

**ISPR A**

ISTITUTO SUPERIORE PER LA PROTEZIONE E LA RICERCA
AMBIENTALE

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 078****BRENO****A cura di:****F. Forcella⁽¹⁾, C. Bigoni⁽⁵⁾, A. Bini⁽¹⁾, C. Ferliga⁽⁴⁾, A.
Ronchi⁽²⁾, S. Rossi⁽⁵⁾****Con contributi di:****G. Cassinis⁽²⁾, D. Corbari⁽⁴⁾, F. Berra⁽¹⁾, M. Gaetani⁽¹⁾, R. Gelati⁽¹⁾, G.
Grassi⁽⁵⁾, A. Gregnanin⁽¹⁾, F. Jadoul⁽¹⁾, G. Pilla⁽²⁾, S. Racchetti⁽⁵⁾, I.
Rigamonti⁽⁵⁾, F. Rodeghiero⁽³⁾, G.L. Trombetta⁽⁵⁾.**

- (1) Dip. di Scienze della Terra, Università di Milano;
- (2) Dip. di Scienze della Terra, Università di Pavia;
- (3) Dip. di Scienze Geologiche e Geotecnologia, Università di Milano
Bicocca
- (4) Regione Lombardia;
- (5) Consulente di Regione Lombardia

Ente realizzatore:

**Regione
Lombardia**

Responsabile di Progetto CARG – Regione Lombardia: Dott. Piccin

Coordinatore Scientifico: Prof. Arrigo Gregnanin

Direttori di Rilevamento: Prof. Franco Forcella †

I.	INTRODUZIONE	9
1.	- GENERALITÀ	9
2.	- CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE	11
3.	- CRITERI DI RILEVAMENTO: BASAMENTO METAMORFICO E SUCCESIONE PERMO-MESOZOICA	12
4.	- CRITERI DI RILEVAMENTO: SUCCESIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE (A. BINI, C. FERLIGA, D. CORBARI) 13	
4.1	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	14
4.2	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA.....	15
II.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE E STUDI PRECEDENTI.....	19
1.	- ASPETTI STRUTTURALI GENERALI DEL SUDALPINO CENTRALE	24
III.	CARATTERI GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA DEL FOGLIO	37
1.	- GENERALITÀ	37
2.	- IL BASAMENTO CRISTALLINO	39
3.	- SUCCESIONE PERMO-MESOZOICA	42
4.	- PRODOTTI MAGMATICI	46
5.	- SUCCESIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE (C. FERLIGA)	48
5.1	- BACINO DEL SERIO.....	49
5.2	- BACINO DEL GERA-VALEGGIA-BORLEZZA ATTUALE	50
5.3	- PALEOBACINI DELL' AREA GERA-VALEGGIA-BORLEZZA	55
5.4	- BACINO DEL DEZZO (VAL DI SCALVE)	58
5.5	- BACINO DELL' OGLIO	59
IV.	STRATIGRAFIA	63
1.	- BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI: UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DEL MANIVA.....	63
1.1	- MICASCISTI (MVX)	64
1.2	- MICASCISTI A CLORITOIDE (MVX _a).....	65
1.3	- PARAGNEISS (MVX _d)	66
1.4	- GNEISS ALBITICO-EPIDOTICI (MVX _f)	66
2.	- CORPI INTRUSIVI DEL PERMIANO INFERIORE	67
2.1	- GRANITOIDI DI VAL NAVAZZE, VAL TORGOLA E VAL DI RANGO (NVZ)	67
3.	- SUCCESIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PERMIANA.....	69

3.1 - GRUPPO DELLE TRE VALLI BRESCIANE	69
3.1.1. - Conglomerato Basale (CGB)	69
3.1.2. - Porfidi quarziferi inferiori Auct.	70
3.1.2.1. - Rioliti basali (PQI_a)	70
3.1.2.2. - Tufi stratificati e conglomerati vulcanoclastici (PQI_b)	71
3.1.3. - Formazione di Collio	72
3.1.3.1. - Membro di Pian delle Baste (COL₁)	72
3.1.3.2. - Membro di Val Dorizzo (COL₂)	73
3.1.4. - Considerazioni paleoambientali relative alla Formazione di Collio	74
3.1.5. - Conglomerato del Dosso dei Galli (CDG)	75
3.1.5.1. - Litofacies ad arenarie prevalenti (CDG_a)	76
3.1.5.2. - Membro della Pietra Simona (CDG₁)	77
3.1.6. - Vulcanite di Auccia (AUC)	77
3.2 - VERRUCANO LOMBARDO (VER)	78
3.3 - INQUADRAMENTO PETROGRAFICO DEL VULCANISMO PERMIANO ..	80
3.3 - INQUADRAMENTO GEODINAMICO DELLA SUCCESSIONE PERMIANA	83
4. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TRIASSICA	83
4.1 - SERVINO (SRV)	85
4.2 - CARNIOLA DI BÒVEGNO (BOV)	88
4.3 - CALCARE DI ANGOLO (ANG)	89
4.3.1. - Calcari in strati sottili e/o nodulari (ANG_a)	90
4.3.2. - Calcari scuri in strati medi/massicci (ANG_c)	92
4.3.3. - Intercalazioni di carniole	93
4.4 - CALCARE DI CAMORELLI (CMR)	93
4.5 - CALCARE DI PREZZO (PRZ)	94
4.5.1. - Litofacies prevalentemente marnosa (PRZ_c)	95
4.6 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC)	96
4.7 - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN)	98
4.8 - INTRUSIVI E VULCANITI MEDIO-TRIASSICI DEL MONTE MUFFETTO - CAMPIONE	100
4.9 - INTRUSIVI E VULCANITI DELLA VAL D' ANGOLO (VVD)	102
4.10 - CALCARE DI ESINO	103
4.10.1. - Litofacies di margine e pendio (ESI_a)	105
4.10.2. - Litofacies di piattaforma interna (ESI_b)	106
4.11 - CALCARE ROSSO (KLR)	106
4.12 - CALCARE DI PRATOTONDO (PRO)	107
4.13 - CALCARE DI SOMMAPRADA (SOM)	109
4.14 - ARGILLITE DI LOZIO (LOZ)	109
4.15 - CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)	111
4.16 - ARENARIA DI VAL SABBIA (SAB)	112

4.17 - FORMAZIONE DI GORNO (GOR)	113
4.18 - FORMAZIONE DI BRENO (BRE)	116
4.18.1. - Membro dell'Annunciata (BRE₁).....	117
4.18.2. - Membro di Campolungo (BRE₂).....	118
4.18.3. - Membro di M. Arano (BRE₃).....	119
4.19 - FORMAZIONE DI S. GIOVANNI BIANCO (SGB).....	119
4.19.1. - Litofacies arenacea (SGB_a).....	120
4.19.2. - Litofacies dolomitico pelitica (SGB_b).....	121
4.19.3. - Evaporiti (SGB_c).....	122
4.19.4. - Calcari bioclastici con organismi di scogliera	123
4.20 - FORMAZIONE DI CASTRO SEBINO (CSO).....	123
4.21 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR).....	126
4.21.1. - Membro Inferiore o basale (DPR₅).....	126
4.21.2. - Dolomie peritidali stratificate (DPR_b)	127
4.21.3. - Facies di piattaforma marginale (DPR_a)	128
4.22 - GRUPPO DELL'ARALALTA.....	128
4.22.1. - Dolomie Zonate (DZN).....	128
4.22.2. - Calcare di Zorzino (ZOR).....	129
4.23 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTÒ (ARS).....	130
5. - CORPI INTRUSIVI DI ETÀ TERZIARIA: BATOLITE DELL'ADAMELLO	130
5.1 - TONALITE DEL MONTE ALTA GUARDIA (TMG).....	131
6. - CORPI INTRUSIVI DI ETÀ TERZIARIA: CAMPI FILONIANI....	131
6.1 - FILONI INTERMEDI E BASICI: ANDESITI E BASALTI CALCALCALINI (fn).....	131
7. - SUCCESIONI SEDIMENTARIE CONTINENTALI NEOGENICO- QUATERNARIE	132
7.1 - CARATTERI SALIENTI DEI DEPOSITI QUATERNARI DEL FOGLIO BRENO (G. GRASSI).....	132
7.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA (A CURA DI A. BINI, D. CORBARI, C. FERLIGA , G.GRASSI E S. ROSSI)	133
7.2.1. - Alteriti (b₆).....	133
7.2.2. - Supersintema della Colma del Piano (CM).....	134
7.2.3. - Gruppo del Culmine (CU).....	135
7.2.4. - Gruppo di Prato Grande (GR).....	136
7.2.5. - Sintema del Po (POI).....	136
7.3 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA (A CURA DI A. BINI, D. CORBARI, C. FERLIGA , G.GRASSI E S. ROSSI). 139	
7.3.1. - Unità del Bacino del Serio.....	139
7.3.1.1. - Sintema di Val Sedornia (SUS).....	139

7.3.1.2. - Sintema di Valzurio (SUV).....	139
7.3.2. - Unità dei Bacini dell'Adda e dell'Oglio.....	139
7.3.2.1. - Supersintema dei Laghi.....	139
7.3.2.1.1. - SINTEMA DI CANTÙ (LCN).....	140
7.3.3. - Unità del bacino dell'Oglio.....	142
7.3.3.1. - Valcamonica.....	142
7.3.3.1.1. - CONGLOMERATO DEL RIF. LAENG (RLE).....	142
7.3.3.1.2. - CONGLOMERATO DI ROCCOLO ROMILE (RCR).....	143
7.3.3.1.3. - CONGLOMERATO DI CERVENO (CVK).....	145
7.3.3.2. - Bacino Gera – Valeggia - Borlezza.....	145
7.3.3.2.1. - FORMAZIONE DI PIANICO (PIA) (DA DESCRIVERE).....	145
7.3.3.2.2. - CEPPINO DI POLTRAGNO (PLR).....	146
7.3.3.2.3. - SINTEMA DI CORNO CERESA (ERE).....	147
7.3.3.2.4. - SINTEMA DI STALLE D'ONITO (SON).....	148
7.3.3.2.5. - SINTEMA DI PRATI DI STA (PTT).....	148
7.3.3.2.6. - SINTEMA DI BOSSICO (BOI).....	149
7.3.3.2.7. - SINTEMA DI CEDRINI (EDR).....	150
7.3.3.2.8. - SINTEMA DI FONTENO (FOE).....	151
7.3.3.2.9. - SINTEMA DEI MORTI DEL CONTAGIO (ORM).....	152
7.3.3.2.10. - SINTEMA DI PIAZZA DI SOVERE (PSO).....	153
7.3.3.2.11. - SINTEMA DI SOVERE (VEE).....	154
7.3.3.3. - Bacino del Dezzo.....	155
7.3.3.3.1. - CONGLOMERATO DI MALGA BOLZONE (BOZ).....	155
7.3.3.3.2. - CONGLOMERATO DELLA CORNA BUSA (ORS).....	156
7.3.3.3.3. - FORMAZIONE DI SAN BARTOLOMEO (SBE).....	156
7.3.3.3.4. - GRUPPO DEL DEZZO.....	158
7.3.3.3.4.1 - Conglomerato del Santuario di Colere (DEC).....	161
7.3.3.3.4.2 - Conglomerato di Fucine (DEF).....	161
7.3.3.3.4.3 - Conglomerato di S.Andrea (DAN).....	162
7.3.3.3.4.4 - Sabbie di Dezzolo (DDE).....	162
7.3.3.3.4.5 - Conglomerati dell'Agula (DAG).....	163
7.3.3.3.5. - FORMAZIONE DI SERTA (ETA).....	164
7.3.3.3.6. - FORMAZIONE DI VAL VALLALA (AAT).....	164
7.3.3.3.7. - FORMAZIONE DI VILLA CESARINA (VCE).....	166
7.3.3.3.8. - SUPERSINTEMA DELLA VAL DI SCALVE.....	168
7.3.4. - Bacino del Mella.....	169
7.3.4.1. - Sintema di Cigoletto (LCI).....	169
7.3.5. - Unità non riferibili alla fisiografia attuale (Area Presolana – Borlezza).....	171
7.3.5.1. - Conglomerati di Passo Olone (OLN)(Brecce Sintettoniche Alpine).....	171
7.3.5.2. - Conglomerato di Valle Pernedio (VPR).....	172
7.3.5.3. - Conglomerato di Colle della Sfessa (CDF).....	172
7.3.5.4. - Conglomerato di Moia (OIA).....	173

7.3.5.5. - Tillite di S. Antonio (TSI)	174
7.3.5.6. - Conglomerato di Val Volpera (VAV).....	174
7.3.5.7. - Conglomerato di San Bernardo (SBD)	175
7.3.5.8. - Conglomerato di Malga Corzene (ORZ)	176
7.3.5.9. - Conglomerato di Lantana (NTA).....	178
7.3.5.10. - Conglomerato di Bratto (RTO)	179
7.3.5.11. - Conglomerato di Castione della Presolana (NEP)	180
7.3.5.12. - Conglomerato di Fino del Monte (FIM)	181
V. TETTONICA	183
1. - GENERALITÀ	183
2. - ZONA DELLE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE.....	183
2.1 - PIEGHE REGIONALI S-VERGENTI E PIEGHE MINORI POLIARMONICHE	
.....	187
2.2 - FAGLIE CON DIREZIONE NNE-SSW	188
2.3 - FAGLIE CON DIREZIONE E-W	189
2.4 - LE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE INFERIORI	190
2.5 - LE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE SUPERIORI.....	191
2.6 - RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA DELLA COPERTURA SEDIMENTARIA	
TRIASSICA	193
3. - “PARAUTOCTONO BERGAMASCO” E CULMINAZIONE	
CAMUNA (COPERTURA SEDIMENTARIA).....	194
3.1 - PARAUTOCTONO BERGAMASCO.....	194
3.2 - CULMINAZIONE CAMUNA.....	194
3.2.1. - Area a SW della faglia del Rosello	195
3.2.2. - Area del Margine Occidentale del Bacino di Collio	
Triumplino	195
VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	199
1. - SISMICITÀ	199
1.1 - ZONAZIONE SISMOTETTONICA	199
1.2 - SISMICITÀ STORICA	199
1.3 - SISMICITÀ STRUMENTALE.....	199
2. - IDROGEOLOGIA (G. PILLA)	200
2.1 - GENERALITÀ	201
2.2 - CARATTERISTICHE IDROCHIMICHE DELLE ACQUE SOTTERRANEE E	
ACQUE TERMO-MINERALI.....	203
3. - FRANE E DISSESTI (CRISTINA BIGONI).....	204
4. - QUADRO DELLE ATTIVITÀ ESTRATTIVE	205
4.1 - MINERALI METALLICI.....	205
4.2 - MINERALI INDUSTRIALI.....	207
4.3 - ROCCE ORNAMENTALI.....	208

4.4 - CALCARI E DOLOMIE DA CALCE, CEMENTO E PIETRISCO	208
4.5 - GHIAIE E SABBIE	209
I. ENGLISH LEGEND	211
BIBLIOGRAFIA	231

I. INTRODUZIONE

1. - GENERALITÀ

Il Foglio 078 - Breno della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (l. n. 67/88) attraverso una convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Lombardia, che si è avvalsa della consulenza del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano.

Il settore compreso nel Foglio 1:50.000 Breno appartiene al territorio delle Province di Bergamo e di Brescia, ed è illustrato nei fogli 33 - Bergamo e 34 - Breno della cartografia geologica nazionale a scala 1:100.000. Esso si estende dall'abitato di Onore a W sino al Monte Crestoso verso E, e da Vilminore di Scalve a N sino all'abitato di Pisogne a S.

Il territorio in esame appartiene in gran parte al bacino idrografico del fiume Oglio, che qui comprende due importanti bacini affluenti: quello del torrente Gera-Valeggia-Borlezza e quello del torrente Dezzo; sono presenti inoltre, nel settore occidentale, un breve tratto del bacino idrografico del fiume Serio, mentre in quello orientale una porzione del bacino del fiume Mella.

L'area del Foglio Breno appartiene al dominio paleogeografico-strutturale della Alpi Meridionali, ed è caratterizzata dall'affioramento del basamento cristallino e della successione sedimentaria di età permomesozoica; su ambedue poggiano in discordanza depositi continentali neogenico-quadernari.

I rilevamenti sono stati eseguiti in gran parte *ex-novo* alla scala 1:10.000 utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Regionale; il rilevamento realtivo ai depositi neogenico-quadernari dei bacini Serio e Gera-Valeggia-Borlezza è stato invece realizzato - analogamente a quanto già fatto per la Carta Geologica della Provincia di Bergamo (JADOUL & FORCELLA, 2000) - alla scala 1:5000, usando come base topografica le carte delle Comunità Montane della Valle Seriana Superiore e dell'Alto Sebino, e sono poi stati sintetizzati alla scala 1:10000. Tutti i dati ricavati sono confluiti nella Carta Geologica Regionale alla scala 1:10.000, dalla quale è stato derivato per generalizzazione il Foglio Clusone.

Per la successione permo-mesozoica e parte della successione continentale neogenico-quadernaria, considerata per le caratteristiche stratigrafiche equiparabile al cosiddetto "substrato", è stato usato il criterio litostratigrafico, distinguendo gruppi, formazioni e membri. Per le unità continentali più recenti, che ammantano il substrato così inteso, è stato utilizzato invece il criterio allostratigrafico, ridefinendo successivamente le unità come UBSU (unità a limiti inconformi).

Le attività di rilevamento geologico sono state svolte negli anni 1996-2006, col coordinamento scientifico del Prof. Arrigo GREGNANIN e sotto la direzione del Prof. FRANCO FORCELLA. Del gruppo di lavoro preposto al rilevamento hanno fatto parte:

- i Proff. FRANCO FORCELLA⁽¹⁾ e FLAVIO JADOUL⁽²⁾ e i Dott. CRISTINA BIGONI⁽³⁾, AUSONIO RONCHI⁽³⁾, GIAN LUIGI TROMBETTA⁽³⁾, per le unità permo-mesozoiche;

- la Dott. SONIA RACCHETTI⁽³⁾ per il basamento cristallino camuno

- il Prof. ALFREDO BINI⁽²⁾, coordinatore per le unità continentali

neogenico-quadernarie

- la Dott. CARLA FERLIGA⁽⁴⁾ (bacini del Fiume Serio e Oglio) e i Dott. GIORGIO GRASSI⁽³⁾ e IVO RIGAMONTI⁽³⁾ (bacino Oglio *pro parte*) per le unità continentali neogenico-quadernarie.

Per le unità del Basamento Cristallino sono inoltre state utilizzate le tesi di laurea inedite di S. BREGOLI (1977), BONALUMI (1983) e BRIGNOLI (1984). Per le unità continentali neogenico-quadernarie del bacino del Dezzo sono state invece utilizzate le tesi di laurea inedite di MARCO ZANOTTI e VALERIA PISANI (19xx; relatore Prof. A. BINI⁽²⁾).

¹ Università di Milano Bicocca

² Dipartimento di Scienze della Terra -Università degli Studi di Milano

³ Consulente di Regione Lombardia

⁴ Regione Lombardia

L'informatizzazione dei dati è stata eseguita da C. BIGONI, G. GRASSI, G.L. TROMBETTA, F. TORRI, S. RACCHETTI, I. RIGAMONTI, A. RONCHI, D. CORBARI.

Le Note Illustrative si basano su un cospicuo contributo di F. FORCELLA recuperato, ordinato e riaggiustato da C. BIGONI. In particolare, i Capitoli riguardanti i Caratteri geologici dell'area del foglio (Cap. III), la Stratigrafia (Cap. IV), e la Tettonica (Cap. V) sono di sua mano, sebbene riaggiustati in conformità alla veste tipografica delle Note di altri fogli. Contributi settoriali si devono a:

CAP II. 1 – Inquadramento geologico generale e studi precedenti: A. GREGNANIN e R. GELATI;

CAP II.2 – Aspetti strutturali generali: A. GREGNANIN e R. GELATI (con ultima pag. di F. FORCELLA);

Cap III.2 – Il Basamento Cristallino: S. Racchetti e A. Gregnanin;

CAP III.4 – Prodotti magmatici: A. GREGNANIN;

CAP III.5 – Successioni continentali Neogenico-Quaternarie: C. FERLIGA

CAP IV.7 – Stratigrafia delle successioni sedimentarie continentali Neogenico-Quaternarie: C. FERLIGA, A. BINI, I. RIGAMONTI, S. ROSSI, D. CORBARI.

Cap. VI. Elementi di Geologia Tecnica e Applicata:

VI.1 – Idrogeologia: Giorgio PILLA

VI.2 – Quadro delle attività estrattive: Franco RODEGHIERO, Cristina BIGONI

VI.3 – Frane e dissesti: Cristina BIGONI

VI.4 – Sismicità: Marco PAGANI

2. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE

La cartografia geologica ufficiale pre-esistente è rappresentata unicamente dal Foglio “34-Breno” alla scala 1:100.000, edito in prima ed unica edizione nel 1970, e corredato l'anno dopo da Note Illustrative (1971), uno degli ultimi fogli ad essere completati per la cartografia italiana a quella scala. I rilievi geologici di questo foglio risalivano però in parte agli anni 1935-1936, e furono riaggiornati e completati in occasione del rifacimento della Carta Geologica d'Italia degli anni '60-'70. Di parti dell'area esistono comunque numerose altre cartografie a colori, edite a scala diversa (1.25.000 – 1:50.000), delle quali si farà menzione nel Capitolo III.

Alla fine degli anni '80 il territorio bergamasco ricadente entro il Foglio in esame diviene oggetto del rilevamento geologico per la Carta Geologica della Provincia di Bergamo in scala 1:50.000 (JADOUL *et alii*, 2000).

Da segnalare infine la pubblicazione di una Carta Geologica dei depositi dell'anfiteatro Oglio-Borlezza, in scala 1: 15000, derivata dai rilevamenti condotti dal 1989 al 2006 nell'ambito della Carta Geologica della Provincia di Bergamo, di tesi di laurea inedite e successivamente del progetto CARG (FERLIGA & BINI, 2007); essa si estende all'intera Val Borlezza sino allo sbocco nel Lago d'Iseo, e rappresenta in dettaglio le unità distinte nel presente foglio e nel limitrofo Foglio Clusone.

3. - CRITERI DI RILEVAMENTO: BASAMENTO METAMORFICO E SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali previste da ISPRA (ex APAT).

La strategia adottata è stata di affidare il coordinamento del rilevamento a specialisti distinti, uno per i depositi superficiali plio-quadernari e uno per il substrato più vecchio.

Per quanto riguarda il rilevamento dei terreni delle coperture permomesozoiche, esso è avvenuto secondo i tradizionali criteri litostratigrafici, tenendo conto anche di quanto contenuto nella 3° bozza della "Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica" in fase di stesura da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia utilizzando la nomenclatura formazionale concordata con i responsabili dei fogli limitrofi nelle fasi preparatorie del presente progetto, adottando le suddivisioni in membri ove possibile e proponendone di nuovi in pochi casi in cui se ne è ravvisata l'opportunità. Anche la simboleggiatura utilizzata è stata quella concordata.

Per quanto concerne il Basamento Metamorfico sottostante il conglomerato basale (*discordanza ercinica Auct.*), a causa dei profondi fenomeni di trasposizione plastica presenti, non è stato possibile delineare una stratigrafia geometrica di dettaglio. Parallelamente, non si conosce l'esatta età dei protoliti sedimentari e magmatici. L'unica distinzione oggettiva applicabile è quella litologica, comprendendo in questo termine anche i caratteri tessiturali, nonché quelli metamorfici evidenziati dalla associazione mineralogica. Così, in accordo con i criteri universalmente accettati, sono stati distinte varie litologie sulla base del presunto protolito e sulla base della associazione mineralogica (paragneiss, micascisti, filladi, marmi, anfiboliti, scisti verdi, ortogneiss, quarziti, eccetera).

Anche il Basamento delle Alpi Meridionali lombarde appare suddiviso in alcune Unità da vistosi piani tettonici, quali superfici di shear o faglie di primo ordine. Le litologie che costituiscono le varie Unità sono del tutto simili, ad eccezione talora delle sovraimpronte metamorfiche. Tuttavia non tutte le litologie si ripetono nelle distinte Unità tettoniche. Per quanto riguarda le fasi deformative plastiche, esse sono principalmente tre, denominate D_1 , D_2 e D_3 . Va sottolineato che dette deformazioni mostrano ovunque gli stessi caratteri geometrici e di stile. Le prime due compaiono soltanto nei terreni che soggiacciono alla Discordanza Ercinica, mentre la terza interessa anche parte delle coperture, in particolare quelle permiane.

Sulla base di questi dati di fatto, la cartografia del Basamento Sudalpino è stata impostata sulle cosiddette Unità tettono-metamorfiche, ovvero dividendolo in porzioni separate da vistose discordanze geologiche. Per quanto concerne il Basamento affiorante nel Foglio Breno, è stata individuata una unica Unità, compresa tra la Discordanza Ercinica a N e la Linea della Val Trompia a S. Nella letteratura è nota come “*Massiccio delle Tre Valli Bresciane*”. In essa sono stati distinti i vari livelli litologici individuati con i metodi consueti della petrografia, ovvero sulla base del presunto protolito e sulla base delle associazioni di minerali. Nella strutturazione della legenda e delle Note Illustrative questa Unità tettono-metamorfica è stata inserita seguendo l'ordine di sovrapposizione geometrica così come appare campagna sul terreno.

Nel Foglio compaiono anche corpi magmatici istrusivi o subaerei con le tipiche tessiture primarie, oppure debolmente foliati, riferibili ad eventi ignei che si collocano nel Permo-Carbonifero, nel Triassico o nell'Eocene-Oligocene. Essi sono stati suddivisi in tre gruppi sulla base dei seguenti criteri. 1) Un gruppo costituito da materiali Terziari, rappresentati da filoni e piccole masse intrusi alla fine dell'orogenesi alpina, ossia dopo la strutturazione fondamentale della catena e quindi senza regola nella loro ubicazione strutturale. 2) Un gruppo costituito da materiali subaerei e da masse di età Triassica. 3) Un gruppo costituito dai materiali subaerei formanti la copertura Permiana delle Alpi Meridionali (Piattaforma Porfirica Atesina) e da associate sporadiche piccole masse intrusive.

4. - CRITERI DI RILEVAMENTO: SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE (A. Bini, C. Ferliga, D. Corbari)

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati rilevati *ex-novo* alla scala 1:10000 o 1:5000 (Bacini Serio e Oglio-Borlezza); in particolare essi sono stati:

- caratterizzati dal punto di vista sedimentologico, stratigrafico, petrografico e dell'alterazione;
- gerarchizzati in Supersintemi/Sintemi, Gruppi/Formazioni e unità informali, a seconda dei caratteri dei sedimenti di volta in volta cartografati e delle problematiche affrontate;
- suddivisi sulla base dei bacini di appartenenza (unità bacinali), laddove tale distinzione risulti significativa per la ricostruzione della storia geologica, oppure distinti sulla base dei processi e delle dinamiche di formazione, indipendentemente dal bacino di appartenenza (unità non distinte in base al bacino di appartenenza).

4.1 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Si tratta di corpi sedimentari la cui formazione è strettamente correlata ai processi sedimentari avvenuti in un dato bacino idrografico e/o glaciale e alla sua evoluzione e che pertanto vengono discretizzati in unità proprio su tale base. Per alcune di queste unità è stato possibile stabilire una continuità fisica con altre presenti in bacini diversi e quindi sono state considerate sinonime. Analogamente è avvenuto per unità che mostrano una sostanziale concordanza di significato e definizioni, sebbene siano collocate in differenti bacini e non abbiano continuità fisica tra di loro. In particolare nel contesto alpino e prealpino lombardo si sono operate le seguenti distinzioni e/o accorpamenti:

(a) Depositi LGM: si tratta dei depositi corrispondenti all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*; LGM nel seguito del testo). In anfiteatro e nell'ambito vallivo è sempre riconoscibile l'unità relativa allo LGM che, per conservazione delle forme, geometria, alterazione e posizione, si differenzia rispetto ai depositi legati alle precedenti fasi glaciali. All'interno di ogni bacino principale glacializzato è stato istituito un supersintema che racchiude i depositi legati allo LGM, a loro volta suddivisi in:

- un sintema relativo ai sedimenti glaciali dell'asse vallivo principale e delle valli ad esso connesse,
- singoli sintemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate da ghiacciai non in continuità con il ghiacciaio vallivo principale.

Il supersintema indistinto viene utilizzato per la cartografia dei depositi non riferibili con certezza ad un dato sintema (es. nel *sandur* dell'asse vallivo principale possono trovarsi miscelati i depositi fluvio-glaciali di tutti i sintemi).

(b) Depositi pre-LGM degli anfiteatri: negli anfiteatri e nelle aree ad essi assimilabili, nonché nella porzione bassa delle valli a ridosso degli stessi, i depositi glaciali corrispondenti alle glaciazioni pre-LGM sono solitamente ben riconoscibili e cartografabili a differenza di quanto avviene

nelle valli; pertanto nei differenti bacini sono stati istituiti specifici sintemi o supersintemi. (c) Depositi pre-LGM delle valli: nelle valli le distinzioni dei depositi pre-LGM operate negli anfiteatri non sono più possibili a causa di vari fattori, tra cui la complessità dei processi sedimentari ed erosivi e la conseguente frammentarietà dei depositi. Per semplificare e risolvere i problemi di cartografia di tali depositi, si è scelto di riunirli all'interno di un'unica unità: il *supersintema della Colma del Piano*. Questo è stato cartografato come "indistinto" laddove non erano presenti elementi sufficienti per tipizzare una particolare area. Per singoli lembi di depositi, sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica, nell'ambito del supersintema sono state istituite unità informali, a limiti inconformi o litostratigrafiche. Tali unità testimoniano alcune fasi degli eventi sedimentari avvenuti all'interno dell'arco temporale abbracciato dal supersintema, ma allo stato attuale delle conoscenze e delle metodiche di studio la mancanza di continuità geometrica fra questi corpi non ne consente la correlazione. Si sottolinea come tali unità non abbiano il valore di sintemi/subsintemi (legati quindi ad un singolo evento sedimentario valido a livello bacinale) ma di unità con significato strettamente locale.

Dato che il supersintema della Colma del Piano comprende i depositi glacialigenici precedenti allo LGM presenti in tutte le valli glacializzate, esso – considerato nel suo complesso – assume la valenza di una unità non distinta in base al bacino di appartenenza, e come tale viene quindi cartografata, anche se, all'interno di un dato bacino, singoli depositi locali presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala locale.

4.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Sotto questa dicitura sono stati raggruppati tutti i depositi legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane ecc...), la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio non interessato dal glacialismo. La loro eventuale suddivisione con criteri bacinali avrebbe comportato un inutile appesantimento della carta senza peraltro aggiungere dati realmente significativi sia relativamente al quadro stratigrafico sia per la comprensione dell'evoluzione del territorio. Tale raggruppamento comprende (Fig. 1):

a) sintema del Po: racchiude tutti i depositi (indipendentemente dall'agente deposizionale) formati posteriormente all'ultimo evento glaciale

pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione ed abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene.

b) alteriti: comprendono corpi geologici generati a spese del substrato attraverso un'alterazione pedogenetica profonda, sia a causa di intensità e durata dei processi, sia per predisposizione del *parent material* all'alterazione, tale da cancellarne le originarie caratteristiche litologiche.

Sono sviluppate in un arco temporale che va dal Neogene a tutto l'Olocene
 c) supersintemi, gruppi e singole unità litostratigrafiche definite per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al sistema del Po:

- supersintema di Palazzago (non affiorante nel Foglio Breno): comprende principalmente depositi colluviali e di conoide legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate, sia nei settori più meridionali delle Prealpi sia nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura, a partire dalle prime glaciazioni del Pliocene Superiore sino allo LGM. Nel corso delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilizzazione della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario (fasi di resistasia). Si sono così originate generazioni di depositi colluviali non differenziabili, in quanto alimentati dalla stessa sorgente alteritica, e privi di espressione morfologica propria. Infatti i depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato ad un singolo periodo di resistasia, essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilizzazione e ulteriormente alterati dopo la deposizione, sono indistinguibili l'uno dall'altro. Da ultimo l'urbanizzazione ha portato alla distruzione o al totale rimaneggiamento di molti limiti morfologici che spesso rappresentano l'unico elemento di correlazione tra ambiti fisiografici contigui.
 - gruppo di Prato Grande: comprende depositi di versante, macereti e depositi di frana non cementati, alterati dopo la sedimentazione, e localizzati all'interno delle valli.
 - gruppo di Valle dei Tetti e gruppo del Culmine: comprendono depositi di versante cementati presenti diffusamente in tutta la catena alpina, e suddivisi inizialmente in unità informali o formali riunite in gruppi ciascuno esteso ad un singolo bacino. Dato che si tratta di unità di identico significato, si è deciso di semplificare la stratigrafia istituendo due gruppi ubiquitari, estesi ciascuno a tutti i bacini idrografici lombardi, e localmente suddivisi in unità informali.
- Il gruppo di Valle dei Tetti comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante sia a monte sia a valle.

Il gruppo del Culmine comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante a monte, ma non a valle o lateralmente, dove sono troncati da superfici di erosione (scarpate o pareti).

- singole unità litostratigrafiche: depositi cementati antichi, completamente isolati dall'erosione e/o alterati e spesso carsificati, non rientrando nelle definizioni precedenti, sono stati cartografati come unità litostratigrafiche di significato locale.

L'utilizzo di questo approccio ha consentito sia la classificazione, sia la ricostruzione della cronologia relativa, dell'evoluzione e della paleogeografia delle successioni sedimentarie esaminate. Inoltre, relativamente ai depositi glaciali, tale impostazione ha reso possibile il superamento del "modello alpino classico" delle quattro glaciazioni introdotto da PENCK & BRÜCKNER (1909): essa infatti permette di cartografare "corpi sedimentari sia sulla base delle caratteristiche deposizionali, sia sulla base della caratteristica del profilo di alterazione", secondo un approccio in cui "l'oggetto della cartografia non è più il clima, ma sono corpi geologici, caratterizzati da precise evidenze oggettive, che devono essere trattati in modo analogo ai corpi geologici dei periodi precedenti" (BINI *et alii*, 1999).

