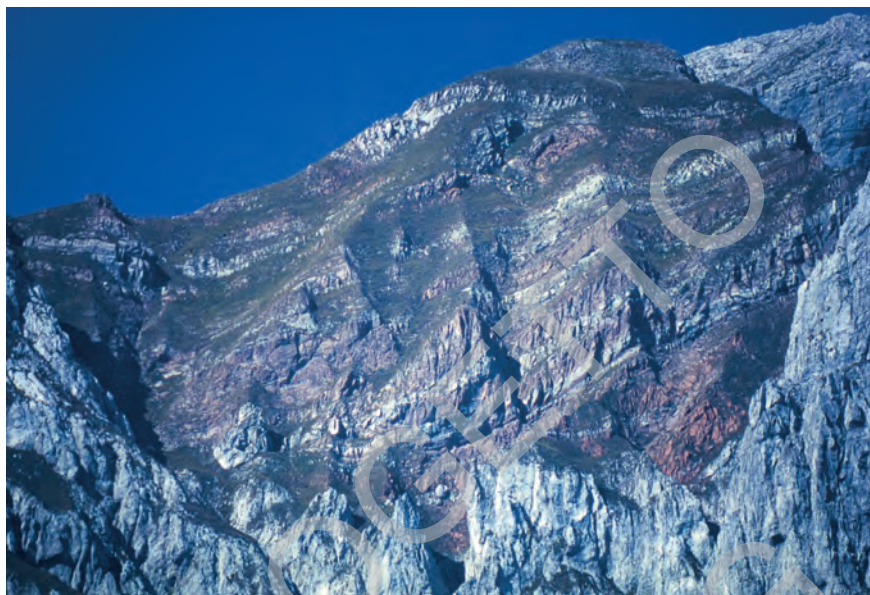
Convergenza pre- e sin-collisionale. Con la fine del Cretacico inferiore il regime dinamico delle placche si modifica. Si ha così l'inizio della convergenza

dei margini continentali e la nascita della catena precollisionale (eo-alpina) durante il Cretacico superiore e di quella collisionale durante l'Eocene inferiore e medio.

Di questa evoluzione compressiva non sono presenti documentazioni, ma esistono significative indicazioni nelle successioni stratigrafiche del settore NO del Foglio. Esempi spettacolari sono quelli della zona ad est del Dos del Sabion (margine Nord del Foglio) ove la successione del “flysch insubrico” (formazione della Val d’Agola), con uno spessore di circa un chilometro, si è sviluppata a fianco della faglia normale N-S della Pala dei Mughi (PM di fig. 16), scarsamente riattivata nel Neogene. Questa struttura separava la zona bacinale (di tipo avanfossa) del “flysch insubrico” dal settore marginale della Piattaforma (“Alto di Trento”) ove lo stesso intervallo è rappresentato da alcune decine di metri, fino ad un centinaio, di Scaglia Rossa, generalmente discordante sulle successioni, più o meno denudate, dei Calcarei Grigi (fig. 4). Le discordanze della Scaglia rossa sul substrato eroso dei Calcarei Grigi (fig. 5), riconosciuta da vari Autori in passato (VACEK, 1911; TEICHMÜLLER, 1929; TREVISAN, 1939; FUGANTI, 1964; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987) e confermata anche nei pozzi profondi di Comano (par. 6.4.1), può essere considerata come espressione di condizioni periferiche ai fronti di catena (CASTELLARIN *et alii*, 1993) secondo modelli di *outer rise* proposti da vari Autori (v. ad es. BEAUMONT, 1978; ROYDEN & KARNER, 1984). Anche le faglie sui bordi di questi rialzi, malgrado le loro geometrie di faglie normali, sembrano compatibili con gli eventi orogenetici in corso (catena pre-Adamello).

L'intensa condensazione stratigrafica delle successioni del Cretacico sup. - Eocene inf. e degli *hard grounds* associati del settore orientale del Foglio (“Alto di Trento”) sono in buon accordo con un altotondo fortemente rialzato in queste zone della piattaforma. Nella zona dei Rossati, rilievi ad est di Molveno, in un'area con le caratteristiche sequenze in facies veneta, è stata riconosciuta una tipica *master fault* listrica (NE-SO) e sua antitetica (circa E-O) con prisma sedimentario di crescita, a discordanza progressiva di Scaglia Rossa, con inclusi corpi di megabrecce.

Tale struttura è in parte sigillata dalla successione eocenica della Scaglia Rossa terminale-formazione di Ponte Pià (CASTELLARIN *et alii*, 1988) (fig. 14). Va ricordato infine che il regime estensionale del Cretacico superiore è stato talora preceduto, durante l'Aptiano-Cenomaniano, da una debole inversione di bacino lungo faglie liassiche che sono state blandamente riutilizzate come trascorrenti-compressive e compressive ad alto angolo, riconosciute nell'area del Sasso Rosso-M. Peller-Val di Non (Foglio Malè) (PICOTTI *et alii*, 1998; v. anche: BOSELLINI *et alii*, 1978 e tav. 4, sez. 19 di TREVISAN, 1939).



- 1 - Calcarei Grigi e calcare oolitico di S. Vigilio (Lias);
- 2 - Scaglia Rossa (Cretaceo sup.);
- 3 - brecce a grandi blocchi (megabrecce);
- 4 - formazione di Ponte Pià (Eocene);
- 5 - superficie di discordanza.

(Da CASTELLARIN et al., 1988).

Fig. 14 - Faglia listrica e successione di crescita del Cretaceo superiore dei Rilievi dei Rossatti (Gruppo di Brenta orientale). In evidenza le discordanze progressive della successione del Cretacico superiore (Scaglia Rossa) e gli accumuli di megabrecce (in nero) al suo interno.

Megabrecce, nicchie di distacco, filoni sedimentari. Sulle sezioni naturali dei rilievi a N di Stenico, sono talora esposte in parete le faglie sinsedimentarie, qui scarsamente riattivate dalle compressioni neogeniche, che risultano talora sigillate dalle successioni sovrastanti giurassiche e cretache (fig. 5). Nella zona del M. Pizzo, M. Valandro e M. Ghirolo esse sono in parte sature dalla successione della Scaglia, in facies veneta, direttamente sovrapposta, in discordanza, alla successione dei Calcarei Grigi fortemente denudati. Le geometrie delle faglie sinsedimentarie del Cretacico superiore sono simili e quelle del Giurassico (faglie

dirette ad alto angolo). Le successioni bacinali cretache immediatamente adiacenti alle faglie del M. Ghirlo-M. Valandro contengono corpi decametrici di brecce a blocchi costituiti dalle successioni della piattaforma. Questi corpi (megabrecce), descritti in stratigrafia (v. unità SAAa), sono rappresentati in molteplici livelli, ben esposti lungo la strada statale a Ponte Pià (tra Ponte Arche e Tione) e nel versante S del rilievo del Castello di Stenico. Le megabrecce del Cretaceo superiore (Coniaciano-Maastrichiano) e gli intensi denudamenti del bordo E della piattaforma dei Calcari Grigi, sono tipiche espressioni della tettonica sinsedimentaria ancora di tipo estensionale che continuava a regolare i rapporti tra le successioni di piattaforma e quelle bacinali lombarde (CASTELLARIN, 1972; 1982b). Il tettonismo estensivo giurassico e cretaceo delle aree del Foglio Tione è quasi sempre documentato anche da sistemi a reticolo di filoni sedimentari e da corpi filoniani individuali che penetrano all'interno della successione della Piattaforma dei Calcari Grigi, talora per alcune centinaia di metri (CASTELLARIN, 1966; 1972; CASTELLARIN, 1982a). E' questo il caso dell'imponente filone di Scaglia Rossa ben esposto sui rilievi strapiombanti del M. Soran, a S di Molveno (figg. 6a,b), e quello anch'esso di Scaglia Rossa delle pareti sovrastanti il bordo N del Lago omonimo. Un filone a matrice di Scaglia Rossa, con clasti di Calcari Grigi, Maiolica ed encriniti attraversa i Calcari Grigi, presso il Rifugio XII Apostoli, documentando una penetrazione della Scaglia Rossa entro il substrato di almeno 600 metri. Inoltre i lembi rialzati delle faglie mesozoiche risultano talora profondamente erosi dai denudamenti gravitativi (nicchie di distacco) che hanno alimentato gli accumuli di frana, talora imponenti, entro le zone bacinali limitrofe. Filoni sedimentari, nicchie di distacco e accumuli di frana sono dirette espressioni del tettonismo e della sismicità mesozoica.

3.2. - TETTONICA TARDO PALEOGENICA E NEOGENICA

La zona in esame è dominata dalle successioni triassiche e giurassiche che formano gli aspri contrafforti dei più alti rilievi del Gruppo di Brenta. Le successioni del Terziario sono limitate ai soli affioramenti eocenici ed oligocenici delle zone di S. Lorenzo in Banale e Ponte Arche e a quelli paleocenico-eocenici dei dintorni del Lago di Molveno e della Formazione della Val d'Agola (zona del M. Sabion) che risultano intensamente coinvolti all'interno delle principali deformazioni della zona. La tettonica compressiva è dunque successiva al Paleogene, ma non sono presenti in quest'area vincoli stratigrafici più recenti dell'Oligocene, se si escludono quelli delle coperture quaternarie non implicate, per quanto noto, nelle deformazioni tettoniche.

Nelle aree del Foglio non sono fino ad oggi conosciute testimonianze sicure delle deformazioni pre-Adamello. L'Evoluzione compressiva va dunque riferita essenzialmente agli eventi post-collisionali neoalpini con riattivazioni generalizzate dei sistemi estensionali antecedenti (del Permiano, Norico-Lias e Cretacico sup.) e loro sistematica inversione nelle pronunciate strutture di compressione presenti nelle zone del Foglio, descritte nelle pagine seguenti. In base agli stili deformativi e alle comparazioni dei parametri geometrici (meso e macrostrutturali), le associazioni tettoniche delle zone del Foglio sono state classificate e riferite ai sistemi noti e altrove ben datati che sono: il sistema degli orientamenti dinarici a direzione NO-SE riferito al Cattiano-Burdigaliano, con asse di compressione NE-SO; il sistema valsuganese attribuito al Serravalliano-Tortoniano a direzione ENE-OSO con compressioni secondo assi NNO-SSE (N-S) e il sistema Schio-Vicenza riferito al Messiniano-Pliocene con pieghe a direzione NE-SO e sforzi di orientamento NO-SE (ONO-ESE) (CASTELLARIN *et alii*, 1992 e 1998) (fig. 15). Nelle zone del Foglio in esame, se si escludono le deformazioni a scala micro e mesoscopica che sono presenti e talora diffuse, non sono stati fino ad ora riconosciuti macroelementi strutturali riferibili agli orientamenti dinarici (Chattiano-Burdigaliano). Simili associazioni sono ben rappresentate nel settore orientale (a E del Sarca) del Foglio Riva. L'evento deformativo di maggiore risalto del settore centrale e orientale del Foglio è quello valsuganese (Serravalliano-Tortoniano) durante il quale le deformazioni si sono propagate ampiamente verso SE coinvolgendo l'intero fascio delle Giudicarie. Il sistema delle Giudicarie è costituito da una cintura di faglie transpressive sinistre con due lineamenti più interni e precoci, la L. delle Giudicarie S (GS di fig. 16) e la L. del Sabion (S di fig. 16)). Le deformazioni si sono propagate verso S e SE mediante lunghe rampe laterali/oblique, orientate N-S e NNE-SSO e strette zone frontali di piegamento e sovrascorrimento a direzione circa E-O (TREVISAN, 1939; PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998). In questo quadro le strutture frontali e le rampe associate divengono sempre più recenti verso SSE e SE, allontanandosi dalla Linea delle Giudicarie S. In concomitanza con l'evento valsuganese, responsabile del sistema strutturale principale delle zone del Foglio, tra 8 e 10 Ma si è verificata l'esumazione del tetto della L. delle Giudicarie S (MARTIN *et alii*, 1998). L'evento messiniano-pliocenico, susseguente, a cui è stato riferito il sistema strutturale Schio-Vicenza non ha determinato significativi riarrangiamenti delle strutture antecedenti. Solo nella fascia più orientale del foglio si hanno riattivazioni e deformazioni di notevole risalto che possono essere riferite a queste fasi compressive più tarde.

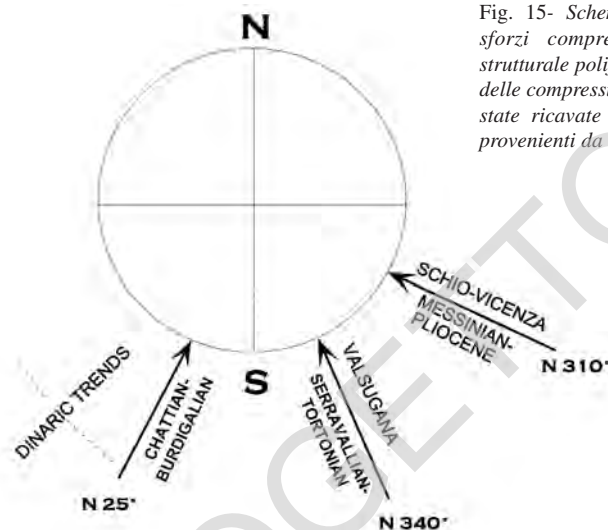


Fig. 15- Schema della distribuzione degli sforzi compressivi durante l'inversione strutturale polifasica nealpina. Le direzioni delle compressioni indicate nella figura sono state ricavate dai dati strutturali analitici provenienti da varie zone del Foglio Tione.

3.2.1. - Pendici occidentali del gruppo di Brenta: la Linea delle Giudicarie Sud e le strutture delle coperture permo-mesozoiche adiacenti

Tutto il settore occidentale del Foglio è segnato dal lineamento delle Giudicarie Sud che costituisce il principale elemento strutturale di queste zone e separa il plutone dell'Adamello, con le metamorfite erciniche incassanti, dalle coperture permo-triassiche del gruppo di Brenta e dei rilievi circostanti. L'assetto strutturale delle aree attorno al Lineamento sono dominate dalla grande ginocchiatura delle Giudicarie che costituisce una struttura di primo ordine in questo settore delle Alpi meridionali. Essa è descrivibile come una anticlinale di rampa laterale, caratterizzata da una piega a ginocchio chilometrica, che solleva il basamento ad ovest e si propaga all'interno delle coperture sedimentarie provocando scollamenti ed embricazioni. Lo stile strutturale è strettamente dipendente dalle variazioni di spessore e dal comportamento reologico delle coperture, dovuto agli assetti strutturali tardo paleozoici e mesozoici. I dati dell'analisi stratigrafica (spessori, facies e rapporti geometrici tra le unità) hanno permesso di individuare faglie attive durante gli eventi estensionali del Permiano, del Norico-Liassico e del Cretacico sup. In grande maggioranza queste strutture sono state parzialmente o totalmente invertite durante le compressioni alpine, e per questo, solo raramente, sono evidenziate in carta, essendo state cartografate secondo la loro cinematica alpina. Di norma le faglie ad andamento N-S e NE-SO sono state invertite in trascorrenza sinistra.