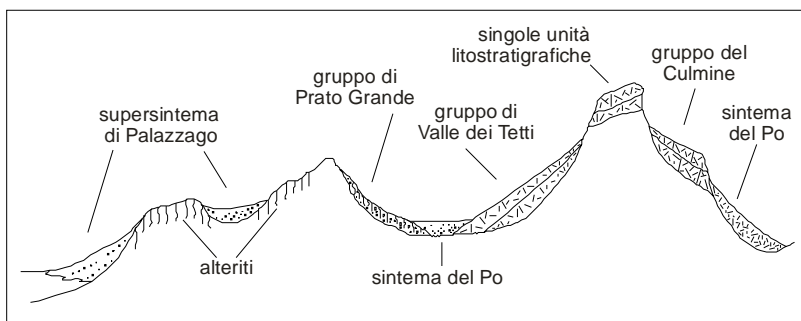


Fig. 1 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura in media valle.

Nella cartografia dei depositi continentali neogenico-quadernari sono state adottate sia unità litostratigrafiche sia unità a limiti inconformi (UBSU), come prescritto in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992, e successive circolari integrative):

- USBU: sono state usate tutte le volte che i corpi geologici presentavano superfici limite caratteristiche, riconoscibili e tracciabili, con caratteristiche interne insignificanti al fine della caratterizzazione dell'unità. Dato l'alto numero di superfici di erosione presenti nei depositi

del Quaternario continentale, è necessario che la superficie limite del corpo corrisponda al limite di un ciclo sedimentario e abbia delle caratteristiche tali da distinguerla da tutte le altre. Per esempio la presenza di un suolo intero o troncato, ossia di un determinato tipo di alterazione, che sia però oggettivamente identificabile sul terreno (profondità del fronte di decarbonatazione, percentuale di clasti alterati a seconda della petrografia, colore della matrice, copertura di loess, contenuto in argilla della matrice, orizzonti calcici ...).

Si ritiene opportuno precisare, tuttavia, che le UBSU non corrispondono in pieno alle caratteristiche delle unità del Quaternario continentale. Infatti le discontinuità che delimitano superiormente e inferiormente tali unità:

- non corrispondono necessariamente ad *unconformity*;
- non sono quasi mai entrambe identificabili, ma sono più frequentemente solo tracciabili per interpolazione;
- solo raramente hanno estensione regionale, come invece è previsto "preferibilmente" per le UBSU.

Si sottolinea che i corpi geologici così cartografati rispondono comunque alle stesse caratteristiche di quelli indicati come "allunità" nella cartografia geologica alla scala 1:10.000 realizzata da Regione Lombardia, fatto salvo per le differenze connesse alla diversa scala di rappresentazione.

- unità litostratigrafiche: sono state usate quando non sono identificabili superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici sono riconoscibili per le caratteristiche interne, quali ad esempio la cementazione, la completa alterazione del corpo geologico o la composizione petrografica dei clasti che lo costituiscono.

Nel testo, facendo riferimento alla tipologia delle unità sopra citate, si useranno alcuni termini di cui è opportuno spiegare il significato:

- indistinto/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa in sottunità rispetto al tempo o ai rapporti stratigrafici (es. supersintema non suddiviso in sintemi);
- indifferenziato/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa al suo interno sulla base delle facies in essa presenti.

Va infine precisato che nella descrizione delle unità il dato relativo al loro spessore, in assenza di sondaggi geognostici specifici e sistematici, è solamente indicativo. Le unità a limiti inconformi infatti non mantengono uno spessore costante, ma questo risulta variabile da punto a punto in modo molto spesso irregolare, controllato da molteplici fattori difficilmente valutabili.

II. INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE E STUDI PRECEDENTI

Come mostra lo schizzo (Fig. 2), la catena alpina è attraversata longitudinalmente dalla *Linea Insubrica* o *Linea Periadriatica*, una importante discontinuità crostale con decorso E-W che viene generalmente considerata come la sutura della collisione tra Africa ed Europa. Si tratta di una linea transpressiva destra, attiva a partire dalla fase orogenica collisionale, caratterizzata da un rigetto orizzontale stimato a seconda degli Autori tra 40 e 300 km, avvenuto principalmente tra il tardo Paleogene il medio-tardo Miocene.

Per quanto concerne la natura delle rocce affioranti, nel settore Nordalpino prevalgono metamorfiti riferibili al Basamento pre-Permiano. Le Alpi Calceree Settentrionali mostrano affinità stratigrafiche con le coperture sudalpine venete e il Basamento Austroalpino, per cui sono ritenute provenienti dal margine africano. Le altre scarse coperture Nordalpine centrali non sono facilmente assimilabili a quelle Sudalpine, e sulla loro posizione paleogeografica sono state espresse opinioni molto differenti. Per quanto riguarda il settore Sudalpino, prevalgono le coperture Permo-Mesozoiche. Il basamento metamorfico è stato portato a giorno, oltre che nel *thrust* orobico, nel nucleo di alcune anticlinali e lungo un *thrust* minore S-vergente, la Linea della Val Trompia, situata a W del Passo del Maniva.

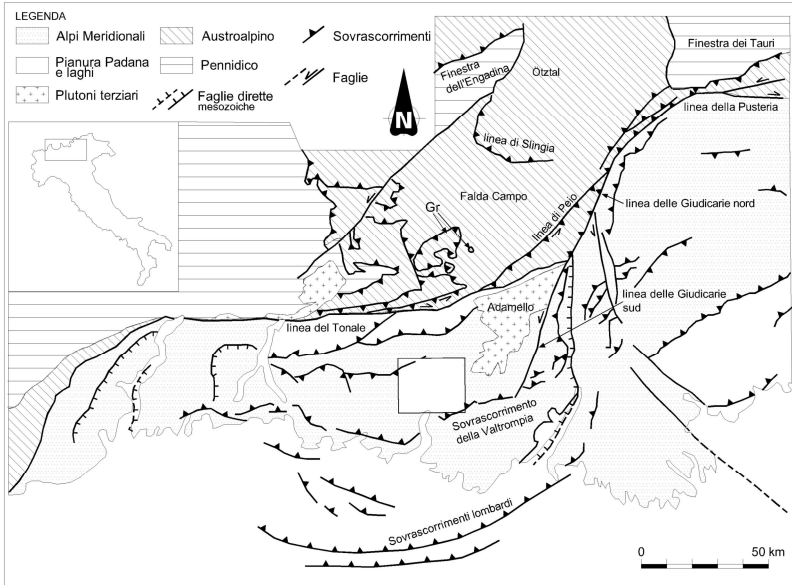


Fig. 2 – Schema tettonico delle Alpi Centrali e delle Alpi Meridionali (Sudalpino). La cornice indica la posizione del Foglio Breno. Gr = Falda Grosina; T = Falda Tonale s.s. Da BERTOTTI et alii (1993).

Un secondo lineamento alpino di primaria importanza è rappresentato dalla **Linea delle Giudicarie**, un fascio di deformazioni prevalentemente transpressive sinistre, con orientazione NNE-SSW (TREVISAN, 1939). Essa è responsabile di una profonda inflessione nel decorso della sopracitata Linea Periadriatica, il cui tratto orientale appare ora collocato più a settentrione del tratto centrale. Essa viene distinta in due settori, uno settentrionale (a N dell'Adamello) ed uno meridionale, i quali, nonostante il loro allineamento, non sono mai stati considerati *tout-court* l'espressione di una stessa deformazione. Ad esempio CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) non escludono che la N-Giudicarie abbia cominciato a muoversi molto presto, prima dell'intrusione dell'Adamello, indipendentemente dalla S-Giudicarie. Altri considerano la N-Giudicarie come un arco originato dalla spinta del blocco delle Dolomiti contro il complesso Austroalpino ('Giunzione Atesina' di DAL PIAZ, 1942). Secondo CASTELLARIN *et alii* (2006b), la linea delle Giudicarie rappresenterebbe una eredità tettonica risalente alle fasi estensionali Permo-Liassiche (vedi formazione dell'alto della Piattaforma Trentina e del Bacino Lombardo), invertita in una struttura compressiva nel Neogene. Studi recenti hanno ridimensionato lo spostamento sinistrorso

della N-Giudicarie, favorendo invece un robusto raccorciamento di 20-30 km in senso E-W trasversale al lineamento (PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998, 2000). Questa interpretazione riduce anche lo spostamento lungo la Linea Periadriatica a meno di 40 km (*ibidem*). Il settore meridionale della Giudicarie sarebbe stato attivo eminentemente nel Serravalliano-Tortoniano. I movimenti giudicariensi hanno lasciato in eredità una molteplicità di faglie e fratture, anche lontani dal lineamento vero e proprio, i quali hanno condizionato la morfologia dei territori, e che tuttora guidano lo sviluppo di dissesti e dell'attività sismica.

L'inquadramento tettonico regionale delle Alpi trova le sue radici nelle teorie geologiche di BERTRAND (1884), SCHARDT (1884, 1904, 1907), LUGEON (1901-1902), LUGEON & ARGAND (1905), TERMIER (1903-1905, 1922) e in ARGAND (1909, 1911a, 1911b, 1916). Secondo queste teorie, una o più vecchie catene montuose vennero peneplanate alla fine dell'orogenesi ercinica (“*Discordanza Ercinica*” e deposito del conglomerato basale), cui seguì, durante il Permiano e il Mesozoico, una estensione che culminerà nel Mesozoico con l'apertura della Tetide e con il momentaneo allontanamento della parte centro-europea della catena varisica da quella africana.

Nelle Alpi meridionali, tra il Carbonifero superiore ed il Permiano inferiore, l'estensione crostale ha portato alla individuazione di bacini fluvio-lacustri fortemente subsidenti colmati da imponenti successioni di sedimenti detritici, di vulcaniti e vulcanoclastiti ('Porfidi' *Auct.*). Nell'area lombarda, in particolare, si va configurando il Bacino del Collio *Auct.* (formazione del Pizzo del Diavolo), scomposto nei settori brebano e triumplino, con assi NW-SE e di lunghezza superiore ai 30 km, in cui la serie vulcano-sedimentaria può superare i 2.000 m di spessore.

Un carattere comune ai bacini estensionali tardo-ercinici è di essere “sigillati” nel Permiano superiore, dopo una lacuna più o meno significativa, dalle unità sedimentarie tipo “Verrucano” che, associate a vulcaniti acide, segnano l'inizio della storia alpina: conglomerati e arenarie rossastri accumulati su spessori di diverse centinaia di metri che identificano una grande piana alluvionale estesa pressoché all'intero areale sudalpino.

L'invasione del mare apre il Mesozoico. Dopo una fase di transazione al limite permo/triassico, il Triassico è complessivamente caratterizzato da depositi di mare basso, prevalentemente di piattaforma carbonatica, con contigui bacini intra-piattaforma; questi bacini diventano particolarmente accentuati nel tardo-Triassico in relazione alla ripresa della distensione, che eredita l'impostazione Permiana, e che culminerà nell'apertura della Tetide nel Giurassico medio.

In questo panorama, il Sudalpino si colloca al margine continentale meridionale della Tetide, rappresentando un promontorio del continente

africano (BOSELLINI, 1973; BERNOULLI *et alii*, 1979; WINTERER & BOSELLINI, 1981; CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; BERTOTTI *et alii*, 1993; CASTELLARIN *et alii*, 2006a).

Nel Giurassico inferiore e medio il Sudalpino si configura in un quadro paleogeografico piuttosto complesso, con bacini marini relativamente profondi, orientati N-S, quali il Bacino Lombardo e il Bacino Bellunese, ed alti strutturali caratterizzati da regime tidale o subtidale come la Piattaforma di Trento e quella Friulana.

In particolare, il Bacino Lombardo risulta al suo interno molto più articolato degli altri domini sudalpini in quanto più prossimo al margine oceanico tetide. Faglie normali limitano aree relativamente depresse ad andamento N-S (bacini di M. Nudo, del M. Generoso, del Sebino) rispetto ad alti relativi (Lugano, Corni di Canzo, M. Cavallo, Botticino ecc.). Nei bacini si segnalano successioni, potenti fino ad oltre un migliaio di metri, tipo "Medolo", rappresentate in particolare da calcari pelagici e torbidity calcaree ben stratificate; nelle zone di alto si depositano successioni calcaree di limitato spessore, condensate e/o lacunose quali il Rosso Ammonitico. Ad E una gradinata di faglie, attualmente espressa dalla Linea di Ballino, separava il Bacino Lombardo dalla Piattaforma di Trento, che invece è rimasta sollevata fino alla conclusione del deposito dei cosiddetti 'Calcari Gialli di S. Vigilio' (Giurassico medio). Successivamente, nel tardo Giurassico, anche la Piattaforma di Trento viene progressivamente annegata e il primo deposito di questo ciclo è rappresentato dal Rosso Ammonitico veneto. Maiolica e Biancone sono le facies calcaree di mare aperto che a partire dal Giurassico superiore si sedimentano senza soluzione di continuità dal Bacino Lombardo alla Piattaforma di Trento, testimoniando un approfondimento ubiquitario del fondo marino. La Piattaforma di Trento, in particolare, si trasforma in un plateau pelagico su cui l'accumulo di sedimenti calcareo-marnosi tipo "scaglia veneta" si protrarrà per lo meno sino all'inizio del Terziario.

Nel Cretacico inferiore, a partire almeno dall'Aptiano una progressiva convergenza ha determinato, oltre la chiusura della Tetide attraverso la sua subduzione, anche l'inizio della costruzione dell'orogene alpino, caratterizzata dalla messa in posto delle grandi falde di ricoprimento sia Pennidiche che Austroalpine; le prime costituite da materiali del fondo della Tetide (ofioliti e calcescisti) e del margine europeo, l'ultima di provenienza "africana" (microplacca Adriatica o Apula).

La comparsa delle prime rughe dell'orogene è segnalata nella Lombardia dal deposito delle Marne di Bruntino (Aptiano), cui segue il deposito di una successione in gran parte di origine torbidity, costituente un cuneo clastico spesso oltre 2,5 km, il flysch della bergamasca, che nel corso del Cretaceo

superiore si accumula in un bacino sinorogenico al margine meridionale dell'edificio alpino.

Come sottolineano gli Editori del volume 414 di *Tectonophysics* (2006) dedicato al progetto di ricerca TRANSALP, non è ancora chiaro in che modo si sia svolta la subduzione, ovvero se la placca Europea sia scivolata sotto quella Africana o viceversa, o se vi sia stata una subduzione verticale di entrambe le Litosfere. Di certo, nel settore centrale della catena Alpina tutte le grandi strutture situate a N del Lineamento Periadriatico erano inizialmente N-vergenti (Europa-vergenti), o almeno ritenute tali, come mostrano i celebri profili di ARGAND e l'interpretazione della 'Falda Austroalpina'. Non mancano studiosi recenti dissenzienti, i quali hanno proposto per l'Austroalpino una provenienza da E.

Ma tale vergenza settentrionale è stata cambiata nel corso dell'orogenesi. Secondo GREGNANIN & VALLE (1995), infatti, la principale deformazione di età alpina presente nei terreni del basamento e della copertura Austroalpini, la D_3 , che inizialmente aveva una vergenza europea (D_{3a}), nelle fasi finali ha assunto una vergenza africana (D_{3b}), forse in conseguenza di un abbassamento relativo del blocco meridionale durante la compressione. Questo ha determinato un rovesciamento di tutte le strutture a S, spesso con elisione dei fianchi corti delle pieghe S-vergenti, e loro trasformazione in rampe di sovrascorrimento. È opinione degli scriventi che la gran parte delle classiche falde di ricoprimento dell'Austroalpino superiore abbiano questa origine, ossia rappresentino l'evoluzione iniziale di un grande sovrascorrimento N-vergente, la Falda Ötztal, plissettato inizialmente dalla fase D_{3a} in pieghe con la stessa vergenza; un susseguente raccorciamento caratterizzato da una inversione della coppia meccanica (D_{3b}), avrebbe rovesciato le struttura a S, elidendo molti dei fianchi corti intermedi delle grandi pieghe iniziali, dando luogo ad un fittizio impilamento di falde.

L'importanza della D_3 nella strutturazione del basamento austroalpino è dimostrata dal fatto che non meno del 60% delle grandi strutture del Sudtirolo occidentale sono riferibili ad essa, incluso il tipico andamento delle unità litologiche WSW-ENW, con immersione a N. Pertanto parlare di Nordalpino Europa-vergente, come viene spesso fatto, è improprio, in quanto nella sua strutturazione finale è Africa-vergente.

Nell'Austroalpino, il metamorfismo correlato con la D_3 , distribuito a macchia e poco o nulla ricostruttivo dal punto di vista blastico, presenta una età pressappoco di 90 Ma (Cenomaniano-Turoniano), per cui la grande strutturazione tettonica connessa, la principale dal punto di vista macroscopico, ha un'età minima Turoniana (GREGNANIN & VALLE, 1995). Poiché mancano evidenze strutturali di deformazioni di grande rilevanza

successive alla D_3 , è difficile sostenere che la collisione continentale sia avvenuta dopo il Turoniano. La messa in posto dell'Austroalpino al più ha coinciso con la deformazione D_3 , a meno di non averla preceduta, per cui si deve necessariamente concludere che la collisione Africa-Europa è avvenuta nel Cretacico inferiore, e non già a cavallo del limite Mesozoico-Terziario come sostenuto da molti geologi. Questa collocazione della collisione non implica che il raccorciamento trasversale della catena si sia concluso in questa occasione, in quanto, come vedremo, almeno nel Sudalpino sono stati stimati ulteriori raccorciamenti forse anche superiori a 50 km per gli stadi tettonici postcollisionali.

Di questo parere sono anche alcuni eminenti rappresentanti della Scuola Austriaca, i quali collocano in quest'età Cenomaniana-Turoniana il parossismo tettonico e metamorfico delle fasi eo-alpine presenti nelle Alpi Orientali, in concomitanza con la collisione continentale. Queste fasi eo-alpine, peraltro, secondo loro comincerebbero già a partire dall'inizio del Cretacico, con una subduzione nordpenninica della Tetide, responsabile della formazione di metamorfiti in facies eclogitica, e proseguirebbero nell'Albiano-Cenomaniano con una subduzione sudpenninica. L'inizio del deposito dei materiali detritici discordanti di Gosau (88 Ma), ricoprenti terreni già piegati, rappresenterebbe la conclusione delle fasi eo-alpine. Successivamente altri importanti impulsi compressivi Terziari avrebbero portato al ricoprimento delle Alpi Orientali sul Flysch e sulla Molassa Nordalpini (Fase Lepontina *Auctorum*), con comparsa di un altro episodio metamorfico nelle Alpi Centrali (Fase Meso-alpina) e nei Tauri (*Tauernkristallization*).

Circa l'eventuale fase di alta pressione ipotizzata dagli Austriaci, nel Sudalpino lombardo non sono state trovate evidenze strutturali che segnalino eventi alpini che predatino quelli sin-post Turoniano. Tuttavia è stimolante il ritrovamento di frammenti di glaucofane nel Flysch del Cretacico superiore (S. CHIESA, comm. pers.).

1. - ASPETTI STRUTTURALI GENERALI DEL SUDALPINO CENTRALE

I primi studi geologici sul territorio sudalpino lombardo risalgono alla fine dell'800 (TARAMELLI (1890, 1896, 1899; COZZAGLIO, 1892, 1894), e sono poi proseguiti nella prima metà del secolo successivo (CACCIAMALI (1906, 1913a, 1913b, 1930; CAFFI, 1923; COZZAGLIO, 1927, 1937; DESIO, 1929). Nel ventennio che precede la seconda guerra mondiale, la Scuola di Leida iniziò il suo contributo geologico con lo sviluppo di un nuovo modello, noto in letteratura col nome di tettonica gravitativa, che troverà la

sua enunciazione definitiva nel lavoro di DE SITTER & DE SITTER KOOMANS (1949). Gli ultimi contributi significativi a queste nuove interpretazioni furono pubblicati successivamente da DE JONG (1967, 1979). Ma negli anni successivi queste teorie sono state abbandonate, e si ritornò ad interpretazioni più conformi ai modelli tettonici classici che si rifanno alle spinte tangenziali (vedi per esempio GAETANI & JADOUL, 1979). In parallelo, venne delineata l'ossatura stratigrafica dell'intera Lombardia, che vede come pietra miliare il fondamentale contributo di ASSERETO & CASATI (1965). A scala regionale vengono scoperte via via le strutture più significative, e in particolare emerge la loro ubiquitaria vergenza a S. Vengono trovati anche nuovi tipi di *thrust*, e in questo contesto si inserisce il contributo di LAUBSCHER (1985) con l'ipotesi di *thrust* creati dall'incuneamento di anticlinali rovesciate entro antistanti complessi, con loro divaricamento (*split-apart-systems*). Per i piani di scorrimento così creati, introdusse il termine di faglie di incuneamento (*wedging faults*). Ulteriori contributi strutturali si trovano anche in FORCELLA (1988), MILANO *et alii* (1988), RAVAGNANI & RODEGHIERO (1989), SILETTO (1990), BERRA *et alii* (1991), SCHÖNBORN (1992), ROEDER (1992), ALBINI *et alii* (1994), CADEL *et alii* (1996), CARMINATI *et alii* (1997), FORCELLA & JADOUL (2000), FORCELLA & SILETTO (2001), e SPALLA *et alii* (2009). Per il sottosuolo padano resta fondamentale il lavoro di PIERI & GROPPI (1981), sebbene alcuni elementi risultino notevolmente semplificati per la tutela dei dati minerari. Un ulteriore contributo a questo tema venne dato anche da CASTELLARIN & VAI (1986).

Per quanto concerne la datazione delle fasi tettoniche di età alpina che hanno prodotto le strutture del Sudalpino lombardo, conviene prendere lo spunto dallo schema di CASTELLARIN *et alii* (2006a,b), i quali riassumono e integrano idee precedenti sull'intero Dominio Sudalpino (CASTELLARIN *et alii* (1992, 1998). Essi elencano cinque fasi deformative principali:

(1) *Fasi Pre-Adamello*

Tardo-Cretaciche-Eoceniche inferiori, correlate alla convergenza pre-collisionale eo-Alpina;

(2) *Fasi Dinariche*

Eoceniche, correlate con la collisione Alpina;

(3) *Fase della Gonfolite o Insubrica-Elvetica*

Oligocenica-Miocenica;

(4) *Fasi della Valsugana*

Serravalliane-Tortoniane (10 Ma);

(5) *Fasi Adriatiche*

Messiniane-Plioceniche.

Secondo gli Autori sopracitati, l'intero Sudalpino sarebbe stato strutturato dalle cinque fasi tettoniche in *belt* caratterizzati da diversa orientazione, età e distribuzione, sebbene tutti S-vergenti e tutti espressioni di fasi di compressione (Fig 3). Secondo CASTELLARIN *et alii* (2006a,b), tutte queste compressioni avrebbero riacorciato la catena orientale di 40÷55 km. Per il settore lombardo, SCHÖNBORN (1992) ha invece stimato il riacorciamento del belt Pre-Adamello in 25 km, e il riacorciamento post-Adamello in 56 km a W, e in 87 km a E. Molte delle diversità dei *belt* deriverebbero da eredità tettoniche ancestrali Permo-Mesozoiche, le quali avrebbero condizionato lo sviluppo e la distribuzione dei riacorciamenti.

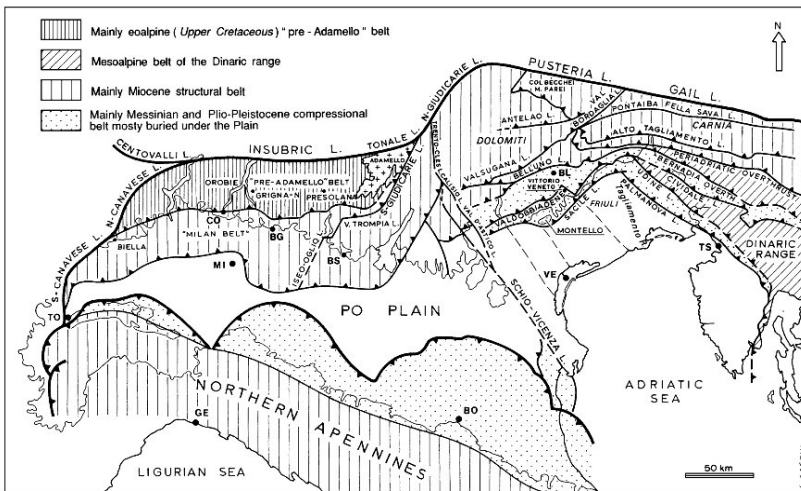


Fig. 3 – Schema tettonico delle Alpi Meridionali (Sudalpino). Da CASTELLARIN *et alii* (1992).

(1) Il *belt* di strutture denominato Pre-Adamello per la sua antecedenza alla messa in posto del plutone omonimo, sarebbe confinato nella sola Lombardia;

(2) il *belt* Dinarico, espressione della collisione continentale, caratterizzerebbe soltanto l'estremità orientale dei territori Sudalpini, e precisamente le Dolomiti orientali (DOGLIONI, 1987) e le Alpi Carniche; sarebbe costituito da thrust orientati grossomodo NW-SE;

(3) il *belt* della Gonfolite caratterizzerebbe la zona pedemontana comasca e il sottosuolo della pianura lombarda con strutture orientate WNW-ESE;

(4) il belt della Valsugana, presente anche nelle Giudicarie e in Val Trompia, si caratterizzerebbe per strutture orientate prevalentemente WSW-ENE, le quali nel corridoio giudicariense presenterebbero un andamento ad arco, passando dalla orientazione precedente, ad una orientazione più marcatamente parallela alla Linea delle Giudicarie (NE-SW);

(5) il belt Adriatico, caratterizzante in primis la Flessura Pedemontana veneta (Messiniano-Pliocene inf.), e il Montello (Plioc. sup.-Pleistocene o Villafranchiano Auct.). Questo belt, collegato con il fascio di lineamenti Schio-Vicenza, si bloccherebbe verso W in corrispondenza della Val d'Adige.

Per la Lombardia, lo schema di CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) è perfettibile con l'aggiunta di dati di letteratura già pubblicati in precedenza, e non trattati o discussi.

Dal punto di vista strutturale, il Sudalpino Lombardo si configura come segue (vedi per esempio, ALBINI *et alii*, 1994). A settentrione, è presente una potente fascia di basamento ercinico limitata a meridione da superfici di *thrust* immergenti a N, le quali individuano due mega-strutture, il *thrust* Orobico a W, il *thrust* della Gallinera a E. Questi *thrust* S-vergenti, sovrascorrono una cintura di anticlinali regionali (anticlinali Orobiche *l.s.*), orientate WSW-ENE, ad asse poco inclinato. Esse sono disposte *en-échélon* destro, ossia la più occidentale (Anticlinale Orobica *s.s.*) situata più a N, e la più orientale (Anticlinale di Cedegolo) situata più a S; tra le due compare l'Anticlinale di Trabucchetto (vedi Fig. 4, da ALBINI *et alii*, 1994). Queste anticlinali coinvolgono sia il basamento sia le coperture Permo-Scitiche. Ad occidente, in prossimità del Lago di Como, il belt delle anticlinali si ferma contro la faglia della Valsassina. A W di tale faglia si posiziona la pila carbonatica Triassica delle Grigne. Secondo LAUBSCHER (1985), tale pila rappresenterebbe il settore più meridionale e più alto del *thrust* Orobico. I fianchi meridionali delle anticlinali Orobiche sono ricoperti da varie pile di sequenze Triassiche che riposano sopra faglie molto ripide immergenti a S, come il sistema di faglie Valtorta-Valcanale, ad andamento WSW-ENE.

A E della Val Brembana e a meridione delle anticlinali orobiche, compaiono dei *thrust* costituiti da Trias medio-superiore, i quali costituiscono una fascia orientata WSW-ENE delimitata a N dalla linea Valtorta-Valcanale, e a S dalla linea di Clusone e dalla fronte di sovrascorrimento Breno-Ossimo-Corna Rossa. Tuttavia, mentre quest'ultimo sovrascorre i terreni meridionali del 'Parautoctono bergamasco', lungo la 'faglia' di Clusone, che immerge a S, la relazione geometrica è invertita. Quest'ultima situazione ha portato alcuni ad ipotizzare che la relazione di indentazione strutturale descritta per la 'faglia' di Clusone non sia stata determinata da un sorpasso verso settentrione dei terreni a tetto

della 'faglia' sopra i *thrust* sopracitati, ma piuttosto dalla insinuazione dei *thrust* al di sotto del 'Parautoctono Bergamasco'. Tale ipotesi è stata suggerita dalla presenza di una foliazione duttile nel Trias medio dei *thrust*, testimone di una deformazione sotto un 'carico' (ALBINI *et alii*, 1994).

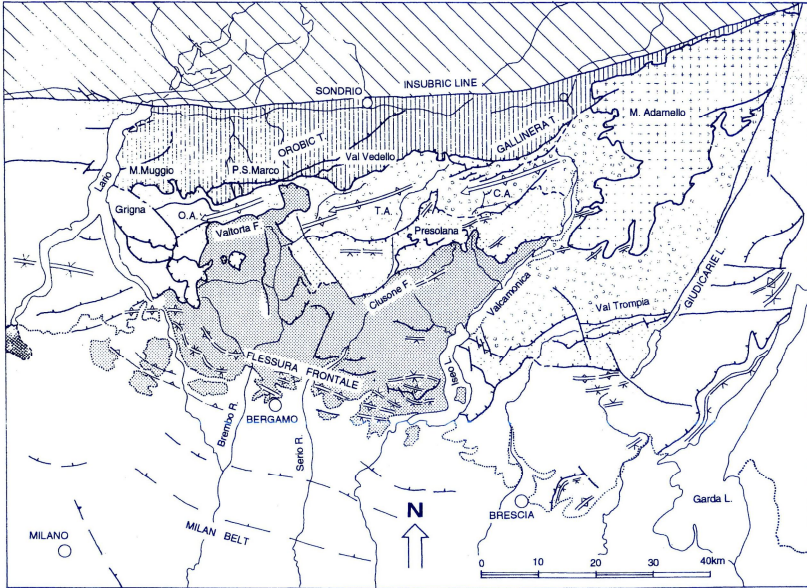


Fig. 4 – Schizzo con le principali strutture del Sudalpino lombardo. Da ALBINI *et alii* (1994).

Le fasce tettoniche fin qui descritte costituiscono ciò che CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) hanno denominato il Belt Pre-Adamello.

A meridione della fascia dei *thrust* compare il Parautoctono Bergamasco. In esso, la Dolomia Principale e le unità sovrastanti appaiono solo limitatamente smembrati da fenomeni di sovrascorrimento e in ogni caso di molto minore importanza (JADOUL & ROSSI, 1982; BERRA *et alii*, 1991). Ad oriente della Valcamonica, il 'Parautoctono' trova un corrispondente nella cosiddetta Culinazione Camuna, posta tra l'Adamello a N e il sovrascorrimento della Val Trompia a S.

I precedenti domini, complessivamente con strutture orientate WSW-ENE, sono seguiti a meridione dalla zona della Flessura Frontale (DESIO, 1929), con andamento WNW-ESE, la quale raccorda la catena con la Omoclinale Pedalpina (PIERI & GROPPi, 1981), detta anche *Milano Belt* (LAUBSCHER, 1988). Tale omoclinale, pliocenica, si propaga nel sottosuolo

padano fino ad incontrare, a N dell'asse del F. Po, le strutture simmetriche N-vergenti dell'orogene Appenninico.

Con riferimento al cosiddetto *belt* tettonico Pre-Adamello, CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) hanno sostenuto che in tale *belt* mancano evidenze strutturali delle attività tettoniche pre-collisionali fino a sin-collisionali. Tuttavia, sulla falsariga di DOGLIONI & BOSELLINI (1987), essi hanno dedotto la presenza di importanti fasi tettoniche alpine pre-Adamello attraverso la mera presenza, a meridione del *belt* sopracitato, della fascia dei flysch della bergamasca. La formazione del flysch sarebbe l'evidenza della coeva collisione continentale e della fase tettonica connessa, che conseguentemente avrebbero età Cretacico-Eocenica. Ma va ricordato innanzitutto che in Lombardia il flysch Eocenico è del tutto subordinato. In secondo luogo va ricordato che nei sedimenti cretacici, i primi impulsi terrigeni compaiono alla base dell'Aptiano (Marne di Bruntino), e quindi sono quasi coevi con la fase metamorfica di 90 Ma dell'Austroalpino, ritenuta sincrona al parossismo tettonico. A questo riguardo, BERSEZIO & FORNACIARI (1988), pur sposando la tesi di DOGLIONI & BOSELLINI (1987), hanno dimostrato con dati sedimentologici che le prime rughe importanti nel settore lombardo non dovevano essere più giovani del Cenomaniano, l'età di formazione di un bacino marino E-W, contenente livelli di materiali caotici derivati da una catena di rilievi situata appena a settentrione, e la cui deposizione era controllata da una tettonica sin-sedimentaria. Questo bacino, il primo di età alpina e come tutti i successivi, è orientato a 90° rispetto ai bacini pre-cretacici. In un lavoro successivo, BERSEZIO & FORNACIARI (1994) hanno approfondito l'ipotesi di DOGLIONI & BOSELLINI (1987) fornendo evidenze di altri quattro impulsi di raccorciamento collocati tra il Turoniano e il Campaniano, ossia post-Gosau nel senso degli Austriaci, responsabili dell'articolazione dei depositi turbiditici del flysch lombardo. Come accennato, in Lombardia i depositi di flysch di età Eocenica sono poco corposi e limitati al Varesotto.

La conclusione derivata da questo approccio stratigrafico-sedimentologico è che il parossismo orogenico alpino del Sudalpino lombardo comincia in età Cenomaniana-Turoniana, e poi prosegue energeticamente fino alla fine del Cretacico, come in Austria, per svanire nell'Eocene.

Una decisiva conferma di questa tesi viene dallo studio strutturale delle deformazioni presenti nel *belt* Pre-Adamello, sia nel basamento che nelle coperture. Limitatamente alle rocce del Basamento metamorfico, le analogie tra il Dominio Austroalpino e quello Sudalpino sono inconfutabili, sia sotto il profilo evolutivo, sia sotto il profilo litologico. La sequenza delle fasi strutturali, D₁, D₂ e D₃, lo stile di deformazione e una larga parte della

evoluzione metamorfica sono analoghi. Molti Autori, tra i quali gli scriventi, concordano nel riferire all'orogenesi ercinica le deformazioni D_1 e D_2 e il metamorfismo associato dei Basamenti Austroalpino e Sudalpino, e questa veduta è sicuramente vera per i territori Sudalpini; la fase D_3 viene invece collocata nell'Alpino. Gli effetti di questa deformazione, sia nel basamento che nelle coperture permiane sudalpine lombarde, sono stati studiati in modo approfondito da MILANO *et alii* (1988), SILETTO (1990), ALBINI *et alii* (1994), CADEL *et alii* (1996), CARMINATI *et alii* (1997) e da SPALLA *et alii* (2009). La deformazione D_3 è pervasiva a scala regionale nel *belt* Pre-Adamello, formando grandi strutture WSW-ENE, quali thrust e grandi pieghe, e clivaggi sia nel basamento che nella copertura (conglomerato basale, Collio e pro-parte le ignimbriti permiane e il Trias). Il clivaggio è poco diffuso nel basamento e ubiquitario nella copertura permianica e nelle vulcaniti. Le evidenze metamorfiche ricostruttive associate alla deformazione sopracitata sono invece insignificanti e compaiono localmente solo nella Lombardia orientale (sericite, clorite stilpnomelano). I piani S_3 mostrano una immersione a N fino a NW, con pendenza di 60-80°. Gli assi A_3 sono suborizzontali con direzione NE-SW. Le strutture D_3 rivelano un regime deformativo al passaggio duttile-fragile (CARMINATI *et alii*, 1997).

Dai nuovi dati strutturali finora sono emerse moltissime analogie, e nessuna peculiarità distintiva, rispetto alla fase D_3 presente nel basamento dell'Austroalpino. L'aspetto nuovo che perfeziona lo schema di CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) è costituito dalla dimostrazione che la fase D_3 ha interessato una cospicua parte del *belt* Pre-Adamello.

Invece, i sopracitati Autori degli studi strutturali sulla D_3 non hanno espresso idee, o non hanno trovato dati precisi, sull'età della D_3 sudalpina; i riferimenti sono orientativi e sposano l'approccio di DOGLIONI & BOSELLINI (1987) (es. ALBINI *et alii*, 1994).

Ora, è impensabile che i grandi eventi compressivi che hanno scandito la costruzione dell'orogene alpino abbiano una età differente nei diversi settori della catena. Pertanto, relativamente all'età della fase deformativa D_3 , data la sua diffusione e importanza regionale, riteniamo verosimile che l'età sia la stessa ovunque, sia nel Nordalpino, che nel Sudalpino, ovvero sia al più Turoniana e non post-Gosau. La fase D_4 di ALBINI *et alii* (1994), è molto meno importante e distribuita a macchia. I piani S_4 immergono a E o a SE di 20-30°. Questi Autori le attribuiscono alla D_4 una età antecedente alle deformazioni Neo-Alpine e non escludono che essa rappresenti uno stadio tardivo della deformazione D_3 . Questa veduta concorda con quanto trovato da GREGNANIN & VALLE (1995) nell'Austroalpino (vedi sopra D_{3a} e D_{3b}).

Unendo i dati sedimentologici con quelli emersi dalle considerazioni strutturali, si può ora arrivare ad un quadro più realistico delle principali fasi orogeniche che hanno interessato le Alpi centro-orientali. La collisione continentale verosimilmente è avvenuta nel Cenomaniano-Turoniano, una età in cui la Falda Austroalpina era già traslata e metamorfosata. Ma il parossismo tettonico è proseguito, almeno nel Sudalpino lombardo, fino alla fine del Cretacico, interpendendosi nel Paleocene-Eocene. Tutto ciò è stato verosimilmente preceduto da un evento eo-alpino pre-collisionale (130 Ma ?) responsabile di un metamorfismo di alta pressione-bassa temperatura. Il periodo compreso tra il Paleocene e parte dell'Oligocene è stato complessivamente caratterizzato da una pausa dell'attività orogenica, come dimostrato dalla assenza di strutture compressive Paleoceniche ed Eoceniche, e da una tettonica debole e distensiva. Verosimilmente questo regime tranquillo non esisteva a N della catena, in cui la formazione del flysch eocenico di Prättigau-Voralber-Liechtenstein testimonia raccorciamenti anche in questa età.

Una malcerta conferma della ipotesi espressa sopra, proviene da alcuni filoni con età attestata intorno a 55 Ma, tipo Magmatismo Terziario Veneto, i quali talora tagliano importanti retroscorrimenti del *belt* Pre-Adamello (ZANCHI *et alii*, 1990; FANTONI *et alii*, 1999).

Di certo non è possibile attribuire alla D₃ e alle fasi parossistiche cretatiche correlate l'intera strutturazione del territorio Sudalpino lombardo, in quanto le fasi di raccorciamento in senso N-S sono proseguite successivamente al tardo Oligocene, fino al Messiniano medio (fasi Neo-Alpine) interferendo con le precedenti. Le deformazioni mostrano di ringiovanire verso meridione, acquistando un carattere fragile. A questo riguardo, sono interessanti i dati sismici di PIERI & GROPPI (1981), i quali mostrerebbero che nel sottosuolo della pianura lombarda i livelli del Pliocene suturano i *thrust* S-vergenti.

Nel Sudalpino il divisorio tra deformazione pre-sin-collisionale e deformazione post-collisionale è rappresentato dalla messa in posto del Plutone dell'Adamello (30-40Ma), che taglia le strutture eo-alpine citate. Tale plutone, insieme al Massiccio di Val Masino-Bregaglia, costituisce uno dei pochi eventi magmatici caratterizzanti l'evoluzione alpina della catena.

In Lombardia la prima fase di raccorciamento Neo-Alpina è rappresentata dalla Fase della Gonfolite (GELATI *et alii*, 1988, 1992) di età grossomodo Rupeliana-?Langhiana, ossia tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio, espressione di una tettonica compressiva sin-sedimentaria. In questo periodo, infatti, in conseguenza del rapido sollevamento di una parte della catena lungo il margine settentrionale della fossa padana si forma un potente accumulo di depositi terrigeni marini profondi, orientato WNW-

ESE e noto come Gonfolite. Tra i clasti della Gonfolite portati in superficie dall'erosione, si segnalano ciottoli di magmatiti attribuite al Plutone di Val Masino-Bregaglia, messo in posto 30 Ma fa. Lo spessore stimato per la Gonfolite arriva fino a 3000 m.

I materiali terrigeni dapprima sono stati depositati su aree costiere; successivamente furono convogliati in massa verso maggiori profondità, attraverso sistemi di canyon-solchi sottomarini che incidevano piattaforme strette ed allungate, e ridepositati in accumuli di materiali grossolani arrotondati, come i Conglomerati di Como, che progradavano rapidamente verso il fondo, articolandosi in lobi arenacei. Seguì una successiva fase prevalentemente conglomeratica conseguente ad una ulteriore progradazione del sistema. Una locale limitata quarta sequenza (nel Varesotto), rappresentata da arenarie e peliti discordanti sui precedenti depositi, conclude il ciclo della Gonfolite nel Miocene medio-superiore. I fenomeni di rapida progradazione, rimaneggiamento e risedimentazione dei depositi ('cannibalizzazione'), attestano la presenza di un margine attivo, espressione di una catena a falde che si propaga rapidamente verso il bacino, con sovrascorrimento S-vergente del cuneo clastico sopra il substrato pre-oligocenico.

Una fase di raccorciamento, forse collegata con la precedente, è invece responsabile della formazione del *thrust* triumplino, il quale ha sollevato il basamento metamorfico del Massiccio delle Tre Valli Bresciane. Il basamento appare insinuato tra la linea della Val Trompia, posta a meridione, e la copertura Permo-Mesozoica, affiorante a N. Questa linea rappresenta l'emergenza di un piano di sovrascorrimento S-vergente inclinato a N che mette a contatto il basamento situato a tetto con il Servino posto a letto. Il lembo triumplino rappresenta l'affioramento più meridionale del Basamento Sudalpino delle Prealpi Lombarde ("*Massiccio delle Tre Valli bresciane*" di ARDIGÒ & BONI, 1952), ed è l'unico che compare nel Foglio Breno.

Secondo CASTELLARIN *et alii* (2006a,b), il sovrascorrimento della Val Trompia sarebbe riferibile alla stessa fase di raccorciamento che ha prodotto l'analoga struttura della Valsugana (Fase della Valsugana), caratterizzata dal sovrascorrimento del Basamento sulla molassa Serravalliana-Tortoniana. Tale impulso avrebbe prodotto non solo la traslazione principale sinistrorsa responsabile della inflessione della Linea Periadriatica (Linea delle Giudicarie, 8÷10 Ma, *fission tacks* su apatite), ma avrebbe anche prodotto una serie di piccoli sovrascorrimenti (testimoniati da *klippe*) lungo un corridoio insinuato tra la Linea delle Giudicarie e l'asse Garda-Sarca.

Secondo i sopracitati Autori, la fase di convergenza Adriatica avrebbe agito a partire dal Messiniano, in connessione con le spinte derivate dall'attività di un fascio di linee tettoniche, con direzione NW-SE, incentrate

sulla linea Schio-Vicenza,. Questa attività si sarebbe bloccata in corrispondenza del corridoio Giudicariense, non interessando l'area lombarda. Ad occidente, lungo una fascia in destra Adige, dal M.te Baldo a Bolzano, avrebbe portato alla formazione di pieghe e *thrust* inclinati a NW. Nel Veneto centrale, avrebbe causato la strutturazione del Montello (Pliocene sup. - Pleistocene) e la formazione della Flessura Pedemontana (Messiniano-Pliocene inf.).

Il quadro tettonico Neo-alpino sovraesposto, calibrato prevalentemente per il settore ad oriente della Linea delle Giudicarie, appare troppo schematico per le esigenze della Lombardia.

Come è noto, l'edificio montuoso alpino termina bruscamente in corrispondenza della pianura del Po, e per lunghi tratti ciò avviene attraverso una piega a ginocchio che nel Veneto prende il nome di Flessura Pedemontana (vedi ad esempio allo sbocco della Valle del Brenta a Bassano del Grappa), mentre in Lombardia prende il nome di Flessura Frontale (vedi per esempio allo sbocco della Val Brembana). La similitudine geometrica porta a collocare la formazione di tali strutture nelle stesse fasi tettoniche Neo-Alpine. Tuttavia dati geologici mostrano che la Flessura Veneta è tardiva (Fase Adriatica di CASTELLARIN *et alii*, 2006a,b) e collegata a spinte verso NW, mentre la Flessura Lombarda si correla cronologicamente con la compressione, a direzione NNE-SSW, responsabile della formazione del Bacino della Gonfolite.

Nel sottosuolo dell'alta pianura (BERSEZIO *et alii*, 2001, FANTONI *et alii*, 2004), la successione terziaria, assimilabile alla Gonfolite, si raccorda alle strutture del Mesozoico affiorante. Essa appare organizzata in una fascia di embrici S-vergenti, larga 15 km, parallela e contigua al margine sudalpino. Detti embrici si sviluppano in continuità con il fascio di pieghe della Flessura, anche se scollati e ripiegati disarmonicamente rispetto al Mesozoico soggiacente, in conseguenza del diverso comportamento reologico.

Esistono dati di perforazione i quali attestano che la deformazione Neo-Alpina della successione terziaria sepolta prograda verso meridione con continuità, interessando gli embrici nel Tortoniano e le strutture dell'area centro-padana nel Messiniano inferiore, dove la deformazione si va attenuando e gli embrici si evolvono in blande antiformali qui strutturate in armonia col substrato mesozoico.

Le strutture della successione terziaria sono troncate da una marcata superficie erosionale e sigillate in discordanza da sedimenti fluvio-deltizi del Messiniano superiore (Ghiaie di Sergnano) o direttamente dal Pliocene.

In età plio-quadernaria gli embrici di materiale terziario appaiono ritagliati e rideformati con vergenza di tipo appenninico.

Sulla base della discussione precedente, lo schema delle fasi tettoniche di CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) va così modificato:

- (1) *Fasi Pre-Adamello di alta pressione*
Inizio del Cretacico (130 Ma ?);
- (2) *Fasi Pre-Adamello sin-collisionali o Fasi Austroalpine*
Cenomaniano-Turoniano (90 Ma);
- (3) *Fasi Pre-Adamello post-collisionali Cretaciche*
Cenomaniano-Turoniano (90 Ma);
- (4) *Fasi Dinariche*
Eoceniche, confinate nel settore settentrionale ed orientale della catena;
- (5) *Fase della Gonfolite o Insubrica-Elvetica* }
Oligocene-Miocene; }
- (6) *Fasi della Valsugana* } *Fasi Neo-Alpine Lombarde*
Seravalliano-Tortoniano (10 Ma); }
- (7) *Fasi Adriatiche* }
Messiniano-Pliocene. }

Nella Lombardia, le Fasi (5), (6) e (7) assieme possono essere considerate un *continuum*, identificabile col nome di Fasi Neo-Alpine Lombarde, di età Rupeliano-Messiniano inferiore.

Riassumendo, nel settore orobico della catena compreso tra il Lago di Como a W e la Valle Camonica a E, è possibile delineare un insieme di fasce strutturali con caratteristiche omogenee, estese in senso E-W, le quali si susseguono più o meno ordinatamente da N verso S, ringiovanendo. Non tutte sono ovviamente presenti nella limitata area del Foglio Breno. Esse sono:

(a) Zona dei *Thrust* Orobici, embrici di Basamento Cristallino varisico che costituiscono il tetto dell'edificio strutturale e si accavallano verso S sulle Coperture tardo-paleozoiche lungo la Linea Orobica e sue vicarianti.

(b) Zona delle Anticlinali Orobiche, formate da successioni terrigene, vulcaniche e vulcanoclastiche di età permo-scitica, deformate in grandi pieghe complesse con associate foliazioni (D_3 *Auct.*) e zone di taglio-scorrimento. Verso S si incuneano al di sotto, o sovrascorrono le unità carbonatiche di età triassica medio-superiore che formano la zona successiva.

(c) Zona delle Unità Carbonatiche alloctone provenienti da aree ubicate in origine alcuni chilometri a settentrione, una cintura di *thrust* variamente accavallati ed embricati tra loro, formata da successioni carbonatiche e terrigene di età triassica media e sup., estesa per pochi km in

senso N-S. Verso S, i *thrust* sovrascorrono o si incuneano entro la successione stratigrafica che forma il cosiddetto “Parautoctono bergamasco” e la successione camuna. Questa zona caratterizza la parte settentrionale dell’area del Foglio Breno.

(d) Il “Parautoctono bergamasco”, una fascia in destra F. Oglio caratterizzata da una complicazione strutturale minore rispetto alla zona precedente, espressa dal diradarsi delle superfici maggiori di scorrimento e da una minor frammentazione stratigrafica nell’ambito dei vari tasselli. Al “Parautoctono bergamasco” è assimilabile per stile deformativo la successione sedimentaria camuna, la quale costituisce la copertura del Basamento Cristallino del “Massiccio delle Tre Valli bresciane”, basamento non più riaffiorante nel settore bergamasco. Questa zona caratterizza la parte meridionale dell’area del Foglio Breno.

(e) Zona della “Culminazione Camuna” (DE SITTER, 1963), posta in sinistra F. Oglio, caratterizzata da sollevamento del Basamento e delle Coperture, con sovrascorrimento verso S su altre successioni triassiche più meridionali lungo la Linea della Val Trompia; tale linea affiora per un breve tratto nell’angolo SE del Foglio.

(f) La zona della “Flessura pedemontana” e delle pieghe entro le successioni cretache che caratterizzano il margine pedemontano bergamasco della catena, al di fuori dell’area ricoperta dal Foglio. Essa raccorda la struttura alpina montana, con la struttura alpina sepolta sotto la Pianura Padana.

Le zone (a), (b) e (c) si identificano territorialmente con il Belt Pre-Adamello di CASTELLARIN *et alii* (2006b).

III. CARATTERI GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA DEL FOGLIO

1. - GENERALITÀ

L'area del Foglio 078 – Breno è nettamente suddivisibile in due porzioni, separate dal solco vallivo del tratto inferiore della Val Camonica che lo percorre con direzione NE-SW fino a sfociare nel Lago d'Iseo. Questo solco ha andamento giudicariense, come molte importanti valli alpine, e risulta rettilineo nel Foglio Breno. Ciò suggerisce una certa cautela nel correlare il fianco destro col sinistro, in quanto potrebbe esserci un certo dislocamento. Appare significativo il sollevamento del settore in sinistra orografica, con la scomparsa in corrispondenza del fondovalle camuno della Linea della Val Trompia e del Basamento ad essa collegato.

Il settore NW del Foglio, ossia quello posto in destra idrografica del F. Oglio, è caratterizzato dall'assoluta prevalenza di formazioni appartenenti alla Successione Sedimentaria Sudalpina, la cui età è compresa tra il Permiano inferiore (basso versante orografico destro della Val Camonica) ed il Triassico superiore, culminando con la Dolomia Principale ed il Calcere di Zorzino nei dintorni del paese di Onore. Quantitativamente subordinate sono le rocce di tipo igneo, rappresentate da filoni di tipo andesitico datati radiometricamente tra 30-60 Ma e da piccoli corpi laccolitici di età ladinica affioranti nell'inciso della valle d'Angolo (vedi oltre). Ampie e diffuse sono le coperture superficiali recenti (post-Messiniano) di vario tipo.

Da un punto di vista strutturale, il settore NW del Foglio è caratterizzato da una parte meridionale in cui la successione stratigrafica presenta un assetto geometrico nei suoi tratti generali più semplice; esso è caratterizzato da una giacitura grossolanamente monoclinale lungo il versante camuno e nella bassa Val d'Angolo, ed è sezionato da faglie delle quali la più importante risulta essere quella della Val Supine. Tale giacitura si inverte nella successione Triassica superiore affiorante a N della conca di Clusone delineando, limitatamente ad essa, un'ampia struttura sinclinalica. Questo fianco settentrionale della struttura plicativa è caratterizzato dalla presenza di lembi di rocce della Formazione di Castro Sebino sovrascorse sopra la Dolomia Principale (BERRA *et alii*, 1991) e da breccie di probabile età neogenica (FORCELLA & JADOUL, 1988). L'areale descritto è delimitato verso N da faglie e sovrascorimenti di importanza regionale: (a) nel settore occidentale, dalla Faglia di Clusone, faglia ripidamente immersa verso SSE, interpretata come faglia di incuneamento di *thrust* ciechi sviluppati più a settentrione; (b) nel settore orientale, dall'emersione della superficie di sovrascorimento dei *thrust* della Corna Mozza – Paline – Corna Rossa – E di Malegno, ove interseca il fondovalle camuno.

A N delle linee tettoniche regionali citate (a, b) l'assetto tettonico è caratterizzato da una geometria a pieghe e *thrust* che danno origine a sistemi di *duplex* di differente tipologia, descritti da FORCELLA (1988) e ripresi in FORCELLA & JADOUL eds. (2000). In destra idrografica della valle del Dezzo, la situazione appare meglio definita con i noti *thrust* e *klippe* della Presolana – Cima Timogno – M. Ferrante e pieghe associate a scala cartografica. In sinistra idrografica della valle del Dezzo la situazione è nei dettagli più complicata (a) per le transizioni di facies che si realizzano durante il Ladinico e il Carnico tra le facies di piattaforma carbonatica (calcere di Esino, Formazione di Breno) e le facies transizionali e bacinali della Formazione di Wengen e dell'Argillite di Lozio che, con le loro marcate differenze reologiche, hanno reso molto più eterogenea la risposta alla successiva compressione alpina, e (b) per la maggiore diffusione della copertura boschiva e superficiale che non rendono del tutto esente dalla soggettività l'interpretazione geometrica d'assieme. Il margine della piattaforma carbonatica è preservato con sufficiente continuità sul versante meridionale della Concarena e sul versante orientale del Pizzo Camino, mentre è espressa da affioramenti molto più frammentati e tettonizzati sul versante meridionale del Costone – Corna di S. Fermo, e al margine settentrionale della Corna Mozza.

Il settore SE del Foglio (sinistra idrografica del Fiume Oglio) è prevalentemente caratterizzato da affioramenti del Basamento Metamorfico Sudalpino e della sua copertura Permo-Scitica appartenenti alla culminazione camuna. Solo all'estremità NE del Foglio questi ultimi sono

ricoperti, lungo una superficie di scollamento, dalle successioni triassiche medio-superiori (zona di Breno). L'assetto strutturale saliente di quest'area è caratterizzato da una giacitura grossolanamente monoclinale, dislocata da faglie, delle coperture immergente verso il quadrante NW, conforme a quella descritta in precedenza sul versante orografico destro della valle. Le faglie principali individuate nell'area considerata sono generalmente strutture distensive permiane, in parte trasformate in faglie inverse durante le fasi compressionali alpine (presumibilmente durante le fasi Neo-Alpine). Esse mostrano direzione prevalente NNW-SSE o NW-SE e tra queste si possono ricordare la linea del Rosello (faglia transtensiva con andamento da E-W ad NW-SE, immersione verso NE e inclinazione rispettivamente da circa 40° a subverticale), la linea di Foppa del Mercato, la linea Alta Valle di Vesgheno-Castelletto di Cimosco e la linea di Stabil Fiorito. A queste linee tettoniche principali sono associate varie strutture minori e con andamento generalmente sub-parallelo alle stesse o comunque compreso tra NNW-SSE ed E-W. Nella zona attorno a M. Rosello affiorano diffusi corpi intrusivi e subvulcanici di età triassica che sono stati oggetto di recenti rilevamenti di dettaglio (CORAZZATO *et alii*, 2001; CORAZZATO E GROPELLI, 2004; ARMIENTI *et alii*, 2003), come verrà precisato nel seguito.

CARMINATI *et alii*, (1997) hanno invece sviluppato un modello di evoluzione tettonica di un settore del Sudalpino centrale, basato sulla sovrapposizione di fasi deformative alternativamente fragili e duttili, conseguenti alla diversa profondità assunta nel tempo da uno stesso livello nel corso delle prime fasi deformative alpine.

2. - IL BASAMENTO CRISTALLINO

Come detto, il Basamento Metamorfico affiora limitatamente nell'area del Foglio, e precisamente nel “*Massiccio delle Tre Valli Bresciane*” presente lungo il bordo meridionale della cosiddetta Culminazione Camuna. Il primo ad occuparsi delle metamorfite triumpline fu il grande SUESS (1869), che chiamò queste rocce “*Casanna Schiefe*”. Negli anni successivi, cenni agli scisti triumplini si trovano nei lavori di LEPSIUS (1878), ARTINI & MARIANI (1898), e VON BÜLOW (1918). Le prime ipotesi sui legami tra questi materiali e quelli di altri settori sudalpini si trovano già in SUESS (1869), il quale, sulla base del grado di ricostruzione metamorfica, distinse in Val Trompia gli Scisti di Edolo (più superficiali) e gli Scisti di Rendena (più bassi), una distinzione poi sposata anche da SALOMON (1908) e da CACCIAMALI (1930), ma poi rigettata da SALOMON (1928). Una affinità tra

gli Scisti del Maniva con quelli di Edolo venne successivamente ravvisata anche DAL PIAZ (1937).

Un elenco di litotipi affioranti nell'area del Maniva venne redatto da CACCIAMALI (1930): quarzofilliti, micascisti, cloritoscisti e gneiss. Ma la prima descrizione petrografica delle rocce triumpline venne fatta da BONI & BALCONI (1942), che rilevarono la presenza di filladi quarzifere, micascisti, argilloscisti e gneiss. Nelle Note Illustrative di BIANCHI *et alii* (1971), le rocce metamorfiche furono raggruppate sotto il nome di “*Gruppo dei Micascisti del Maniva*”, distinguendo (1) filladi quarzose cloritiche e micaceo- cloritiche granatifere talora passanti ad argilloscisti (*fq*); (2) miscascisti muscovitici e/o muscovitico-biotitico-cloritici più o meno granatiferi (*m*); (3) paragneiss biotitici e biotitico-cloritici o a due miche, spesso granatiferi e anche zoisitici (*bg*); (4) gneiss occhiadini (*go*). Gli Autori citano anche la sporadica comparsa di materiali blastomilonitici definiti “*Gneiss chiari*”. Uno studio petrografico più dettagliato si trova nelle tesi di BREGOLI (1977), BONALUMI (1983) e BRIGNOLI (1984), nonché nel lavoro di GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1983).

In quest'ultimo, che riassume e perfeziona i lavori dei citati tesisti, vennero distinte; (1) filladi talora passanti a micascisti, con una matablastesi albitica più o meno pronunciata, raramente ad anfibolo; (2) filladi a cloritoide, una rarità litologica nell'ambito del Basamento Sudalpino di tutte le Alpi; (3) gneiss ad albite ed epidoto, talora vistosamente, ma irregolarmente, micro- e macro-occhiadini. Questi ultimi gneiss si segnalavano per la totale assenza di K-feldspato e per una marcata dissimilitudine dai paragneiss e dai porfiroidi presenti in altre zone dei terreni sudalpini. La sporadica presenza di quarzo con seni di corrosione e di albite a scacchiera, hanno spinto i due Autori a prospettare una derivazione da orizzonti di antiche vulcaniti andesitico-dacitiche.

Complessivamente si possono ravvisare affinità litologiche con i livelli filladici dei più settentrionali “Scisti di Edolo” di SALOMON (1901), e con le filladi affioranti ad oriente della Linea della Giudicarie, la *Quartz-Phyllit degli Autori* dell'Impero Austro-Ungarico. Peraltro, le filladi a cloritoide sono state rinvenute solo a N di Bolzano (Val Sarentino), mentre terreni riferibili a porfiroidi compaiono sia in quest'ultimo settore, sia appena a meridione di Edolo.

I Vecchi Autori non hanno però definito il legame, né sotto il profilo tettonico, né sotto il profilo litologico, tra la *Brixner Quartz-Phyllit* e le rocce metamorfiche dei settori orobici occidentali, che è rimasto sospeso. LIBORIO & MOTTANA (1969) e MOTTANA & SCHIAVINATO (1973) per primi attribuirono il metamorfismo degli Scisti di Edolo all'Ercinico.

Circa l'età dei protoliti delle unità del Basamento Metamorfico Sudalpino centrale, sono apparsi recentemente nuovi dati che gettano

finalmente una luce concreta su questo problema. In origine, l'unico contributo era di natura paleontologica, e riguardava l'età paleontologica di certi livelli degli Scisti di Edolo dell'area dell'Aprica (GANSER & PANTIĆ, 1988) e delle filladi di Agordo (Belluno) (KALVACHEVA *et alii*, 1986). I primi avevano optato per una età non più vecchia dell'Ordoviciano e non più giovane del Siluriano; i secondi avevano stimato una età compresa tra il primo Cambriano e il Tremadociano. Gli Acritarchi agordini sono stati di recente ristudiati da VECOLI *et alii* (2008), i quali gli hanno attribuiti al Cambriano superiore.

Un diverso approccio, di tipo geochimico, è stato invece usato da BERGOMI M.A. & BORIANI A. (2009, 2010). Esso è rivolto al settore Sudalpino centro-occidentale, ed ad una unica limitata unità dell'Austroalpino centrale. Si tratta di datazioni U-Pb effettuate su zirconi col metodo *SHRIMP*. I protoliti sedimentari sono risultati non più giovani del tardo Cambriano e non più vecchi dell'ultimo Proterozoico (< 1100 Ma). I protoliti degli ortogneiss granitoidi hanno rivelato età comprese tra 485 e 445 Ma; ciò è in accordo con la vasta massa di datazioni effettuate sugli ortogneiss dell'Austroalpino, ricadenti intorno a 440-450 Ma. I dati sui protoliti delle metabasiti sono contrastanti, ma l'età si può ragionevolmente confinare tra non più di 555 Ma e quella dei protoliti granitoidi.

Per quanto concerne l'evoluzione tettono-metamorfica del Basamento, esso è caratterizzato da tre fasi deformative D₁, D₂, D₃ (GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN, 1983). Le prime due sono tagliate dal conglomerato basale, e con molta probabilità sono da collocare negli eventi tettono-metamorfici antichi. Invece le Coperture sono interessate unicamente dalla D₃. Conseguentemente, la datazione delle sopracitate deformazioni è indiscutibile dal punto di vista geologico.

Per quanto concerne le ricostruzioni blastiche e le correlate foliazioni, va detto che la scistosità del Basamento è stata ampiamente strutturata nel corso della D₂, seppure siano presenti significativi contributi blastici e strutturali riferibili alla D₁. Pertanto la scistosità prevalente è la S₂ e le fasi blastiche principali sono, nell'ordine la M₂ e la M₁. Nell'Austroalpino, queste fasi metamorfiche sono collocate in età varisica. Per quanto concerne il Sudalpino alcune datazioni isotopiche su gneiss che in Val Trompia soggiacciono alle prime vulcaniti, attestate a 339 ± 8 Ma, (DEL MORO & HUNZIKER, *ined.* in CASSINIS, 1988), confermerebbero la stessa età.

Viceversa alla deformazione D₃, alpina, sono correlati effetti di ricostruzione blastica puntiformi e di importanza tessiturale secondaria, mentre va riferito ad essa la formazione di un clivaggio, prevalentemente *crenulation cleavage*, mal distribuito a macchia, e visibile occasionalmente

nelle cerniere delle pieghe D₃. Questo clivaggio compare diffusamente anche nei terreni permiani e in parte in quelli sovrastanti, conferendo loro il tipico clivaggio delle ardesie (vedi cave).

3. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

Per quanto riguarda il settore in sinistra idrografica del F. Serio, CASSINIS (1966a, 1966b) si è occupato delle coperture permiane del Basamento Cristallino trumplino, delineandone la stratigrafia in modo moderno. ASSERETO & CASATI (1965) hanno invece pubblicato una dettagliata “Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale”, affiorante sul settore in sponda orografica destra. In essa, viene fatta una revisione critica delle suddivisioni precedenti, viene introdotta la nomenclatura litostratigrafica tutt’ora in uso, e viene delineata l’evoluzione paleogeografia del settore. La carta geologica di corredo, alla scala 1:25.000, copre un’ampia porzione del presente Foglio 078 – Breno alla scala 1:50.000. Essa è stata in parte utilizzata anche nella Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a S dell’Adamello (BONI & CASSINIS, 1973, scala 1:50.000, Univ. Pavia), rappresentando una valida base per questo lavoro.

I rilievi citati sono stati poi utilizzati, con le necessarie semplificazioni, per la redazione del Foglio “34 - Breno” alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1970), la cui ristampa anastatica rappresentava, al momento dell’avvio dei lavori per il nuovo Foglio Breno, la più aggiornata carta ufficiale disponibile.

Ad un esame anche superficiale del Foglio 34 appaiono immediatamente evidenti alcuni punti irrisolti alla chiusura di quei rilevamenti, affrontati successivamente in altri lavori. Contributi riguardanti il ciclo deposizionale vulcanico e terrigeno del Permiano inferiore del bacino trumplino si devono a PEYRONEL PAGLIANI & CLERICI RISARI (1973), CASSINIS *et alii* (1975), CASSINIS & PEYRONEL PAGLIANI (1976), CASSINIS (1988, carta geol. alla scala 1:25.000), CASSINIS & DOUBINGER (1991, 1992) e a molti altri Autori di cui si possono trovare i riferimenti bibliografici in monografie dedicate rispettivamente al limite Permiano-Triassico (CASSINIS *ed.*, 1988), ai depositi continentali permiani d’Europa (CASSINIS *ed.*, 2000) e sulla stratigrafia permo-mesozoica nell’area bresciana (CASSINIS & SCHIROLLI, 2008). In tale complesso di contributi, venne delineata la geometria a semigraben del bacino trumplino, con scarpata meno ripida sul lato occidentale (ricadente *pro parte* nell’area del Foglio 078 - Breno) e la conseguente distribuzione asimmetrica dei prodotti ignei, delle tessiture dei

depositi clastici, della zona di alimentazione delle torbiditi vulcanoclastiche intercalate alle litozone terrigene.

Il secondo ciclo deposizionale permiano, separato dal precedente da uno *hiatus* deposizionale e locale formazione di paleosuoli (WOPFNER, 1984), è rappresentato dal “Verrucano Lombardo” (*Auct.*), equivalente dell’ Arenaria di Val Gardena. Con riferimento ai caratteri tessiturali predominanti a granulometria decrescente verso l’alto, venne denominato “Arenarie di M. Mignòlo” nel F. “34 - Breno” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1970). E’ stato studiato da ORI *et alii* (1988), che lo hanno suddiviso in due membri riferiti ad ambienti fluviali con caratteristiche che evolvono nel tempo, e da PEROTTI & SILETTO (1996), i quali ne hanno valutato adeguatamente gli spessori e ne hanno definito il significato paleogeografico-strutturale.

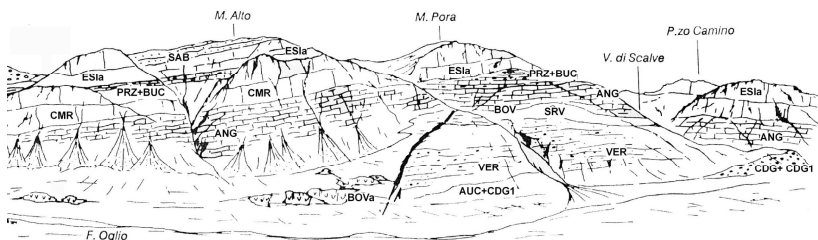
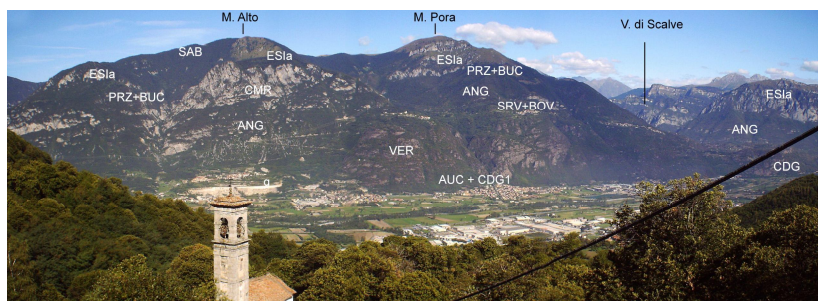


Fig. 5 - Versante occidentale della Valcamonica tra Costa Volpino e la confluenza con la Valle di Scalve visto dal versante opposto (strada che sale a Monte Campione).