3.2.1.1. - Settore Nord-occidentale a Est dell'Adamello

In questo settore la Linea delle Giudicarie Sud ha il carattere di una faglia transpressiva con un andamento SSO-NNE e corre in gran parte sotto le coperture quaternarie presenti lungo la Val Rendena. I rari e preziosi affioramenti delle zone di contatto o di fasce di deformazione fragile molto vicine al contatto (talora associate a faglie satelliti adiacenti), sono limitati ai seguenti affioramenti puntuali: 1) a nord dell'abitato di S. Antonio in Mavignola dove, lungo la Linea è esposto il contatto tra le leucotonaliti della Val Nambrone con gli scisti di Rendena; 2) a nord dell'abitato di Carisolo, dove l'effetto della deformazione è visibile sulle leucoquarzodioriti della Val di Genova; 3) a est di Verdesina (Villa Rendena) dove gli scisti di Rendena sono in contatto tettonico con le vulcaniti permiane (lave di Bocenago).

L'entità dello scivolamento orizzontale lungo questo lineamento è ancora dibattuta, ma in base al rinvenimento sul lembo O, tra Strembo e Caderzone, di granodioriti del plutone del Dos del Sabion, può essere valutato uno spostamento intorno a 4 km (distanza che attualmente separa tra loro le masse del nucleo di granodioriti del Sabion da quelle del corpo di Caderzone). Le leucoquarzodioriti della bassa Val Genova nella zona immediatamente a monte dell'abitato di Carisolo sono intensamente deformate ed assumono un'aspetto gneissico. Qui sono presenti sia striature sub-orizzontali, riferibili a transpressione sinistra incrociate anche da altre molto inclinate. Esse sono riconducibili alle due fasi di movimento rispettivamente valsuganese e alla compressione verso OSO successiva. Verso E gli elementi tettonici di maggior spicco del versante occidentale di questo settore del Gruppo Brenta, sono la Linea del Sabion e la struttura della Pala dei Mughì.

3.2.1.1.1. - La Linea del Sabion

Rappresenta la struttura principale del Foglio insieme alla Linea delle Giudicarie Sud. Si tratta di una faglia transpressiva sinistra orientata circa N15°E con inclinazione di circa 65° verso O. Rappresenta la linea più interna e precoce del fascio strutturale giudicariense che per *strain partitioning* si stacca dalla Linea delle Giudicarie in corrispondenza della Val di Sole (Foglio Malè). Dapprima le due linee corrono molto vicine e parallele, ma verso S si allontanano progressivamente. La Linea del Sabion (LS, di fig. 16), nel foglio in esame, può essere divisa in due tratti ben distinti dalla Linea del Flanginech (FH, fig. 16), un

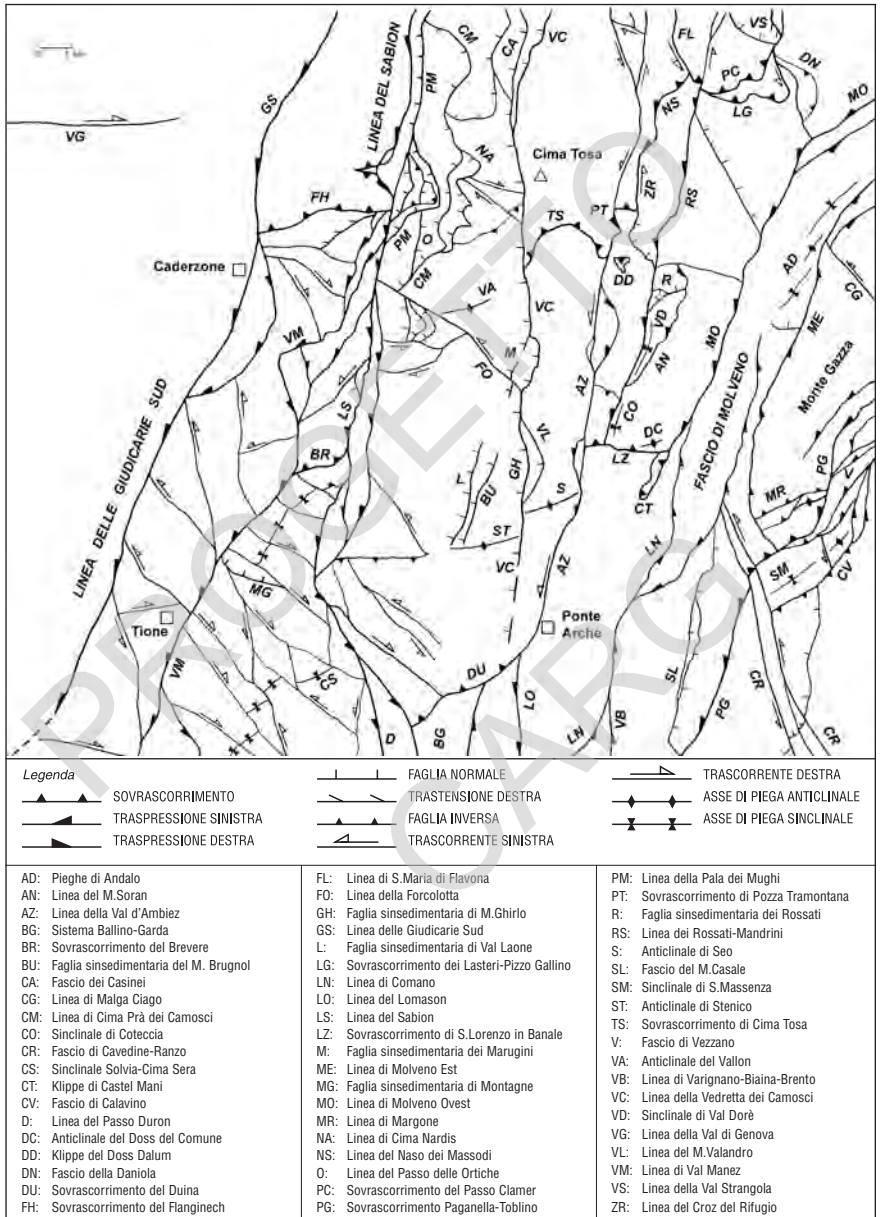


Fig. 16 - Schema dei principali elementi tettonici del Foglio Tione di Trento. Le strutture descritte nel testo sono indicate con lettere e sono elencate nella lista riportata.

sovrascorrimento sudvergente ad andamento E-O, che solleva il basamento cristallino rispetto alla successione permiana. A N di FH la Linea del Sabion mette a contatto il plutone granodioritico del Dos del Sabion intruso in micascisti del basamento sudalpino, con la formazione di Val d'Agola di età cretacea superiore ed eocenica affiorante in Val d'Agola. A S di FH è la successione permomesozoica del Monte Tof a sovrascorrere la Dolomia Principale. Nel tratto N i granitoidi permiani si deformano sviluppando ampie fasce cataclastiche cloritizzate di colore verdastro mentre la formazione di Val d'Agola mostra pieghe a vergenza orientale e un clivaggio per presso-soluzione pervasivo a basso angolo rispetto alla stratificazione in corrispondenza dei fianchi rovesci delle pieghe. Nella zona di faglia sono presenti scaglie tettoniche minori di Maiolica, selcifero lombardo, breccia di Ballino e formazione del Tofino, come nella zona di Malga Bregna da l'Ors. A Stablac la scaglia maggiore assume la forma di un *megalithon* sigmoidale per trascinamento lungo la linea principale. In base agli spessori delle successioni permomesozoiche, affioranti nel lembo ribassato della Linea del Sabion, il suo rigetto verticale può essere indicato in circa 5 km. Più difficile è valutare lo scivolamento orizzontale che deve essere comunque cospicuo e dell'ordine di qualche km.

Nel tratto meridionale, il tetto della faglia, costituito dalla successione permomesozoica e da locali lembi di basamento cristallino, è dominato da un sistema di faglie orientate NNE-SSO, inclinate di circa 60° verso ONO, che si diramano dalla linea principale. Queste faglie, riconosciute per la prima volta nel presente lavoro, consentono di spiegare la presenza quasi esclusiva delle successioni carbonatiche dell'Anisico-Ladinico in corrispondenza del versante orientale del M. Tof. In questa località, infatti, due faglie ripetono per tre volte la successione triplicandone apparentemente lo spessore. In corrispondenza delle faglie NNE-SSO si sviluppano fasce di cataclasiti e, raramente, miloniti, presenti soprattutto dove la deformazione interessa le vulcaniti permiane. Il senso di taglio, dedotto in pochi affioramenti, è transpressivo sinistro. Le formazioni marnose o ben stratificate (Formazione di Werfen e Calcare di Angolo) sono interessate da pieghe a scala metrica o decametrica che presentano un clivaggio di piano assiale (S1). La relazione tra stratificazione e clivaggio è stata utilizzata per determinare la polarità degli strati nella zona di Malga Movlina-Malga Zerli. Spesso la direzione degli assi di piega e delle superfici di clivaggio sono quasi paralleli alle faglie orientate NNE-SSO, coerentemente a quanto si osserva nelle zone di taglio transpressive interessate da ripartizione della deformazione.

3.2.1.1.2. - Fascio strutturale della Pala dei Mughi

La struttura della Pala dei Mughi è piuttosto complessa poiché le strutture ereditate dal *rifting* liassico e dall'estensione cretacica sono intrecciate a piani di taglio che si sono generati durante gli eventi neoalpini. Faglie trascorrenti sinistre orientate N-S, associate alla Linea del Sabion, spostano di qualche centinaio di m le successioni bacinali del Giurassico medio-Cretacico nel versante O della Pala dei Mughi e probabilmente viene riattivata come tale la Linea della Pala dei Mughi cretacica (PM in fig. 16). Sul versante E affiora un sistema di *duplex* sigmoidali limitati da piani di taglio, che coinvolgono la formazione del Tofino e sulla cima è presente un *klippe* costituito dalla stessa formazione, con pieghe di trascinamento che indicano una vergenza orientale. Tali strutture E-vergenti possono essere attribuite all'evento compressivo più tardo riferibile al Messiniano-Pliocene.

3.2.1.2. - Settore sud-occidentale a Est dell'Adamello

Anche questo settore è dominato dalla Linea delle Giudicarie S che presenta il medesimo andamento. Tale struttura si esprime in superficie come una imponente piega a ginocchio: essa costituisce l'anticlinale di rampa sudvergente del basamento che tende a sovrascorrere sulle coperture con una componente orizzontale di movimento che si traduce in *flexural slip* obliquo sul fianco verticalizzato (PICOTTI *et alii*, 1995). Nelle zone della bassa Val Rendena fino ai dintorni di Tione l'assetto strutturale della rampa laterale delle Giudicarie Sud è quello di una piega a scala chilometrica rovesciata verso ESE. Le superfici di strato, infatti, sono poco inclinate sul versante orientale della Val Rendena, mentre si verticalizzano fino a rovesciarsi presso Villa Santi di Daone e ad est del M. Amolo. La Linea delle Giudicarie, a Sud di Tione, si dirama (verso SSO) all'interno delle coperture permo-triassiche adiacenti.

Qui infatti il contatto tra il basamento e queste coperture non sembra fortemente modificato e la successione stratigrafica risulta piuttosto completa (CASTELLARIN & SARTORI, 1982). L'anticlinale di rampa è interrotta dalla Linea di Val Manéz (VM, di fig. 16) (v. sez. geol. B-B') che ha un carattere transpressivo sinistro e permette la connessione cinematica tra la Linea del Sabion e quella delle Giudicarie. Questa linea verso sud si raccorda alla Linea di Cima Carnera (Foglio Riva del Garda) che mantiene le stesse caratteristiche cinematiche. Il sistema Sabiòn-Ballino-Garda costituisce un lineamento per faglie distensive attive dal Permiano (Sabion) al Cretaceo. L'attività permiana della faglia è documentata all'interno di una scaglia di basamento, presente lungo la faglia in Val d'Algone, ove l'arenaria di Val Gardena risulta stratigraficamente sovrapposta al basamento

cristallino (v. sez. geol. B-B'). Il segmento settentrionale della Linea del Sabion (LS), fino al Passo del Faedolo, costituisce la rampa laterale dei sovrascorrimenti di Flanginech (FHN), del M. Iron e del Brevere (BR). Più a sud la faglia è solo parzialmente invertita (v. sez. geol. B-B') e si congiunge alla Linea del Duron (D di fig. 16) che costituisce la rampa laterale del thrust del Doss de la Torta (DLT, nel Foglio Riva) e produce una inversione totale dell'antico rigetto distensivo, con sovrapposizione dei calcari retici sui calcari eocenici. Molte delle linee che dislocano la sinclinale di Malga Solvia-Cima Sera (CS, fig. 16) sono linee distensive di età retico-liassica, riattivate in trascorrenza, ma in questo settore la struttura retica meglio conservata è quella di Montagne (MG di fig. 16). Infine il settore del M. S. Martino costituisce il lembo frontale dell'anticlinale di rampa del sovrascorrimento del Duina (DU, fig. 16), come illustrato nella sez. geol. B-B'.

3.2.1.3. - Settore orientale degli alti rilievi del Gruppo di Brenta

Nel settore orientale del Foglio Tione di Trento sono contenute le strutture più caratteristiche del Gruppo di Brenta in gran parte ben descritte e interpretate nello studio di TREVISAN (1939). Esse comprendono zone frontali di sovrascorrimento orientate all'incirca E-O a cui si associano ampie duplicazioni delle successioni triassiche e liassiche che, in base alle loro geometrie, possono essere riferite al sistema valsuganese. Queste zone frontali sono separate e talora intrecciate a transpressioni-trascorrenze sinistre tipiche degli orientamenti giudicariesi.

3.2.1.3.1. - Gruppo di Brenta Centro-Settentrionale

A) Tettonica di sovrascorrimento

Un sistema frontale ad andamento ENE (E-O) comprende la grande piega sud-vergente (E-O) del Vallon (VA, figg. 16, 17) e il sovrascorrimento di Cima Tosa (TS, fig. 16) che, verso E, si interrompe contro la linea N-S, trascorrente sinistra, del Croz del Rifugio (ZR, fig. 16). Nella struttura di Cima Tosa si ha una ripetizione della Dolomia Principale della cima omonima sulle successioni del Retico superiore e del Lias inferiore della testata della Valle d'Ambiez. Al sovrascorrimento frontale orientale di Cima Tosa può essere collegato anche il *klippe* di calcare di Zu sui Calcari Grigi basali del Doss Dalum (DD, fig. 16). Il sistema di sovrascorrimento del Naso di Massodi (NS), del Crozzon de la Spora-Passo Clamer (PC), dei Lasteri-Pizzo Gallino (LG, fig. 16) costituisce il possibile corrispondente orientale della struttura di Cima Tosa, spostato dalla trascorrenza sinistra del Croz del Rifugio (ZR) di quasi 2 km verso N. Si

tratta del sovrascorrimento più pronunciato di questo settore interno del Gruppo del Brenta in quanto comprende, a tetto, un esteso nucleo di dolomie ladino-carniche (TREVISAN, 1939; RINALDO & JADOUL, 1992) che, assieme alla Dolomia Principale sovrastante, ricoprono a basso angolo le successioni di Dolomia Principale, del Retico e dei Calcarei Grigi liassici del “letto” (*foot-wall*) sottostante. Scaglie tettoniche minori (*splays*) di sequenze liassiche segnano le zone frontali dei Lasteri e di Pizzo Gallino. Quest’ultimo sistema frontale incontra la pronunciata transpressione sinistra dei Rossatti (RS) (in passato indicata anche Clamer-Rossati) che subisce una intensa attenuazione verso N dopo l’incontro con il *thrust* dei Lasteri (LG, fig. 16) il cui spostamento lungo la linea dei Mandrini risulta infatti di modesta entità. Una possibile interpretazione di questo assetto potrebbe consistere in una propagazione o riattivazione fuori sequenza del suddetto sovrascorrimento frontale.