VER: Verrucano Lombardo; AUC: Vulcanite di Auccia; CDG: Conglomerato del Dosso dei Galli, CDG1: Membro della Pietra Simona; SRV: Servino; BOV: Carniola di Bovegno; BOVa: gessi in lenti all'interno della Carniola di Bovegno; ANG: calcare di Angolo; CMR: Calcare di Camorelli; PRZ: Calcare di Prezzo; BUC: Calcare di Buchenstein; ESla: Calcare di Esino; SAB: Arenaria di Val Sabbia. Disegno A. Ronchi da Guide Geologiche regionali "Alpi e Prealpi Lombarde" ed. BEMA.

La nomenclatura corrente delle unità del Triassico è stata introdotta nel citato lavoro di ASSERETO & CASATI (1965), cui seguirono contributi dedicati a tematiche o intervalli stratigrafici più specifici. Per quanto riguarda il Triassico inferiore, recentemente DE DONATIS & FALLETTI (1999) e SCIUNNACH *et alii* (1999) hanno perfezionato la successione stratigrafica, mentre DE DONATIS *et alii* (1991) e CASSINIS *et alii* (1997) hanno preso in esame soprattutto le mineralizzazioni presenti (Fe-Mn, Ba, Fl), presenti lungo discontinuità permiane riutilizzate come zone di traslazione durante le fasi alpine.

Studi paleomagnetici sulla successione Anisica superiore, di cui due sezioni di campionamento sono ubicate nell'area del Foglio Breno (a Contrada Gobbia e a La Baita), sono stati trattati da MUTTONI & KENT (1994), i quali hanno sottolineato la coerenza dei loro risultati con il segmento Triassico della traiettoria di migrazione apparente del polo della placca africana, e con i risultati ottenuti da Autori precedenti su rocce permiane di natura vulcanica (HEINIGER, 1979) e terrigena (KIPFLER & HELLER, 1988).

Per quanto riguarda il Triassico medio-superiore i contributi più significativi hanno riguardato lo studio delle litofacies al passaggio tra la piattaforma carbonatica dell'Esino ed il Bacino di Lozio in Val di Lozio (ROSSETTI, 1966b), con introduzione di ulteriori unità stratigrafiche (es. Calcarea di Pratorotondo). Procedendo in ordine stratigrafico, BALINI *et alii* (2000), sulla base di determinazioni biostratigrafiche mediante ammoniti e conodonti, hanno riferito al Carnico basale gli strati sommitali della Formazione di Wengen sul versante occidentale del Pizzo Camino; il sovrastante calcarea di Esino del Pizzo Camino dovrebbe essere quindi interamente riferito al Carnico (cfr. fig. 14 op. cit.); in Val di Lozio la deposizione del Calcarea di Pratorotondo sarebbe iniziata nel Ladinico superiore e sarebbe proseguita nel Carnico, in eteropia sia con la Formazione di Wengen, che con il calcarea di Esino, e sarebbe stato poi ricoperto dall'Argillite di Lozio nelle zone bacinali. Analoghe ricerche sulla successione Wengen-Esino del massiccio della Presolana non hanno dato risultati apprezzabili (JADOUL com. pers., 2002). L'evoluzione delle successioni carniche in Lombardia, con particolari riferimenti all'area del Foglio, è stata dettagliata da GNACCOLINI & JADOUL (1988, 1990), JADOUL & GNACCOLINI (1991), GARZANTI *et alii* (1995), BERRA & JADOUL (2002). Questi ultimi hanno ascritto alla prosecuzione e rastremazione occidentale del Bacino di Lozio un orizzonte decametrico di peliti nere al tetto della Formazione di Breno del massiccio della Presolana, attribuito in precedenza alla formazione di Gorno; hanno altresì segnalato un successivo impulso trasgressivo evidenziato da un orizzonte bioclastico all'interno della formazione di S. Giovanni Bianco. JADOUL *et alii* (1991) hanno proposto lo

scorporo dalle “brecce basali della Dolomia Principale” (*Auct.*) di una nuova formazione di età Carnico superiore, denominata Formazione di Castro Sebino; la sua località tipo venne localizzata proprio al margine SW del Foglio, ove però la base della “sezione tipo” è di natura tettonica. Tale formazione, caratterizzata da una certa eterogeneità litologica che verrà dettagliata nel pertinente capitolo, venne collegata con l’insorgere di una fase tettonica estensionale durante il Carnico sommitale, precorritrice della tettonica che provocherà l’articolazione della piattaforma norica, con individuazione di zone bacinali, e a sua volta preannunciante la fase di *rift* che articolerà, a più grande scala, il margine continentale passivo meridionale legata all’apertura del braccio oceanico ligure-piemontese.

Contributi recenti riguardanti il magmatismo triassico presente in vari punti del Foglio sono stati prodotti da CASSINIS & ZEZZA (1982) per la zona del M. Muffetto ove ne hanno definito il carattere intrusivo a chimismo calc-alcalinico alto in K e ne hanno fornito età radiometriche di 231 ± 5 Ma (M. Muffetto) e 226 ± 4 Ma (Dosso Sparviero) (Rb/Sr su roccia totale e biotite). CORAZZATO *et alii* (2001, con carta geol. alla scala 1:25.000), CORAZZATO & GROPELLI, (2004) e ARMIENTI *et alii* (2003) hanno studiato in dettaglio la zona elaborando una “carta prototipale” nell’ambito del progetto CARG (ARMIENTI *et alii*, 2001); hanno istituito il “Gruppo di Montecampione”, entro il quale hanno distinto varie Unità e Membri, messi in posto entro la successione permo-triassica a modesta profondità. Per quanto riguarda l’affinità geochemica e l’ambiente geodinamico in cui il magma si sarebbe generato, sono state sottolineate le divergenze tra le interpretazioni date dai vari Autori che si sono occupati localmente di questo magmatismo triassico. La geochemica delle Terre Rare avrebbero suggerito un magmatismo tipico di una zona di retroarco, ritornando così a modelli regionali già sostenuti in precedenza da altri Autori (MARINELLI *et alii*, 1980; CASTELLARIN *et alii*, 1988), non unanimemente accettati. Le vulcaniti della bassa Val d’Angolo non sono state oggetto di studi specifici fino a questo momento.

La successione triassica dell’area del Foglio è intersecata da dicchi andesitici (“porfiriti” *Auct.*) studiati a scala regionale nel Dominio Austroalpino e Sudalpino da CRISCI *et alii* (1984) e BECCALUVA *et alii* (1983); questi ultimi hanno delineato un trend geochemico da tholeiitico, a calcalinico alto in K ed a shoshonitico, spostandosi dal margine sudalpino orobico verso NW. I dicchi andesitici di età alpina presenti nella zona della Presolana sono stati datati da ZANCHI *et alii* (1990) ottenendo età di 64 ± 1.1 Ma e 63.5 ± 1.3 Ma (K/Ar rispettivamente su mesostasi e orneblenda), precedenti quindi l’età di messa in posto delle più antiche rocce intrusive dell’Adamello. La loro geometria intersecante una superficie di

accavallamento tettonico avrebbe costituito un vincolo cronologico per la datazione delle fasi compressive delle unità presenti nell'area del Foglio. Età più recenti (40-50 Ma) (K/Ar e Ar/Ar, roccia totale e orneblenda) sono citate in FANTONI *et alii* (1999). L'età delle rocce più antiche del massiccio dell'Adamello, che si affaccia all'estremo margine NE del Foglio, sono indicate in 42 Ma da DEL MORO *et alii* (1983).

4. - PRODOTTI MAGMATICI

I corpi magmatici presenti nel Foglio Breno sono riconducibili a tre eventi.

(1) Il primo si manifesta nel Permiano inferiore attraverso numerosi episodi, essenzialmente superficiali, che si sono svolti nell'intero periodo. In ambito geologico alpino, questo magmatismo si distingue in quanto responsabile della formazione della cosiddetta Piattaforma Porfirica Atesina, caratterizzata da una voluminosa produzione di ignimbriti riolitico-dacitiche (per il Trentino vedi i contributi chimici prodotti da BARGOSS *et alii* (1979), BARGOSS *et alii* (1982), BARGOSS *et alii* (1993a), BARGOSS *et alii* (1993b), D'AMICO & GHEZZO (1963), D'AMICO *et alii* (1969), D'AMICO (1979), DI BATTISTINI *et alii* (1988); per l'Alto-Adige vedi BARGOSS *et alii* (1979), BRONDI *et alii* (1970), BRONDI & MITTEMPERGHER (1974), D'AMICO *et alii* (1980), MITTEMPERGHER (1958, 1962), MAROCCHI *et alii* (2008), MORELLI *et alii* (2007) e ROTTURA *et alii* (1998). In ambito lombardo, contributi petrografici sono presenti in PEYRONEL PAGLIANI (1965), PEYRONEL PAGLIANI & CLERICI RISARI (1973), in CASSINIS *et alii* (1975). In un recente lavoro di CASSINIS *et alii* (2008) hanno rivisto in particolare l'evoluzione del vulcanismo dal Permiano al Triassico nell'area delle Prealpi bresciane. Attualmente, questo poderoso contributo magmatico viene distribuito in tre cicli. (a) Il primo ciclo è confinato nel Permiano basale ed è rappresentato dai cosiddetti Porfidi quarziferi inferiori, in pratica una serie di colate ignimbritiche (*pyroclastic flows*) che al massimo raggiungono una potenza complessiva di 100 m. (b) Il secondo ciclo, chiamato confidenzialmente ciclo intermedio o *Dasdana Beds*, è intercalato ai materiali superiori della Formazione di Collio (Membro della Val Dorizzo), ed ha tipicamente natura prevalentemente vulcanoclastica, con qualche 'flusso' piroclastico intercalato. (c) Infine il terzo, è rappresentato dalla Formazione della vulcanite di Auccia, costituita da numerose bancate di ignimbriti sovrastate localmente da tufi; la potenza può raggiungere i 150 m.

Nel contesto delle manifestazioni magmatiche più vecchie si inserisce la messa in posto di modesti corpi intrusivi granitoidi (FUCHS, 1868;

GIUSEPPE, 1959; MARTINA, 1966; DE CAPITANI *et alii*, 1994). Nel Foglio Breno sono rappresentati dalle masserelle di Val Novazza, la maggiore, e di quelle dell'attigua Val Torgola e della più lontana Val di Rango. L'unica età radiometrica disponibile, è attestata intorno a $271-274 \pm 4$ Ma (DE CAPITANI *et alii*, 1994), che risulta un po' più giovane di quelle dei porfidi quarziferi inferiori ($283 \pm 0,6$ Ma; SCHALTEGGER & BRACK, 1999, 2000, 2007). Nonostante questa somiglianza di età, la prevalente natura leggermente più basica di quella dei classici porfidi, e soprattutto del rinvenimento nei porfidi di inclusi riconducibili a tali masse, consiglia riguardarle a parte, per cui se n'è fatta una litofacies collocata tra il conglomerato basale e i porfidi stessi. È ben noto che nelle Alpi compaiono corpi magmatici in parte debolmente foliati collocabili tra il tardo Carbonifero o il primo Permiano e talora segati dal conglomerato basale.

(2) Il secondo evento caratterizza il Trias, ed è ripartito principalmente in due periodi, uno di età Anisico superiore-Ladino inferiore, l'altro di età ladino-carnica o carnica. Ha prodotto vulcaniti superficiali, filoni e qualche corpo subvulcanico stratoide o laccolitico di natura prevalentemente intermedia con caratteri da subalcalini ad alcalini. I contributi geochimici su questo magmatismo si devono in special modo a CRISCI *et alii* (1984), e, per l'area del Foglio, a CASSINIS & ZEZZA (1982) e ARMIENTI *et alii* (2003). Già noto dall'800 (LEPSIUS, 1878), esso ha attirato l'attenzione dei geologi dopo l'avvento della teoria della Tettonica delle Placche, a causa della sua collocazione geodinamica. Le ipotesi espresse sono le seguenti: (a) legame ad un fenomeno di rifting anorogenico (LAPIERRE & ROCCI, 1975; BECHSTÄDT *et alii*, 1978; BRANDNER (1984); FERRARA & INNOCENTI, 1974 1980); (b) legame ad un fenomeno subduittivo triassico in atto ad E del Sudalpino e delle Dinaridi (RAU & TONGIORGI, 1982; prime fasi dell'orogenesi Cimmeriana di STAMPFLI, 1996 e 2000, CASSINIS *et alii*, 2008); (c) legame con un ambiente di retroarco senza riferimento a subduzioni in atto (MARINELLI *et alii*, 1980); (d) legame con una subduzione della crosta sialica inferiore scollata da quella superiore (CASTELLARIN *et alii*, 1980); (e) fusione triassica in ambiente distensivo di un Mantello modificato nel corso della subduzione legata all'orogenesi ercinica (CRISCI *et alii*, 1984).

(3) Il terzo evento si colloca nel terziario, attraverso la messa in posto del Batolite dell'Adamello ($42 \div 29$ Ma BP, CALLEGARI, 1985; DEL MORO *et alii*, 1985a, 1985b; MACERA *et alii*, 1985) e del corteo filoniano ad esso legato, nonché attraverso l'intrusione di altri filoni terziari di età più vecchia di quella del Batolite (vedi CASATI *et alii*, 1976; BECCALUVA *et alii*, 1983; ZANCHI *et alii*, 1990a; ZANCHI *et alii*, 1996; FANTONI *et alii*, 1999)

5. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE (C. FERLIGA)

Il Foglio Breno è caratterizzato da un ampio solco vallivo a decorso NE-SW - la valle del fiume Oglio o Val Camonica - condizionato da lineamenti tettonici ad andamento giudicariense; il suo fondo, subpianeggiante, scende da 300 m s.l.m. a N di Breno sino ai 185 m della sponda del Lago d'Iseo a S. Esso separa due aree prevalentemente di media ed alta montagna, con quote che raggiungono i 2521 m (Pizzo della Presolana) nel settore nordoccidentale e i 2207 m (M. Crestoso) in quello sudorientale, e con caratteristiche geologiche - e quindi geomorfologiche - diverse.

A differenza del settore sudorientale infatti, in cui affiorano prevalentemente rocce silicatiche del basamento e della successione permiana, il settore nordorientale è caratterizzato dalla presenza di rocce della successione carbonatica triassica, organizzate in un complesso edificio a pieghe e *thrust* dissecati da faglie. In esso le litologie e l'assetto strutturale condizionano pesantemente il modellamento del paesaggio, dando luogo a versanti più o meno acclivi, sino a pareti subverticali, in funzione della competenza dei litotipi presenti, e guidando l'impostazione dei principali solchi vallivi o di segmenti di essi.

Molto caratteristiche sono inoltre le morfologie superficiali e profonde che si sviluppano sulle unità carbonatiche ladiniche, con estesi campi solcati, doline ed inghiottitoi, nonché sviluppo di sistemi carsici profondi; ben noto è ad esempio l'altipiano fra il Pizzo della Presolana e il Monte Ferrante, denominato "Mare in Burrasca" per la superficie tormentata da varie e diffuse forme carsiche.

L'area del Foglio è in gran parte di pertinenza del grande bacino idrografico del fiume Oglio (Fig. 6); esso comprende in questo tratto due estesi bacini secondari, affluenti in destra idrografica, con una ben precisa individualità fisiografica e geologica: il bacino del fiume Dezzo e il bacino del Gera-Valeggia-Borlezza.

La porzione sudorientale del Foglio, oltre lo spartiacque camuno, è drenata invece da corsi d'acqua affluenti nel torrente Mella, il cui bacino (Val Trompia) si sviluppa nel limitrofo Foglio Bagolino; una ridotta porzione di territorio nell'angolo nordoccidentale, infine, appartiene al bacino idrografico del fiume Serio.

Dato che gli eventi che hanno modellato il territorio fanno parte integrante dei complessi cicli di deposizione delle unità continentali neogenico-quadernarie, ben definibili a scala di singolo bacino, i lineamenti morfologici principali saranno di seguito esaminati in riferimento al più ampio quadro dei lineamenti geologici, e separatamente per ogni bacino idrografico, a partire dal margine occidentale del Foglio stesso.

Oltre alla partizione sopradetta, relativa all'idrografia attuale, occorre tenere conto inoltre dell'estesa e diffusa presenza, nel settore carbonatico nordorientale, di corpi sedimentari continentali "vecchi", di età presumibilmente neogenica sino forse al Pleistocene inferiore, che delineano una fisiografia completamente diversa da quella attuale, di cui, data la frammentarietà delle testimonianze conservate, appare impossibile definire con precisione i contorni. Si farà quindi riferimento ad un generico raggruppamento di unità relative a "paleobacini troncati dalla topografia attuale".



Fig. 6. Schema dell'area del Foglio con evidenziati gli spartiacque dei bacini idrografici descritti e l'estensione dei ghiacciai durante MEG e LGM

5.1 - BACINO DEL SERIO

Nell'ambito del Foglio, appartengono al bacino del Serio la valle dell'Ogna e una porzione della Val Sedornia. Ambedue affluenti di sinistra, esse si presentano come incisioni relativamente strette, che risalgono rapidamente per aprirsi a quote superiori ai 1400 m in testate ampie ed articolate. Mentre i versanti e il fondovalle sono prevalentemente modellati dall'azione della gravità, e secondariamente da quella erosiva del corso d'acqua, nella parte alta diviene sensibile il modellamento glaciale.

Ambedue sono state infatti occupate durante il Plio-Pleistocene da ghiacciai che nelle fasi di massima aggradazione confluivano in quello principale. Durante l'ultima glaciazione invece erano presenti solo lingue glaciali locali, di spessore esiguo, le cui fronti si arrestavano prima del restringimento del fondovalle, a quote relativamente elevate.

5.2 - BACINO DEL GERA-VALEGGIA-BORLEZZA ATTUALE

Il bacino attuale del Gera-Valeggia-Borlezza, tributario di destra dell'Oglio, appare costituito da due porzioni distinte, caratterizzate da evoluzione e modellamento abbastanza peculiari (Fig. 7), che si raccordano in corrispondenza dell'ampia depressione nota in letteratura come "bacino di Clusone" (CHARDON, 1969).

L'alto corso del fiume, denominato torrente Gera, si sviluppa con decorso NE-SW a partire dal M. Pora, con la stessa orientazione di una delle direttrici tettoniche principali dell'area, la cosiddetta "faglia di Clusone". Modellato nella successione carbonatica ladinico-norica, il territorio è caratterizzato da una marcata asimmetria dei versanti, che ne riflette la complessa storia geologica.

Il versante settentrionale infatti presenta un allineamento di cime e culminazioni antistanti la cresta principale che dal Pizzo della Presolana scende verso il M. Valsacco, che sottolinea l'andamento della faglia di Clusone. Parallelamente a tale allineamento, si sviluppa una fascia sospesa sul fondovalle attuale da 100 sino a 500 m, caratterizzata dalla presenza di più cicli di depositi alluvionali e di versante fortemente cementati sino a litificati, carsificati e smembrati dal modellamento successivo, tanto da risultare di incerta pertinenza paleogeografica; essi rientrano quindi nell'ambito delle "unità appartenenti a paleobacini" che verranno inquadrare in dettaglio in seguito (Fig. 8).

La dinamica recente di questo settore è caratterizzata dall'estesa azione della gravità, che ha rimodellato i versanti ribassandone intere porzioni come si osserva ad esempio a E di Poerza (loc. Brugai, in: IGM 1:25.000, tav. 34 IV SW, Rovetta, ed. 1974), provocando frane di crollo e causando l'aggradazione di estese falde di detrito alla base delle pareti del versante S del Pizzo della Presolana.

Nel settore tra Poerza e Bratto, i torrenti locali superano il gradino morfologico costituito dalle unità conglomeratiche più antiche incidendo strette e profonde forre ad andamento circa meridiano, spesso terminanti con un salto in roccia. Il fondovalle attuale, posto attorno agli 800 m di quota presso Tede, scende gradatamente sino ai 600 m s.l.m. in corrispondenza di Poerza; esso riceve principalmente gli apporti detritici del versante sinistro, modellato su dolomie noriche profondamente tettonizzate e spesso in erosione accelerata. Tutto questo comparto meridionale è

modellato a quote mediamente più basse di quello settentrionale, risultando geometricamente incassato rispetto a quest'ultimo. I valloni di Tede, Varro, Righenzolo si presentano riempiti da grandi colate da trasporto in massa, alimentate dai detriti che si accumulano nei valloni interni a spese della compagine rocciosa fratturata pervasivamente. Tale dinamica si è protratta probabilmente dal Pleistocene medio sino ad oggi, e successive fasi di deposizione sono ben evidenziate dalla presenza nel fondovalle di più ordini di terrazzi costituiti da ghiaie non cementate.

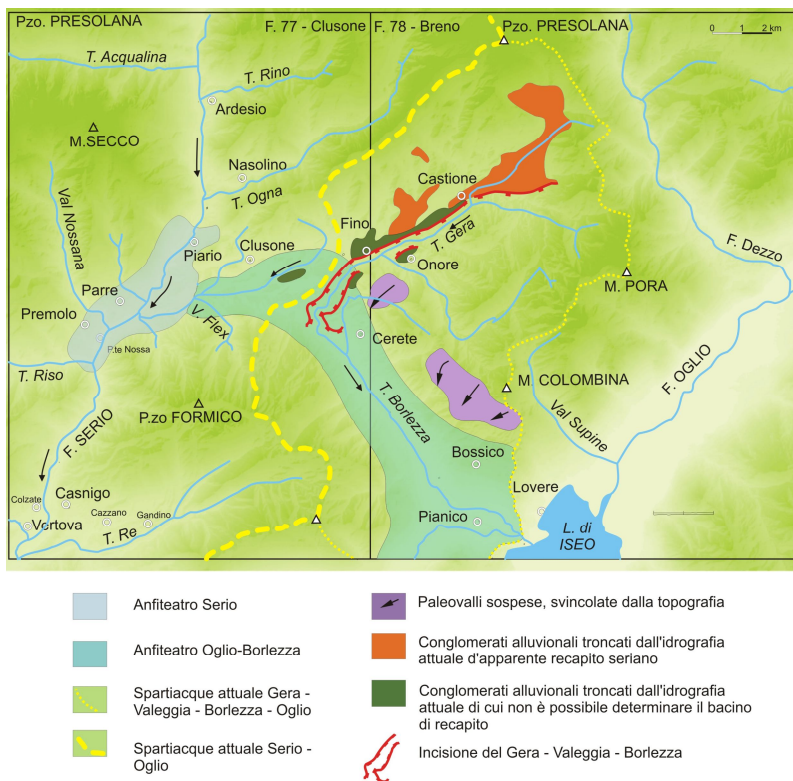


Fig. 7. Schema paleogeografico del settore compreso tra il bacino del Serio e il bacino dell'Oglio. Foglio Clusone a sinistra, Foglio Breno a destra. Il bacino del Gera-Valeggia-Borlezza attuale appare nettamente suddiviso in due tratti a diversa orientazione chiaramente condizionata dall'assetto strutturale. Entro il Foglio Breno sono presenti inoltre depositi continentali antichi di cui non è più possibile ricostruire il bacino idrografico di pertinenza.

Tutta l'area – nell'assetto fisiografico che attualmente si osserva - non è mai stata occupata da lingue glaciali importanti. Piccoli ghiacciai locali sono testimoniati solo sul versante meridionale della Presolana, presso Malga Cassinelli e presso Malga della Presolana: si tratta di apparati che nel Pleistocene medio sono scesi non oltre i 1000 m di quota, mentre durante l'LGM appaiono ridotti ad esigui lembi annidati alle quote maggiori nei valloni meno esposti (Valle dell'Ombra, in IGM 1:25.000, 34 IV NW Pizzo della Presolana, 19xx).

All'altezza di Rovetta (Fig. 8), immediatamente ad W del limite del Foglio (Foglio 077 – Clusone), il corso d'acqua principale – qui denominato Valeggia – descrive un'ampia curva ad angolo retto verso S, approfondendosi rapidamente entro una spessa successione di depositi alluvionali, lacustri e glaciali. Verso W lo spartiacque, sceso attorno ai 600 m di quota, attraversa il margine orientale della “piana” di Clusone, divenendo un elemento estremamente labile e di difficile individuazione.

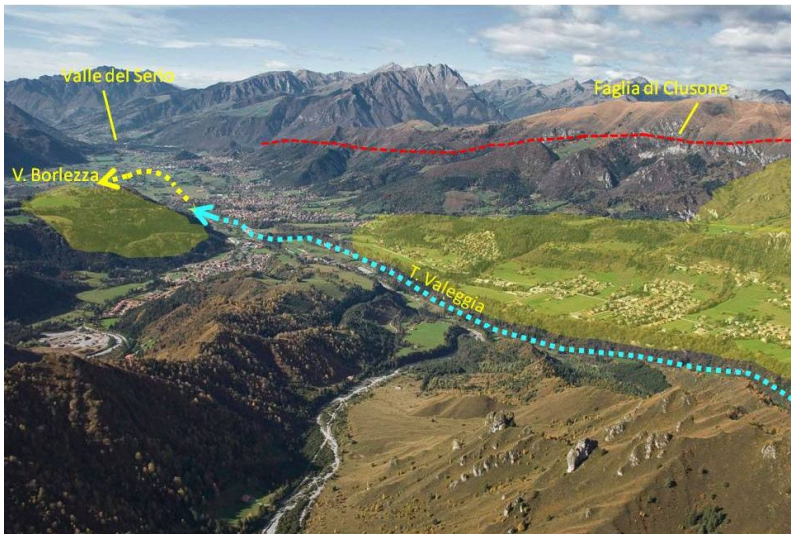


Fig. 8. La valle del T. Valeggia vista da SE. Evidenziato l'alveo attuale (tratteggio azzurro), la curva del fiume presso Rovetta (freccia gialla), l'area entro cui affiorano i conglomerati di incerta pertinenza paleogeografica (foto D. MARSETTI, volo elicottero 2007, per CAMOZZI et alii, 2007)

Tutta l'area appare di controversa interpretazione (v. note Foglio 077); la depressione trasversale che si estende fra bacino del Serio e bacino dell'Oglio presenta infatti un fondo in roccia con profondità anomale - superiori sia a quelle del fondo in roccia della Val Seriana ad W, che a

quelle della Val Borlezza a SE – legate ad un probabile controllo tettonico. Il suo riempimento sedimentario, di spessore superiore ai 100 m, è noto da sondaggi e indirettamente attraverso due profili sismici (DE FRANCO *et alii*, 2004); solo la porzione sommitale - sottesa all'ampia superficie debolmente inclinata verso W attualmente tributaria del bacino del Serio – affiora estesamente entro la forra del Valeggia. A S della curva la valle, ora denominata Borlezza, si apre improvvisamente e l'alveo attuale scende rapidamente di quota, assumendo andamento NNW-SSE, condizionato da lineamenti tettonici sepolti ma intuibili attraverso la geofisica (PAGANI, 2007), sino allo sbocco nel Lago d'Iseo presso Castro (Fig. 9).

Fra Sovere e Castro, il Borlezza riceve le acque del T. Oneto, che scorre verso NE a partire dalla bassa sella di Endine Gaiano (q. 350 s.l.m.; Foglio 099 – Iseo), spartiacque con la limitrofa Val Cavallina (Foglio 098 – Bergamo).

Il fondo in roccia presenta andamento articolato con depressioni - individuate presso Cerete attraverso pozzi per uso idropotabile (MARSETTI, 2007) - e successive risalite, in parte da imputarsi alle estese deformazioni gravitative che coinvolgono ambedue i versanti.

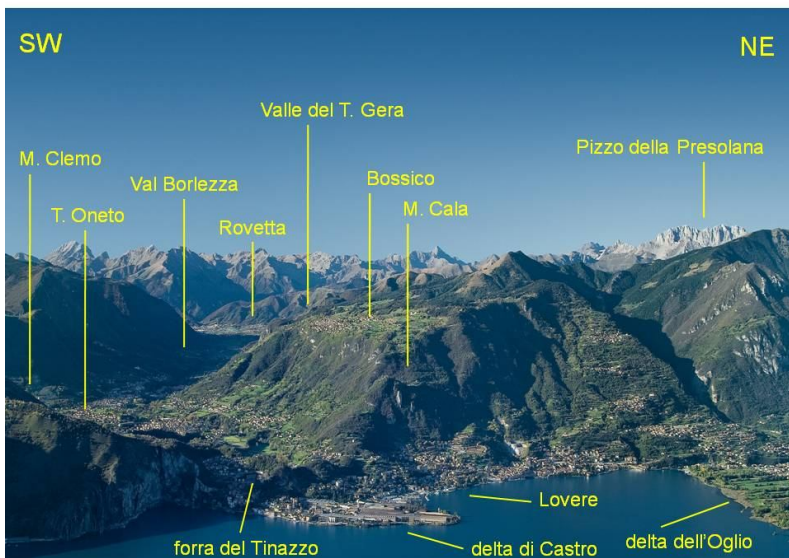


Fig. 9. La Valle del Borlezza vista dal Lago d'Iseo (foto N. Camozzi)

Soprattutto il versante sinistro mostra evidenze di piani di scivolamento, sia come contropendenze nette, cime antistanti la cresta principale (M. Cuca), valloni arcuati impostati su trincee, grandi ripiani sospesi (Bossico - Monte di Lovere), sia per l'evidente frammentazione e ribassamento di piastroni conglomeratici antichi di probabile età neogenica (M. Cuca, SE di M. Torrione). Una grande paleofrana reincipisa, che coinvolge porzioni di versante disarticolato, è riconoscibile all'altezza di Fonteno; anche tutta la porzione terminale della valle, dal Monte Clemo al costone fra Lovere e Sellere (M. Cala) appare ribassata (Fig. 9), giustificando la stretta forra (detta "del Tinazzo") attraverso cui il corso d'acqua raggiunge il lago.

A monte delle deformazioni gravitative profonde (DGPV) del monte Clemo e del Monte Cala – e probabilmente influenzato da queste ultime - si sviluppa lo stretto e allungato "bacino lacustre di Pianico-Sellere" (RAVAZZI, 2003; 2007 per una bibliografia esaustiva), ben noto nella letteratura geologica per i ritrovamenti paleontologici, culminati con il recupero nel 2000 di uno scheletro completo di *Cervus elaphus acoronatus* (CONFORTINI *et alii*, 2003), oggi esposto presso il Civico Museo E. Caffi di Bergamo.

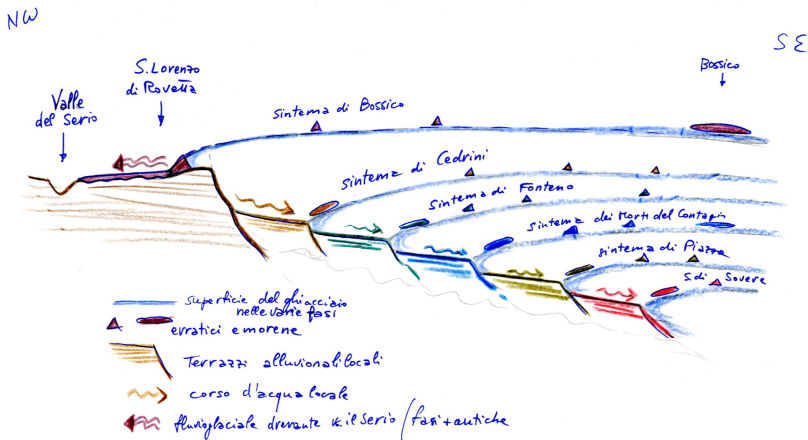


Fig. 10 - Schema delle relazioni intercorrenti tra la diffidenza del ghiacciaio camuno in Val Borlezza, i relativi depositi glaciali e l'aggradazione dei terrazzi alluvionali di alimentazione locale sostenuti dalla fronte del ghiacciaio. (da ridisegnare in bella)

Il fondovalle della Val Borlezza è riempito da una successione di sedimenti potente oltre 200 m, caratterizzata alla base da depositi di versante e frana su cui poggiano localmente depositi lacustri, seguiti da ghiaie e diamicton alluvionali e glaciali (MARSETTI & RAVAZZI, 2007). La

superficie topografica attuale appare modellata dalla presenza di una diffluenza del ghiacciaio camuno, che durante il Pleistocene medio-superiore riusciva a colare – in controflusso – entro la valle (Fig. 6), costituendo un piccolo anfiteatro laterale autonomo rispetto a quello principale. La medesima diffluenza si biforcava a S di Sovere, alimentando anche la lingua glaciale che ha ripetutamente invaso la Val Cavallina.

Le quote della lingua glaciale nelle avanzate più antiche (maggiori o uguali ai 900 m in corrispondenza della diffluenza) erano tali per cui la fronte riusciva a giungere sino al ripiano di Clusone (Foglio 77 – Clusone), e le acque di fusione drenavano quindi principalmente verso il bacino del Serio (sintema di Stalle d'Onito, di Prati di Sta, di Bossico); nelle fasi successive (sintema di Cedrini, Fonteno, Morti del Contagio, Piazza, Sovere) invece la fronte glaciale è rimasta incassata entro la Val Borlezza (Fig. 10), sbarrando il drenaggio locale e innescando l'aggradazione di netti terrazzi pendenti verso la fronte stessa e che si interrompono sistematicamente in corrispondenza dei coevi depositi glaciali latero-frontali conservati lungo i versanti.

Durante l'ultima glaciazione il ghiacciaio, molto meno esteso e potente di quanto ritenuto in passato, arrivava appena ad affacciarsi entro la val Borlezza, attestandosi presso Sovere; verso S le sue morene, ben evidenti presso Cascina Stallone, delineano una fronte che arrivava a malapena ad appoggiarsi alla sella di Endine Gaiano.