B) Sistema trascorrente transpressivo

Il sistema trascorrente sinistro N-S è fortemente intrecciato con le zone di sovrascorrimento frontale. Gli elementi trascorrenti di maggiore risalto sono:

- La linea della Vedretta dei Camosci (VC, fig. 16) che, nel suo tratto centrale costituisce lo sbarramento strutturale del sovrascorrimento di Cima Tosa (TS). Essa perde questo carattere dominante sia a N (Fascio dei



Fig. 17 - Panoramica del Corno di Senaso e del Vallon (gruppo del Brenta). In evidenza la piega a ginocchio della successione ben stratificata del Calcare di Zu (Retico superiore) e del sovrastante corpo mal stratificato dei Calcarei grigi liassici.

Casinei, CA di fig.16), dove conserva ancora un rigetto distensivo di 1500 m, che a S (Marugini, M), dove si ramifica in due elementi che hanno mantenuto in prevalenza le geometrie originarie di faglie normali sinsedimentarie liassiche) a medio alto angolo.

- La linea di Val d'Ambiez (AZ, fig. 16) riarrangia, nel tratto di Pozza di Tramontana, il sovrascorrimento della Tosa che viene suddiviso in una digitazione frontale più avanzata verso S di oltre un km rispetto al tratto omologo posto a E della stessa linea trascorrente. Il maggiore spostamento (di quasi 2 km) si ha, come visto, lungo la linea del Croz del Rifugio (ZR, fig. 16). Zone di intensa complicazione strutturale sono presenti anche nel tratto meridionale della linea della Val d'Ambiez ove essa si ramifica in un fascio lenticolare di elementi rialzati a carattere prevalentemente transpressivo (*push up*).

Nelle zone interessate da linee N-S transpressive, agli accavallamenti ad alto angolo sono associate pieghe sinclinali minori con orientamenti NNE-SSO fino a N-S come le strette sinclinali presenti a letto (*footwall*) della linea dei Rossati (Val Dorè, VD) e della linea di Molveno Ovest (MO di fig. 16) (bordo SO del Lago). Si tratta di sinclinali marginali di trascinamento con nuclei eocenici a fianchi ovest verticalizzati e talora fortemente rovesciati (Molveno).

C) *Deformazioni di fase tardiva*

Questo settore è dominato da deformazioni di fase valsuganese con il tipico stile dei settori interni del fascio strutturale giudicariense. Si tratta dunque di un assetto strutturale che è stato determinato essenzialmente dalle compressioni degli eventi del Serravalliano e Tortoniano, senza escludere quelle più precoci, del Cattiano-Burdigaliano. Nel settore localizzato presso il margine NE del Foglio è presente un allineamento NO-SE trascorrente sinistro (Linea di Malga Ciago, CG di fig. 16) che si congiunge all'accavallamento NE-SO di Molveno Est (ME). Quest'ultimo, verso N, delimita una fascia di deformazione a pieghe NE-SO di Andalo (AD di fig. 16). Sembra probabile che questo sistema strutturale sia stato in parte originato dalle compressioni post-tortoniane e sia, assieme alla linea NO-SE di Malga Ciago (CG), espressione delle compressioni del sistema Schio-Vicenza. Ma anche altre strutture della zona attorno al Lago di Molveno possono essere state intensificate dagli eventi compressivi tardivi, analogamente a quanto proposto per i settori adiacenti verso Sud.

D) *Faglie estensive*

Come visto nella zona esiste un vasto campionario di faglie dirette, ma si tratta di strutture mesozoiche che, come documentato nelle pagine precedenti, sono state risparmiata dall'inversione strutturale neogenica. Non sono invece fino ad ora state riconosciute faglie estensionali recenti di una qualche rilevanza.

3.2.1.3.2. - Gruppo di Brenta Meridionale e valle del Sarca

A) Sistema strutturale valsuganese

Anche in queste aree le strutture dominanti sono riferibili al sistema valsuganese con pieghe e sovrascorrimenti orientati E-O e ENE-OSO. Si tratta di strutture tettoniche di ampiezza limitata separate da lunghe rampe laterali con gli orientamenti N-S e NNE-SSO del sistema delle Giudicarie (fig. 18). Procedendo da O, le principali strutture sono:

- 1) ampio sovrascorrimento della Val Duina (DU di fig. 16) ove si ha il raddoppio della potente successione delle Argille di Ponte Arche ben illustrato nella sez. geol. D-D'. Tale sovrascorrimento è delimitato da una chilometrica rampa laterale N-S con trascorrenza quasi pura di notevole risalto strutturale (linea di Val d'Ambiez, AZ di fig. 16). Pronunciate strutture interne a questo sovrascorrimento sono le ampie pieghe a ginocchio (*kink folds* chilometrici) presenti a N (ginocchiature di Stenico, ST e di Seo, S, di fig. 16) separate tra loro dal trasferimento N-S operato da VC.
- 2) Pronunciato sovrascorrimento E-O di S. Lorenzo in Banale (LZ) cui sembra collegarsi, in locale ricoprimento, anche il cosiddetto "klippe di Castel Mani" (CT, fig. 16). Tali strutture sono delimitate da guide trascorrenti sinistre N-S che si propagano per tutta l'estensione di questo settore del Foglio: ad O la trascorrente sinistra della Val d'Ambiez e ad E quella del Lago di Molveno (Linea di Molveno ovest, MO di fig. 16). La linea N-S dei Rossati (RS) è incorporata nel sovrascorrimento in parola. Espressioni secondarie del piegamento e sovrascorrimento di S. Lorenzo in Banale sono la piega a ginocchio E-O del Dosso del Comune (DC) e la sinclinale di Coteccia (CO di fig. 16) incurvata verso N nel tratto occidentale vicino alla linea dei Rossati (RS, fig. 16). La linea di Molveno O, a E del sovrascorrimento di S. Lorenzo in Banale, si congiunge alla linea di Comano (LN di fig. 16) sub-verticale, con immersione verso E. Quest'ultima si collega al prisma rialzato di S. Martino (Foglio Riva).
- 3) Voluminoso prisma rialzato del M. Gazza. Esso domina il settore centro orientale del Foglio e costituisce una pronunciata struttura a fiore delimitata tra la transpressione sinistra di Molveno est (ME), con immersione verso E ad alto angolo, e la transpressione sinistra sub-verticale o ad alto angolo (con immersione a O), associata a tratti ENE di sovrascorrimento, di Toblino-Paganella (PG di fig. 16).

B) Sistema Schio-Vicenza

È rappresentato dalle linee NNO-SSE trascorrenti sinistre di Cavedine-Ranzo (CR di fig. 16) contro le quali si interrompe, con netto cambiamento di stile,

la cintura strutturale posta a SE della traspressione-sovrascorrimento della Paganella-Toblino (PG fig. 16). Si tratta di un fascio di elementi tettonici orientati da NE-SO a NNE-SSO: più precisamente dei sovrascorrimenti di Margone (MR di fig. 16) e di Toblino; degli accavallamenti di Lon, Fraveggio, Vezzano (V) e di Ponte Oliveti-Calavino (CV di fig. 16); delle Pieghe sinclinaliche e anticlinaliche associate (Padergnone, S. Massenza, SM di fig. 16, ecc.). Anche la linea NO-SE di Malga Ciago sembra esplicare la stessa funzione rispetto alla traspressione-sovrascorrimento di Molveno est (ME di fig. 16). Si ritiene che queste strutture orientali in prevalenza NE-SO costituiscano associazioni valsuganesi in buona parte ruotate dalle direzioni E-O primarie agli orientamenti NE-SO attuali ad opera delle compressioni tardive del sistema Schio-Vicenza (fig. 18 B), successive al Tortoniano, verosibilmente del Messiniano-Pliocene (fase Adriatico-Padana) che si sarebbero propagate, almeno in parte, anche all'interno del Sistema delle Giudicarie, analogamente a quanto riconosciuto nel settore orientale del Foglio Riva. Si ritiene inoltre assai probabile, che tutto il fascio strutturale delle Giudicarie sia stato, almeno blandamente riattivato da queste compressioni tardive. Inoltre alcune di queste strutture (accavallamenti NE-SO e loro sinclinali periferiche) potrebbero costituire dei nuovi elementi tettonici originatisi cioè durante le compressioni più recenti.

C) *Faglie estensive*

Si tratta di strutture mesozoiche che, come documentato nelle pagine precedenti, sono state, almeno in parte, risparmiate dall'inversione strutturale neogenica: tra queste la sola faglia diretta di un certo risalto è quella di Malga Ben-Drena, nell'angolo SE del Foglio (fig. 16), che prosegue estesamente verso S nelle zone del Foglio Riva. Anche il Fascio del Monte Casale (SL) può farne parte. Non sono state fino ad ora riconosciute faglie dirette recenti di un qualche significato.

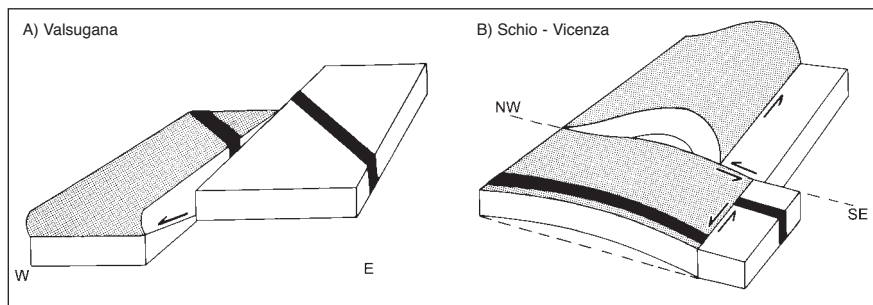


Fig. 18 - Sistemi strutturali compressivi della Valsugana (A) e della "Linea Schio-Vicenza" (B). Negli schemi: dicco di basalti eocenici, in nero (da CASTELLARIN & CANTELLI, 2000).

3.3. - NOTE SUL LINEAMENTO DELLE GIUDICARIE

3.3.1. - Giudicarie Sud

Gli studi e i rilevamenti del Foglio Tione confermano il carattere trascorrente sinistro della Linea delle Giudicarie S che può essere interpretata come importante faglia di trasferimento tra due settori differenziati negli assetti della crosta superiore e negli stili tettonici. Nel settore orientale, infatti, le coperture sedimentarie ed eventualmente anche il basamento cristallino sottostante, potevano scollarsi lungo gli intervalli litologici incompetenti venendo piegati e accavallati. Ne sono testimonianze il *klippe* della Pietra Grande (Foglio Malè), i sovrascorrimenti S-vergenti di Cima Tosa e suoi equivalenti orientali e il sistema di accavallamenti e grandi ginocchiate E-O ad identica polarità, presenti tra il Gruppo di Brenta e la zona di Ledro e Storo. Nel settore occidentale della linea, al contrario, le ingenti masse di magmatiti del plutone dell'Adamello hanno determinato un comportamento post-magmatico più rigido di questo settore con una conseguente minore possibilità di scollamento sia entro il basamento cristallino metamorfico che nelle coperture sovrastanti che vennero saldati fra loro dalle intrusioni paleogeniche. A causa di queste differenze di assetto crostale, nel settore occidentale della linea, bloccato dalle intrusioni, la gran parte delle deformazioni sarebbero state trasferite a S dell'Adamello entro il sistema della Val Trompia (fig.18). La linea delle Giudicarie S verrebbe ad assumere in tal modo il carattere di rampa laterale ai sovrascorrimenti della Val Trompia posti sul bordo meridionale dell'Adamello.

Poiché, in base alle ricostruzioni effettuate all'interno dell'intero fascio (PICOTTI *et alii*, 1995; 1997), la differenza di raccorciamento tra i due settori contrapposti è valutabile in circa 10-12 km, alla linea delle Giudicarie S può essere attribuito uno spostamento orizzontale massimo di questa ampiezza sulla terminazione S della Linea (fig.18). Se l'interpretazione illustrata è corretta questo spostamento dovrebbe decrescere da S a N, condizione questa che è in accordo con i risultati delle ricerche svolte per la realizzazione del Foglio Tione. Nel settore N della Linea, infatti la "coda" del plutone del M.Sabion risulta spostata di 4 km a Caderzone, e cioè sul lembo occidentale di questa struttura rispetto al corpo principale di granodioriti della stessa unità presenti sul lembo orientale della stessa (Dos del Sabion).

3.3.2. - Giudicarie Nord

Va premesso che la Linea delle Giudicarie N non è rappresentata nel Foglio Tione in oggetto, ma nelle aree adiacenti localizzate nel Foglio Malè. Esistono,

tuttavia dei rapporti di contiguità tra i due elementi in quanto essi si congiungono nei pressi di Dimaro (Val di Sole). Per quanto riguarda il rapporto tra le linee delle Giudicarie Nord e Sud, la loro contiguità o continuità attuale (fig. 20) va considerata come una eredità tardo-paleozoica (soprattutto del Permiano) utilizzata ed evidenziata dal *rifting* norico-liassico. Infatti la congiunzione tra le due linee avviene sul bordo ovest della “piattaforma porfirica atesina” cioè lungo il margine ovest della Piattaforma veneta (o Alto di Trento) a crosta superiore maggiormente consolidata dal plutonismo e vulcanismo post-ercinico del Permiano inf. Per quanto riguarda il suo ruolo strutturale e cinematico durante la convergenza alpina, si può considerare la linea delle Giudicarie N come parte di una zona di trasferimento che raccordava, verso S (fascia meridionale delle Alpi), due sistemi strutturali di catena a polarità opposta e cioè gli elementi nordalpini (Alti Tauri e Alpi Calcaree Settentrionali), a polarità verso N, localizzati ad E (NE) del Lineamento e il fascio di elementi tettonici “pre-Adamello” (Orobie-Presolana-Grigna e Val Camonica) a polarità opposta (verso S), presenti ad ovest della L. delle Giudicarie S.