5.3 - PALEOBACINI DELL'AREA GERA-VALEGGIA-BORLEZZA

Entro l'attuale bacino del torrente Gera-Valeggia-Borlezza sono presenti unità conglomeratiche in lembi isolati dall'erosione e non in equilibrio con l'attuale fisiografia, che testimoniano fasi antiche di modellamento del territorio, durante le quali il reticolato idrografico doveva essere sensibilmente diverso da quello attuale (Fig. 6).

Il corpo conglomeratico più antico ed alto (1800-1850m), di problematica interpretazione, affiora sulla cresta presso Passo Olone, ed è caratterizzato da diamictiti da trasporto in massa, clinostratificate verso meridione e incassate fra due spalle in roccia, assolutamente prive di versante di alimentazione e troncate nettamente verso monte dal versante subverticale di un affluente del T. Oga. Questo litosoma rientra nel più vasto gruppo di depositi noti in letteratura come "Brecce sintettoniche della Presolana" (FORCELLA, 1990), ed attribuiti ad una delle ultime fasi di strutturazione dell'edificio tettonico.

Estese placche di depositi di versante litificati e cementati sono presenti lungo il versante meridionale della Presolana (Malga Ramel, Malga

Pozzetto, malga di Bares e fra il M. Cornetto e malga Cassinelli); a quote confrontabili sono anche le placche di conglomerati alluvionali conservati in posizione di cresta al M. San Leonardo e fra San Bernardo e Poerza.



Fig. 11 - La testata della valle del Valeggia vista da W. Sullo sfondo il M. Scanapà. La valle attuale tronca visibilmente la paleovalle entro cui sorgono Castione e Bratto. (foto D. Marsetti, volo elicottero ottobre 2007, per Camozzi et alii, 2007).

Scendendo verso il fondovalle attuale, grande evidenza hanno i corpi conglomeratici che costituiscono il gradino morfologico su cui sorgono i centri abitati di Bratto-Dorga e Castione della Presolana. Si tratta di più cicli di conglomerati alluvionali di alimentazione locale (successione carbonatica ladinica e carnica *p.p.*), terrazzati e carsificati. A monte di Castione, la geometria dei depositi delinea un paleovalveo a decorso NE-SW, che scende da Stalle di Donico attraverso Bratto-Dorga; la superficie topografica infatti risale a gradini verso meridione, risultando poi troncata dalla scarpata della Valle di Tede, con un dislivello che raggiunge i 200 m (Fig. 11). Lungo tale scarpata il substrato mesozoico risale, delineando un paleoversante sinistro che contiene i depositi; entro gli abitati, in prossimità della scarpata e su di essa, i conglomerati presentano facies di versante, alimentate dalla successione norica affiorante immediatamente a S, e clinostratificati verso NW. La valle di Tede attuale si è quindi impostata successivamente non solo alla formazione di tali depositi, ma anche alla loro cementazione e carsificazione, e ha preso il posto degli originari rilievi del fianco meridionale della paleovalle.

Complessivamente in questo settore si assiste quindi ad uno spostamento dell'asse del drenaggio da NW verso SE, sviluppato per fasi successive probabilmente a partire dal Neogene.

Tali evidenze inducono ad ipotizzare movimenti neotettonici di una certa importanza, con un sollevamento differenziale del comparto settentrionale (massiccio della Presolana). La giacitura fortemente inclinata dei conglomerati e arenarie affioranti sulla sella a N di Malga Pozzetto (Malga Campo, in IGM 1:25.000, 34 IV NW, Pizzo della Presolana) è in accordo con tale ipotesi.



Fig. 12 - Valle del Gera-Valeggia, panoramica verso Est: l'idrografia attuale (in azzurro) tronca le paleovalle sospese di Falecchio e di M. Cuca (in giallo) (foto D. MARSETTI, volo elicottero ottobre 2007, per CAMOZZI et alii, 2007).

La curva della Val Borlezza tronca l'altipiano di Falecchio, costituito da un paleoalveo orientato circa NE-SW, sospeso per centinaia di metri, e riempito da oltre 75 m di depositi alluvionali locali cementati, con intercalata una potente bancata di till di alloggiamento (Fig. 12). Anche in questo caso siamo in presenza di un lembo privo di qualsiasi relazione con la topografia attuale.

Caratteristiche analoghe alla paleovalle del Falecchio presentano i due paleoalvei sospesi e trasversali alla valle attuale presenti fra Monte Cuca e Covale (1050 – 1200 m s.l.m.) e fra Monte Torrione e San Fermo (1000 – 1250 m s.l.m.), ambedue segmentati e ribassati da piani di scivolamento gravitativo.

Conglomerati alluvionali litificati con clasti di provenienza camuna sono infine presenti lungo la cresta sopra il Monte di Lovere, troncati dall'attuale Valle Camonica.

Tutti questi elementi, anteriori all'approfondimento dell'attuale Val Borlezza, non trovano oggi alcun altro corrispettivo nelle aree limitrofe, e suggeriscono la presenza di lineamenti tettonici con componente trascorrente in corrispondenza della valle attuale, tali da giustificare la posizione anomala di detti lineamenti.

5.4 - BACINO DEL DEZZO (VAL DI SCALVE)

La Val di Scalve, entro il Foglio Breno, presenta tre settori distinti: un tratto inferiore, dalla confluenza con il Fiume Oglio fino a Ortighera, orientato SE-NW; un tratto intermedio, profondamente inciso e orientato N-S; infine il tratto superiore dove la valle si allarga e vi confluiscono alcuni rami laterali, orientato NE-SW.

I valloni laterali si ampliano in quota, sono caratterizzati da morfologie glaciali con numerosi apparati morenici legati a LGM locali e alle loro fasi di ritiro. Sul versante sinistro le aree di anfiteatro di testata si sviluppano contro i bastioni carbonatici del gruppo del Pizzo Camino, con alte pareti subverticali e ampie falde di detrito. Qui le forme glaciali legate agli LGM locali e agli apparati delle fasi di ritiro hanno morfologie fresche e ben sviluppate grazie all'ampia disponibilità di detrito, con apparati morenici terminali di grande rilievo morfologico. Anche i valloni di scarsa entità e molto ripidi su questo versante esposto a N e ad W sono stati interessati da apparati dello LGM di ridottissima entità.

L'estremità occidentale del massiccio del Pizzo Camino è interessata da depositi di versante e di conoide cementati molto antichi, con tracce di carsismo freatico, costituenti falde non più in relazione con i versanti di alimentazione.

Tutta la Val di Scalve dopo essere stata incisa è stata colmata in fasi successive da depositi alluvionali. I più antichi, ben cementati, sono relativi ad una paleogeografia differente dall'attuale, in cui tutta l'alta valle da Schilpario al Passo di Campelli (nel limitrofo Foglio Malonno) non esisteva e non vi erano apporti da Nord (assenza di ciottoli di Verrucano Lombardo). La formazione delle attuali valli è testimoniata dal graduale arrivo di apporti clastici dai settori prima mancanti. I resti cementati di questi depositi costituiscono un gradino morfologico su ambedue i versanti, suturato da depositi di conoide, anch'essi cementati, ammantati da depositi glaciali anteriori allo LGM provenienti dalla parte alta della valle; anche in questa fase non esistono prove di trasfluenza significativa dalla Val Paisco, attraverso il Passo del Vivione, nel sistema della Val di Scalve (Torrente Dezzo - Torrente Vo).

5.5 - BACINO DELL'OGLIO

Il bacino principale del fiume Oglio è caratterizzato dall'ampio solco vallivo a decorso NE-SW, entro il quale confluiscono una serie di valli laterali disposte in gran parte secondo direttrici circa ortogonali, la cui impostazione è di probabile controllo tettonico (Val Supine, bassa Valle del Dezzo, Valle del T. Trobiolo, Valle del T. Lanico in destra idrografica; Valle di Gratacasolo, Valle di Artogne, Valle del T. Re di Gianico, Valle della Grigna fra Bienno e il margine orientale del Foglio, in sinistra).

Nel tratto settentrionale, il fondovalle presenta una stretta in roccia fra Breno e Civate Camuno, per poi aprirsi alla confluenza col torrente Grigna. Qui, e più a S presso Darfo-Boario, dalla superficie pianeggiante dei sedimenti alluvionali recenti emergono grandi dossi allungati modellati sui carbonati dell'Anisico (Bienno) e sul Verrucano Lombardo (Darfo) dall'azione del ghiacciaio che ripetutamente ha occupato la valle.

La presenza del grande ghiacciaio camuno è uno dei tratti salienti in un territorio che ha conservato pochissime testimonianze di depositi conglomeratici alluvionali o di versante. Lo spessore della massa di ghiaccio, alimentata dalla regione del monte Adamello (Foglio Adamello) e in contatto con il ghiacciaio dell'Adda attraverso il Passo dell'Aprica, era tale da permettere che la fronte anche durante l'ultima glaciazione giungesse sino alla pianura, costruendo il grande anfiteatro morenico della Franciacorta (Foglio 99 - Iseo, Foglio 98 - Bergamo).

Depositi glaciali sono presenti ogni qualvolta ripiani o gradonature del versante ne abbiano consentito la conservazione, sino a quote comprese tra i 1400 m sopra Berzo e i 1240 m sopra Lovere; soprattutto sul versante sinistro si osservano anche per i corpi più antichi e alti forme ben evidenti, con cordoni morenici laterali (Malga Lazzaretto e ripiano a NE di questa) o, entro le valli tributarie, grandi cordoni deposti dai ghiacciai locali che confluivano in quello principale (Prati di Preottone sopra Pian Camuno).

Durante le glaciazioni più recenti, il ghiacciaio doveva attestarsi a quote inferiori, entro una fascia altimetrica in cui i versanti presentano sovente pareti ripide e non adatte alla deposizione di sedimenti; in molti tratti inoltre l'intero versante è stato interessato da successivi fenomeni di scivolamento di materiali e/o frana o appare ribassato per gravità. Risulta quindi difficile distinguere le evidenze dell'ultima avanzata glaciale rispetto a quelle immediatamente precedenti. Un buon allineamento – seppure interrotto da vaste porzioni prive di testimonianze conservate *in situ* - di dossi morenici e grandi accumuli di erratici poco alterati si trova fra q. 1060 presso Astrio e q. 450 presso Lovere; al di sotto di tale allineamento in genere anche ripiani e dossi non hanno conservato tracce di depositi glaciali significativi.

Durante questa fase, l'ultima di cui si abbia evidenza certa, il ghiacciaio si attestava sui 1060 m s.l.m. sopra Astrio e a S del Pizzo Alto (colle quotato 1101); scendeva quindi attorno ai 1000 m sopra il Dosso della Regina, a q. 770 m alle Piazze di Artogne, 700 m attorno a San Vigilio, 580 m sopra Sonvico e sopra Costa Volpino, 450 fra Lovere e Sellere. Durante le avanzate glaciali, la valle laterale destra del Torrente Trobiolo doveva risultare quindi sempre sbarrata, e questo giustifica il riempimento di sedimenti terrazzati presente allo sbocco, sotto l'abitato di Ossimo.

L'altro grande fattore di modellamento del territorio è la gravità.

Sul versante destro il settore fra Lovere e Bossico appare segmentato da trincee e contropendenze, e il margine dell'altipiano fra Bossico e il Monte di Lovere risulta nettamente troncato; è tutt'ora in movimento un grande corpo di frana entro l'abitato di Lovere. Presso Castelfranco e a monte di Rogno i grandi valloni dalla testata semicircolare, a cui corrisponde allo sbocco un conoide ripido e dall'assetto caotico, sono da attribuirsi a grandi frane che hanno coinvolto, in epoche recenti, porzioni dell'ammasso roccioso con elevata concentrazione di famiglie di fratture (v. GHISELLI XXXX). In corrispondenza delle litologie carbonatiche più competenti, infine, si sviluppano estese fasce di detrito ai piedi delle pareti; in particolare fra Castelfranco e San Vigilio è conservato anche un piastrone di depositi cementati, sospeso rispetto alla valle attuale ed attribuito pertanto al Gruppo del Culmine.

Tutto il versante sinistro è caratterizzato da estese deformazioni gravitative profonde (DGPV), evidenziate da esemplari sequenze di creste sdoppiate sui crinali compresi fra la Valle di Artogne e la Valle del T. Re, e da serie di fratture e diaclasi aperte entro il Verrucano Lombardo della zona compresa fra Dosso delle Plagne e Dosso della Regina; in quest'ultimo caso, le profonde trincee presenti alle quote inferiori trancano le superfici rocciose levigate e montonate dal ghiacciaio, mentre la superficie interna non presenta tracce di rimodellamento glaciale, nè tanto meno depositi glaciali significativi, elemento questo che induce ad ipotizzare un'attività di collasso gravitativo anche in epoca recente, postglaciale.

Entro questi lineamenti maggiori, si individuano poi grandi porzioni di versante collassato, con localizzate frane di dimensioni minori, come nella zona fra Vissona ed Artogne e sopra Gianico.

Lungo il piede di tutto il versante sinistro della Val Camonica sono presenti, allo sbocco dei valloni, ampi e ripidi conoidi costituiti da diamicton massivi ricchi in blocchi di dimensioni sino a metriche, messi in posto ad opera di trasporto in massa durante eventi a carattere catastrofico; particolarmente interessante è il conoide del Torrente Rovinazza, presso Darfo, la cui messa in posto nel 1471 ha coinvolto e pressoché cancellato l'antica frazione di Montecchio, successivamente ricostruita più a N.

All'estremo meridionale del Foglio, la Val Camonica termina entro il Lago d'Iseo. Fra Costa Volpino e Pisogne il fiume Oglio costruisce un'ampia piana paludosa, oggi parzialmente bonificata, che prosegue nel prodelta sommerso. Quest'ultimo scende ripidamente sino a 160 m s.l.m., per poi raccordarsi gradualmente al fondo del lago; in questo secondo tratto, lo studio geofisico del fondale ha evidenziato la presenza di grandi canali sommersi legati a correnti di torbidità (BINI *et alii*, 2007).

IV. STRATIGRAFIA

In questo capitolo vengono descritte le unità rappresentate nella carta geologica, seguendo le varie caselle della legenda in ordine inverso, come previsto dalle linee guida del SGN. La descrizione inizia con le metamorfite costituenti il Basamento metamorfico sottostante il conglomerato basale, seguendo l'ordine stratigrafico dal basso verso l'alto, prosegue con le successioni della copertura permo-terziaria, con i corpi magmatici discordanti ordinati per presunta e in parte certa età, terminando con le successioni continentali neogenico - quaternarie.

1. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI: UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DEL MANIVA

Nell'area in esame, gli affioramenti di Basamento cristallino varisico, presenti tra il Passo delle Sette Crocette (Baita Mesole) e le pendici meridionali del Monte Muffetto, sono riconoscibili anche a distanza, o nelle foto aeree, sia per la dolcezza dei pendii, contrastante rispetto a quelli più acclivi rappresentati dalle unità permiane, sia per la maggiore rigogliosità della vegetazione. Il Basamento è costituito da prevalenti metapeliti (Fig. 13), in genere filladiche, localmente passanti a filladi micascistose o ad argilloscisti. Si tratta di rocce micacee-quarzose-cloritiche, più o meno biotitiche e/o granatifere, talora interessate da una apprezzabile metablasi albitica. Nelle porzioni vicine al contatto discordante tra il Basamento ed i primi sedimenti di copertura, sono presenti anche intercalazioni di gneiss

albitico-epidotici grigiastri, in due orizzonti pressoché continui. Esistono forme di passaggio, a volte con ripetute alternanze, tra filladi e gneiss, rappresentate da micascisti feldspatici a due niche e da gneiss a due niche con granato e clinozoisite.

Nel presente lavoro sono stati distinti su base litologica due gruppi di rocce: le filladi quarzifere e gli gneiss albitici. Nelle prime, è stato distinto l'orizzonte delle filladi a cloritoide, un litotipo molto raro in ambito Sudalpino.

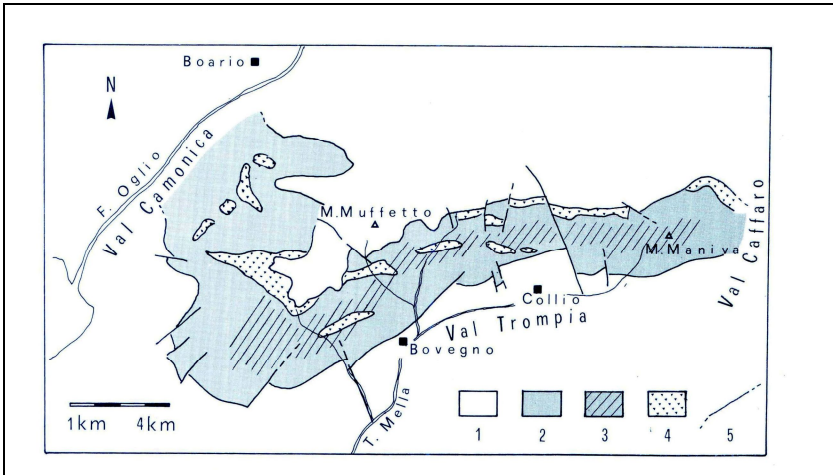


Fig. 13 – Il Basamento metamorfico noto come Massiccio delle Tre Valli Bresciane. (1) copertura Permo-Mesozoica; (2) Filladi prevalenti, talora sfumanti in micascisti, con blastesi albitica più o meno pronunciata; (3) filladi a cloritoide; (4) Gneiss albitico-epidotici. Da GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1983).

1.1 - MICASCISTI (MVX)

Si tratta di metapeliti prevalentemente filladiche, in cui compare talora una metablastesi albitica, passanti talora a filladi micasciostose o a paragneiss. La denominazione di micascisti deriva dall'usanza dei geologi lombardi di chiamare questa metapeliti col nome di 'Micascisti del Maniva', Il colore varia dall'argenteo-verdino al grigio plumbeo. Mica chiara, quarzo e clorite sono i componenti più abbondanti, accompagnati da granato e talora da rara biotite. L'albite spesso forma dei piccoli metablasti. Nei livelli prossimi alla copertura compare talora l'anfibolo. Questi minerali sono tutti riconoscibili sul terreno. Per quanto concerne la presenza di cloritoide, si rimanda al litotipo seguente.

Il granato è presente in due generazioni, la prima caratterizzata da individui di medie dimensioni inter-sincinematici, la seconda costituente individui di piccole dimensioni postcinematici. Il granato è spesso

cloritizzato. È rilevante invece il fatto che talora quello più grosso risulti biotitizzato, come nei settori Austroalpini con sovraimpronta di bassa pressione.

Granato e biotite sembrano incompatibili con la presenza di cloritoide (vedi oltre), in accordo con regola petrografica che la coesistenza di granato+clorite esclude quella tra biotite+cloritoide. Nei rari casi in cui granato e cloritoide coesistono, il granato include il cloritoide.

La rara biotite è presente nei livelli che sovrastano quello a cloritoide. L'albite, contrariamente a quanto riportato in letteratura, compare anche assieme al cloritoide.

La scistosità è marcata e sembrerebbe correlabile con la S_2 del Basamento più settentrionale; include abbondanti relitti di una precedente foliazione (S_1 ?) sottoforma di micropieghe.

Le giaciture delle foliazioni S_2 , osservate sul terreno sia nelle filladi che negli gneiss, immergono verso N con inclinazioni variabili tra 30° e 70° circa. Per quanto riguarda le pieghe di fase 3, i loro piani assiali immergono anch'essi verso N con inclinazioni poco disperse intorno a 70° - 80° , mentre gli assi sono orientati circa E-W con una inclinazione di pochi gradi. Queste pieghe non sono accompagnate da specifici clivaggi. Nei territori sudalpini della Lombardia occidentale una fase analoga è riferibile agli eventi alpini, in quanto il clivaggio interessa la copertura permiana e taglia i piani di shear del ricoprimento orobico. Nel Massiccio delle Tre Valli l'ultima ricostruzione metamorfica riconoscibile è del tutto trascurabile, ed è caratterizzata da sericite, clorite, quarzo

Età: Pre-Permiano.

1.2 - MICASCISTI A CLORITOIDE (MVX_a)

Queste filladi si distinguono dalle precedenti per la presenza di cloritoide, un minerale abbastanza comune tra i prodotti di retrocessione metamorfica di staurolite e cianite, ma molto raro quale componente principale. Nel Basamento Sudalpino pochi livelli a cloritoide sono stati rinvenuti a N di Bolzano, in Val Serentino (GREGNANIN & SASSI, 1967). Nel Massiccio delle Tre Valli le filladi a cloritoide sono quelle prevalenti e formano un orizzonte continuo, con limiti sfumati, nel mezzo delle restanti filladi. La natura primaria di questo minerale è dimostrata dalla sua presenza nella configurazione delle micropieghe di fase 1 e fase 2. L'associazione mineralogica delle filladi a cloritoide è simile a quella delle altre filladi, ma emerge l'incompatibilità tra il cloritoide da una parte rispetto a granato e biotite (peraltro rara nelle filladi comuni).

GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1983), in base alle analisi chimiche sia sulle filladi normali, sia su quelle a cloritoide, hanno escluso che la presenza di cloritoide sia riconducibile a particolari condizioni ambientali ed hanno concluso che la sua presenza è invece da collegare alla natura chimica dei protoliti.

Età: Pre-Permiano.

1.3 - PARAGNEISS (MVX_d)

Le metamorfite metasedimentarie del Basamento spesso manifestano variazioni di *bulk composition*, passando da materiali ricchi di miche a materiali ricchi di quarzo e feldspato plagioclasico. Le transizioni tra le diverse facies micacee sono in genere sfumate. Alcuni orizzonti paragneissici corrispondono inoltre a orizzonti micacei interessati da una abbondante metablastesi albitica, la quale ha fagocitato la mica chiara. Nel Foglio Breno, gli orizzonti paragneissici sono subordinati. Essi presentano una associazione mineralogica analoga a quella dei 'micascisti'.

1.4 - GNEISS ALBITICO-EPIDOTICI (MVX_f)

Questa litologia affiora prevalentemente in un corpo esteso situato in sinistra della Val Comonica. In affioramento formano scalini morfologici di color chiaro. Generalmente appaiono micro-occhidini oppure listati. Nel primo caso, la tessitura è irregolare, con ampia variazione delle dimensioni degli occhi. Comune l'alternanza di livelli a grana fine con livelli a grana medio-grossa. Essi mostrano passaggi graduali verso le filladi. La caratteristica peculiare di questi gneiss è rappresentata dalla natura albitica degli occhi, un componente che abbonda anche nella massa di fondo, in cui compaiono altresì quarzo, epidoto, biotite, mica bianca, granato a grana fine e clorite. L'anfibolo è raro. Il K feldspato non è mai stato osservato.

La natura dei protoliti non è sicura, ma va sottolineata una certa affinità con quella dei porfiroidi dei territori a S di Bressanone. Due ritrovamenti di quarzo vulcanico e di albite a scacchiera sembrerebbero confermare questa ipotesi. Del resto i nuclei degli abbondanti individui di epidoti sono spesso di natura ortitica, un tipico indizio di origine ignea. Se questa conclusione è vera, la natura delle vulcaniti in questo caso era dacitico-andesitica (vedi Tab 1).

Età: Pre-Permiano.

Tab. 1 - Analisi chimiche di gneiss albitico-epidotici (da GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN, 1983)

SiO ₂	62,17	59,00	59,70	63,82	58,01	57,01	67,91
TiO ₂	0,55	0,63	0,61	0,57	0,73	0,69	0,39
Al ₂ O ₃	17,93	18,92	19,05	17,99	20,13	20,19	17,35
Fe ₂ O ₃	1,19	0,91	0,90	0,61	0,81	0,65	0,73
FeO	3,06	3,74	3,95	3,45	4,15	4,64	2,58
MnO	0,10	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,06
MgO	2,50	3,07	2,75	2,62	2,93	3,03	1,50
CaO	3,66	4,88	5,22	2,60	5,89	6,03	2,71
Na ₂ O	3,63	3,54	3,68	5,10	3,93	3,67	3,32
K ₂ O	2,04	1,13	1,36	1,04	1,38	1,59	1,63
P ₂ O ₅	0,97	0,09	0,10	0,12	0,12	0,18	0,06
P.F.	2,43	2,96	2,51	2,38	2,22	2,47	2,20

2. - CORPI INTRUSIVI DEL PERMIANO INFERIORE

2.1 - GRANITOIDI DI VAL NAVAZZE, VAL TORGOLA E VAL DI RANGO (NVZ)

Il primo magmatismo successivo alle principali fasi tettono-metamorfiche erciniche è presente nel Foglio con piccoli corpi intrusivi la cui età è simile a quella delle prime manifestazioni ignimbriche che caratterizzano il Permiano inferiore di questi territori. Tuttavia la presenza nelle sopraccitate ignimbriti di inclusi riferibili a tali masse consiglia di estrarre queste manifestazioni dal contesto del coevo vulcanismo del Permiano Inferiore. La massa maggiore affiora a S della Linea della Val Trompia in Val Navazze, e insieme alla massa satellite molto più piccola della vicina Val Torgola presenta composizione granitico-granodioritica. Essa è avvolta dai materiali del Verrucano Lombardo, qui appoggiato direttamente sul Basamento metamorfico, un fatto che prospetta l'esistenza nel Permiano di un modellamento morfologico accentuato così come evidenziato in Valsassina (Foglio Lecco). Un'altra masserella, di natura tonalitica, compare invece alquanto a NW delle precedenti, in Val di Rango. Questi corpi sono citati a partire da FUCHS (1868), ma sono stati studiati in dettaglio un secolo dopo a partire da GIUSEPPETTI, 1959; MARTINA, 1966). Uno studio chimico-mineralogico-radiometrico approfondito è stato fatto in tempi recenti da DE CAPITANI *et alii* (1994). A causa dell'alterazione è stato possibile effettuare una datazione radiometrica solo sulla prima intrusione, che ha fornito un'età di raffreddamento di $271-274 \pm 4$ Ma (Permiano Inferiore), consistente con quella di altri granitoidi Sudalpini. I dati chimici hanno suggerito una affinità magmatica con i VAG (*volcanic arc granites*).

Lo studio delle fasi magmatiche e quello delle aureole di contatto con le filladi, ha permesso di delineare la seguente storia: (1) formazione del magma a grande profondità; (2) messa in posto in almeno due livelli, il primo a 15 km, il secondo a 3-5 km; (3) cristallizzazione in differenti condizioni P,T; in Val di Rango, l'aureola rivela la pressione e temperatura più elevata ($T = 750^{\circ}\text{C}$, $P = 4 \text{ kbar}$); in Val Navazze e in Val Torgola, le condizioni sono più superficiali e più fredde ($T = 550^{\circ}$, $P = 1,5 \text{ kbar}$); (4) la chiusura del sistema isotopico della biotite è attestato intorno a 271-274 Ma; (5) una susseguente alterazione ha determinato un disturbo del sistema isotopico Rb-Sr, determinando una retta di regressione delle rocce totali che fornisce un'età di $228 \pm 44 \text{ Ma}$ priva di significato geologico.

Tab. 2 – Analisi chimiche selezionate (in wt % e ppm) delle magmatiti della Val Navazze, della Val Torgola e della Val di Rango

	Val Navazze						Val Torgola			Val di Rango		
	VN2	VN1	ZVN4	VN4C	VNE2	ZVN2	VT1	VT2	VT3	VR4	VR5	VR6
SiO ₂	62,38	63,92	67,53	67,95	68,40	69,97	66,92	69,34	69,56	60,15	59,51	65,11
TiO ₂	0,90	0,80	0,43	0,46	0,43	0,40	0,36	0,37	0,43	0,68	0,82	0,62
Al ₂ O ₃	15,40	14,06	14,68	14,91	14,23	14,02	16,80	14,66	14,48	16,01	14,73	15,47
Fe ₂ O ₃	1,07	2,26	0,87	0,00	0,84	0,85	0,67	0,64	0,69	0,78	2,38	1,30
FeO	4,96	3,93	2,91	2,82	2,66	2,41	2,27	2,47	2,69	1,96	4,15	2,84
MnO	0,14	0,09	0,08	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,09	0,10	0,05
MgO	2,00	1,99	0,88	0,91	0,85	0,67	0,63	0,64	0,70	4,24	4,43	2,98
CaO	3,39	3,21	2,33	2,20	2,04	0,98	1,35	1,82	1,82	5,13	6,22	4,82
Na ₂ O	3,60	2,76	2,58	3,04	3,17	3,13	2,35	2,92	3,31	3,57	3,23	3,00
K ₂ O	3,57	3,86	5,55	5,19	5,19	5,52	5,86	5,14	4,68	1,58	1,17	1,36
P ₂ O ₅	0,24	0,25	0,16	0,18	0,18	0,16	0,14	0,13	0,16	0,24	0,22	0,21
P.F.	2,27	2,27	2,91	1,55	1,65	1,49	2,30	1,99	1,94	6,84	3,46	2,57
Rb	157	154	178	172	159	168	205	181	167	59	56	59
Sr	225	173	158	201	188	155	92	92	114	446	403	453
Ba	475	532	605	609	697	663	606	626	637	170	313	266
Zn	94	69	54	48	38	49	646	20	28	362	303	71
Th	9	5	13	7	10	9	10	11	9	4	11	5
Pb	11	8	32	16	20	21	22	19	19	3	32	0
Ni	6	8	6	5	5	6	5	4	5	2	9	6
Zr	181	174	159	173	171	177	161	203	198	171	154	174
Nb	11	10	10	11	10	9	10	12	11	10	10	7
V	75	57	39	35	39	34	28	22	27	134	156	97
Y	23	22	22	22	22	22	21	21	22	19	22	22
Cr	7	7	5	7	5	5	5	4	4	15	25	14
Co	17	19	9	8	10	9	0	8	9	0	11	12
Sc	12	13	7	7	7	5	5	6	8	10	20	10

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PERMIANA

A causa di problemi stratigrafici e di sinonimia tra la Formazione di Collio nell'area orobica e in quella bresciana e dopo un lungo dibattito, si è proceduto a coniare nuovi nomi formazionali, per il momento ancora informali (CASSINIS *et alii*, 2008). La successione permiana è per ora suddivisa nel seguente modo:

(1) Gruppo delle Tre Valli Bresciane (I ciclo), un ciclo vulcano-sedimentario del Permiano inferiore che comprende, dal basso: (a) il conglomerato basale; (b) i Porfidi quarziferi inferiori; (c) la Formazione di Collio (con i membri di Pian delle Baste e della Val Dorizzo); (d) il Conglomerato del Dosso dei Galli (con il Membro della Pietra Simona); (e) la vulcanite di Auccia;

(2) Verrucano Lombardo (II ciclo) deposto in discordanza sui materiali sopracitati nel Permiano medio-superiore *p.p.*

3.1 - GRUPPO DELLE TRE VALLI BRESCIANE

3.1.1. - *Conglomerato Basale (CGB)*

Con questo nome, informale ma consolidato dall'uso (dal termine "Bazalkonglomerat" di DOZY, 1935), vengono caratterizzati quei depositi di natura clastica, interposti tra il Basamento metamorfico e la successione dei depositi vulcanici e sedimentari tardo-paleozoici.

Tali depositi appaiono peraltro molto esigui e discontinui nell'area considerata; sono visibili soprattutto in una stretta fascia lungo le pendici meridionali del Monte Rosello - Corni del Diavolo (presso Baita Prada e nella Valle del Torrente Re). Inoltre limitati affioramenti di siltiti bioturbate, forse appartenenti a questa unità, affiorano nel detrito tra Malga Rondeneto e Malga Silter.

Il CGB è la prima unità sedimentaria del Bacino della Formazione di Collio ed è rappresentato da circa 20 m (Baita Prada) di breccie e conglomerati, solitamente poco cementati e aporfirici, essenzialmente costituiti da frammenti litici di quarzo e metamorfici. La matrice si presenta arenaceo fine-siltosa fino ad arenaceo grossolana, qua e là bioturbata, in genere poco abbondante e anch'essa costituita da elementi pertinenti al Basamento. Dal punto di vista tessiturale presenta una maturità molto bassa e i singoli clasti hanno generalmente spigoli vivi. La colorazione è prevalentemente rosso-cupa e più raramente grigio-verdastra e la stratificazione appare in genere mal distinta o in grossi banchi, con potenze e distribuzione laterali irregolari. Il massimo spessore dell'unità è osservabile presso Baita Prada e si aggira sulla ventina di metri.

L'ambiente di deposizione del CGB è continentale ad energia variabile, e da riferire più precisamente a conoidi alluvionali.

Nel limitato affioramento di CGB della Valle del Torrente Re sono evidenti frammenti litici di rocce vulcaniche, afiriche e porfiriche, ad indicare la presenza di un vulcanismo precedente o coevo alla deposizione del conglomerato basale. Tale unità poggia in discordanza sul Basamento metamorfico ed è a sua volta ricoperta dalle prime effusioni ignimbriche del bacino della Formazione di Collio (Baita Prada), che sono stati in genere ritenute dagli autori precedenti di età permiana inferiore e recentemente ascritti radiometricamente (metodo $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zirconi) da SCHALTEGGER & BRACK (1999; 2007) a $283 \pm 0,6$ Ma. Pertanto questi primi depositi sedimentari post-orogenici, di incerta attribuzione soprattutto a causa della mancanza di resti fossili, vengono riferiti dagli Autori al Permiano inferiore, senza escludere il Carbonifero superiore.

Età: Carbonifero superiore?-Permiano inferiore.

3.1.2. - *Porfidi quarziferi inferiori* Auct.

Con questo termine viene indicato il cosiddetto "Complesso eruttivo di base" di ARDIGÒ & BONI (1952), denominato successivamente come "Porfidi quarziferi inferiori" (PEYRONEL PAGLIANI, 1965). Ulteriori contributi alla stratigrafia di quest'area furono redatti da Boni (1955) e da Ardigò 1955. Inizialmente essi venivano considerati come la porzione (vulcanica) inferiore della Formazione di Collio (membro "A" di CASSINIS, 1966) ma, attualmente vi è la tendenza a considerarli come unità a sè stante, scorporandola dalla Formazione di Collio (e.g. CASSINIS & PEROTTI, 1997, 2007; CASSINIS *et alii*, 2000; CASSINIS *et alii*, 2007).

Questo primo episodio vulcanico può essere suddiviso in due porzioni, entrambe con spessori ed estensioni tali da consentirne il rilevamento anche alla scala 1:10.000: rioliti basali; tufi stratificati e conglomerati vulcanoclastici.

3.1.2.1. - Rioliti basali (**PQI_a**)

Data la consistente presenza di questa unità vulcanica sia nell'attuale bassa Val Camonica come lungo il margine sudoccidentale del bacino di Collio, si suppone che questi settori rappresentino le sue aree sorgenti. Oltre quest'ultima zona, dal Passo delle Sette Crocette fino al Monte Rosello, affioramenti consistenti si trovano sia in Valle del Re che alla confluenza tra le valli dell'Orso e Rosello-Corni del Diavolo.

Questa unità vulcanica forma un plateau grossomodo continuo, seppure con spessori variabili localmente da 20-50 m (Baita Prada) a circa 130 m (tra i Corni del Diavolo e Foppa del Mercato e più a SE, presso il Dosso della Croce). Le potenze medie si aggirano intorno a 60-70 m.

spostato da sotto:

Lungo tutto il margine meridionale del bacino di Collio, ad eccezione della zona intorno a Baita Prada ove affiora il conglomerato basale, generalmente poggia direttamente sul Basamento Cristallino (spesso con fenomeni di intensa alterazione di quest'ultimo). Il limite superiore è invece con un'unità essenzialmente piroclastica (tufi stratificati).

Si tratta di ignimbriti riolitiche rosso-violette fino a bianco-grigiastre, in genere massive tranne che per le porzioni sottoposte ad alterazione. In precedenza furono studiate dal punto di vista petrografico da PEYRONEL PAGLIANI (1965). La loro tessitura è manifestamente porfirica e la composizione chimica è assimilabile prevalentemente a quella di rioliti subalcaline. Presenti fenocristalli di quarzo, K feldspato e in minor quantità di biotite, con pomici completamente ricristallizzate in aggregati di sericite.

Il recente rinvenimento, all'interno di questa unità (presso Malga Luca), anche di grossi xenoliti intrusivi (CASSINIS & PEROTTI, 1997; CORTESOGNO comm. pers.), confrontabili petrograficamente con il corpo intrusivo dioritico della Val di Rango (DE CAPITANI *et alii*, 1994), supporta il legame tra i due tipi di manifestazioni magmatiche (CASSINIS *et alii*, 2000; 2007).

L'età radiometrica (metodo U/Pb su zircone) di tale unità vulcanica è stata recentemente determinata in $283 \pm 0,6$ Ma (SCHALTEGGER & BRACK, 1999, 2000, 2007)

Età: Permiano inferiore.

3.1.2.2. - Tufi stratificati e conglomerati vulcanoclastici (PQI_b)

Questi depositi piroclastici, originariamente indicati come membro "B" della Formazione di Collio (CASSINIS, 1966a; CASSINIS *et alii*, 1978), mostrano caratteristiche litologiche, chimiche e petrografiche differenti dalle sottostanti ignimbriti, e per questo motivo sono state da esse scorporate e identificate come unità a sé stante. Si tratta di alternanze tra diversi tipi di tufi cristallini, vitrici e tufiti varicolori, con intercalati tre corpi arenaceo-conglomeratici di origine alluvionale, plurimetrici e con forte componente litica vulcanica. Il colore predominante è rosso mattone o violaceo con transizione al bianco-verdastro. Al loro interno sono presenti inclusi di porfiriti e ignimbriti, pomici e più rari frammenti di micascisti. Verso le porzioni sommitali sono presenti anche livelli a lapilli accrezionari (CASSINIS, 1967), testimoni di una deposizione in ambiente subaereo in seguito a un'attività fortemente esplosiva, con notevole continuità laterale dalla porzione camuna del bacino di Collio fino ai bordi trentini dello stesso (Rio Riccomassimo). Nelle porzioni clastiche alluvionali, presenti in livelli o lenti intercalate nei tufi (frequenti presso Baita Prada), si trovano clasti di

rocce tufacee vetrose di colore rossiccio, finemente laminate, frammenti di vetro e di lave precedenti.

Lo spessore di questa unità piroclastica è soggetto a notevoli variazioni, ma si mantiene intorno a qualche decina di metri (30-90 m per CASSINIS, 2000). Talora è difficile operare una separazione netta con le ignimbriti sottostanti.

Età: Permiano inferiore.

3.1.3. - *Formazione di Collio*

Essa è rappresentata da una successione di depositi clastici alluvio-lacustri, prevalentemente medi e fini, in cui si intercalano, nella parte relativamente superiore, unità di provenienza vulcanica (si veda ad esempio CASSINIS, 1966a, 1966b; BONI & CASSINIS, 1973; CASSINIS *et alii*, 1978; CASSINIS *et alii*, 2000).

La Formazione di Collio è stata articolata da CASSINIS & PEROTTI (1997) in “lower Collio” e “upper Collio”. Attualmente sono chiamati rispettivamente e informalmente “membro di Pian delle Baste” e “membro della Val Dorizzo”. In precedenza CASSINIS (1966a) aveva riconosciuto tre membri, “C”, “E” ed “F” corrispondenti, il primo all’unità inferiore e gli altri due all’unità superiore sopracitata.

I due membri E e F sono rappresentati in genere da depositi alluvionali e lacustri che si interdigitano con la porzione inferiore del Conglomerato del sovrastante Dosso dei Galli. Esse mostrano caratteristiche affini a quelle della litofacies inferiore C, costituendo anch’essi un ciclo sedimentario a granulometria decrescente.

Nei settori centrali e orientali del Bacino di Collio e quindi esternamente all’area del Foglio, i due membri inferiore e superiore appaiono localmente separati da più corpi vulcanoclastici di flusso, riolitico-dacitici, in parte o totalmente risedimentati e con potenze plurimetriche (fino a 10-20 m), che hanno preso recentemente il nome dal Monte Dasdana (si veda PEYRONEL PAGLIANI, 1965 e soprattutto, il più recente lavoro di BREITKREUTZ *et alii* (2000, 2001), a cui si deve il termine “Dasdana I Beds”.

3.1.3.1. - Membro di Pian delle Baste (COL₁)

Questo Membro inferiore è indicato come membro “C” da CASSINIS (1966a). Classicamente è rappresentato da depositi fluviali e lacustri, costituiti prevalentemente da alternanze di argilliti, siltiti e arenarie medio-fini laminate. Tali depositi sono varicolori, anche se le tonalità prevalenti sono grigio-verdastre scure nelle porzioni inferiori e bruno-rossastre in quelle intermedie, per passare a nere in quelle superiori. Concrezioni o lenti carbonatiche da centimetriche a decimetriche, di colore grigio chiaro, sono diffuse nelle porzioni basali e mediane dell’unità. Strutture sedimentarie

come laminazioni, laminazioni incrociate od ondulate, *ripple marks*, impronte di carico e di corrente, sono molto diffuse in questi sedimenti, mentre frammenti di impronte di macroflore e piste di tetrapodi sono stati per lo più rinvenuti nelle loro parti superiori (nell'area oggetto di questo rilevamento esse provengono soprattutto dall'area del Passo delle Sette Crocette, che costituiva una zona di margine del bacino).

In questo settore del bacino lo spessore dell'unità, che rappresenta un ciclo sedimentario passante da una conoide distale ad ambienti caratteristici di piana alluvionale fino a lacustri, è di circa 200 m. Nelle porzioni medio-superiori si rinvencono, poco ad E del Foglio (ad esempio a S del M. Colombine) abbondanti resti vegetali (si veda oltre, la *Pietra Simona*).

Età: Permiano inferiore.

3.1.3.2. - Membro di Val Dorizzo (COL₂)

Questi depositi continentali sono noti in letteratura come "Membro superiore" della Formazione di Collio o litozone "E" e "F" di CASSINIS (1966a).

La litozona E è costituita prevalentemente da arenarie gradate e siltiti verdi a componente vulcanica, con zone ad elementi vulcanici bianchi, e con intercalazioni di argilliti nere, mentre la litozona "F" è composta inferiormente da arenarie con clasti vulcanici, da fini a conglomeratiche, micacee, di colore verde, grigio e giallastro, passanti verso l'alto ad argilliti nerastre laminate, contenenti anch'esse fossili vegetali mal conservati, bivalvi (attribuite da CURIONI (1870) ad *Anthraconaia carbonaria* GOLDFUS, meduse lacustri (*Medusina limnica*) e impronte di tetrapodi. Frequenti le strutture sedimentarie come i *ripple marks*, strutture *cut and fill* e laminazione incrociata. Nella zona compresa tra le Pofferatte e il Monte Crestoso questa unità presenta soprattutto i propri caratteri più grossolani e manifesta un forte contributo vulcanico a livello compositivo. La stratificazione, pur d'aspetto massiccio, è in generale abbastanza evidente: prevalgono i banchi compatti, con forme lenticolari allungate, spessi anche più di 1 m.

Le due litozone sono rappresentate in genere da depositi alluvionali e lacustri che si interdigitano con la porzione inferiore del Conglomerato del Dosso dei Galli e che mostrano caratteristiche affini a quelle della litofacies inferiore, costituendo anch'essi un ciclo sedimentario a granulometria decrescente.

Età: Permiano inferiore.

3.1.4. - Considerazioni paleoambientali relative alla Formazione di Collio

All'interno di entrambe le sopracitate litozone C, E e F, è stata rinvenuta nel tempo una grande abbondanza di fossili, principalmente microflore e impronte di tetrapodi, che hanno permesso l'attribuzione cronostratigrafica di questi depositi (per una recente sintesi sui dati paleontologici e geocronometrici si veda CASSINIS & RONCHI, 2001). Una revisione di tali flore, abbondanti ma poco diversificate, note e studiate da oltre un secolo (e.g. SUESS, 1869; GEINITZ, 1869; REMY & REMY, 1978; TYROFF in CASSINIS, 1966 a), è stata recentemente operata da alcuni autori olandesi (VISSCHER *et alii*, 2000; CASSINIS & SANTI, 2001). Essi confermano la presenza di sei forme identificate nonché resti di varie conifere (e ginkgophyte?) difficilmente identificabili: *Sphenopteris suessi*, *S. kukukiana*, *S. patens*, "*Sphenopteris*" cf. *interrupte-pinnata*, *Hermitia* (al. *Walchia*) *geinitzii* e *Walchiostrobus*. Sulla base di tali macroflore non è possibile dare, per tali litozone, indicazioni cronostratigrafiche più precise del Permiano inferiore; bisogna quindi riferirsi al dato ottenuto sulla base dei palinomorfi, peraltro mal conservati (CLEMENT-WESTERHOF *et alii*, 1974; CASSINIS & DOUBINGER, 1991, 1992; PITTAU in CASSINIS *et alii* 2000), che suggeriscono un'età tardo Artinskiana fino a Ufimiana basale per gli tassi.

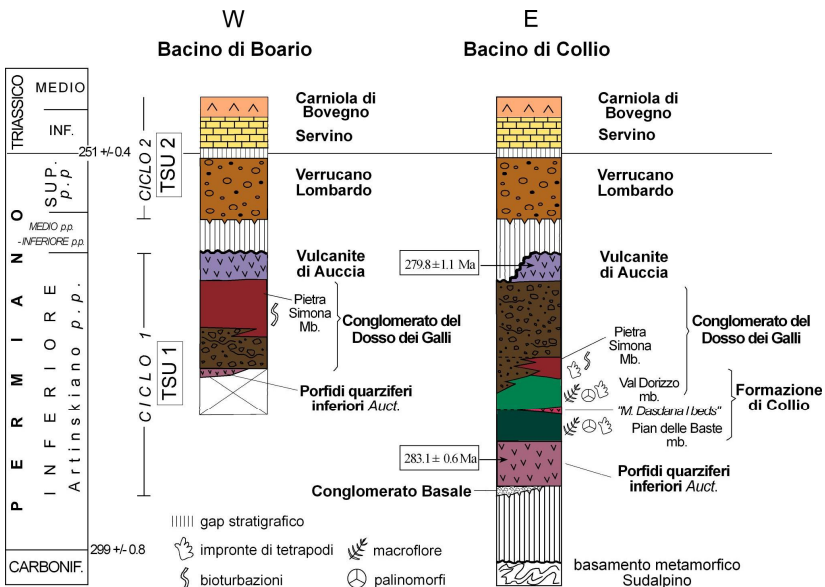


Fig. 14 Colonne stratigrafiche schematiche della successione permiana nei bacini di Collio e di Boario

Per quanto riguarda le impronte di tetrapodi, HAUBOLD (in HAUBOLD & KATZUNG, 1975) ha segnalato in Val Trompia la presenza di *Amphisauropus imminutus*, *A. latus*, *Dromopus lacertoides* e altre forme, ascrivendo la Formazione di Collio al tardo Autuniano europeo- equivalente al Sakmariano (?) (“Oberhof beds” della Thuringia). In seguito, grazie a nuovi rinvenimenti, alcuni autori hanno inizialmente confermato tale attribuzione (CEOLONI *et alii*, 1987; CONTI *et alii*, 1991), più recentemente, gli stessi autori (CONTI *et alii*, 1997, 2000), sulla base di confronti regionali reputano che l’ichnoassociazione caratteristica del Collio (*Batrachichnus* sp., *Amphisauropus latus*, *A. imminutus*, *Dromopus lacertoides*, *D. didactylus* e *Ichnoterium cottae*) consenta di ipotizzare la presenza del tardo Permiano inferiore-Permiano superiore basale (Kunguriano-Ufimiano *p.p.*) della scala russa).

Recenti datazioni isotopiche $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zircone, eseguite sulle vulcaniti alla base e al tetto della Formazione di Collio (si veda nelle rispettive unità), hanno fornito età considerevolmente più antiche e in parziale contrasto rispetto a quelle indicate dal record paleontologico (SCHALTEGGER & BRACK, 2000, 2007), dimostrando inoltre che l’intera sedimentazione nel Bacino di Collio sarebbe avvenuta al più nel breve arco di 5 Ma.

Tra la Val Trompia e la Val Caffaro entrambe le porzioni sedimentarie mostrano variazioni granulometriche e di potenza degli strati, passando da facies di conoide distale a facies di piana alluvionale sabbiosa e fangosa per terminare con depositi lacustri (ORI *et al.*, 1988).

3.1.5. - Conglomerato deli Dosso dei Galli (CDG)

Tale litosoma, formalizzato da CASSINIS (1969a), è costituito essenzialmente da conglomerati e subordinatamente da arenarie e siltiti.

La sezione tipo si trova nella valle delle Malghe Setteventi e Dasdana Corna, all’incirca una decina di km in linea d’aria ad E del margine orientale del Foglio Breno.

In Val Dasdana CASSINIS (1969a) ha distinto due membri con passaggio laterale graduale tra l’uno e l’altro: il Membro della Pietra Simona, caratterizzato da arenarie e siltiti rossastre, con tipiche bioturbazioni e con tufi stratificati alla sommità e un secondo “membro” composto da conglomerati poligenici grossolani in matrice arenacea rosso scura, con stratificazione indistinta che in questo foglio non sono stati distinti.

Il CDG è delimitato a letto dalla Formazione di Collio e a tetto dalla vulcanite di Auccia. Ha uno spessore variabile da pochi metri fino a oltre 500 m nell’area tipo.

I rapporti stratigrafici con le unità sottostanti (COL₂) sono di eteropia, mentre superiormente il CDG passa stratigraficamente alla vulcanite di Auccia o, dove questa non è presente o è stata erosa, direttamente al Verrucano Lombardo tramite una discordanza angolare (visibile ad esempio lungo il versante orientale del Dosso Betti). Nel settore del Monte Crestoso la riduzione dell'unità vulcanica sarebbe stata in parte determinata dalla prolungata attività erosiva precedente la deposizione del Verrucano Lombardo (CASSINIS, 1964).

ORI *et alii*, 1988, interpretando questa Formazione come la progradazione di un sistema di conoidi alluvionali all'interno di un bacino lacustre poco profondo, hanno proposto una distinzione della stessa sempre in due membri (detti A e B) con differenti caratteristiche sedimentologico-tessiturali. Le direzioni delle paleocorrenti mostrano che le aree sorgenti di tale sistema alluvionale erano posizionate a S-SW. Successivamente CASSINIS & PEROTTI (1997), hanno confermato tale suddivisione del CDG in un "membro inferiore" e un "membro superiore" oltre la membro della Pietra Simona che in Val Dasdana si trova inframmezzato tra essi.

Dei tre membri proposti da CASSINIS & PEROTTI (1997), nell'area del Foglio Breno il membro inferiore affiora solo limitatamente.

3.1.5.1. - Litofacies ad arenarie prevalenti (CDG_a)

Inizialmente classificato da CASSINIS (1966a) come membro "G" della Formazione di Collio, questo membro presenta caratteristiche litologiche significativamente diverse dal Collio "tradizionale", cui parzialmente si interdigita, e per tale motivo è stato successivamente attribuito al CDG e definito come suo membro inferiore o membro A (ORI *et alii*, 1988).

In generale il membro è organizzato in sequenze *coarsening upwards* che presentano localmente tre facies distinte rappresentanti la progradazione di conoidi alluvionali: la facies sommitale è rappresentata da paraconglomerati grossolani grigio-rossastri o verdastri, poligenici, con arrotondamento scarso, estremamente eterometrici (clasti con dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche), disorganizzati e mal stratificati (depositi di conoide prossimale - *proximal debris flow deposits*); quella intermedia, sottostante alla precedente, è composta da conglomerati minuti passanti ad arenarie grossolane con laminazione incrociata (depositi canalizzati); infine, la facies basale è composta da letti arenacei caratterizzati da gradazione normale e laminazioni (depositi di piana alluvionale - *sheet flow*). Quest'ultima facies si presenta largamente in eteropia con depositi lacustri della Formazione di Collio ed è appunto quella che affiora nei settori sudorientali del Foglio.

Età: Permiano inferiore.

3.1.5.2. - Membro della Pietra Simona (**CDG₁**)

Questa unità fu formalizzata come Membro del Conglomerato del Dosso dei Galli da ASSERETO & CASATI (1965), i quali ne descrissero la sezione tipo sul versante sinistro della bassa Val Camonica (nei pressi di Boario Terme, allo sbocco della Val d'Angolo).

Il membro affiora con i massimi spessori nell'area circostante a Boario Terme ("Bacino di Boario" Fig.14); sul lato sinistro della Val Camonica è stato individuato poco a S di Sacca e, per la prima volta, anche nella media Valle dell'Inferno (la Rocchetta).

Esso è costituito da arenarie fini passanti a siltiti micacee rosso-scure, intensamente bioturbate (le classiche "budellature" degli Autori). Nelle sue porzioni superiori sono segnalati livelli cineritici verdognoli con aspetto porcellanaceo. Frequentemente possono essere osservate strutture sedimentarie quali laminazioni piano parallele, incrociate e concave (es. Parco del Luine).

Lo spessore è compreso tra 0 e 120 m,

La "Pietra Simona affiora" (si veda anche BERRA F. & ALBINI S., 2006) a diversi livelli stratigrafici all'interno del CDG, in gran parte eteropica sia con le litofacies arenacee sia con quelle conglomeratiche: nei settori più interni del Bacino di Collio (ad esempio in Val Dasdana, CASSINIS, 1966a) essa si trova nelle sue porzioni medio-inferiori (alta Valle della Grigna e Valle Riccomassimo) della Formazione (CASSINIS, 1966b; BONI & CASSINIS, 1973) mentre, nel Foglio Breno, ovvero in corrispondenza del margine occidentale del suddetto Bacino, viene individuata nella porzione superiore o al tetto del CDG stesso (sul versante destro della Val Camonica - ASSERETO & CASATI, 1965 - come in parte in quello sinistro).

L'ambiente deposizionale della "Pietra Simona" può essere ricondotto ad aree laterali rispetto alle principali conoidi alluvionali o a zone inattive all'interno delle stesse (ORI *et alii*, 1988), ma potrebbe anche legato a facies di playa. Recentemente, RONCHI (2008) sulla base del contenuto icnologico della Pietra Simona, attribuito a *Paleophycus tubularis* e *Planolites montanus*, si è soffermato sul contributo che le tracce fossili possono dare nella ricostruzione di facies e paleoambienti. In particolare, la presenza pervasiva della prima specie nella sezione-tipo di Boario, indicherebbe un ambiente lacustre di media profondità e di tipo permanente.

Età: Permiano inferiore?

3.1.6. - *Vulcanite di Auccia* (**AUC**)

Il Gruppo delle Tre Valli Bresciane presenta alla sommità la vulcanite di Auccia. La formalizzazione e lo studio geologico-stratigrafico di tale unità

si deve a CASSINIS (1968a, 1969b), mentre le prime analisi petrografiche furono condotte da PEYRONEL PAGLIANI (1965) e PEYRONEL PAGLIANI & CLERICI RISARI (1973) e WOPFNER (1984).

La formazione affiora prevalentemente nella zona attorno alla Punta dell'Arciprete - Dosso Betti e sul versante sinistro dell'alta Val Gabbia. Nel corso dei nuovi rilevamenti relativi al Foglio Breno, sono stati individuati altri affioramenti di tale Formazione sul versante sinistro della Valle dell'Inferno (loc. il Dossone e la Rocchetta,) e tra l'impluvio del T. Rovinazze e la Valle del T. Re (loc. Rineto).

Si tratta di ignimbriti riolitiche e subordinatamente dacitiche massive di colore da rosso-violetto a grigio, con tessitura porfirica e ricche di fiamme. A tetto e a letto sono presenti tufi di cristalli, riolitici. I fenocristalli sono costituiti essenzialmente da plagioclasio, quarzo, biotite e in minor misura da individui di pirosseno in genere serpentinnizzato. La pasta di fondo ha struttura da micro a criptocristallina.

Nella località tipo, presso Punta dell'Auccia, hanno uno spessore di 130 m. Nelle zone Punta dell'Arciprete - Dosso Betti - Val Gabbia lo spessore dell'unità varia in media tra 50 e 70 m. Nelle altre valli, in particolare nella Valle dell'Inferno, la complessità della tettonica e la difficoltà nello stimare la giacitura di tale unità vulcanica non permettono di poterne stabilire con certezza gli spessori che, tuttavia, potrebbero risultare elevati (oltre 200 m).

La vulcanite di Auccia, deposta prevalentemente in ambiente subaereo, rappresenta l'attività vulcanica finale del bacino di Collio; sulla base della sua posizione stratigrafica, tra il Conglomerato del Dosso dei Galli e il Verrucano Lombardo, è attribuita sulla base di datazioni radiometriche recenti ($279,8 \pm 1,1$ Ma: SCHALTEGGER & BRACK, 1999, 2000, 2007) al Permiano inferiore (tra il Sakmariano sup. e l'Artinskiano inf., a seconda delle scale cronostatigrafiche considerate). Le facies di alterazione e i paleosuoli presenti alla sua sommità evidenziano uno *hiatus* in cui l'erosione e/o la non deposizione si è protratta nel tempo.

Età: Permiano inferiore.

3.2 - VERRUCANO LOMBARDO (**VER**)

Tale unità litostratigrafica, è stata denominata con vari nomi dagli Autori ("Conglomerati e arenarie rosse tipo Gardena" di BONI, 1943; "Arenarie rosse s. s." di ARDIGÒ & BONI, 1952; "Arenarie di M. Mignolo" di CASSINIS, 1966b; WOPFNER, 1984, per citarne alcuni). E' stata definita come Verrucano Lombardo da ASSERETO & CASATI (1965) ed è riportata tra le Unità tradizionali nel fascicolo VII del Quaderno 7, serie III, SGN-APAT (CITA *et alii*, 2007b).

Affiora estesamente nel settore meridionale del Foglio, in cui costituisce i rilievi del M. Crestoso, M. Colombino, M. Frà, M. Stabil Fiorito, Corni del

Diavolo e gran parte delle valli dell'Inferno, dell'Orso e Grigna e le pendici meridionali del versante destro della bassa Val Camonica. È invece poco rappresentata nel settore settentrionale, ove affiora in modo limitato nella valle del T. Povo in corrispondenza dell'attraversamento della strada Vilminore – Bueggio.

Il Verrucano Lombardo, caratterizzato da una tipica colorazione rossastra, è costituito dall'associazione di conglomerati arenacei, talora grossolani (soprattutto alla base), arenarie conglomeratiche, arenarie e siltiti variamente alternate, con netta prevalenza di arenarie. Le frazioni più grossolane sono rappresentate da clasti da 0,5 a oltre 30 cm di quarzo, porfidi quarziferi e rari frammenti di basamento metamorfico. Affiora in bancate massicce di notevole spessore sottolineate da variazioni granulometriche, spesso meglio visibili in panoramica che sull'affioramento; lo spessore degli strati varia da 2 a 6 m; sono osservabili stratificazioni oblique, gradazioni normali e inverse e canali d'erosione.

Lo spessore complessivo nell'area considerata è molto variabile, passando da 500-600 m in Val Camonica (Gianico) e presso il M. Frà, a 400 m nella zona del M. Muffetto.

Il Verrucano Lombardo poggia indistintamente sul Basamento Cristallino, sulle ignimbriti di base (Malga Luca), sui tufi a tetto di queste (pendici SE del M. Rosello) esul Conglomerato del Dosso dei Galli (Corni del Diavolo, Val Rosello, Valle dell'Orso).

Nella Valle del Torrente Povo il Verrucano Lombardo si trova in contatto stratigrafico con il sovrastante Servino; il limite di letto non è compreso nell'area in esame in quanto affiora nei settori più a N ricadenti nel Foglio Malonno. Rappresenta i depositi appartenenti al secondo ciclo deposizionale permiano, che si depone in discordanza angolare sui depositi del primo ciclo o in *non-conformity* direttamente sul Basamento cristallino (ad esempio a meridione della dorsale M. Muffetto - Corne di Regoia).

Nell'alta Val Vesgheno (Malga Rondeneto), il Verrucano Lombardo è attraversato da filoni triassici. In ogni caso è sempre ricoperto stratigraficamente dal Servino.

Presenta una sequenza a granulometria decrescente verso l'alto, passando da depositi silicoclastici con tessiture tipiche di conoide prossimale a quelli di canali intrecciati e successivamente meandrici, fino a facies di conoide distale e di *sheet flow*. Su basi sedimentologiche, la Formazione può essere divisa in due membri (ORI, 1988; ORI *et alii*, 1988): il membro inferiore (A di ORI *et alii*, 1988) presenta un trend *fining upward*, decrescente verso l'alto, passante da conglomerati a ciottoli grossolani ad arenarie grossolane o conglomeratiche. I conglomerati hanno le tipiche caratteristiche dei corsi d'acqua anastomizzati e presentano un aspetto da

massivo a lentiforme, con scarsa continuità laterale, e superfici erosionali accentuate; verso l'alto, diminuendo la granulometria, si osservano strutture canalizzate e laminazioni incrociate concave o a festoni.

Il membro superiore (B di ORI *et alii*, 1988) presenta un aumento nella porzione pelitica, di colore rosso scuro, che viene a circondare i singoli corpi arenacei o a colmare gli stessi (*clay plug*); questi ultimi presentano basi erosionali e set singoli di stratificazione incrociata a basso angolo o alternanze di stratificazioni parallele o incrociate (da piccola a grande scala), interpretate come depositi di barra di meandro in un sistema fluviale meandriforme. Verso l'alto si ha un notevole incremento nelle frazioni fini siltitico-argillitiche, costituenti depositi non canalizzati, ben stratificati e con buona continuità laterale, tipici di un sistema di conoidi terminali. Questa suddivisione in due membri non è stata operata in carta, date l'estrema variabilità laterale di facies da luogo a luogo, tale da rendere complessa una precisa individuazione di corpi sedimentari.

Il Verrucano Lombardo è attribuito genericamente al Permiano superiore *p.p.* per correlazione con la coeva Arenaria di Val Gardena (*e.g.* CASSINIS & RONCHI, 2001).

Età: Permiano superiore *p.p.*

3.3 – INQUADRAMENTO PETROGRAFICO DEL VULCANISMO PERMIANO

(a cura di G.M.Bargossi, G.Gasparotto, M.Marocchi, G.B.Siletto)

La successione vulcanico-sedimentaria del Permiano inferiore, affiorante nel Foglio Breno, mostra strette analogie con quella studiata nell'adiacente Foglio 079 Bagolino. Non essendo disponibili studi petrochimici recenti relativi alle vulcaniti affioranti nel primo Foglio, che permettano di definirne il carattere e l'affinità, e di effettuare una adeguata classificazione petrografica si riportano sinteticamente le conclusioni relative alle vulcaniti del Foglio Bagolino, per il quale sono disponibili 185 analisi chimiche che hanno.

In generale, si può quindi affermare che l'attività vulcanica permiana nell'area delle Tre Valli Trumpline si protrae per un intervallo di tempo di poco superiore a 3 Ma, tempo decisamente più limitato rispetto alla durata dell'attività vulcanica permiana del Gruppo Vulcanico Atesino, che copre un intervallo di circa 10 Ma (MAROCCHI *et alii*, 2008).

Lo studio petrografico ha messo in chiara evidenza che l'associazione mineralogica primaria è stata profondamente modificata da fenomeni che possono essere messi in relazione con metasomatismo indotto da circolazione di fluidi tardo magmatici. Ad esclusione del quarzo, tutte le altre fasi minerali, costituite da plagioclasio, K feldspato (sanidino), biotite e pirosseno, hanno subito da parziale a completa sostituzione ad opera di

mica bianca, clorite, fasi argillose, fasi opache, leucoxeno, epidoti, carbonati e quarzo secondario. Anche la pasta di fondo in gran parte originariamente vetrosa risulta ora completamente devetrificata in aggregati quarzo-feldspatici e permeata dalle fasi minerali che sostituiscono i fenocristalli primari. La classificazione su base chimica è pertanto difficoltosa.

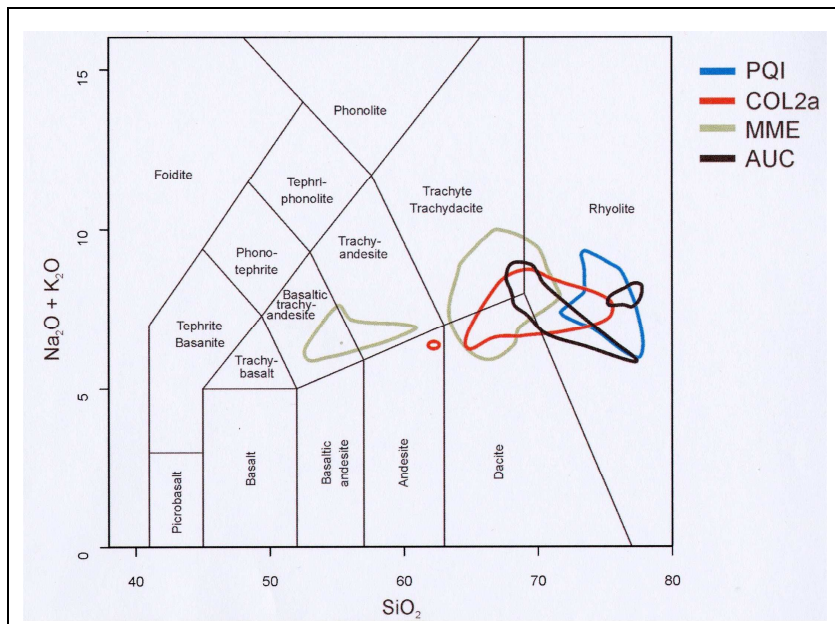


Fig. 15 – Diagramma Tas, con le suddivisioni proposte da LE MAITREAS et alii (1989) relativo alle vulcaniti del Foglio Bagolino .

Pertanto, per questo scopo è stato utilizzato non solo il classico diagramma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (TAS; LE MAITRE *et alii*, 1989), ma anche il diagramma Zr/TiO_2 vs Nb/Y (W&F; WINCHESTER & FLOYD, 1977), in quanto utilizza elementi minori ed in traccia considerati meno sensibili ai fenomeni di mobilizzazione metasomatica rispetto agli elementi maggiori. La proiezione dei punti delle rocce analizzate ha permesso di circoscrivere le aree di distribuzione dei campioni delle quattro formazioni vulcaniche (PQI = Porfidi Quarziferi inferiori, COL2a = Dasdana, MME = Monte Macaone, AUC= Auccia).

L'attività vulcanica inizia con prodotti piroclastici composizionalmente omogenei costituiti dalle ignimbriti riolitiche (PQI).

Seguono i Dasdana *beds* (COL2a) con flussi piroclastici molto densi ed eterogenei, ricchi di cristalli, di frammenti lavici e di pomice. Poiché la loro composizione nel diagramma (TAS) si distribuisce fra riodaciti e rioliti e nel diagramma (W&F) nella parte bassa del campo riodaciti/daciti si è preferito classificare i Dasdana *beds* come riodaciti. Alcuni campioni si classificano come andesiti perché particolarmente ricchi di plagioclasti e di frammentini di composizione andesitica.

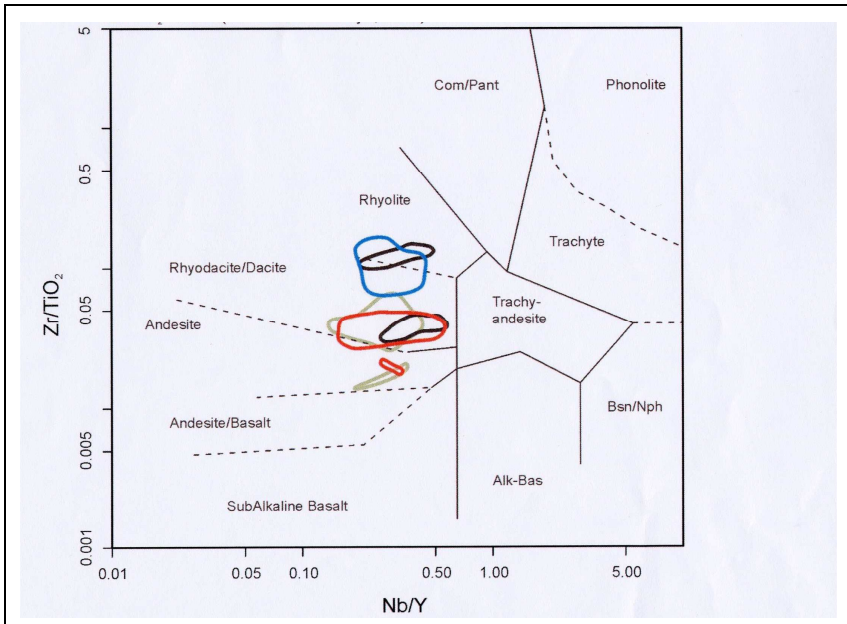


Fig. 16 – Diagramma classificativo di WICHESTER & FLOYD (1977) relativo alle vulcaniti del Foglio Bagolino

Le lave porfiriche della Formazione di Monte Macaone (MME), analogamente alle piroclastiti (COL2a), si classificano come riodaciti. Si rileva inoltre la presenza di andesiti, che costituiscono piccoli corpi affiancati ai corpi principali riodacitici, e di rioliti.