Questo fascio è infatti assente nelle Alpi Meridionali a E dell’Adamello-Presanella. I suoi corrispondenti vanno ricercati nell’Austroalpino soprattutto a N della Pusteria-Gailtal. In un simile contesto la presenza di spessi accumuli torbiditici silicoclastici, con corpi conglomeratici in facies di flysch (“Flysch insubrico”) del Creteccio sup., del tutto equivalenti per caratteri ed età a quelli di Bergamo (Flysch lombardo) lungo il bordo orientale della Linea delle Giudicarie

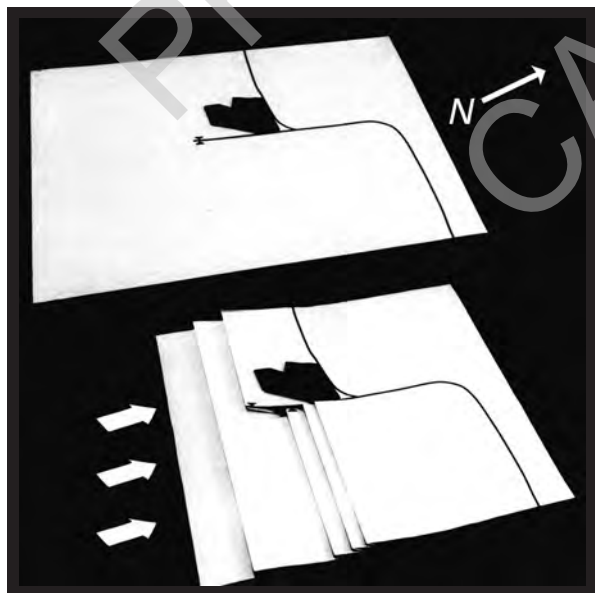
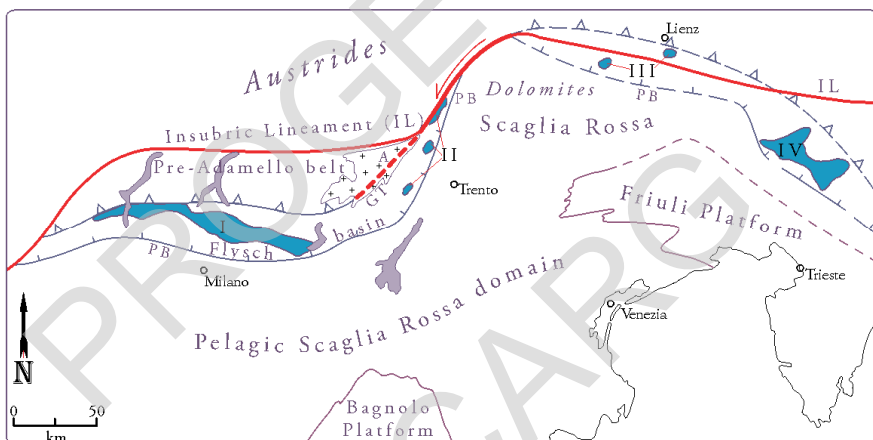


Fig. 19 - Interpretazione semplificata e schematica della Linea delle Giudicarie Sud come rampa laterale obliqua di trasferimento delle deformazioni ad assi circa E-O, dal massiccio dell’Adamello, poco corrugato, alla fascia di forte piegamento della Val Trompia, durante le compressioni (verso NNO, N) dell’evento valsuganese.

S e per un ampio tratto (Val di Rumo) lungo quello delle Giudicarie N (CASTELLARIN, 1977, SANTINI L. & MARTIN S., 1988), documenta la continuità di questo allineamento N-S nel Cretacico superiore delineando in tal modo anche la forma di questo bacino torbido.

In base alle ricerche disponibili questi flysch rappresentano dei depositi sinorogenici in corso di deformazione (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; BERSEZIO & FORNACIARI, 1988; BERSEZIO *et alii*, 1992) localizzati in una depressione tra la zona frontale della catena pre-Adamello e un pronunciato rialzo esterno (Alto di Trento) (CASTELLARIN *et alii*, 1993; CASTELLARIN, 1994). In questo quadro la pronunciata inflessione delle Alpi lungo questo lineamento costituisce una eredità degli eventi pre-Adamello e la stessa linea delle Giudicarie N può essere inserita in una zona di trasferimento sinistro tra gli elementi eoalpini a destinazione S



Spiegazione dei numeri:

- I: Flysch Lombardo (Turoniano-Eocene);
- II: Flysch "insubrico" delle Giudicarie (Turoniano-Eocene);
- III: Flysch delle Dolomiti Settentrionali (Ra Stua e Antriuilles) (Aptiano-Maastrichtiano);
- IV: Flysch delle Alpi Carniche e Giulie, Slovenia (Cretaceo Sup.).

Spiegazione delle lettere:

- IL: Lineamento Periadriatico attuale;
 - GT: Presunta zona di trasferimento delle Giudicarie in gran parte sepolta e sigillata dall'intrusione dell'Adamello;
 - PB: Rialzo periferico.
- Altre spiegazioni nel testo.

Fig. 20 - Ripartizione delle facies terrigene (Flysch), di mare aperto (Scaglia rossa) e di piattaforma carbonatica nelle Alpi Meridionali e Pianura Padana adiacente durante il Cretaceo superiore-Eocene inf. Tentativo di ricostruzione dei rapporti strutturali primari tra le zone frontali della catena eoalpina (sistema pre-Adamello) e le sue avanfosse meridionali sedi degli accumuli dei Flysch (modificato da Castellarin, 1977).

(catena sudalpina pre-Adamello) e quelli equivalenti della catena nordalpina (Unità Austroalpine), rappresentati soprattutto a N della linea Pusteria-Gailtal (fig. 19). Va in ogni modo ricordato che la linea delle Giudicarie N è stata fortemente riutilizzata durante l'evoluzione post-collisionale delle Alpi, subendo intensi riarrangiamenti. Lo documenta il ruolo trascorrente destro del Lineamento Periadriatico nell'Oligo-Miocene (HEITZMANN, 1987; SCHMID *et alii*, 1989) e quello di pronunciato sovrascorrimento realizzato dalla Linea delle Giudicarie N nello stesso intervallo (PROSSER, 1998, 2000; VIOLA *et alii*, 2002).

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA

1. - SISMICITA' STORICA E STRUMENTALE NELL'AREA DEL FOGLIO TIONE

L'area rappresentata nel foglio Tione è caratterizzata da sismicità di grado basso (magnitudo < 3), con la concentrazione degli epicentri prevalentemente fra Tione e Roncone.

Anche qui, come nei settori meridionali molto più attivi di Riva del Garda e del Monte Baldo, la sismicità è riconducibile all'attività di faglie trascorrenti che intersecano, o interferiscono con le dislocazioni giudicariesi (NNE-SSO) (v. Titolo V par. 3.2. "Tettonica tardo paleogenica e neogenica"); inoltre l'area risente, sia pure in maniera molto attenuata, anche di terremoti localizzati nel territorio pedemontano, bresciano, veronese e vicentino. I dati, ricavati dalla rete sismometrica del Servizio Geologico Provinciale, di seguito scritto SGP, nel periodo 1991÷2000 evidenziano la scarsità di epicentri nel Bacino dell'Alto Sarca. Anche l'analisi storica degli elementi passati conferma quanto osservato sopra. La fig. 21, con gli epicentri localizzati nel Trentino occidentale, conferma che l'attività sismica è concentrata a sud, nell'area del Monte Baldo e a nord, nella zona di Pejo.

2. - STABILITA' DEI VERSANTI E DISSESTO IDROGEOLOGICO

La stabilità dei versanti è strettamente legata alle caratteristiche geotecniche e geomeccaniche delle successioni stratigrafiche affioranti e alle condizioni strutturali e morfologiche del sito.

I fenomeni franosi più frequenti, data l'estensione e la potenza delle formazioni calcareo-dolomitiche, che originano alte pareti interessate da sistemi di frattura che isolano volumi rocciosi instabili, sono i crolli. Altri fenomeni diffusi, in relazione al contenuto argilloso, sono gli smottamenti, generalmente di piccola estensione: questi ultimi sono localizzati in prevalenza nelle aree di affioramento della formazione di Ponte Pià e delle argille di Ponte Arche), nei depositi lacustri pleistocenici e strettamente dipendenti dalla saturazione dei terreni nei periodi di forti precipitazioni.

Il dissesto idrogeologico è comunque contenuto, anche per i costanti ed organici interventi di sistemazione montana attuati dalla Provincia di Trento e per i controlli attivi del territorio da parte del SGP.

Nei periodi di intense precipitazioni concentrate, soprattutto in Val Rendena, lungo i rivi affluenti del Sarca, si manifestano talora fenomeni di colata detritica (*debris flow*) che invadono la zona di conoide, danneggiando le aree urbanizzate e le infrastrutture presenti.

Notevoli anche gli interventi di difesa da crolli e da valanghe (paramassi e sistemi fermaneive), attuati nei siti interessati da questi fenomeni, che concorrono a mitigare gli effetti del dissesto idrogeologico. Il PUP (Piano Urbanistico Provinciale) dal 1987 ha concorso alla difesa dai dissesti, tenendo ampiamente conto della situazione geologica, vincolando dettagliatamente sotto questo profilo tutta la superficie del Trentino, con la carta della Pericolosità o di Sintesi Geologica (v. par. 5.3. "Aree edilizie dei centri abitati").

Per entrare nel dettaglio la fig. 22, estratta dal "Catasto dei Dissesti" del SGP (in collaborazione con l'APAT, Progetto IFFI) descrive la situazione aggiornata all'anno 2002, dei dissesti dell'area del Foglio Tione (definita dal riquadro), distinguendo le aree delle grandi frane (Molveno e marocche di Dro) (in rosso), le aree soggette a frane diffuse (contornate, in viola), le valli e le vallecole interessate da colate detritiche (linee viola) e le frane singole (punti rossi).

Nel catasto ad ogni frana corrisponde una scheda che ne dettaglia le caratteristiche geologiche e le cause scatenanti del fenomeno.

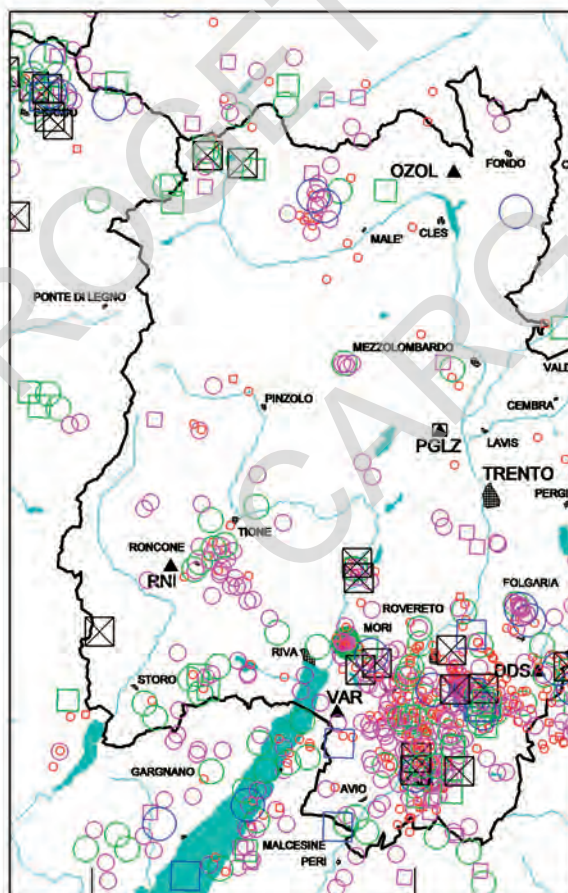


Fig. 21 - Distribuzione della sismicità (epicentri dal 1991 al 2000) nelle aree della Provincia di Trento e rilievi circostanti del Veronese e Bresciano. (Prov. Autonoma di Trento).

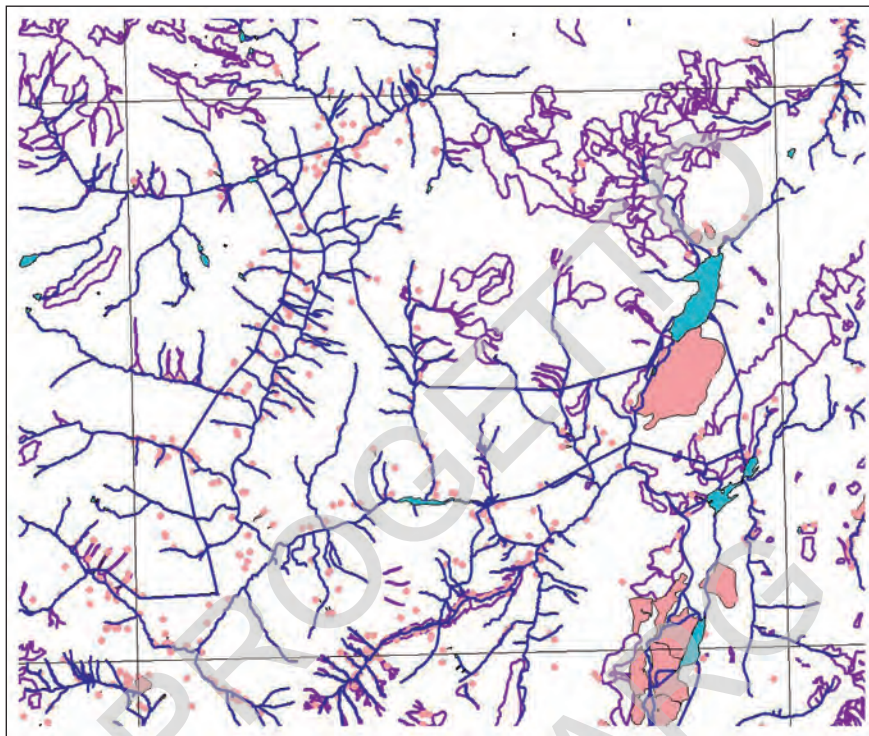


Fig. 22 - Carta dei dissesti (rappresentati a colori). In blu sono indicati i tratti salienti del reticolo fluviale. Spiegazioni nel testo. (Prov. Autonoma di Trento).

3. - IDROGEOLOGIA

3.1. - FORMAZIONI ACQUIFERE E SORGENTI

La circolazione idrica sotterranea è legata alla alta permeabilità di alcune formazioni calcareo dolomitiche (permeabilità soprattutto secondaria, derivata da fessurazione e carsismo) e alla permeabilità per fessurazione sia dei numerosi corpi eruttivi (sia intrusivi che effusivi) che delle metamorfiti del Basamento metamorfico sudalpino affioranti in Val Rendena.

Il confronto fra i punti sorgente, definiti nel catasto delle risorse idriche del SGP e la carta geologica del Foglio Tione, mette in evidenza che:

- a) nella parte occidentale del Foglio (Val Rendena), ad Ovest della Linea del Sabion, le emergenze sono diffuse, ma di portata limitata. I corpi acquiferi sono strettamente definiti da fasce fratturate negli ammassi tonalitici e granodioritici e lungo le faglie nelle metamorfiti in destra idrografica del F. Sarca, mentre in sinistra idrografica della valle sono legati a differenti intervalli delle vulcaniti permiane (lave di Bocenago e ignimbriti di Malga Plan, più o meno fratturate (v. Titolo 3 par. 2.1.) e alle formazioni clastiche del Permiano sup. (v. par. 2.2. “Successioni del permiano superiore”). Limitate unità acquifere sono presenti nelle placche detritiche e fluvio-glaciali. Gli acquedotti sono alimentati dalle sorgenti con portata significativa, normalmente compresa tra 1÷3 l/sec o da acque di subalveo dei rivi. Tra queste ultime la sorgente Prà dell’Era (35 l/sec) nel subalveo del T. Nambrone, ora imbottigliata come acqua oligominerale con il nome di “Surgiva”. I rivi affluenti del T. Sarca purtroppo sono tutti interessati da opera di presa del grande impianto idroelettrico esteso a tutta l’alta Val del Sarca e che quindi sottraggono molta risorsa idrica agli usi locali.
- b) La parte centro - settentrionale del Foglio (Gruppo di Brenta) è caratterizzata dalla presenza di corpi acquiferi molto potenti ed estesi, che danno alimentazione a sorgenti puntuali di alta ed altissima portata (100÷500 l/sec e più). Le formazioni acquifere più importanti sono costituite dalla Dolomia Principale (v. 3.2.4.1) e dai sovrastanti Calcari Grigi (formazione di M. Zugna e membro di Stenico). Le principali emergenze sono localizzate al piede sudorientale del gruppo dolomitico, tra Preore, Stenico e San Lorenzo in Banale e lungo la valle D’Algone, la Val Agola, la Val Brenta e la Val delle Seghe. Da segnalare le sorgenti “Rio Bianco” (400 l/sec), “Cugol Alta” (200 l/sec), “Ponte Preore” (30 l/sec), “Vedretta di Brenta” (45 l/sec), “Cascate alte Vallesinella” (40 l/sec), “Maca Farina” (30 l/sec), “Ciclamino” (100 l/sec), “Le Moline” (0 a 5000 l/sec). Tutte le sorgenti con alta portata sono captate dal sistema idroelettrico (figg. 22 e 23).
- c) Nelle aree di affioramento delle formazioni cretacicche (zona di Molveno e San Lorenzo in Banale) le sorgenti sono poco diffuse e di limitata portata; questa però aumenta nelle sorgenti che emergono vicino al contatto con le formazioni calcaree giurassiche. Anche in Val di Cavedine (margine sud orientale del foglio) le sorgenti sono legate a questa formazione, ma in questo caso sono anche di portata significativa in quanto alimentate da tutto il versante occidentale del M. Bondone (sorgenti “Menegoi” (300 l/sec), “Rio Freddo” (250 l/sec), “Buso del Forame” (80 l/sec)).