Infine la Formazione della vulcanite di Auccia (AUC) sulla base del diagramma W&F risulta essere prevalentemente costituita da ignimbriti riodacitiche con a tetto un livello di tufi di composizione riolitica.

L'osservazione della distribuzione delle aree delle Formazioni nel diagramma TAS mette in evidenza un loro sconfinamento dal campo

subalcalino al campo alcalino, ciò trova spiegazione in un arricchimento in alcali connesso alle fenomenologie metasomatiche. Questa apparente alcalinità viene corretta dall'uso del diagramma di W&F dove tutte le aree delle Formazioni si dispongono nel campo del diagramma con rapporto $Nb/Y < 0.65$, cioè nel campo subalcalino.

3.3 - INQUADRAMENTO GEODINAMICO DELLA SUCCESSIONE PERMIANA

Secondo l'opinione di molti Autori, l'evoluzione strutturale dei bacini del Permiano inferiore nel Sudalpino, è stata controllata da una tettonica di tipo estensionale. Per alcuni, la subsidenza dei bacini sarebbe stata correlata con una semplice estensione crostale (ad es. WOPFNER, 1984) mentre per altri sarebbe stata controllata da una tettonica *strike-slip*, accompagnata da un progressivo assottigliamento della crosta varisica (CASSINIS & PEROTTI, 1994; CASSINIS *et alii*, 1997; CASSINIS & PEROTTI, 1997, 2007).

Le carte delle isopache illustrate da PEROTTI & SILETTO (1996) per il Bacino di Collio mostrano, riguardo ai sedimenti del I ciclo permiano (Gruppo del Collio triumplino), forti gradienti morfologici e un sensibile controllo strutturale della sedimentazione. La deposizione del II ciclo permiano, rappresentata dal Verrucano Lombardo, è invece molto più uniforme, mostra gradienti morfologici più modesti e una progressiva tendenza verso la peneplanazione. Molte delle faglie attive durante il ciclo precedente (ad es. la faglia delle Pofferatte) risultano suturate dai depositi del II ciclo.

4. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TRIASSICA

La stratigrafia del Triassico inferiore e medio *pro parte* è caratterizzata da relativa uniformità fino alla Formazione di Wengen, mentre al di sopra di questa si sviluppa la differenziazione tra aree in cui la successione evolve verso caratteristiche bacinali, con le formazioni di Pratotondo e Lozio, o verso caratteristiche di piattaforma carbonatica, con le formazioni del calcare di Esino, di Breno e del Metallifero Bergamasco. Nel Ladinico superiore e nel Carnico la paleogeografia risulta articolata in piattaforme carbonatiche e margini-scarpata di piattaforma, rappresentate dalle formazioni del calcare di Esino, di Breno e del Metallifero Bergamasco; in bacini coevi a sedimentazione terrigena e mista, rappresentati dalle Formazioni di Wengen, Argillite di Lozio, formazione di Gorno e in facies di passaggio tra i due ambienti espressi dal Calcare di Pratotondo e di

Sommaprada, secondo la terminologia di ROSSETTI (1966a) relativa alla Val di Lozio, ma estrapolabile anche più ad W.

Il Membro di M. Arano della Formazione di Breno e la formazione di Gorno rappresentano un corpo carbonatico posto a tetto o interdigitato all'Argillite di Lozio, caratterizzato da facies di mare basso, transizionale tra un altofondo sommerso ed una piattaforma, con episodi d'emersione e con apporti terrigeni fini che localmente danno luogo ad intercalazioni di spessore metrico-decamentrico (area a NE di Borno). La variabilità delle facies che caratterizzano il Membro di M. Arano e la formazione di Gorno in tale area ha indotto gli Autori precedenti a inserire fittizie e inestricabili complicazioni strutturali, evidenti in certi punti del Foglio "34-Breno" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971) o nella carta di DE JONG (1979).

Nell'area esaminata sono conservati lembi dell'originario margine tra le piattaforme ed i bacini. Il più esteso e continuo è quello delimitato nella Valle di Lozio dalle piattaforme carbonatiche della Concarena - Pizzo Camino; il ripido versante a S del "Cornone" (gruppo della Concarena) permette di osservare la rastremazione meridionale della piattaforma dell'Esino entro le facies transizionali al bacino di Lozio. Questo margine, già oggetto dello studio di ROSSETTI (1966a), appartiene interamente all'unità strutturale Pizzo Camino.

Frammenti di margine-bacino sono stati inoltre individuati sul versante orientale della Corna Mozza, nei pressi del Giovetto di Paline, lungo lo sterrato che collega questa località ad Azzone e a N del paese di Dosso; le facies di transizione sono date da calcari scuri lastroidi, con laminazione derivante da processi microtorbiditici, sovrapposti al calcare di Esino della Corna Mozza, di cui rappresentano la transizione verso un bacino in direzione E e N-E. Questi frammenti di margine appartengono ad un'unità strutturale sottostante all'Unità Pizzo Camino (denominata Unità della Costa di Valnotte da FORCELLA, 1988); non sono quindi direttamente ricollegabili al margine individuato in Val di Lozio. La successione che forma la parte bassa del versante orografico sinistro dell'alta Valle di Scalve, sottostante l'Unità Pizzo Camino, è caratterizzata dalle facies bacinali (Argillite di Lozio) ricoperte dalla formazione di Gorno, dal Membro di M. Arano della Formazione di Breno e dalla formazione di S. Giovanni Bianco; la sua correlabilità con l'unità tettonica della Corna Mozza verrà discussa oltre.

In destra idrografica della media Valle di Scalve (Dezzo di Scalve - Colere) affiorano i corpi carbonatici di piattaforma che formano la pila di *thrust* del massiccio Presolana - M. Ferrante. In essi il calcare di Esino si ripete su almeno tre principali livelli strutturali; essendo prevalentemente delimitato da superfici tettoniche non mostra facies di transizione. Nell'unità tettonica inferiore (Unità Vigna Vaga) vi sono solo indizi di

rastremazione verso E (località Pian di Vione), verso W è ricoperto dalle facies peritidali della Formazione di Breno (località Corna Gemelle) che terminano con una superficie paleocarsica a tasche silicizzate, ricoperte da peliti, marne e dolomie scure entro le quali si erano sviluppate le coltivazioni minerarie dell'area circostante il rifugio Albani (RODEGHIERO, 1977). La litozona pelitica rappresenta un orizzonte significativo per correlazioni stratigrafiche e di riflesso utile per la ricomposizione del mosaico dei *thrust*, in quanto è individuabile anche alla sommità della Formazione di Breno appartenente alla successione della media e bassa Val di Scalve (pieghe di Dosso, Giogo della Presolana) e sul versante meridionale del M. Erbanno fino a Prave. Litofacies terrigene pelitiche e argillitiche si ritrovano alla sommità della Formazione di Breno della Cresta di Valzurio (ascritte a facies distali dell'Argillite di Lozio da BERRA & JADOUL, 2002), intercalazioni terrigene pelitiche e argillitiche di spessore metrico-decamentrico si ritrovano entro il Membro di M. Arano della Formazione di Breno e la formazione di Gorno nella zona a NE di Borno (ascritte a scaglie tettoniche di Argillite di Lozio nella cartografia precedente). Ciò suggerisce rapporti di eteropia tra il Membro di M. Arano, la formazione di Gorno e le formazioni di Breno e di Lozio; gli inquinamenti terrigeni, provenienti da N, mostrano gli spessori più consistenti nelle unità originariamente più settentrionali, via via con spessori sempre minori ed interdigitazioni nelle unità meridionali, con ripartizione non uniforme imputabile all'articolazione dalla paleotopografia.

L'Esino dell'embrice intermedio dell'Unità Presolana mostra una rozza clinostratificazione immersa verso i quadranti orientali che suggeriscono l'originario sviluppo del bacino in quella direzione; è ricoperto sul versante meridionale (M. Visolo) dalla Formazione di Breno immerso verso S.

La successione triassica sup. riacquista una certa omogeneità su tutta l'area con la formazione di S. Giovanni Bianco, che costituisce l'orizzonte superiore di scollamento e traslazione tettonica nell'area esaminata; essa passa superiormente alla Formazione di Castro Sebino, Dolomia Principale e successive unità retiche.

4.1 - SERVINO (SRV)

Questa unità litostratigrafica è ancora oggi indicata con il nome assegnatale in Val Trompia sin dagli inizi del 1800 (BROCCHI, 1808). Il Servino è stato riportato tra le Unità tradizionali nel fascicolo VI del Quaderno 7, serie III, SGN-APAT (CITA *et alii*, 2007a). Essa affiora in varie zone dell'area oggetto del rilevamento: la porzione maggiore è rappresentata dalla placca della Colma di San Glisente (Dos dell'Asino,

Malga la Pozza, ecc.), e dagli estesi affioramenti a S dei Paesi di di Esine e Berzo. Affioramenti minori sono visibili nell'area del M. Muffetto, del crinale sovrastante la stradina che porta a Malga Rondeneto e nella zona del Dosso Beccheria di Bassinale e del Dosso Blussega-Corno Ceriale e nella parte settentrionale del Foglio nei dintorni di Bueggio e Vilminore di Scalve.

Il Servino comprende sedimenti carbonatico-terrigeni marini, di ambiente costiero, in genere largamente fossiliferi, depositi al di sopra del Verrucano Lombardo e caratterizzanti l'ingressione marina avvenuta nel Trias inferiore (Induano - Olenekiano).

Nell'area triumplino-camuna, all'interno della formazione si possono riconoscere sei unità, che nel Foglio Breno non sono state cartografate a causa degli esigui spessori coinvolti (DE DONATIS & FALLETTI, 1999; si veda anche CASSINIS, 1968b; Italian IGCP 203 Group, 1986 e SCIUNNACH *et alii*, 1999). I primi tra questi Autori, oltre ad avere eseguito un lavoro stratigrafico di dettaglio, hanno comparato le proprie sezioni misurate (soprattutto nell'area del Monte Guglielmo) con quella classica del Servino in Val Fontanelle (NERI, in CASSINIS, 1990), che non si discosta molto a sua volta da quella della Colma di San Glisente. Dal basso verso l'alto si hanno:

1) unità basale: quarzareniti, siltiti e arenarie fini grigiastre, talora bioclastiche e oolitiche, in strati molto sottili, ricche di *ripples* da onda, intercalate a peliti bioturbate (10-25 m); nella Val Fontanelle questa litozona è caratterizzata, alcuni metri sopra la base, da dolomie oolitiche alternate a siltiti e denominata "Calcere di Praso";

2) dolomie marnoso-siltose e peliti talora bioturbate (10-55 m). In Val Fontanelle è data da una fitta alternanza di marne, siltiti, arenarie fini grigio-bluastre a cemento carbonatico e calcareniti oolitico-bioclastiche intensamente dolomitizzate (nella parte medio-alta, presenza di *Claraia aurita* –marker dello "Scitico" medio *Auct.*); tale litozona viene correlata con il Membro di Siusi della Formazione di Werfen;

3) "Oolite a gasteropodi": calcareniti bioclastiche e oolitiche, calciruditi e arenarie, intercalate a peliti bioturbate (12-30 m); in Val Fontanelle tale litofacies è ben rappresentata e rispetto all'unità precedente mostra un aumento di spessore, sia delle intercalazioni oolitiche che bioclastiche, in banchi superiori al metro, ricche di gasteropodi e di lamellibranchi;

4) peliti di colore rosso vinato, con intercalazioni centimetriche di quarzareniti micacee (20-25 m); tale litozona si osserva bene nella sezione di Val Fontanelle e viene correlata con il Membro di Campil della Formazione di Werfen;

5) "strati a Myophoria": calcareniti bioclastiche e oolitiche intercalate a peliti (10-35 m); tale unità è stata definita proprio nella Val Fontanelle dove si osservano strati siltosi e marnosi grigi alternati a banchi calcarei

contenenti una grande varietà di fossili tra cui *Myophoria* e *Naticella costata*, *Dinarites* sp.;

6) litozona pelitica sommitale; prevalgono marne e siltiti di colore grigio-verdastro e talvolta anche rosso, con subordinate intercalazioni arenacee e carbonatiche (25-60 m).

Nell'area esaminata, la successione normale del Servino è ben visibile in quelle località risparmiate dalle dislocazioni tettoniche e dalle intrusioni porfirittiche, ad esempio presso Malga Rondeneto, dove è visibile il passaggio con il sottostante Verrucano Lombardo e, circa 40 m sopra, la presenza dell'"Oolite a gasteropodi". Il "banco a *Myophoria*" è stato invece riconosciuto presso Malga la Paglia, sulla mulattiera per il Dosso Sparviero. Quarzareniti chiare, rappresentanti il membro basale, deposto direttamente sul Verrucano Lombardo, si osservano lungo il sentiero che da Malga Cauzzo va verso Corno Ceriale nonché lungo la strada tra Monti e Angolo.

Entro questa Formazione sono frequenti le mineralizzazioni *stratabound*, soprattutto quelle a barite e siderite manganesifera; esse sono da mettere in relazione a un evento metallogenico probabilmente eotriassico, connesso con la circolazione di fluidi geotermali e risultano concentrate nelle litozone 1, 3 e 5.

Lo spessore del Servino, ove presente integralmente, è di circa 150 m; nella Valle del Povo è limitato a una ottantina di metri.

In un recente lavoro CASSINIS *et alii* (2007) hanno esaminato in dettaglio la stratigrafia e le facies al passaggio Permiano-Trias in un settore compreso tra il Lago di Como e la Val Giudicarie. Il limite inferiore con i depositi continentali del Verrucano Lombardo è rappresentato da clastiti grossolane o da siltiti e peliti rosso scure (Malga Rondeneto). Questo limite è concordante ma male esposto nella valle del T. Povo tra gli abitati di Pianezza e Bueggio.

Nell'area di Bueggio e Vilminore di Scalve affiora esclusivamente la litofacies inferiore costituita da arenarie quarzoso- micacee fini, siltiti e argilliti di colore da grigio verdastro a rossastro, in alternanze centimetrico-decimetriche. Le siltiti presentano localmente cemento calcareo che dà una debole reazione all'HCl e presentano strutture quali bioturbazioni e laminazioni incrociate (da *ripple* d'onda).

Superiormente il Servino è a contatto con la carniola di Bovegno. Quando si vede, il limite è concordante; esso avviene attraverso il passaggio ad alcuni livelli di dolomie grigie siltitiche debolmente vacuolari.

Stando allo schema cronostratigrafico proposto da SCIUNNACH *et alii* (1999) il Servino si sarebbe deposto nel Triassico inferiore (Induano – Smithiano).

L'ambiente deposizionale della formazione è di tipo litorale marino o di bassa profondità.

Età: Induano-Olenekiano.

4.2 - CARNIOLA DI BÒVEGNO (**BOV**)

L'unità è stata definita da ASSERETO & CASATI (1965). E' costituita da dolomie vacuolari e calcari dolomitici di colore giallastro, a stratificazione indistinta o in grossi banchi, in subordine da breccie ad elementi dolomitici, lenti di gesso e anidrite. Nell'area ove tale formazione affiora più diffusamente è prevalente la litofacies costituita da carniole e calcari dolomitici a cellette, di colore da grigio chiari a giallastri e con stratificazione poco distinta e intercalazioni di marne gialline e dolomie vacuolari. I calcari dolomitici fanno passaggio a breccie a clasti spigolosi di dolomie, calcari, siltiti verdi e marne da gialline a policrome, la massa di fondo è calcarea di un giallo intenso. Nell'incisione del T. Povo, sotto l'abitato di Vilminore, affiorano sporadicamente gessi sottilmente laminati e breccie ad elementi di gessi laminati. Segnalazione particolare va posta alla carniola di Bovegno nella litofacies gessoso – anidritica affiorante presso gli abitati di Castelfranco e Costa Volpino (**BOV_a**). A Castelfranco è presente la litofacies gessosa sovente laminata e interessata da pieghe e tuttora interessata da attività estrattiva. A Costa Volpino affiora la litofacies anidritica caratterizzata da un assetto monoclinale sottolineato dalla fitta laminazione; a Volpino l'attività estrattiva è cessata e le cave sono in corso di ripristino.

Questa formazione affiora soltanto in una stretta fascia disposta E-W tra gli abitati di Vilminore e Nona, e più diffusamente nell'alto corso del Torrente Nembo.

Nel settore meridionale del Foglio affiora con una certa estensione in particolare intorno all'abitato di Prestine. Nella stessa area si osservano anche limitati affioramenti a SE di Esine (loc. Castellazzo), a S di Berzo (loc. Marcolino). In altre aree la presenza della carniola di Bovegno è estremamente limitata: piccoli affioramenti si trovano sia a S della località Colmèt, che presso Dosso Rognone. Tali affioramenti, che poggiano con contatto netto sopra il Servino, risultano una novità rispetto alla cartografia precedente.

La carniola affiorante nella Valle di Prestello nei pressi di Prestine, è maggiormente esposta, ma presenta notevoli disturbi tettonici.

Sul versante destro camuno tra Angolo Terme e San Vigilio la Carniola affiora in modo sporadico ma in una fascia continua con limiti di tetto e di letto di tipo stratigrafico, raramente esposti ma deducibili dall'andamento degli affioramenti

Altrove la carniola di Bovegno affiora sporadicamente a causa della elisione tettonica che tale litotipo ha subito durante la messa in posto dei principali sovrascorrimenti, dal momento che le sue caratteristiche reologiche ne hanno fatto uno dei principali orizzonti di scollamento tettonico. Tuttavia non si può escludere che lembi attribuibili a tale formazione siano individuabili nelle carniole e nelle marne che sovente sottolineano i contatti tettonici, sia all'interno del Calcare di Angolo sia tra successioni anisiche e carniche, così come alcune tettofascies carbonatiche siano attribuite erroneamente alla carniola di Bovegno.

Lenti di carniole e marne gialline sono state cartografate alla base dei sovrascorrimenti presso il roccolo della Clusorina, alle Lische del Colle, in alta Val Giogna e a monte di Ossimo Superiore.

A causa della elisione tettonica e della presenza di motivi plicativi non si può determinare con esattezza lo spessore di tale formazione che può però essere stimato in almeno un centinaio di metri. Sul versante destro camuno lo spessore varia da poche decine di metri (San Vigilio) a circa 80 metri (Anfurro).

Come già descritto, il limite di letto con il Servino è concordante ed è ben esposto. Il limite con il soprastante Calcare di Angolo è di tipo tettonico ed è osservabile sul versante destro dell'alta valle del T. Nembo.

L'ambiente deposizionale della formazione è di tipo litorale marino o di bassa profondità fino a lagune isolate tipo sabkha.

Età: parte superiore del Triassico inferiore – Anisico inferiore.

4.3 - CALCARE DI ANGOLO (**ANG**)

Questa unità è stata definita da ASSERETO & CASATI (1965) e , formalizzata da ASSERETO & CASATI (1968b); affiora nell'area ad E di Esine ed è rappresentata da calcari e calcari dolomitici neri ben stratificati.

- Si distinguono tre litofacies: Calcari in strati sottili e/o nodulari (**ANG_a**);
- Calcari scuri in strati medi/massicci (**ANG_c**);
- Intercalazioni di carniole (non distinte in carta).

Lo spessore totale della formazione è stato valutato nei pressi della sezione stratigrafica Monti - Erbanno nella bassa Val Camonica, ed è pari a 700 m.

Il limite inferiore con la carniola di Bovegno è in genere eliso tettonicamente, come ad esempio sul versante destro del Torrente Nembo. Dove è conservato è generalmente di tipo transizionale. Il limite superiore è dato dal passaggio al Calcare di Prezzo: in genere è di tipo graduale e avviene attraverso una litozona di spessore massimo di una quindicina di

metri di calcari micritici un po' micacei e localmente piritiferi in strati da centimetrici a decimetrici e interstrati marnosi di pari spessore, con caratteristiche intermedie tra le due formazioni (tale litozona è stata inclusa nel Calcarea di Prezzo). Un limite netto si ha invece sul versante tra Piancogno e San Valentino e sui versanti a W del Pizzo Camino e Corna San Fermo.

A monte dell'abitato di Darfo, lungo il sentiero che conduce alla parete di arrampicata della Corna Cleto il passaggio tra Il Calcarea di Angolo e il Calcarea di Prezzo è netto ed avviene attraverso un banco di circa 2 m di spessore di calcari micritici nerastri (localmente in strati amalgamati) con superficie ondulata e ricca in crinoidi, piccoli bivalvi e grosse ammonoidi. Potrebbe corrispondere, analogamente ai settori più occidentali (Foglio Lecco, Foglio Clusone) al *Banco a Brachiopodi*. Analogo significato potrebbe avere il livello a piccoli lamellibranchi rinvenuto al letto del Calcarea di Prezzo al limite NE dell'area di rilevamento, in località Sendine .

Al contatto con il plutone dell'Adamello, il Calcarea di Angolo presenta intensi fenomeni di metamorfismo di contatto dati da una minuta ricristallizzazione della roccia ma soprattutto da un intenso piegamento a carattere molto plastico e poliarmonico, con fenomeni di *boudinage* ben visibili nella litofacies sottilmente stratificata. Le pieghe sono visibili alla mesoscala e hanno assi che si dispongono parallelamente ai margini del plutone.

L'ambiente deposizionale della formazione corrisponde ad una baia poco profonda con fini apporti terrigeni.

Età: Anisico inferiore – medio.

Nel Foglio Breno, a differenza dei fogli limitrofi, sono cartografabili le litofacies di seguito descritte.

4.3.1. - *Calcari in strati sottili e/o nodulari (ANG_a)*

Questa facies si trova generalmente nella parte superiore della formazione (corrisponde al membro superiore (facies camuna) di ASSERETO & CASATI, 1965) a diretto contatto con il Calcarea di Prezzo. In tale posizione, seppure in contatto rovescio, la si ritrova a N di Colere sul versante tra Dezzo di Scalve, Malga Bolzone e Malga Barbarossa (a W di Teveno), mentre alle Lische del Colle (versante sinistro della Valle di Scalve) è intercalata (stratigraficamente?) alla litofacies dei calcari in strati medi.

Tale litofacies facies si trova a contatto diretto con il Calcarea di Prezzo anche sul lato destro della bassa e dell'alta Val Nena, a monte di Rivadossa, a S del Dos de l'Averta, nella Valle dell'Inferno, nella Valle del Monte, sul versante tra Losine e il Colle dell'Oca. Costituisce inoltre buona parte del

versante compreso tra Ossimo Superiore, Predenar, Creelone, Passagrop, Durino. Tale fascia prosegue anche sul lato sinistro del T. Lanico, sul medio versante meridionale del Colle dell'Oca, sul versante sinistro camuno, tra Niardo, Breno e Astrio. In quest'ultimo sito per una fascia di alcune centinaia di metri a contatto con il plutone dell'Adamello il Calcare di Angolo presenta fenomeni di metamorfismo di contatto e un intenso piegamento alla medio scala con assi che si dispongono parallelamente ai margini del plutone. Fortemente piegato ma con assi di direzione alpina si presenta il Calcare di Angolo in facies camuna nei pressi di Prestine e lungo la strada per il passo di Croce Domini.

Dal punto di vista litologico la litofacies comprende calcari grigio-scuri nerastri alla frattura, grigi in alterazione, da micritici a debolmente laminati, localmente micacei, in strati planari di 1÷5 cm, massimo 8 cm, alternati con marne nerastre di spessore variabile da alcuni millimetri a qualche centimetro. Questa facies si presenta localmente interessata da una fitta bioturbazione che ha portato alla amalgamazione dei singoli strati conferendo all'ammasso roccioso il tipico aspetto nodulare ("bernoccolato"). La distinzione della litofacies *Calcari nodulari* non è stata possibile data la fitta alternanza con la litofacies precedente e/o la sporadicità della bioturbazione all'interno degli strati.

Un livello a bioturbazione diffusa si segue a monte di Pianezze (Darfo Boario) mentre *slumping* si rinvengono alla base della litofacies nei pressi di Piamborno, e di Pianezze. Si segnala inoltre la presenza di un livello di brecce sinsedimentarie intercalate lungo la strada a E di fienile Barbetti (Lische del Colle). Sulla prosecuzione orientale della medesima strada sono invece stati osservati piccoli *slumping* entro un livello a stratificazione pluridecimetrica con laminazione obliqua.

Durante le deformazioni alpine, questi litotipi hanno manifestato un comportamento prevalentemente duttile, attestato dalla presenza di fitti piegamenti alla scala metrico-decimetrica con prevalenti geometrie *chevron*. Pieghe si osservano anche nella fascia di versante tra Mazzunno e Pianezze (Darfo, Boario).

Affioramenti di calcari nodulari sono stati osservati sul versante destro della bassa Val Nena, sul versante S del Dos de l'Averta, lungo la strada a SW del M. Mignone, nella valletta a monte di Rivadossa, lungo la strada di località Plagne.

La stessa litofacies nodulare costituisce buona parte degli affioramenti rocciosi della bassa Val d'Angolo e Valle Camonica a monte degli abitati di Mazzunno, Terzano, Darfo Boario, Erbanno, Angolo, Anfurro e Monti.

Ad essa nei dintorni di Ca' Bernardi e Creelone (versante SE del Dos d'Averta) si osservano intercalati ai calcari ben stratificati livelli marnosi di

spessore da decimetrico a pluridecimetrico. A monte del cimitero di Erbanno si può osservare il passaggio alla litofacies sottostante attraverso un livello di strati amalgamati grigio-nerastri, micritici, fetidi, con stiloliti e film ferruginosi sugli interstrati e millimetriche sferule silicizzate che risaltano sulla superficie di alterazione. Sono presenti anche livelletti di calcareniti laminate con lamine da ondulate a caotiche (*slumping*).

Sul versante a monte di San Vigilio la litofacies dei calcari in strati sottili si rinviene intercalata a più livelli entro il Calcare di Camorelli; in particolare è stata campionata un'intercalazione di calcarenite gradata coinvolta in una piega isoclinalica (ad asse compatibile con le deformazioni alpine) presente alla base della litofacies tipica di Camorelli.

Età: Anisico inferiore – medio.

4.3.2. - *Calcari scuri in strati medi/massicci (ANG_c)*

Questi calcari presentano un elevato rilievo morfologico dando origine a cornici che spiccano su versanti generalmente boscati, sul versante destro della Valle Camonica, sul versante a monte di Azzone (Corna del Falò) e della Costa di Valnotte a N di Colere e nella bassa Valle del Lanico.

Si tratta di calcari da grigi a grigio-scuri alla frattura, grigi in alterazione, da micritici a debolmente laminati, localmente micacei, in strati da planari a ondulati di spessore da decimetrico fino a metrico ove gli strati si presentano amalgamati. Sono sovente percorsi da vene di calcite bianca, tanto che alcune cave di “nero venato”, usualmente impostate nel Calcare di Pratotondo, sfruttano anche questi litotipi (cave in località Plagne).

A E e a N di Magnone (Colere) e poco sotto il crinale del Roccolo (M. Zanari), si osservano sottili intercalazioni di marne giallastre associate a livelli bioturbati, mentre sulle pareti rocciose tra Paltressino e Garzone Sciano (Darfo) si osservano alternanze di livelli di calcareniti e calcari micritici con laminazioni sia parallele che incrociate e con *slumping*.

All'interno di questa facies sono stati distinti alcuni livelli dolomitizzati, di aspetto a volte brecciato, generalmente massicci; alla frattura risultano più chiari rispetto ai calcari massicci: per la loro analogia con il Calcare di Camorelli sono stati ad esso attribuiti. Questi livelli dolomitici si segnalano sul versante destro della Valle dell'Inferno sia a monte che a valle di Pat, sul versante tra località Foppe e Crespalone (pendici SE del Pizzo Alto). Nella Valle dell'Inferno, al passaggio con la facies sottilmente stratificata, sono stati osservati dei livelli di doloareniti a laminazione incrociata

Tra San Vigilio e Costa Volpino il Calcare di Angolo affiora quasi esclusivamente in questa litofacies alla base del Calcare di Camorelli e con spessori di almeno 250 m.

Età: Anisico inferiore – medio.

4.3.3. - Intercalazioni di carniole

Questa litofacies non è stata distinta in carta a causa del suo esiguo spessore. Tuttavia ne forniamo egualmente una descrizione a causa della sua specificità.

Si tratta di livelli con spessore ridotto a pochi metri, prevalentemente concentrati nella parte inferiore della formazione, che affiorano sul versante a monte di Azzone, sul versante meridionale del Colle dell'Oca e sul versante a monte di Ossimo Superiore e nei dintorni di Magnone.

Sono costituiti da marne beige-giallastre nelle quali è ancora visibile la stratificazione, oppure di breccie caotiche ad elementi di calcari grigi o dolomie marroni imballate in una matrice marnosa carnioleggiante. L'interpretazione di tali orizzonti è ambigua in quanto sono sovente associati a superfici di movimento e si presentano tettonizzati. D'altra parte anche se si trattasse di originarie intercalazioni stratigrafiche, data la loro diversa reologia rispetto ai calcari circostanti, difficilmente avrebbero conservato le originarie strutture sedimentarie, e si presenterebbero comunque più tettonizzati rispetto a questi ultimi.

4.4 - CALCARE DI CAMORELLI (CMR)

La Formazione è stata individuata e definita da ASSERETO & CASATI (1965) mentre dagli autori precedenti era stata cartografata come calcare di Esino; uno studio stratigrafico approfondito è stato fatto nel lavoro di GAETANI & GORZA (1989). Il Calcare di Camorelli è stato formalizzato in DELFRATI *et alii* (2000).

La facies tipica è costituita dalla interdigitazione di packstone intrabioclastici e bindstone che in affioramento presentano il tipico aspetto di calcari chiari, massicci con subordinati livelli a laminazioni algali e Tubiphytes, rare alghe Dasycladacee. Nei ghiaioni alla base delle falesie di Calcare di Camorelli nei pressi di San Vigilio si rinvencono coralli, articoli di crinidi, alghe e clasti con livelli fenestrati.

Al passaggio con il sottostante Calcare di Angolo si assiste ad una graduale transizione evidenziata dalla comparsa di una stratificazione da planare a leggermente ondulata e al progressivo prevalere di mudstone sui packstone-wackestone tipici del Camorelli; tale fascia di transizione è presente in Val Gola con uno spessore di un centinaio di metri.

Si tratta di una formazione continua ed esposta da tetto a letto in una limitata area disposta SW – NE sul versante destro camuno tra l'abitato di Lovere e la Valle dell'Orso. Gli spessori sono facilmente valutabili in quanto essa risulta quasi sempre in continuità stratigrafica con l'eteropico Calcare di Angolo e il soprastante Calcare di Prezzo; gli spessori variano da

pochi metri nei pressi dell'abitato di Branico a 400 metri nella Val Gola. Al passaggio con il soprastante Prezzo si osserva localmente la comparsa di straterelli calcarei simili alla facies camuna del Calcarea di Angolo (località Cervera); ma generalmente il passaggio al Calcarea di Prezzo è netto e sottolineato dalla comparsa di croste ferruginose ben visibili lungo il sentiero che da Cervera va in Val Gola; in località Camorelli tale livello mineralizzato è stato oggetto di alcuni scavi minerari.

Il limite con il sottostante Calcarea di Angolo è di tipo graduale ed avviene con la litofacies a calcari massicci; livelletti di calcari sottilmente stratificati attribuibili alla facies camuna dell'Angolo (ANG_a) si rinvergono anche intercalati in più livelli entro la facies tipica del Calcarea di Camorelli sul versante a monte di san Vigilio. Tale piattaforma carbonatica è delimitata lateralmente da faglie di direzione NNW-SSE che mostrano una prima attività anisica e che sono successivamente state riattivate nel corso del Triassico; in particolare in corrispondenza della faglia della Val Supine si passa da spessori del Calcarea di Camorelli prossimi ai 400 m (località Cervera) ai pochi metri presso Branico.

In corrispondenza della faglia della Val Supine nel Calcarea di Camorelli sono presenti mineralizzazioni a ossidi di ferro in tasche; attualmente sono visibili le cavità dovute alla attività mineraria.

Al Calcarea di Camorelli sono inoltre stati attribuiti alcuni livelli dolomitizzati, di aspetto a volte brecciato, generalmente massicci, intercalati nel Calcarea di Angolo sul versante destro della Valle dell'Inferno sia a monte che a valle di Pat, sul versante tra località Foppe e Crespalone (pendici SE del Pizzo Alto).

Età: Anisico inferiore – medio.

4.5 - CALCAREA DI PREZZO (PRZ)

Questa formazione è stata descritta nell'area camuna da ASSERETO & CASATI (1965) e formalizzata da GAETANI (1969) ma già in precedenza era stata individuata con nomenclatura biostratigrafia (livello a *trinodosus* o calcarea a *trinodosus*). Si tratta di una formazione presente con continuità in tutto il settore a N del F. Oglio, compresa tra il Calcarea di Angolo e la Formazione di Buchenstein, anche se gli spessori non sono spesso valutabili a causa di ripetizioni per piega e/o elisioni tettoniche.

La facies tipica è quella prevalentemente calcarea (PRZ). E' stata distinta poi cartograficamente una facies prevalentemente marnosa (PRZ_c) che si caratterizza per la ricchezza di ammoniti.

L'ambiente deposizionale è riferibile a un'ampia laguna o piattaforma esterna, a sedimentazione terrigeno-carbonatica, talora caratterizzata da condizioni anossiche.

Al contatto con il plutone dell'Adamello il Calcare di Prezzo, analogamente al Calcare di Angolo sopra descritto, presenta intensi fenomeni di metamorfismo di contatto, con minuta ricristallizzazione della roccia e intenso piegamento a carattere molto plastico e poliarmonico.

Età: Anisico superiore.

La facies tipica è costituita dall'alternanza di calcari marnosi neri e marne nere entrambi in strati da decimetrici a pluridecimetrici. I calcari, soprattutto in prossimità del limite con la soprastante Formazione di Buchenstein, sono ricchi di ammoniti; le marne sono tenere e fissili e sovente carboniose. Subordinati livelli micacei sono stati osservati al passaggio con il Calcare di Angolo sul versante tra Losine e il Colle dell'Oca e nella Valle delle Panzine (Borno). Gli strati calcarei tendono spesso a suddividersi in corpi ellissoidici entro i livelli marnosi: il fenomeno è stato osservato in aree interessate da deformazione plicativa e sviluppo di clivaggio pervasivo: assume quindi significato tettonico (cave lungo la strada Dezzo - Passo della Presolana).

Sul versante destro camuno, dalla Val Supine alla bassa Val d'Angolo e fino a Piancogno, così pure sul versante sinistro della alta Val di Scalve di fronte a Schilpario e a E di Malga Epolo, questa litofacies costituisce interamente il Calcare di Prezzo, formando un orizzonte continuo anche se poco esposto a tetto del Calcare di Angolo. Inoltre è sempre presente associata alla litofacies marnosa; in questo caso si colloca invariabilmente al tetto della formazione, al contatto con la Formazione di Buchenstein.

Età: Anisico superiore.

4.5.1. - *Litofacies prevalentemente marnosa (PRZ)*

È costituita interamente da marne nere, fissili, carboniose; si colloca, ove presente, nella parte inferiore della formazione, al contatto con il Calcare di Angolo, mentre al passaggio con la soprastante Formazione di Buchenstein si ha sempre la facies calcareo-marnosa. La facies marnosa costituisce la parte inferiore del Calcare di Prezzo affiorante in serie rovescia in una fascia ESE-WNW che va da Carbonera di Colere fino alla Malga bassa Barbarossa a W di Teveno. Il limite con il Calcare di Angolo è graduale (descrizione nel paragrafo relativo al Calcare di Angolo). Anche il Calcare di Prezzo affiorante nei pressi della Malga alta di Voia (a S di Schilpario) è in facies prevalentemente marnosa: tale litofacies tende gradualmente a chiudersi verso NE dove si assiste anche a una diminuzione dello spessore della formazione. La facies marnosa costituisce la parte inferiore del Calcare di Prezzo affiorante in una fascia ENE-WSW che va da Losine alla Valle dell'Inferno, come pure nella Valle delle Panzine (in serie rovescia), è assente sul versante destro camuno nei dintorni di Cagno, costituisce invece

la quasi totalità della formazione nell'alta Val Nena e Val Giogna (ove gli spessori elevati sono dovuti a ripetizioni per piega). In queste ultime località si verifica un passaggio netto tra il Calcare di Angolo e la facies marnosa del Prezzo, mentre tra Losine e il Colle dell'Oca il limite è graduale, come descritto nel paragrafo relativo al Calcare di Angolo. Un livello a fauna nana di lamellibranchi di spessore decimetrico e poco esposto è stato osservato in località Sendine a N di Losine.

Gli spessori sono valutabili con precisione in una cinquantina di metri lungo la successione indisturbata che caratterizza il versante destro camuno e sinistro della bassa Val d'Angolo, sono invece solamente stimabili in un centinaio di metri nella zona di Carbonera ove affiorano sia i limiti di tetto che di letto ma la successione risulta piegata. Spessori stimabili in una ottantina di metri caratterizzano la fascia a pieghe tra Losine e la Valle dell'Inferno, mentre in Val Nena e Val Giogna gli elevati spessori della facies marnosa sono solo apparenti e dovuti a pieghe molto serrate. Lo spessore si riduce a poche decine di metri al tetto della piattaforma carbonatica del Calcare di Camorelli tra case Camorelli e località Cervera.

Età: Anisico superiore.

4.6 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC)

La formazione fu riconosciuta per la prima volta da VON RICHTOFEN nel 1860 a Livinallongo (*Buchenstein* in lingua tedesca). La Formazione di Buchenstein è riportata tra le Unità tradizionali in CITA *et alii* (2007b).

Nonostante il modesto spessore è presente in modo continuo in tutta l'area rilevata ed è sempre delimitata (ove non siano presenti disturbi tettonici) alla base dal Calcare di Prezzo e a tetto dalla Formazione di Wengen. Sul versante destro camuno a monte di Darfo fino alla Valle di S.Giovanni, la Formazione di Wengen è mancante e la Formazione di Buchenstein fa diretto passaggio al calcare di Esino. Nella bassa Valle del Dezzo e sul versante tra la Valle del Dezzo e il Dosso della Sessa la Formazione di Buchenstein è sovrastata da un corpo porfirite strato-concordante di età triassica. Il limite con il Calcare di Prezzo è sovente sottolineato da porfirite strato-concordanti.

Lo spessore medio della Formazione di Buchenstein è di 50-60 m ed è abbastanza costante in tutta l'area rilevata, ad eccezione del versante destro camuno a monte di Darfo e tra la Valle del Dezzo e la Val Supine ove raggiunge al massimo una trentina di metri, in particolare ove la Formazione di Buchenstein è sovrastata dalla porfirite quarzifera (tra la Valle del Dezzo e il Dosso della Sessa) lo spessore si riduce ad una decina di metri. Sul versante occidentale della Corna di S. Fermo si raggiungono spessori di un centinaio di metri a causa dell'anomalo spessore di rocce silicee e quarziti riferibili alla facies "Pietra Verde".

L'ambiente deposizionale della Formazione di Buchenstein è ancora bacinale, di mare aperto, caratterizzato da faune pelagiche, con fondali scarsamente ossigenati.

Sono riconoscibili tre facies, non rappresentabili alla scala della carta:

Calcarei nodulari con selce (facies tipica)

La facies tipica è costituita da calcari grigi in strati da centimetrici a pluri decimetrici, con selce diffusa o in noduli e liste; si possono individuare livelli di calcari a stratificazione sottile (cm-dm) piano-parallela, oppure calcari in strati da decimetrici a pluridecimetrici nodulari separati da sottili veli argillitici neri. Al passaggio con il sottostante Calcere di Prezzo gli interstrati marnosi raggiungono spessori di alcuni centimetri, in questo caso la presenza di calcari selciferi è stata considerata diagnostica del passaggio alla Formazione di Buchenstein. Questa facies è preponderante in tutta l'area rilevata anche se sovente ai calcari si intercalano livelli di arenarie fini e siltiti selcifere, laminate, in strati cm-dm alternate a livelli marnosi: questi livelli hanno in genere un minor risalto morfologico e, nelle aree boscate, sono più facilmente colonizzati dalla vegetazione per cui sono meno evidenti ma non meno diffusi rispetto ai calcari nodulari. Altre intercalazioni tipiche e frequenti sono costituite da livelli di tufiti giallo-verdastre sottilmente fogliettate e sfaticce di spessore variabile da pochi centimetri ad alcuni decimetri: data la loro elevata erodibilità anche queste sono visibili solamente lungo sezioni stratigrafiche ben esposte.

In corrispondenza del versante meridionale del Pizzo Alto i calcari nodulari si presentano dolomitizzati. Al passaggio con il Calcere di Prezzo sono state rinvenute ammoniti (sentiero versante occidentale Corna S. Fermo) mentre al passaggio con la Formazione di Wengen, Daonelle (versante occidentale Pizzo Alto), queste ultime segnalate anche in ASSERETO & CASATI (1965); in BALINI *et alii* (2000) si descrivono anche associazioni a conodonti.

Piroclastiti e siltiti vulcanoclastiche

Si tratta di arenarie grigio-verdastre (“pietra verde”) medio grossolane in strati da decimetrici a pluridecimetrici separati da interstrati siltitico-marnosi. Tali arenarie si possono trovare intercalate, in livelli di spessore metrico, ai predetti calcari, oppure costituiscono un orizzonte a se stante posto al passaggio con la Formazione di Wengen, dalle arenarie della quale si distinguono per l'assenza di cemento calcareo. Gli spessori più ragguardevoli si raggiungono nella valle che da Carbonera sale verso la Malga Bolzone ove tale facies ha uno spessore di circa 30 m, nell'alta Val Giogna, sul versante occidentale della Corna di S. Fermo, ove tale facies ha uno spessore di circa 60 m, e in lembi limitati in località Castelletti e Pianezze nella bassa Val Giogna. Sul versante sinistro della Valle dell'Orso,

verso la sommità della formazione è presente un'intercalazione porfirica stratoconcordante del tutto simile alla porfiriti della bassa Valle del Dezzo e come tale è stata cartografata.

Facies di transizione Esino-Buchenstein

Si tratta di dolomie e calcari dolomitici e calcareniti con selce in strati da centimetrici a decimetrici. Tale litofacies è subordinata rispetto a quelle calcarea e arenacea, affiora limitatamente al settore compreso nella media valle del Dezzo tra le località Solivo (sponda destra) e bassa Val Giogna (sponda sinistra).

Età: Anisico superiore - Ladinico inferiore.

4.7 - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN)

La formazione è stata riconosciuta da **WISSMAN nel 1841** a la Valle in val Badia; nel settore camuno è stata descritta da ASSERETO & CASATI (1965). L'unità è stata formalizzata in CITA *et alii* (2007b). È presente in modo diffuso in tutta l'area rilevata anche se con spessori variabili; è assente o fortemente assottigliata in corrispondenza del versante destro camuno a monte di Darfo e tra le valli del Dezzo e Supine, così pure in corrispondenza del Pizzo Alto ove la Formazione di Buchenstein fa diretto passaggio al Pratotondo. La formazione è sempre delimitata (ove non siano presenti disturbi tettonici) a letto dalla Formazione di Buchenstein mentre a tetto può fare passaggio al calcare di Esino (versante destro camuno, spigolo N della Presolana, Malga Barbarossa, Foppa Varicla,), al Calcare di Pratotondo (versante N Presolana, Corna San Fermo, versante tra valle di Malga Epolo nei pressi di Schilpario e Pradella, Val Giogna, Corna Mozza, località Solivo, M. Mignone - T. Lanico, versante a W di Losine, versante E del monte Pora, Versante sopra Pian Cagno) o alla Argillite di Lozio (Val Nena, versanti a S e a NWW di Borno). In corrispondenza dello spigolo N della Presolana vi è un chiaro rapporto eteropico con il calcare di Esino.

La Formazione di Wengen così come cartografata nel presente Foglio è prevalentemente costituita da arenarie vulcanoclastiche. A differenza degli Autori precedenti, le litofacies calcaree e marnose di tale formazione sono state distinte ed attribuite al Calcare di Pratotondo; analogamente un livello argillitico presente in val Davine sopra Piancogno alla base del calcare di Esino è stato attribuito alla Argillite di Lozio.

In dettaglio si tratta di arenarie grigio-verdastre a cemento calcareo, alternate a siltiti e subordinate argilliti da debolmente a francamente calcaree, laminate, a stratificazione da decimetrica a indistinta. Nelle siltiti laminate si osservano talora fenomeni di *slumping* (versante sottostante l'Annunciata), le arenarie sono localmente conglomeratiche con clasti argillitici scuri o, in prossimità del passaggio all'Esino, possono presentare elementi di calcari esinoidi. Nelle arenarie sono presenti laminazioni

pianoparallele, meno diffusamente oblique (versante a monte di Colere, versante a monte del rif. S. Fermo e in località Sendine a N di Losine).

Nelle arenarie sono stati rinvenuti frustoli vegetali nei pressi del Giovetto di Paline e sul versante orientale del M. Mignone. Nei livelli arenacei della Val Caidone si notano talora piccoli clasti biancastri pomicei completamente alterati; un livello pomiceo è stato riscontrato al contatto discordante tra la facies arenacea e calcareo-marnosa lungo la strada tra Borno e Ponte del Ferro (Val di Lozio). A monte di Navertino sono stati campionati conglomerati ad elementi calcarei in matrice arenacea verde con una struttura che richiama i calcari nodulari della facies ANG_a. Sul versante sinistro della bassa valle del Dezzo a monte di località Dazze è presente intercalato alla base dell'Esino un livello di siltiti grigie laminate e di arenarie vulcanoclastiche per uno spessore massimo di un paio di metri: sono state attribuite alla Formazione di Wengen.

Nella parte sommitale della Formazione di Wengen, ove questa fa passaggio al calcare di Esino, si osservano spesso livelli di arenarie con sparsi clasti calcarei centimetrici attribuibili all'Esino stesso (versante occidentale della Corna S. Fermo e della Corna Mozza), in genere di limitato spessore. Nei pressi di Cagno si osserva invece un livello di calcari scuri massivi di aspetto esinoide con inclusi arenaceo-calcarei giallastri e frammenti di coralli, dello spessore massimo di una decina di metri ma con una buona continuità laterale e posto ad una trentina di metri dalla base dell'Esino; un livello di posizione analoga ma a prevalente facies di brecce si osserva lungo il sentiero che da case Dosso sale ai Balestrini a monte di Piancogno; sono state invece attribuite all'Esino le lenti di calcari massivi grigio-chiari dello spessore di una decina di metri presenti sul versante destro della Valle Davine, qualche decina di metri sotto il contatto con l'Esino s.s. Si tratta chiaramente di apporti detritici dalla piattaforma che caratterizzano quindi un margine interdigitato tra il calcare di Esino (piattaforma) e la Formazione di Wengen (bacino).

La Formazione di Wengen è caratterizzata da una estrema variabilità di spessore; essa infatti sul versante destro camuno va da spessori nulli a monte di Darfo fino a circa 200 m nei pressi di Cagno e Civate. Anche tra la valle del Dezzo e la valle Supine gli spessori sono di pochi metri o la formazione è del tutto mancante, mentre a SW della faglia della Val Supine lo spessore torna ad essere ragguardevole (circa 180 metri).

Più difficile è determinarne lo spessore in Val di Scalve ove è frequentemente piegata; nella parte alta della valle, in versante sinistro di fronte a Schilpario, gli spessori si aggirano sui 50-60 m, alla Foppa Varicla (unità strutturale soprastante) superano i 200 m.

Nella Formazione di Wengen, è frequente la presenza di faune fossili, in particolare daonelle, sul versante meridionale M. Mignone, in Val Nena, e sul versante a monte del Rifugio San Fermo; resti di lamellibranchi anche sul versante tra Losine e Casa di Croce e articoli di crinoidi in Val Davine.

L'ambiente di sedimentazione è interpretabile come bacini intrapiattaforma, delimitati dalle piattaforme carbonatiche ladiniche e riempiti da sedimenti prevalentemente terrigeni con una importante componente vulcanoclastica.

Età: Ladinico.

4.8 - INTRUSIVI E VULCANITI MEDIO-TRIASSICI DEL MONTE MUFFETTO - CAMPIONE

Secondo ARMIENTI *et alii* (2003), i materiali magmatici del Monte Muffetto (Montecampione, BS) sono costituiti da rocce porfiriche (fino al 40% di fenocristalli) con presenza costante di aggregati di plagioclasio e anfibolo, e talora di augite uralitizzata e di biotite. La massa di fondo è microcristallina quarzoso-feldspatica, con mafici intergranulari (anfibolo \pm biotite \pm augite). In parte risulta dalla devetrificazione di originale vetro, e in tal caso è molto albitica. L'alterazione è sensibile, con formazione di clorite e calcite, e con una certa idratazione. La presenza di corindone normativo segnala una perdita di alcali. Solo alcuni inclusi mafici risultano equigranulari a grana grossa.

Tutti gli affioramenti sono posti a S della faglia del Rosello, eccetto piccoli corpi in corrispondenza delle faglie dei Corni del Diavolo. Le bancate che costituiscono le Corne di Regoia hanno giacitura suborizzontale ma verso la faglia del Rosello passano a subverticali suggerendo una fuoriuscita proprio in corrispondenza di questa zona di debolezza. Al Dosso Sparviero si ha invece un'intrusione decisamente verticale.

Dapprima considerati come una unica massa, le magmatiti di Montecampione sono state distinte in vari corpi (ARMIENTI *et alii*, 2001). Esse formano prevalentemente laccoliti e sill. I laccoliti appaiono incuneati presso il limite tra Verrucano Lombardo e il Servino, mentre i sill compaiono entro il Servino. Nell'area non mancano altresì filoni di pochi metri, discordanti rispetto alla stratificazione e ai *sill*. Il rilevamento di terreno hanno evidenziato inoltre la presenza di masse filoniane relazionabili alle vulcaniti triassiche (**ft**).

I corpi principali sono quattro Monte Muffetto (**MFF**), Corne di Regoia-M.te Mura (**MFG**), Dosso Sparviero (**MFS**), Malga La Paglia. La potenza varia tra 10-100 m e la lunghezza arriva a chilometri (CORAZZATO & GROPELLI, 2004). Questi Autori hanno stimato la profondità media di intrusione intorno a 1300 m, mentre il volume complessivo è stato stimato in almeno 1 km³. I *sill* mostrano una colorazione rossastra, fenocristalli

allineati, assenza di fenocristalli di quarzo; questi caratteri differenziano i *sill* dalla massa del Corno Mura, grigia, e con fenocristalli plagioclasici bianchi ad abito pseudoesagonale.

CASSINIS & ZEZZA (1982), riportano una età radiometrica è di 231 ± 5 Ma. Questi Autori hanno sostenuto su base petrografica che i laccoliti di M. Muffetto, Dosso Sparviero e Corno Mura sono dacitici, e che il sill di Beccheria di Bassinale presenta natura andesitica alta in K, sottolineandone l'affinità calcalcalina. Peraltro, questa tendenza verso l'alcalinità shoshonitica è una costante di tutto il magmatismo triassico alpino. Per esempio, LUCCHINI *et alii* (1982) avevano sostenuto una affinità calcalcalina-shoshonitica per l'intero magmatismo Triassico, rigettando un legame con un ambiente di *rifting*. Ricerche precedenti in settori limitrofi del Foglio (M.te Guglielmo, a SW del M. Muffetto in bassa Val Camonica) avevano già riscontrato questa tendenza (ARDUINI, 1982), poi confermata da COSSALI (1989). Lo spider diagram di questo Autore è significativo, mostrando un sensibile arricchimento di LILE, e due anomalie negative per il Nb e il Ti.

Per quanto concerne il chimismo maggiore, nel diagramma silice-alcali sia le vecchie analisi di CASSINIS & ZEZZA (1982), sia quelle nuove di ARMIENTI *et alii* (2003) cadono a cavallo del limite tra rocce alcaline e subalcaline. La silice è prevalentemente compresa tra 58 e 68%, e allumina compresa tra 16 e 17%. Gli ultimi Autori sostengono però la presenza di maggiori contenuti di alcali rispetto a quelli rilevati dai primi Autori, ma si tratta di piccole differenze concernenti pochi campioni (trachandesiti di Corne di Regoia). Interessante lo spider diagram (normalizzato rispetto agli N-Morb) il quale mostra una crescita regolare di valori da 1 (HREE) fino a 1000 (Cs, Tl), con tre marcate anomalie negative per Ti, Nb, Ta, tipiche del magmatismo orogenico. Queste anomalie erano già state riscontrate al M.te Guglielmo da COSSALI (1991).

Secondo ARMIENTI *et alii* (2003) l'arricchimento di LILE e di LREE denoterebbe inconfutabilmente un impronta magmatica di retroarco, ossia una relazione con una porzione di slab subdotta giacente a grande profondità. Essi legano questa situazione con una subduzione coeva presente ad oriente (orogenesi Cimmeriana di STAMPFLI, 1996, 2001; ZIEGLER & STAMPFLI, 2001; MUTTONI *et alii*, 2000). Tuttavia, l'ipotesi di CRISCI *et alii* (1984) di un *delayed orogenic magmatism* legato all'orogenesi ercinica ci sembra più convincente, vista anche l'abbondanza di prodotti permiani calcalcalini presenti nel Sudalpino.

Età: Ladinico.

Tab. 3 – *Analisi chimiche selezionate (in wt % e ppm) delle magmatiti di Monte Muffetto, Dosso Sparviero e di Corne di Regoia (da ARMIENTI et alii, 2003)*

	Monte Muffetto					DS	Corne di Regoia			
	MU14i	MUI	MU7b	MU2	MU10	DS2	CR1	CR3	CR4	CR5
SiO ₂	55,45	61,98	62,93	63,35	63,84	61,91	58,06	64,72	64,43	64,02
TiO ₂	0,96	0,62	0,56	0,57	0,60	0,56	0,71	0,51	0,49	0,53
Al ₂ O ₃	17,19	16,05	16,24	15,88	16,08	16,97	16,74	16,40	16,32	13,13
Fe ₂ O ₃	2,31	1,85	1,70	1,53	2,06	2,35	2,57	1,55	2,00	1,54
FeO	6,93	3,56	3,52	3,42	3,23	3,69	3,70	3,29	3,00	3,32
MnO	0,23	0,05	0,07	0,14	0,31	0,14	0,21	0,08	0,10	0,08
MgO	5,16	3,20	2,54	3,26	2,34	2,38	4,09	1,97	2,12	2,20
CaO	0,40	0,95	1,35	0,47	1,21	1,06	3,00	0,49	0,45	0,67
Na ₂ O	4,36	3,93	3,89	4,45	3,92	3,96	3,73	4,48	5,16	4,87
K ₂ O	2,10	4,38	3,76	4,05	3,76	3,25	3,15	3,54	3,17	3,65
P ₂ O ₅	0,30	0,20	0,23	0,21	0,25	0,23	0,25	0,22	0,22	0,21
P.F.	4,61	3,22	3,20	2,68	2,40	3,52	3,79	2,78	2,54	2,78
Cs	10,3	6,7		4,7	4,4	12,2	9,8	9,1	5,8	5,8
Tl	0,50	1,20		0,70	0,78	0,86	1,01	1,08	0,86	0,76
Rb	95	131	144	142	152	156	108	134	108	123
Ba	137	337	422	1038	755	260	584	360	388	313
Th	7,5	12,27		10,7	12,2	11,0	8,8	13,2	10,1	11,1
U	1,50	2,31		2,03	2,31	2,06	1,56	2,09	2,09	2,06
Pb	2,7	4,0		51	70	4,5	27,5	5,2	4,3	2,3
Ta	0,69	0,68		0,72	0,73	0,71	0,54	0,75	0,74	0,72
Nb	10,1	8,1	9	8,7	9,0	9,4	7,6	9,2	9,5	8,9
La	33	35	38	36	39	34	34	42	39	39
Ce	58	70	76	75	79	73	70	83	74	74
Sr	72	55	93	99	346	94	339	73	67	41
Nd	30,1	29,8		32,8	34	33,2	32,4	38	33,3	32,2
Zr	65	77		72	58	51	118	62	61	64
Hf	1,95	2,28		2,25	1,82	1,52	3,19	1,95	1,96	1,90
Eu	1,48	1,37		1,41	1,27	1,15	1,71	1,43	1,4	1,34
Gd	5,0	4,4		6,0	5,6	4,8	5,5	5,6	5,1	5,4
Tb	0,74	0,69		0,95	0,83	0,77	0,83	0,85	0,76	0,82
Dy	4,1	4,3		5,6	4,8	4,3	4,9	5,0	4,5	4,8
Y	22,2	25,3	27	30,8	27,3	26,0	28,8	27,7	25,1	28,8
Yb	2,03	2,21		2,81	2,4	1,87	2,56	2,42	2,18	2,39
Lu	0,31	0,35		0,37	0,36	0,28	0,38	0,38	0,33	0,36
V	155	103	77	73	69	81	143	63	62	67
Cr	17	18	10	9	10	7	37	6	6	5
Ni	6	6	5	3	3	4	11	4	3	2

4.9 - INTRUSIVI E VULCANITI DELLA VAL D'ANGOLO (VVD)

In corrispondenza della bassa Valle del Dezzo e lungo tutto il versante orientale del Monte Pora, tra la Formazione di Buchenstein e il calcare di Esino, è presente un corpo di aspetto da subvulcanico a vulcanico,

stratiforme, costituito da vulcaniti verdastre a quarzo, feldspato e biotite; a monte di Dazze (sponda sinistra del Dezzo) la vulcanite ha frequenti inclusi calcarei e subordinatamente silicei derivati dalla roccia incassante; l'affioramento ha un aspetto vacuolare dovuto al fatto che gli inclusi calcarei si sono dissolti. Lungo la via Mala, nella valle del Dezzo, lo stesso corpo vulcanico si presenta invece come una breccia vulcanica con inclusi sia di calcari sia di vulcaniti o porfiriti più scure; i clasti calcarei hanno spesso i contorni lobati e sono circondati da un feltro di sferule biancastre. Al contatto con la Formazione di Buchenstein si osserva la roccia incassante piegata e fittamente pervasa da un reticolo di filoncelli e masse porfiriche.

Lo spessore delle vulcaniti nella valle del Dezzo è di quasi un centinaio di metri mentre procedendo verso S, sul versante orientale del monte Pora si osserva un progressivo assottigliamento fino ai pochi metri a N del Dosso della Sessa. A tale corpo è stata attribuita anche un'intercalazione vulcanica osservata nella Formazione di Buchenstein in valle dell'Orso.

Nella valle di Bassile (versante orientale del Monte Pora) la vulcanite è spessa al massimo una trentina di metri; è caratterizzata da una certa isoorientazione e da strutture tipo fiamme. A tetto passa ad arenarie vulcanoclastiche debolmente calcaree attribuite alla Formazione di Wengen.

A monte di Dazze non ci sono segni, in affioramento, di fenomeni di metamorfismo di contatto nel soprastante calcare di Esino che potrebbe quindi ricoprire in continuità stratigrafica la vulcanite. Inoltre pochi metri sopra la base dell'Esino si rinviene un orizzonte di siltiti e arenarie vulcanoclastiche (cartografato come Formazione di Wengen e descritto nel paragrafo relativo alla stessa) che potrebbero derivare dallo smantellamento della stessa vulcanite o riflettere fenomeni vulcanici tardivi legati alla stessa.

Età: Ladinico.

4.10 - CALCARE DI ESINO

Questa formazione è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in valle Camonica ma era già nota come unità litostratigrafica a partire da HAUER (1858); il calcare di Esino del Pizzo Camino e della vicina Concarena è stato descritto da ROSSETTI (1967) e più recentemente da BERRA (2007).

Il calcare di Esino caratterizza in modo rilevante l'area in destra idrografica del F. Oglio, con spessori molto variabili. Infatti sono stati riscontrati spessori massimi di circa 500 m nei massicci della Concarena e della Presolana (ove vi sono tuttavia ripetizioni tettoniche che non consentono di determinarne esattamente lo spessore), e nel massiccio del

Pizzo Camino, mentre è assente sul versante sinistro della alta Val di Scalve tra Schilpario e Azzone, in Valle di Lozio, M. Lò e dintorni di Borno ove si apre il bacino della Argillite di Lozio; il calcare di Esino è ridotto in sottili lembi a N della Corna Mozza e a monte di Piancogno. Lungo il versante destro camuno forma una cornice continua spessa tra i 100 e i 300 m fino alla valle Supine, a SW della quale scompare completamente.

La formazione è costituita da calcari e calcari dolomitici biancastri in alterazione grigio-chiaro alla frattura, con stratificazione pluridecimetrica alla base della formazione, in bancate o massiccia per la restante parte. Nell'area rilevata sono state rinvenute facies caratteristiche sia di margine e pendio che di piattaforma; le prime comprendono i livelli di breccie basali a stratificazione decimetrica e pluridecimetrica che caratterizzano diffusamente il limite Wengen - Esino (massiccio della Corna di S. Fermo e nei pressi del Rifugio S. Fermo, limite N Corna Mozza, versante N e NE della Presolana).

Il calcare di Esino è generalmente delimitato alla base dalla Formazione di Wengen e dal Calcare di Pratotondo; a monte di Darfo e in valle dell'Orso è a diretto contatto con la Formazione di Buchenstein,. Nella bassa Valle del Dezzo e sul versante NE del monte Pora l'Esino è a contatto con una porfirite triassica.

A tetto il calcare di Esino fa generalmente passaggio alla Formazione di Breno (massiccio della Presolana presso il "mare in burrasca" e il M. Visolo, versante destro camuno tra Malegno e la valle di San Giovanni, dintorni di Civate e Bienno), e al Calcare Metallifero Bergamasco (Valle di Davine e San Valentino), al calcare Rosso (bassa Valle del Dezzo, versante destro camuno a E dei monti Pora e Alto), al calcare di Sommaprada (versante sinistro Valle di Lozio). Il limite tra il calcare di Esino e la Formazione di Breno sul versante destro camuno è sottolineato dalla presenza, seppure discontinua, del *marker* costituito dal calcare Rosso. Tale *marker* non è stato osservato in corrispondenza del limite Esino-Breno del Monte Visolo mentre al "mare in burrasca" (a E del M. Ferrante) è ben visibile un livello di breccie a cemento ocreo a base erosionale su calcari a laminazioni stromatilitiche, *fenestrate* e gasteropodi giganti.

In due casi sono state osservate alla base dell'Esino argilliti e siltiti attribuite alla Argillite di Lozio (in valle Davine ove il contatto è eteropico) e alla litofacies calcareo marnosa del Calcare di Pratotondo (piccola lente sul versante occidentale della Corna di S. Fermo). Di dubbia interpretazione sono inoltre alcune lenti di calcari massicci, chiari in alterazione, ma generalmente grigi alla frattura (anche se di locale aspetto ceroidi) intercalati o sovrapposti alla Argillite di Lozio: sono stati cartografati come "Calcare di Arano" (membro della Formazione di Breno) e possono

rappresentare piccole digitazioni in facies di piattaforma carbonatica progredienti nel bacino della Argillite.

Il limite tra calcare di Esino e la sovrastante Formazione di Breno è graduale; non sono presenti le classiche facies del calcare Rosso che in aree lombarde occidentali sottolineano il limite, ma si osservano tracce di emersione sopra descritte. Le facies di piattaforma sono ben rappresentate anche sui versanti meridionale e settentrionale del Pizzo della Presolana. Sul versante S della Presolana, lungo il sentiero che da malga Cassinelli conduce nella Valle dell'Ombra, si osserva il passaggio tra F. di Breno e calcare di Esino di piattaforma e calcare di Esino di margine-pendio, anche se il limite Breno-Esino non è ben delineato. Esso è stato collocato circa a quota 1820 m, in corrispondenza della comparsa di alcune tasche a riempimenti ocrei. Tasche con riempimento di cementi ocrei sono presenti anche più a monte al passaggio tra Esino di piattaforma ed Esino di margine: qui hanno una chiara origine paleocarsica in quanto sono anche allineate lungo fratture e accompagnate da breccie. Nella medesima località il passaggio alla facies di margine è evidenziato dalla comparsa di *Tubiphytes*.

Sul versante destro camuno tra la valle del Dezzo e la valle Supine prevale una facies di piattaforma interna con calcari dolomitici in banchi massicci.

L'ambiente di sedimentazione è tipico di piattaforma carbonatica nell'ambito della quale sono distinguibili la piattaforma s.s. e il margine biocostruito con pendio.

4.10.1. - *Litofacies di margine e pendio (ESI_a)*

Calcarei massicci grigio chiaro biocostruiti (facies di margine) e breccie calcaree (pendio); costituiscono interamente il massiccio carbonatico del Pizzo Camino, M. Susino, Cima Moren e Corna di S. Fermo, come pure il crinale della Corna Mozza e buona parte del massiccio della Presolana e del vasto affioramento di Esino che dalla Presolana si protende verso NW fino alla malga Barbarossa. Al passaggio con le unità bacinali delle Formazioni di Wengen, Pratotondo e di Sommaprada-Lozio sono prevalenti facies di breccie con frammenti di coralli, spugne e gasteropodi, con evidente stratificazione da decimetrica a pluridecimetrica (alta Val Gogna, località Laser, versante orientale del M. Susino, versante occidentale della Corna Mozza); nei pressi del rifugio S.Fermo è ben visibile una gradazione normale all'interno delle breccie. Nei massi della conca Moren sono state osservate anche *Tubiphytes*, mentre sul versante S della Presolana sono presenti *Tubiphytes* in affioramento e in posizione di vita. Evinosponge (cavità dai contorni lobati riempite da cementi calcitici in croste isopache,

JADOUL & FRISIA 1988) sono visibili nei massi che occupano le conche glaciali dei Fopponi, Moren e Varicla e testimoniano la loro diffusa presenza nei massicci calcarei soprastanti.

Sul versante orientale del M. Susino in prossimità del contatto con il Sommaprada si ha l'indentazione di breccie calcaree ad elementi di Esino, bioclasti e selce (e probabili croste fosfatiche) con calcari micritici: al passaggio si osserva una clinostratificazione di $\sim 23^\circ$.

Nei ghiaioni che fasciano il massiccio della Presolana sono abbondanti i rinvenimenti di forme anche giganti di Gasteropodi e, più raramente, ammoniti; sono inoltre diffusi coralli, alghe e subordinatamente, lamellibranchi.

Età: Ladinico superiore

4.10.2. - *Litofacies di piattaforma interna (ESI_b)*

Sono calcari grigio chiari in strati e banchi, fossiliferi con alghe Dasycladacee, oncoliti e Gasteropodi; nella successione camuna, essi possono essere osservati in corrispondenza del passaggio della Formazione di Breno con il Membro dell'Annunciata, presente del versante destro della Val Camonica tra Malegno e Pianborno, nonché sul versante sinistro tra Cividate e Prestine. Qui il calcare di Esino è prevalentemente calcareo-dolomitico, con una discreta stratificazione in bancate da pluridecimetriche a metriche caratterizzate da laminazione interna. In corrispondenza delle cave tra Cividate e Borgo Olcese sono presenti inclusi o lenti di doloreniti giallastre associate a cavità con superficie mammellonare concrezionata.