- d) Nella parte centro-meridionale del Foglio, caratterizzata dalla successione calcareo-dolomitica del M. Solvia (dolomie del membro del Doss de la Torta e potente successione sovrastante, della formazione del Tofino, intensamente fratturata), le sorgenti sono diffuse e con buona portata: sono situate alla base del versante settentrionale del monte citato, nell'area di Zuclo. Qui molte sorgenti sono disposte lungo il contatto tra depositi quaternari permeabili e non (depositi alluvionali ghiaiosi-depositi limosi).
- e) Nell'area sud-occidentale del Foglio (Bleggio) ove è prevalente un substrato argilloso e marnoso (formazione di Ponte Pià e argille di Ponte Arche) ricoperto da depositi lacustri limoso-argillosi, la circolazione idrica è ovviamente scarsa ed è confinata lungo i contatti con le formazioni cretache e giurassiche. In questa zona peraltro, a causa del locale assetto stratigrafico e tettonico del bacino paleogenico, si è realizzato un particolare isolamento degli acquiferi contenuti nei calcari del Giurassico, che ha dato origine alle sorgenti ipotermali di Comano.

3.2. - SFRUTTAMENTO DI FALDE ACQUIFERE NEL FONDOVALLE

Nella Val Rendena lo sfruttamento sul fondovalle della falda freatica è relativamente basso. I pozzi sono utilizzati per il sostegno idropotabile o ad uso industriale per il lavaggio di inerti. Le falde acquifere sono, al contrario, molto sfruttate nella zona delle Sarche, per uso agricolo.

4. - RISORSE DEL SOTTOSUOLO E SFRUTTAMENTO ANTROPICO

4.1. - SORGENTI IPOTERMALI DI COMANO

A Comano da più di un secolo è sfruttata una sorgente, denominata "Fonte Antica" (prima "Bagni di Comano"), che sgorga alla periferia orientale della struttura sinclinalica del Bleggio ed in particolare laddove la copertura terziaria presenta gli spessori minimi.

Ha una portata media di 3 l/sec, temperatura di 27 °C ed un chimismo bicarbonatico-calcico.

Su questa sorgente si è avuto un progressivo sviluppo dell'attività termale nell'ultimo trentennio. E' proprio per fornire nuove potenzialità, il SGP ha condotto una serie d'indagini, che hanno portato ad una migliore definizione del bacino ipotermale (per mezzo di sondaggi e posa di piezometri), che ha consentito, poi, la predisposizione di un progetto per la ricerca di nuove fonti.

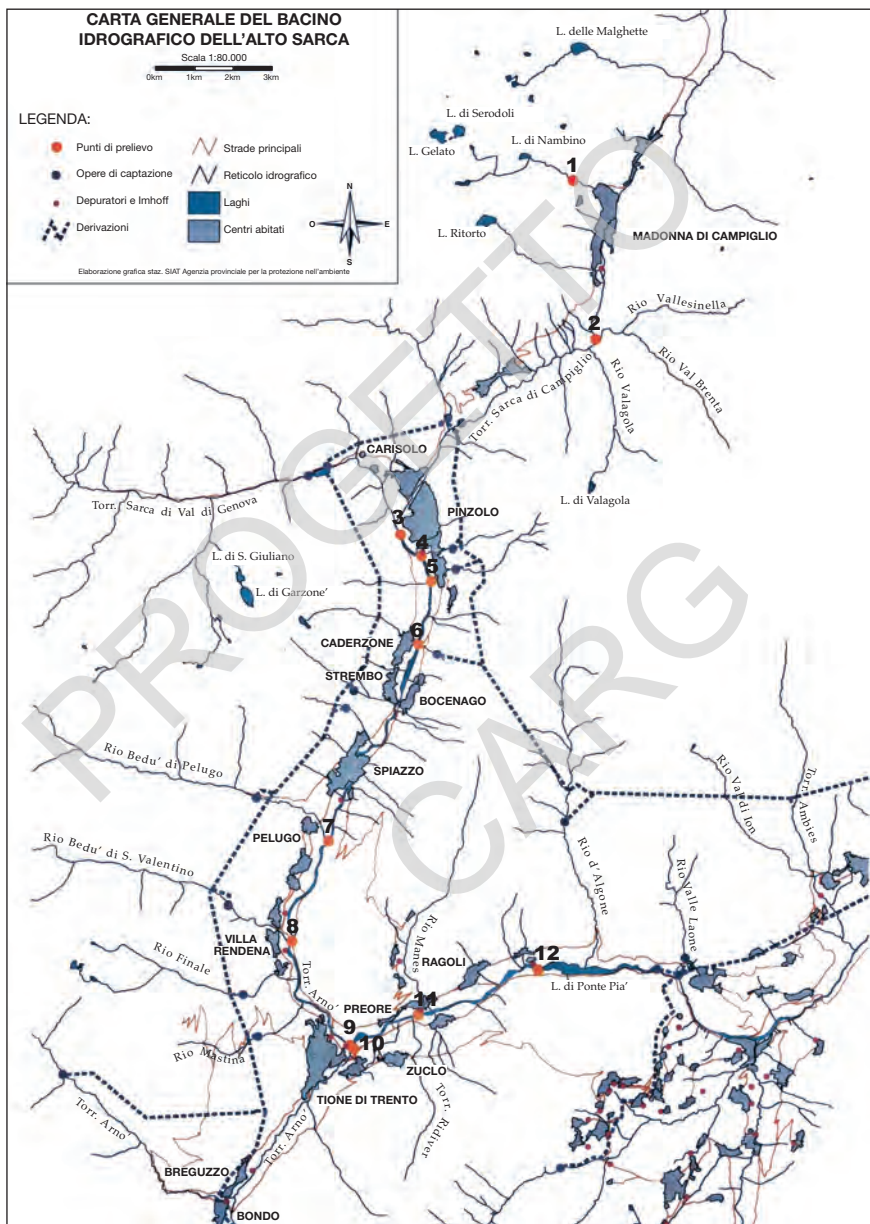


Fig. 23 - Sistema idroelettrico del Fiume Sarca con i punti di prelievo per la valutazione della qualità delle acque. Spiegazioni nel testo (Prov. Autonoma di Trento).

Praticamente lo studio ha permesso di definire diversi spessori della successione della formazione di Ponte Pià e delle sovrastanti argille di Ponte Arche che aumentano significativamente in breve spazio procedendo verso ovest. Si è potuto così dimostrare, in relazione alla struttura sinclinale, che i sedimenti di queste unità e della Scaglia Rossa, sottostante, costituiscono un cappello impermeabile che intrappola gli acquiferi presenti nelle formazioni calcaree giurassiche (in particolare entro il calcare oolitico di Massone) e in quelle calcareo-dolomitiche sottostanti. Le acque così intrappolate si riscaldano ad opera del flusso di calore locale (gradiente geotermico) ed in proporzione ai tempi di permanenza in profondità.

L'alimentazione degli acquiferi profondi avviene da parte della circolazione idrica profonda presenti nelle formazioni calcaree circostanti (Gr. di Brenta meridionale e Monte Valandro, a N e NO, Monte Casale a E).

Gli studi isotopici, su tutta una serie di sorgenti hanno portato a ipotizzare una quota di ricarica attorno ai 1500 m di altitudine. Attraverso l'analisi quantitativa del Tritio e del C14 è stato possibile definire il grado di mescolamento tra acque antiche e giovani, che risultano nella percentuale del 5 % di acque con più di 30.000 anni e 95% con meno di 5 anni. Le concentrazioni di Radon 222 consentono di ipotizzare un *mixing* di acque relativamente superficiali in serbatoi carbonatici con una componente calda, profonda, ricca in Radon, proveniente da serbatoi silicatici ospitati nel basamento cristallino e risalenti verso la superficie lungo percorsi preferenziali.

Sono state fatte due perforazioni, condizionate da piezometro con il risultato di evidenziare la stratigrafia e consentire, data la risalienza dell'acqua, di effettuare prelievi e le loro analisi chimico-fisico e biologiche per la classificazione di legge.

Le stratigrafie sinteticamente sono così descrivibili:

Pozzo 1, 180 metri ad ovest della Fonte Antica	Da 0 a -106 m calcari marnosi; da -106 a -190 Scaglia Rossa; da -190 a -304 Calcarei (c.di Massone), <i>carsificati (si è evidenziata così una lacuna stratigrafica dell'intervallo compreso tra il Cretacico sup. e il Lias medio per circa 40 Ma)</i>
Pozzo 2, 1 km a sudovest della Fonte Antica	Da 0 a -720 m, argille di Ponte Arche e marne della Formaz. di Ponte Pià; da -720 a -800 m, Scaglia Rossa; da -800 a -850 m calcare ool. di Massone.

La semi carota continua fino alla Scaglia Rossa del secondo pozzo, è stata consegnata agli Istituti Universitari di Firenze (Prof. Napoleone) e di Ferrara (Prof. Bosellini) per lo studio dettagliato del passaggio Scaglia Rossa-formazione di Ponte Pià (= "scaglia cinerea" Auct.).

In questi ultimi anni si stanno realizzando pozzi di captazione.

4.2. - UTILIZZAZIONE SOSTANZE MINERALI

4.2.1 - *Pietre ornamentali, pietre da costruzione*

- a) In Val di Genova (comune di Strembo) si è sviluppata negli ultimi trent'anni la "coltivazione" di "tonaliti" (Leucoquarzodiorite della Bassa Val di Genova) ricavandole da grossi blocchi di frana presenti sul versante orografico sinistro e limitatamente da affioramenti rocciosi sul versante.
Si ricavano tutta una serie di prodotti (da segati, a blocchi, a marmi, a piastrelle per pavimenti). L'area di cava (Ponte Rosso), essendo all'interno del Parco Adamello-Brenta è stata spesso contestata dagli ambientalisti;
- b) a Lasino, in località Predera vengono coltivati banchi di Rosso Ammonitico Veronese, per pietra da taglio e pietrisco.

4.2.2. - *Materiali rocciosi a prevalente uso industriale*

- a) *Feldspato* - La cava Maffei, sul territorio dei comuni di Giustino e Massimeno, si è sviluppata nell'ultimo cinquantennio per la "coltivazione" di una roccia, differenziata in senso leucocratico (albitite), alla periferia dell'ammasso leucogranodioritico del Dos del Sabion. Particolarmente elevata è la qualità del prodotto feldpastico che viene utilizzato soprattutto per l'industria dei sanitari.
L'attività mineraria è iniziata in sotterraneo negli anni '50, poi è continuata a cielo aperto creando notevole impatto ambientale connesso allo scoperechiamento del giacimento, con asportazione di volumi notevoli delle coperture moreniche e loro riporto nelle zone di fondovalle adiacenti. La cava a cielo aperto, stante il fatto che l'ammasso feldspatico è intruso nei micascisti del basamento (scisti di Rendena) con rapporto 1: 2, minerale / rocce di scarto, ha dato origine inoltre ad una notevole produzione d'inerti che, nel passato, come quelli delle coperture moreniche, venivano depositati nel fondovalle; dal 1990, questi prodotti sono stati utilizzati per il ripristino ambientale della cava. Attualmente quest'ultimo è attuato secondo un preciso programma, con l'intento di riempire buona parte dell'estesa cavità mineraria. A fine coltivazione, prevista entro il 2007, il vuoto roccioso e minerario rimanente potrà accogliere tutti gli inerti della Val Rendena e dei comprensori limitrofi per lungo tempo, considerata la sua volumetria.

- b) *Calcare da cemento* - Un'attività di cava molto estesa, per la produzione di materiali destinati all'alimentazione del cementificio di Ponte Oliveti, si è sviluppata nel territorio di Calavino al passaggio tra la Scaglia Rossa e le marne della formazione di Ponte Pià. Anche questa attività ha creato un notevole impatto ambientale nell'area pregiata del Lago di Toblino, mitigato poi da un progetto di coltivazione (1980) derivato dallo studio d'impatto ambientale curato dal SGP.
- c) *Argilla* - A Ponte Arche (Bleggio inferiore) è stata aperta una cava nella formazione delle argille di Ponte Arche per la produzione di "cotto" (mattoni, tegole, etc.) che attualmente non è più in attività.
Altre cave di argilla, molto piccole, esistono nella conca del Bleggio, ove talora sono "coltivati" anche i depositi limoso-argillosi lacustri, plio-pleistocenici.

4.2.3. - *Depositi sciolti per produzione d'inerti (sabbie, ghiaie e pietrisco)*

Malgrado la presenza di estesi depositi detritici sui versanti e ghiaioso-sabbiosi, sui conoidi e sui terrazzi di fondovalle, sono state aperte poche cave significative anche perché nel passato questi materiali venivano ricavati dai torrenti.

Ora l'attività di estrazione prosegue in qualche vecchia cava; la quantità maggiore proviene da scavi occasionali e dal riciclaggio che da qualche anno viene fatto con sistematicità in base al decreto Ronchi. In Val Rendena non vi sono cave autorizzate. Esiste una discreta attività nei comuni di Zuclo e Bolbeno ubicate su depositi alluvionali di fondovalle, nel delta del Sarca, al lago di Ponte Pià e a Lasino, dove viene coltivato un conoide sabbioso. Nei pressi del Lago di Nembia è attiva la coltivazione di un esteso conoide detritico ("gere" di Nembia).

5. - GEOLOGIA ANTROPICA

Sul territorio del Foglio Tione gli interventi antropici più significativi sono stati e sono, sicuramente, quelli rivolti alla produzione di energia elettrica, seguiti dalle opere stradali (gallerie e strade di montagna) e dalle opere d'espansione edilizia nei centri turistici.

5.1 - IMPIANTI IDROELETTRICI

Nel foglio Tione ricade il più grande sistema idroelettrico del Trentino, che coinvolge tutte le valli del Sarca. La fig. 23, riguardante il bacino dell'alto Sarca,

dà un'idea della sistematica captazione di tutti i rivi e sorgenti incontrate dalle condotte che si sviluppano sui due fianchi della Val Rendena e che alimentano via via la centrale di Molveno (Nembia), di Santa Massenza, di Torbole, coinvolgendo anche i laghi di Molveno, Toblino e Cavedine, inducendo così importanti modifiche alla temperatura delle acque di questi laghi e con peggioramento della loro qualità anche da un punto di vista biologico. Sotto il profilo idrogeologico queste opere hanno creato soprattutto una grande sottrazione di risorsa idrica superficiale nelle valli attraversate che diventa particolarmente intensa nei periodi di grande siccità. Il grande impianto, progettato e realizzato negli anni '50, ha praticamente attraversato tutte le formazioni geologiche affioranti nel Foglio, mettendo in evidenza anche i sistemi di grotte presenti in alcune dorsali dolomitiche e calcaree attraversate dalle condotte.

5.2. - RETE STRADALE

I collegamenti stradali che si sviluppano lungo le valli del Sarca interferiscono sistematicamente con versanti molto ripidi o con le pareti rocciose strapiombanti. Di qui la necessità di realizzare gallerie e opere di protezione a difesa dalle calamità incombenti (crolli e distacchi rocciosi in genere) per rendere più sicure le comunicazioni stradali. Gallerie sono state realizzate per l'ammodernamento dei tracciati stradali o per circondare i centri abitati. Tutte queste opere hanno dovuto tenere conto delle caratteristiche geotecniche ed idrogeologiche delle zone attraversate, spesso rilevando poi impreviste difficoltà a causa della variabilità degli assetti stratigrafici e delle situazioni tettoniche locali. Nelle opere in galleria il rischio più frequente è quello di intercettare acquiferi in pressione e vuoti carsici. Il SGP è sistematicamente affiancato al Servizio Stradale che gestisce i progetti e i lavori.

5.3. - AREE EDILIZIE DEI CENTRI ABITATI

L'espansione dei centri urbani del Trentino, sia per la normale evoluzione dell'economia e del sociale che per l'indotto turistico, è stata molto forte nell'ultimo trentennio ed ha portato all'invasione di aree non sempre adatte per l'urbanizzazione. Solo dopo la redazione del PUP (Piano Urbanistico Provinciale), che ha definito gli indirizzi generali sotto il profilo idrogeologico e classificato specificatamente il territorio (1987), nei PRG (Piani Regolatori Generali) di ogni singolo comune, la destinazione urbanistica è definita anche in base a precise perizie geologiche.

La classificazione geologica e geotecnica del territorio è compendiate nella Carta di Sintesi Geologica del P.U.P., redatta alla scala 1:10.000, secondo le seguenti classi e consultabile sul sito del S.G.P. (www.protezionecivile.tn.it/geologico) (fig. 24):

- AREE AD ELEVATA PERICOLOSITÀ GEOLOGICA, IDROLOGICA E VALANGHIVA - TUTELA ASSOLUTA DI POZZI E SORGENTI
- AREE DI CONTROLLO GEOLOGICO, IDROLOGICO, VALANGHIVO E SISMICO suddivise ulteriormente secondo le seguenti sottoclassi: Aree critiche recuperabili; Aree con penalità gravi o medie; Aree con penalità leggere; Aree soggette a fenomeni di esondazione; Aree di rispetto idrogeologico; Aree di protezione idrogeologica; Aree a controllo sismico: a bassa sismicità (zona sismica 3) e a sismicità trascurabile (zona sismica 4)
- AREE SENZA PENALITÀ GEOLOGICA

Ulteriori piani di settore sono stati redatti tenendo in debito conto la situazione geologica, idrogeologica e geotecnica del territorio e precisamente: Piano di tutela della acque; Piano delle attività estrattive; Piano di smaltimento dei rifiuti e Piano dei biotopi.

Per la stesura di queste note oltre ai contributi riportati nella bibliografia (NARDIN & VERONESE, 1994; NARDIN *et alii*, 1990) sono stati utilizzati i seguenti documenti della Provincia Autonoma di Trento: Piano Urbanistico Provinciale (Carta di Sintesi Geologica) - 1987 e variante 2000; Piano di tutela della acque; Piano delle attività estrattive; Piano di smaltimento dei rifiuti e Piano dei biotopi. Inoltre: Documenti inediti e relazioni interne a cura del SGP.

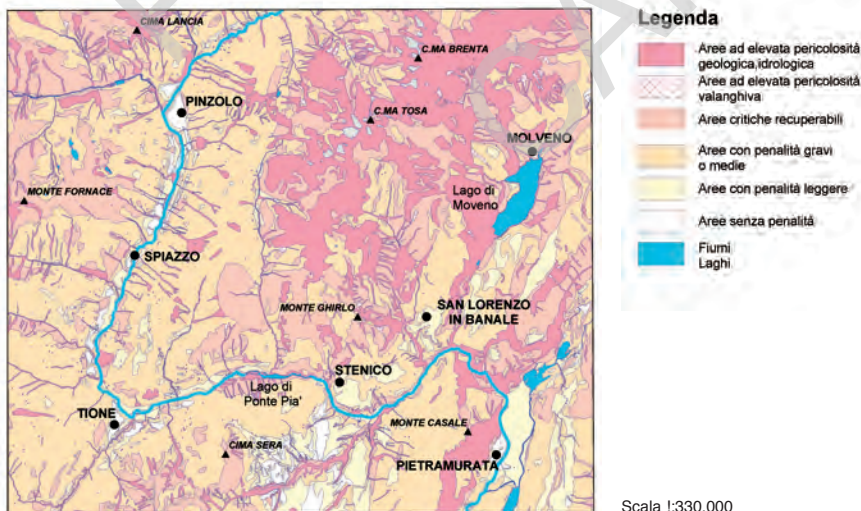


Fig. 24 - Carta di sintesi geologica

VII - BANCA DATI GEOLOGICI

Nell'ambito del Progetto CARG, che prevede la realizzazione e l'aggiornamento della cartografia geologica su tutto il territorio nazionale alla scala 1:50.000, è prevista anche la realizzazione di un altro strumento conoscitivo e complementare della cartografia stessa, ai fini della pianificazione territoriale e dello studio e della ricerca geologica: la Banca Dati geologica.

Tale prodotto è, infatti, un efficace sistema di raccolta di informazioni, di ricerca dei dati e di aggiornamento degli stessi.

La Banca Dati viene creata dai Soggetti Responsabili dei Fogli (Regioni, Province Autonome, Università

, Enti, ecc.), ed è strutturata conformemente alle Linee Guida elaborate da APAT – Servizio Geologico Nazionale, tramite la pubblicazione dei Quaderni (si veda a tal proposito Quaderno serie III, n. 6).

In particolare, la raccolta dei dati è organizzata in strati informativi (strato 10 strato 28) che garantiscono la correlazione tra l'elemento grafico riportato sulla carta geologica alla scala 1:25.000 e la descrizione di tali elementi, tramite la predisposizione di tabelle (es. TO18201000). Tali informazioni possono essere visualizzate e/o modificate tramite l'uso del programma ArcMap (ESRI).

La banca dati viene acquisita in scala 1:25.000, mentre la stampa della cartografia geologica viene realizzata in scala 1:50.000, quindi con un grado di dettaglio maggiore. Ogni Foglio CARG alla scala 1:50.000 è, quindi, correlato ad

una sola banca dati.

Si prevede, inoltre, di rendere disponibile la banca dati per gli utenti che siano interessati ad una consultazione rapida e precisa dei dati cartografici pubblicati, sul sito del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (www.protezionecivile.tn.it/Geologico).

VIII - ABSTRACT

The geological map of the Foglio Tione, here presented at the scale 1: 50.000, was investigated and surveyed on a former map at the scale 1: 10.000.

The Plio-Quaternary successions consists of continental deposits. They have been grouped into the Mt. Spinale Supersyntheme, the Garda Syntheme and Postglacial Alpine Syntheme, each including various glacial, lacustrine, alluvial and gravity driven deposits, developed during different pulses of the glacial activity. The mapped area is also characterized by some large and active mass-movements.

The underlying substratum display an interesting, precious mosaic of geological structures and stratigraphic succession encompassing a long history, from the pre-Permian to the late Paleogene. West of the Brenta massif are largely exposed the metamorphic associations (Rendena Schists) of the Variscan crystalline basement of the Southern Alps-intruded by the post-Hercynian Lower Permian granodiorites (Doss del Sabion) and, W of the South Giudicarie fault, by the Paleogene, extensive intrusions of the composite Adamello Batholith.

In the eastern sector (E of the South Giudicarie Fault) the successions unconformably overlying the crystalline basement begin with the Lower Permian volcanics (lava flows and ignimbrites) of the "Bolzano Plateau". They are followed by a nearly complete Upper Permian-Mesozoic sedimentary, mostly marine, succession, in the area of the Brenta Massif, dominated by the Upper

Triassic Dolomia Principale Fm. In the southern and eastern sectors of the map, thick Jurassic and Cretaceous successions, topped, by the Paleogene marine sequences, complete the stratigraphic record of the zone.

In the zone of Ponte Arche, marine deposits, Mid to Upper Oligocene in age, the youngest of the whole area of the map, occur. This latter units, together with the underlying older ones, are affected by strong tectonic compressional deformations.

East of the S Giudicarie Fault, close to Caderzone and Pinzolo, sin volcanic extensional master faults, about N-S trending, controlled the Lower Permian lava flow and ignimbrite volcanics. Intense extensional tectonics in connection with the Norian-Liassic rifting evolution, affected the sector crossed by the N-S trending Vedretta dei Camosci fault system (the direct N continuation of the Ballino-Garda escarpment). Here the Rhaetian-Lower Jurassic deep water deposits of the Lombardian basin face to the W, the coeval shallow marine, carbonate-shelf deposits of the Venetian platform. The sector E of the Vedretta dei Camosci escarpment maintained their submarine, structural high setting also during the drifting stage as documented by the Upper Jurassic and Lower Cretaceous strongly condensed sequences on the former Venetian Platform, contrasting to the deeper and thicker coeval deposits present in the Lombardian sector present to the S in the adjacent Foglio Riva. Extensional tectonics drove the further Late Cretaceous stratigraphic evolution (currently related to the "convergence" events). West of the Pala dei Mughi normal, N-S trending listric fault close to the W, huge Flysch deposits (Val d'Agola Fm, up to one km thick) occur and set up the thin pelagic limestone (Scaglia rossa) of the facing Venetian Platform. To the S (Mt. Valandro, near Stenico) some normal faults of the N-S escarpment are sealed by uppermost Cretaceous deposits.

During the Paleogene the sector located East of the S Giudicarie Fault underwent the wide magmatic intrusions, mainly tonalitic, of the composite batholith of the Adamello-Presanella Massif. Three main clusters of zircon growth may be statically recognized from U-Pb zircon single crustal dating, at 42, 37 and 31 Ma. It seems not accidental the location of this huge body, which emplaced inside a triangular zone, between the South Giudicarie fault, to the SE and the Tonale fault, to the N (Foglio Malè). In the area included in the Tione Map, the main magmatic intrusions, are: the youngest Oligocene tonalites (33-29 Ma) of the Presanella pluton which injected the pre-Permian crystalline basement, the Eocene granodiorites of the Corno Alto (42 Ma) and Adamello Centrale pluton (39-36 Ma); in turn, the latter crossed, to the South, the older Re di Castello pluton (42-40 Ma). The whole magmatic evolution of the Adamello batholith encompassed a Paleogene interval of some 13 Ma.

The area of the Foglio Tione is located inside the central part of the Southern

Alps and belongs to the Africa vergent upper crust belt of the Alps. The most prominent structure in the area of the Foglio Tione is the NNE-SSW trending South Giudicarie Fault, which correspond to a drastic divide of the Map into two zones affected by different and contrasting structural styles. The records of this structure are wide and still difficult to solve. During the Neogene, the South Giudicarie fault acted as major sinistral strike slip and transpressional fault, changing locally into a possible reverse fault during its latest activity.

East of the South Giudicarie fault, the compressional evolution in the area of the Foglio Tione is documented by thrust and fold associations. They are arranged according to E-W short frontal ramps and long NNE-SSW (N-S) trending lateral ramp (the Giudicarie tectonic trends), which the dominant tectonic style of the system. The most relevant thrusts are mostly present inside the prominent sectors of the Brenta Massif (Cima Tosa overthrust) or along its W and E borders (Doss del Sabion and Molveno overthrusts). They all, as the other reported in the map, originated during the Valsugana events (Serravallian-Tortonian), due to the compressional structural inversion of the former mostly Mesozoic normal faults. In the easternmost sector of the map, the Giudicarie NNE-SSW (NE-SW) dominant structures are in some cases displaced by later sinistral NW-SE trending strike slip faults of the Schio-Vicenza structural system. This latter is considered originated during the younger compressions of the Padanian-Adriatic events (Messinian-Pliocene or later in age).

PROGETTO
CARG

IX - BIBLIOGRAFIA

- ALBINI S., BATTAGLIA D., BELLINI G., BIGONI C., CARMINATI E., CERIANI S., FORCELLA F., GOSSO G., GUIZZETTI D., OLIVA A., REBAY G., SILETTO G.B. & SPALLA M.J. (1994) - *Alpine deformations and pre-alpine remnants in the nord-eastern Orobic Alps, Southalpine Belt*. Quad. Geodin. Alp. Quaternaria, **2**, 25-39.
- ASSERETO R. & CASATI P., (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. **71**(4), 999-1097.
- AUTORI VARI, (1953) - *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio n. 20 Monte Adamello, 1:100.000*. Magistrato alle Acque, Venezia (Mn.LL.PP.).
- AUTORI VARI, (1968) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 36, Schio. Alla scala 1:100.000*.
- ASSERETO R. & CASATI P., (1965) - *Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v.**71**/4, pp. 490-1097, Milano.
- ASSERETO R. & KENDALL G.C.St., (1977) - *Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias*. Sedimentology, **24**, 153-210, Oxford
- 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.
- BARGOSSO G.M., DI BATTISTINI G., GASPAROTTO G., VERCESI P.L. & GUALTIERI S., (1993). *The Permian volcano-sedimentary sequence of the Tione basin (Val Rendena, Trento, N Italy)*. Miner. Petrogr. Acta, **36**, 19-33.
- BEAUMONT C., (1978) - *The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: Theory and examples*. Royal Astronomical Society Geophysical Journal, **55**, 471-497.

- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C., (1971) - *I "Calcari Grigi" di Rotzo (Giurassico Inferiore, Altopiano di Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete*, Annali dell'Università di Ferrara, sez. IX, 5 (1), pp. 1-61, Ferrara.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. & BUSETTO C., (1978) - *I bacini cretacei del Trentino*. Riv. It. Paleont. Strat., v. 84/4, pp. 897-946, Milano.
- BOSELLINI A. & HARDIE L. A., (1985) - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Memorie delle Società Geologica Italiana v. 30, pp. 245-266.
- BRACK P., (1985) - *Multiple intrusions: example from the Adamello batholith (Italy) and their significance on the mechanisms of intrusion*. Mem. Soc. Geol. It., 26, 145-158.
- BRACK P. & RIEBER H., (1993). *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Eclogae geol. Helv., 86/2, 415-527.
- BROGLIO LORIGA C., (1996) - *I fossili dei Calcari Grigi con particolare riferimento alle facies a Lithiotis*. In Leonardi G. e Mietto P. Ed., *I Dinosauri di Rovereto - Le piste giurassiche dei Lavini di Marco (Trentino, Italia) nel contesto dei Dinosauri d'Italia*.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C., (1983). *La formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 88 (4), 501-598.
- CALLEGARI E. & BRACK P. (2002) - *Geological map of the Tertiary Adamello batholith (Northern Italy): Explanatory notes and legend*. Mem. Sci. Geol., 54, 19-49.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ G.B., (1973) - *Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 29, 1-39.
- CALLEGARI E., DAL PIAZ G.B., GATTO G.O. & TROMMSDORFF V., (1998) - *Carta Geologica del Gruppo Adamello-Presanella alla scala 1:50000 a colori*. C.N.R.-S.E.L.C.A.
- CADROBBI M., PASA A. & TREVISAN L., (1948) - *Carta Geologica D' Italia: Foglio 35, Riva. A colori, alla scala 1.100.000*.
- CAPUZZO N., (1995) - *Il Flysch Cretacico di Valle d'Agola e i suoi rapporti col corpo granitico del Dos del Sabion (Trentino Occidentale)*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- CASOLARI E. & PICOTTI V., (1997) - *La Formazione di Val d'Oro: un pendio deposizionale eoliasico al margine nord-orientale del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Atti Tic. Sc. Terra, v. 5, pp. 41-52, Pavia, Castellarin & Vai, 1986
- CASSINIS G., (1968) - *Sezione stratigrafica delle "arenarie rosse" permiane presso il Passo di Croce Domini (Brescia)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 19, 3-14.
- CASSINIS G., (1983) - *Il Permiano nel Gruppo dell'Adamello, alla luce delle ricerche sui coevi terreni delle aree contermini*. Mem. Soc. Geol. It., 26, 119-132.
- CASSINIS G., (1990) - *Itinerario n. 3 - Val Trompia*. In: Cita M.B., Gelati R., Gregnanin A., Guide Geologiche regionali n.1. Alpi e Prealpi lombarde. BE-MA editrice, pp. 291.
- CASSINIS G., CASTELLARIN A., PELOSO G.F., SARTORI R. & P.L. VERCESI P.L. (1982) - *Il settore delle Giudicarie Sud: evoluzione paleotettonica permo-triassica ed assetto strutturale attuale*. In A. Castellarin & G.B. Vai (a cura di) "Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale". Soc. Geol. It., 125-130, 1982.
- CASSINIS G. & CASTELLARIN A., 1988 - *Il significato della Linea della Gallinera e delle Giudicarie Sud nella geologia dell'Adamello e zone ccircostanti*. Atti Tic. Sc. Terra, 31, 446-462.

- 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 Tic. Sci. 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*. In: Nairn A.E.M and - Koroteev A.V. (Editors), *Contributions to Eurasian geology*. Occasional Publications ESRI, New Series. **8B**, 9-18.
- CASSINIS G., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C., (1988) - *The continental permian in the Southern Alps (Italy)*, a review. Z. geol. Wiss., 16, **11/12**, 1117-1126.
- CASSINIS G. & PEYRONEL PAGLIANI G., (1976) - *Le Permien des Préalpes lombardes orientales*. In: Falke H. (ed.); *The continental Permian in Central, West and South Europe*. NATO Adv. St. Inst. Ser., D. Riedel Publ. Co., Dordrecht, Holland, **22**, 148-168.
- CASTELLARIN A. (1966) - *Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio (Trentino Meridionale)*. Gior. Geol., v. **33**, pp. 528-554, Bologna.
- CASTELLARIN A., (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra piattaforma veneta e bacino lombardo a Nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., s. 2, v. **38** (1), pp. 11-212, Bologna.
- CASTELLARIN, A., (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretacico*. Boll.Soc.Geol.It., **95** (1976), 501-511.
- CASTELLARIN A., (1981) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali, alla scala 1:200.000*. Cons. Naz. Ric., Prog. Fin. Geodin., Pubbl. n. **441**, pp. 1-220, Bologna.
- CASTELLARIN A., (1982A) - *Tettonica sinsedimentaria ed associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico Sudalpino)*. In: A. CASTELLARIN AND G.B. VAI (a cura di), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*, Guide Geol. Reg. S.G.I., pp. 23-40, Bologna.
- CASTELLARIN A., (1982B) - *La scarpata tettonica mesozoica Ballino-Garda (fra Riva del Garda ed il gruppo di Brenta)*. In A. CASTELLARIN AND G.B. VAI (a cura di), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*, Guide Geol. Reg. S.G.I., pp. 79-85, Bologna.
- CASTELLARIN A., (1994) - *Strutturazione eo- e mesoalpina dell'Appennino Settentrionale attorno al "nodo ligure"*. Studi Geologici Camerti, Vol. spec. (1992/2), CROP 1-1A, 99-108.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L., (2000) - *NeoAlpine evolution of the Southern Alps*. Journal of Geodynamics, **30**, 251-274, Pergamon Press.
- 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. Relationship with the N-Appennines*. Annales Tectonicae, v. **6**, n. **1**, pp. 62-94, Firenze.
- CASTELLARIN A., FESCE A. M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R., (1988) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Min. Petr. Acta., v. **30**, pp. 287-310, Bologna.
- 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., v. **49**, pp. 125-144, Roma.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V., (1990) - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin*. Eclogae geol. Helv., v.**83/3**, pp. 683-700, Basel.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R., (1973) - *I ciclotemi carbonatici infraliassici di S. Massenza (Trento)*, Giornale di Geologia, **39** (2), pp. 221-248, Bologna.

- CASTELLARIN & SARTORI, (1980) - *Struttura e significato della Linea delle Giudicarie Sud*. Rend. Soc. Geol. It., **2**, 29-32.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1982) - *Geologia della linea delle Giudicarie Sud tra Pieve di Bono e Tione*. In: A. Castellarin A. & G.B. Vai: "Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale". Soc. Geol. It., pp. 103-114.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R., (1986) - *Il sistema tettonico delle Giudicarie, della Val Trompia e del sottosuolo dell'alta Pianura Lombarda*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 31-37.
- CASTELLARIN A., SELLI L., PICOTTI V. & CANTELLI L., (1998) - *La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali Orientali*. Mem. Soc. Geol. It., **53**, 133-143.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B., (1986) - *Southalpine versus PoPlain apenninic arcs*. In: F.C. Wezel (Ed.), *The origin of arcs*. Development in Geotectonics, **21**, 253-280, Elsevier, Amsterdam.
- CASIGLIONI G.B. (1961) - *Depositi morenici del gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, **23**, 122 pp.
- CAVINATO A., (1927) - *Studio petrografico di alcune rocce dell'Adamello*. Studi Trentini di Sc. Nat. **8**, 129-156.
- CHAVERT J., (1966) - *Étude géologique de la région de Stenico (Alpes Méridionales, province de Trénte, Italie)*. Bull. Soc. géol. France (7), **8**, 807-817.
- CITA M.B., GELATI R. & GREGNANIN A., (1990) - *Alpi e Prealpi Lombarde. Guide Geologiche Regionali*. Soc. Geol. It., **10**, 247-309.
- C.N.R., (1990) - *Structural Model of Italy. Alla scala 1: 500.000, a colori, sheet n. 1, SELCA, Firenze*.
- CORNELIUS H.P., (1928) - *Zur Alterbestimmung der Adamello- und Bergell Intrusionen*. Sitzber. Ak. Wiss. Wien, Mat., Nat., Kl., **137**, 541-562.
- COLBERTALDO (DI) D., (1942) - *Ricerche geologico-petrografiche sul settore orientale dell'Adamello fra la val di Genova e la val Breguzzo*. Memorie dell'Istituto di Geologia dell'Università di Padova, **14**, 14pp.
- CORTESOGNO L., FIORINI E., GAGGERO L., MOLINA M. & RONCHI A., (1998) - *New stratigraphic and petrographic data on the Permian Tione basin (Lower Val Rendena, Trentino, Italy)*. Atti Tic. Sc. Terra (serie speciale), **7**, 125-138.
- DAL PIAZ G., (1929) - *Carta geologica delle tre Venezie. Foglio 21, Trento, alla scala 1:100.000*, Mag. Acque, Venezia (Mn.LL.PP.).
- DAL PIAZ GB., (1942) - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di M. Croce*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Tridentina, vol.5, fasc. **2**, pp. 177-357.
- 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: J.F. VON RAUMER AND F. NEUBAUER: *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. 328-343, Springer-Verlag.
- DAL PIAZ G.V. & VENTURELLI G., (1985) - *Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale della catena alpina*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 5-19.
- D'AMICO C. & ROTTURA A., (1982) - *Occurrence of late-Hercynian peraluminous granites in the Alps*. Rend. Soc. Miner. Petrol., **38**, 27-33.
- DE LA ROCHE H., (1992) - *Un homologue cationique du triangle Q-A-P (quartz-feldspath alcalin-plagioclase), figure majeure de la pétrologie des roches plutoniques*. Comptes Rend. Acad. Paris, t. **315**, II, 1687-1693.

- DEL MORO A., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E., (1985A) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 261-284.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E., (1985B) - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26** 285-299.
- DEL MORO A., SASSI F. P., ZIRPOLI G., (1984) - *Acidic gneisses from Plan de Corones area, and chronological data on South-Alpine basement in Pusteria (Eastern Alps)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **36**, 403-412
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A., (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., v. **76**, pp. 735-754, Stuttgart.
- EHLERS, J., (1996) - *Quaternary and glacial geology*, 578 pp., Wiley.
- FELBER M., VERONESE L., COCCO S., FREI W., NARDIN M., OPPIZZI P., SANTULIANA E. & VIOLANTI D., (2000) - *Indagini sismiche e geologiche nelle valli del Trentino meridionale (Val'Adige, Valsugana, Valle del Sarca, Valle del Chiese)*. Studi Trentini di Sc. Nat., Acta Geol., Vol. **75** (1998), pp. 3-52.
- FENOGLIO M., (1936) - *Studi geologico-petrografici sulla Val Nambrone (Massiccio dell'Adamello)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**, 1-93.
- FERRARA G., (1962) - *Primi risultati e considerazioni sulla datazione assoluta delle rocce intrusive del massiccio dell'Adamello*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., 1962, 1-11, Pisa.
- FERRARI A., (1982) - *Note stratigrafiche sull'area veneto-trentina (dal Triassico superiore al Cretacico)*, in A. Castellarin & G.B. Vai (a cura di), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*, Guide Geologiche Regionali S.G.I., pp. 59-66, Bologna.
- FINCKH P.G., (1978) - *Are Southern Alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for preglacial erosion in the Southern Alpine lakes*. Marine Geology, **27**, 289-302.
- FONTANA D. & ZUFFA G.G., (1982) - *Composizione e provenienza delle Arenarie di Val Gardena e del Verrucano Lombardo (Permiano, Alpi)*. Mem. Soc. Geol. It., **24** (1), 51-64.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRÜGEL A., (1997) - *Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion*. Tectonophysics, **297**, 1-15, Elsevier.
- FUGANTI A., (1964) - *Le "Pulsazioni tettoniche" turoniane nel Trentino occidentale (Alpi Orientali)*. Studi Trent. Sc. Nat., XVI, **2**, 139-158.
- GAETANI M., (1969) - *Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **75** (3), 469-546.
- GAETANI M., (1983) - *Il Triassico dell'Adamello meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 105-118.
- GASPAROTTO G., BARGOSSO G.M., BILLI B.M., SIMBOLI G. & ROTTURA A., (1996) - *Calc-alkaline and alkaline basic to intermediate dykes in the Monte Sabion - Val Rendena area, Southern Alps*. Riunione estiva della Società Geologica italiana, San Cassiano, Bolzano 16-18 settembre 1996, abstract.
- GIOBBI ORIGONI E. & GREGNANIN A., (1985) - *The crystalline basement of the "Massiccio delle tre valli Bresciane": new petrographic and chemical data*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 133-144.
- GIORIO L., (1995) - *Studio geologico del basamento della media val Rendena*. Unpublished thesis, University of Padova, 130p.
- GNACCOLINI M., (1965) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. X: *Sul significato stratigrafico della "Dolomia a Conchodon"*. Riv. It. Paleont. Strat., v. **71**, n. 1, pp. 155-166, Milano.
- GÜMBEL C. W. (VON), (1857) - *Untersuchungen in den Bayerischen Alpen shwischen Isar und Salzach*. Jahrb. K.K. Geol.Reichsanst., Jahg. **VII**, H. I, 146-151.

- HAAS O., (1913) - *Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol*. Beitrag z. Pal. u. Geol. öst. ung. u.d. Orients, vol. **26** (1-2), 1-161, Wien.
- HAMMER W. & TRENER G.B. (1908) - *Geologischer Spezialkarte der Oesterr.-Ungar. Monarchie. SW Gr. N. 78, Bormio und Passo del Tonale, 1:75000*, Geol. Reichsanst. Wien.
- HANSMANN W. (1986) - *U-Pb-Datierungen an Zirkonen und Thoriten aus einer magmatischen Gesteinssuite am Beispiel des südlichen Adamello (Norditalien)*. Ph.D. thesis; Diss. ETH Nr. 8077, 192 pp., Zürich.
- HANSMANN W. & OBERLI F., 1991 - *Zircon inheritance in an igneous rock suite from the southern Adamello batholith (Italian Alps)*. Contrib. Mineral. Petrol., **107**, 501-518.
- HEITZMANN P., (1987) - *Evidence of the Late Oligocene/Early Miocene backthrusting in the central alpine "root zone"*. Geodinamica Acta, **1**, 3, 183-192.
- HSÜ K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B., (1973) - *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*. Nature, **242**, 239-243.
- JADOUL F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S., (1994) - *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasco Alps)*. IN G. CARANNANTE AND R. —TONIELLI (Eds.) IAS 15th Regional meeting, Post Meeting Fieldtrip Guidebook, Excursion B1, pp. 3-38, Ischia.
- JUSTIN VISENTIN E. & ZANETTIN B., (1968) - *Genesi delle cornubianiti a staurolite-granato-andalusite-cordierite nell'aureola di contatto dell'Adamello*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Sez. A, **45/2**, 224-245.
- JOHN B. & BLUNDY J.D., (1993) - *Emplacement related deformation of granitoid magmas, Southern Adamello massif*. GEOL. SOC. OF AM. BULL., **105**, 1517-1541.
- LAUBSCHER H.P., (1990) - *The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3D material balance considerations and regional consequences*. Tectonophysics, v. **176**, pp. 103-121, Amsterdam.
- LEPSIUS R., (1876) - *Geologische Karte des westlichn Südtirol (Herausgegeben mit Unterstützung der K. Ak. Wiss.)*. 1:144.000, Berlin.
- LEPSIUS R., (1878) - *Das westliche Südtirol geologisch dargestellt*. 1-375 pp., Berlin.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E., (1985A) - *A geochemical study on the acidic and basic rocks of the Adamello Batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 223-259.
- MACERA P., DEL MORO A., MARTIN S., TORNIELLI V. & ZATTIN M., (1995B) - *Geochemical and isotopic (Sr, Nd) features of the Corno Alto pluton (Adamello batholith, Southern Alps), its genesis*. Plinius, **14**, 190-192.
- MARONI M., REBAY G. & SPALLA M.I., (1995) - *Foliation mapping at the eastern border of the Orobic Alps, Central Southern Alps, Italy: a method of a regional-scale correlation in polydeformed metamorphic terrains*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 275-285.
- MARTIN S., BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. & BALESTRIERI M.L., (1998) - *Neogene kinematics of the Giudicarie fault (Central-Eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data*. Terra Nova, **10**, 217-221.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L., (1991) - *Alpine deformation along the Periadriatic lineament in the Italian Eastern Alps*. Ann. Tecton., **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. Rundsch., **82**, 51-66.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P., (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy)*. Annales Tectonicae, X, N **1-2**, 60-79.

- MARTIRE L., (1992) - *Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments. An example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy*. Paleogeogr. Paleocl. Paleoec., **94**, pp.169-191.
- MASETTI D., CLAPS M., AVANZINI M., GIACOMETTI A. & PIGNATTI P., (1996A) - *I Calcarei Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Geologia delle Dolomiti. Guida alla 78 a Riunione Estiva della S.G.I., 19-21 Settembre 1996, 48 pp., San Cassiano (Bz).
- MASETTI D., CLAPS M., GIACOMETTI A. & PIGNATTI P., (1996B) - *I Calcarei Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Atti Tic. Sc. Terra, v. **40**, pp. 139-183, Pavia.
- MASETTI D., NERI C., STEFANI M. & ZANELLA R., (1985) - *Cicli e tempestiti nel "Retico" delle Dolomiti di Brenta*, Memorie della Società Geologica Italiana, **30**, pp. 267-283, Roma.
- MASSARI F., (1986) - *Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine area*. Mem. Soc. Geol. It., **34**, 179-188.
- MASSARI F. & CADEL G., (1979) - *La successione continentale permiana del Monte Ignaga nel Massiccio dell'Adamello*. Mem. Sci. Geol., **32**, 1-24.
- MAYER A., CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., DELOULE E., DE PIERI R. & JOBSTRAIBER PG., 2003 - *U-Pb single zircon ages of the Adamello batholith, Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **55**, 151-167.
- MONTANA G., (1995) - *Studio geologico del Dos del Sabion (Trentino Occidentale)*. Tesi di Laurea, Università di Padova, 142 pp.
- MENDUM J. R., (1976) - *The structural and metamorphic geology of the Tonale Pass*. Ph. D., University of Edinburgh, 261 pp.
- MONTRESOR L. & RIGATTI G., (1995) - *Le tonaliti foliate nel settore Nord-Orientale del Plutone della Presanella* - Nota preliminare. Atti Tic. Sc. Terra (Serie Speciale), **3**, 41-44.
- NARDIN M., VERONESE L., (1994) - *"Il campo geotermico di comano"*. Serie Quaderni n. **1** del Servizio Geologico PAT.
- NARDIN M. ET ALII (1990) - *"Fenomeni franosi - interventi per la salvaguardia del territorio e proposte per la pianificazione urbanistica"*. Vol. I e II - Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta geologica **68/1**.
- OGNIBEN G., (1952) - *Studio chimico-petrografico su Monte Sabion (Adamello orientale)*. Mem. Geol. Min. Università di Padova, **17**, 84 pp.
- ORI G.G., (1986) - *The nature of Permian rivers in Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **34**, 155-160.
- ORI G.G., DALLA S. & CASSINIS G., (1986) - *Depositional history of the permian continental sequence in the Val Trompia - Passo Croce Domini area (Brescian Alps, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **34**, 141-154.
- ORIGONI GIOBBI E., PEYRONEL PAGLIANI G. & ZANCHINI CAMERINI R.M., (1979) - *Contributo alla conoscenza chimico-petrografica delle vulcaniti permiane affioranti tra la Val Trompia e le Valli Giudicarie*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **35** (1), 227-298.
- PELOSO G.F. & VERCESI P.L., (1982A) - *Stratigrafia e tettonica della porzione di SW del Gruppo del Brenta tra la Val Rendena e la Val D'Algone (Trentino occidentale)*. Mem. Scienze Geol., **35**, 377-395.
- PELOSO G.F. & VERCESI P.L., (1982B) - *Geologia della zona a NE di Tione di Trento*. In: CASTELLARIN A. & VAI G.B. (a cura di): *Guida alla geologia del sudalpino centro-orientale*. Guide Geol. Reg. S.G.I., 115-121.
- PERNA G., TOMASI G., CHINI A., BRAGA G., DAL PIAZ GB., LEONARDI P. & UNGARO S., (1983) - *Bibliografia Geologica d'Italia, vol. XVIII, Trentino Alto Adige*. Cons. Naz. delle Ricerche (Comitato per le Sc.Geol. e Min.), pp. **I-VXII** e 1-589, Trento.
- PIA J., (1919) - *Zur Frage der Luckenhaftigkeit des alpinen Jura, besonders in den Lessinischen Alpen*. Mitt. Geol. Gesell., vol. **12**, pp. 116-134, Wien

- PIA J., (1925) - *Die Gliderung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen*. Anz. Ak. Wiss. Math. Nat.- Wiss. Kl., vol. **23**, pp. 214-217, Wien
- PICCONI S., (1989) - *Rilevamento geologico e analisi tettonica della zona circostante il Monte Sabion, la Pietra Grande e la Pala dei Mughì (Pinzolo, Trentino)*. Tesi di Laurea, Università di Bologna.
- PICOTTI V., (1992) - *Ladinian-Carnian evolution of the Barghe structural high (Val di Sabbia, Southern Alps)*. Rend. Soc. Geol. It., **14** (1991), 101-106.
- PICOTTI V., CASOLARI E. & CASTELLARIN A., (1998) - *Mesozoic basin evolution of the Central South-Alpine (Giudicarie): from Norian-Liassic rifting to the Mid-Late Cretaceous foreland transpression (partial basin inversion)*. Mem. Sci. Geol. Padova, **50**, 96-99.
- PICOTTI V., CASOLARI E., CASTELLARIN A., MOSCONI A., CAIRO E., PESSINA C., & SELLA M., (1997)- *Alpine inversion of Mesozoic rift basin: the case of the eastern Lombardian Prealps*. AGIP-Università di Bologna, pp.1-102, S Donato Milanese.
- PICOTTI V. & COBIANCHI M., (1996) - *Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps): The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform*. Mem. Sci. Geol. Padova, **48**, 171-219.
- 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. Padova, **47**, 95-109.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H. P., (1966) - *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps*. Riv. Ital. Paleont., v. **72**, 1183-1266.
- PROSSER G., (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy)*. Tectonics, **17**, **6**, 921-937.
- PROSSER G., (2000) - *The development of the North Giudicaria fault zone (Insubric Line, Northern Italy)*. Journal of Geodyn., **30**, 229-250, Pergamon Press.
- PROSSER G. & SELLI L., (1992) - *Thrusts of the Mezzocorona- Mendola Pass area (Southern Alps, Italy): structural analysis and kinematic reconstruction*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **110** (1991), pp. 805-825.
- RATH VOM G., (1864) - *Beiträge zur Kenntniss der eruptiven Gesteine der Alpen 1. Über das Gestein des Adamello Gebirges*. Zeitschr. Geol. Ges. Berlin, **16**, 249-266.
- RINALDO M. & JADOUL F., (1992) - *La successione anisico superiore-carnica delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale)*. Studi Trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica, **69**, pp. 93-118, Trento.
- ROEDER D., (1985) - *Geodynamics of Southern Alps. Seminar paper given at University of Milano, November 28/1985*. The Anschuts Corporation Expl. Res. Div. Denver, Colorado, 1-23.
- ROYDEN L. & KARNER G.D., (1984) - *Flexure of the lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: Evidence for an insufficient topographic load*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **68**, 704-712.
- ROSSI J.N., (1969) - *Metamorfismo di contatto sugli scisti del versante sinistro di Val Borzago*. Atti e Mem. Acc. Patavina di Sc. Lett. e .Arti, classe di Sc. Mat. Nat., **81**, 329-353.
- SALOMON W., (1897) - *Ueber das Alter Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Masse*. Eclogae Geol. Helvetiae, **5**(1), 33-38.
- 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. Reichsanst., **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., v. **40**, pp. 275-284.
- SCIUNNACH D. & BORSATO A., (1994) - *Plagioclase-arenites in the Molveno Lake area (Trento): record of an Eocene volcanic arc*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geologica, **69**, 31-92.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E., POSENATO R. & RODIGHIERO F., (1999) - *Stratigraphy of the Servino Formation (Lombardy, Southern Alps): towards a refined correlation with the Werfen Formation of the Dolomites*. Mem. Sci. Geol., **51** (1), 103-118.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A., (1989) - *The role of Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps*. In: COWARD M.P., DIETRICH D., PARK R.G.(Eds.) *Alpine Tectonics*. Geological Society of London, vol. **45**, Special Publication, London. Berlin, pp. 153-171.
- SCHWINNER R., (1918) - *Das Gebirge westlich von Ballino (SW Tirol)*. Verhandl. Der K.K. Geol. R. Anst., **7**, 184-198, Wien.
- SCHÖNBORN G., (1992) - *Kinematics of a transverse zone in the Southern Alps, Italy*. In: K. McCCLAY (ed.), *Thrust tectonics*, Chapman & Hall, 299-310, London.
- SCHUMACHER M.E., SCHÖNBORN G., BERNOULLI D. & LAUBSCHER H.P., (1997) - *Rifting and collision in the Southern Alps*. In: *Result of NRP 20*, in: Pfiffner et alii (eds.): *Deep Structure of the Swiss Alps*. The national Research Program 20 (NRP/20), Birkhauser Verlag Base, 186-204.
- SELLI L., (1998) - *Il Lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia)*. Mem. Soc. Geol. Ital., **53**, 503-541.
- SELLI L., BARGOSSO G.M., DI BATTISTINI G., MORDENTI A., TRANNE C.A. & STEFANI A., (1996) - *Le vulcaniti permiane a N della Linea del Calisio: evoluzione strutturale del margine SO del distretto vulcanico atesino (Trento, Italia)*. Miner. Petrogr. Acta, **39**, 169-196.
- SEMENZA E., (1974) - *La fase Giudicariense nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 178-226.
- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., LARDEAUX J.M. & COLOMBO A., (1993) - *Pre-alpine structural and metamorphic histories in the Orobic Southern Alps, Italy*.). In J.F. Von Raumer & F. Neubauer (Eds) *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, 585-598.
- SLEJKO D., (1989) - *Sismica attuale nell'area benacense*. In: *Il rischio sismico nel Bresciano*. Editoriale Ramperto, 31-39.
- SPLITZ A., (1815) - *Zum Alterbestimmung der Adamello Intrusion*. Mitt. Geol. Ges., Wien, **8**, 227-245.
- STEFANI M. & GOLFIERI A., (1989) - *Sedimentologia e stratigrafia delle successioni retiche al confine fra Lombardia e Trentino*. Riv. It. Paleont. Strat., v. **95**, n. 1, pp. 29-55, Milano.
- STURANI C., (1964) - *La successione delle faune ad Ammoniti nelle formazioni medio-giurassiche delle Pealpi Venete occidentali (regione tra il Lago di Garda e la Valle del Brenta)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. di Padova, vol. **24**, pp. 3-63.
- STURANI C., (1971) - *Ammonites and Stratigraphy of the "Posidonia Alpina Beds" in the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Baiocian)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, v. **28**, pp. 1-190.
- STRECKEISEN A., (1976) - *To each plutonic rock its proper name*. Earth Sci.Rev., **12**, 1-32.
- TEICHMÜLLER R., (1929) - *Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen(westlich des Tagliamento): Zeitschr. D. deutsch. Geol. Gesel., Bd. 81, pp. 381-410, 18 figg., Berlin.*

- TRENER G.B., (1906) - *Geologische Aufnahme in nördlichen Abhang der Presanella Gruppe*. Jb. Geol., Reichsans., Wien, **54**, 405-483.
- TRENER G.B., (1909) - *Ueber ein oberjurasisches Grundbreccien-Konglomerat in Judikarien (Ballino) und die pseudoliassische Breccie des Mt. Agaro in Valsugana*. Verhandl.K.K. geol. R. Anst., **7**, 162-168, Wien.
- TRENER G.B., (1910) - *Über das Alter der Adamello Eruptivmasse*. Verh. Geol. Reichsanst. Wien, **4**, 91-115.
- TRENER G.B., (1911) - *Età e giacitura del massiccio granitico del Corno Alto (Adamello)*. Tridentum, **13**, 1-14.
- TRENER G.B., (1912) - *Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das posträthische Alter der Tonalitzwillingsmasse*. Verh. Geol. Reichsanst., **3**, 98-112.
- TRENER G.B., (1924) - *Geologia delle Marocche*. In "Gli impianti idroelettrici della Città di Trento", Parte II, 25-33. Riportato in Studi Trent. Sc. Nat., **34**, (1957).
- TREVISAN L., (1937) - *La conca di Stenico (Trento). Vicende glaciali, fluviali e morfologiche*. St. Trent. Sc. Nat., **18**, 1, 19 pp.
- TREVISAN L., (1939) - *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**, 1-128.
- ULMER P., CALLEGARI E. & SONDEREGGER U.C., (1985) - *Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith (Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 171-222.
- VACEK M., (1886) - *Über die Fauna der Oolithe von Capo St. Vigilio, verbunden mit eine Studie über die obere Lias-ghrenze*. Abh. k. k. Geol. Reichsanst., v. **12**, pp. 57-212.
- VECCHIA O., (1957) - *Significato del fascio tettonico giudicario-atesino dal Benaco a Merano: un problema geologico*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. **76**, pp. 81-135, Roma.
- VEEVERS J.J., (1989) - *Middle/Late Triassic (230 ± 5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangea heat anomaly*. Geology, **17**, 784-787.
- VIOLA G., MANCKTELOW N. AND SEWARD D., (2001) - *Late Oligocene- Neogene evolution of the Europa- Adria collision: New structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps)*. Tectonics **20**/6, 999-1020.
- WERLING E., (1992) - *Tonale- Pejo- und Judicarie Linie: Kinematic, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden aber verschiedenalterigen Verwerfungszonen*. Ph.D Unpubl. Tesi Politecnico Federale (ETH-Zentrum) Zurigo.
- WIEBOLS J., (1938) - *Geologie der Brentagruppe*. Jahrb. geol. Bundesanst., **88**, 3-4, 261-350.
- WIEBOLS J. & VAN HOUTEN L., (1939) - *Geologische karte der Brentagruppe. A colori , alla scala 1:25000*
- WINTERER E. L. & BOSELLINI A., (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. **65**, pp. 394-421, Tulsa (Oklahoma).
- ZATTIN M., 1994 - *Studio geologico del Plutone del Corno Alto, Batolite dell'Adamello*. Tesi di Laurea dell'Università di Padova, 186 pp.
- ZATTIN M., BOZZOLO F., GIORIO L., MARTIN S., TORNIELLI V., (1995) - *Intrusioni multiple nell'area del Corno Alto, massiccio dell'Adamello*. Atti Tic. Sc. Terra, **3**, 45-56.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG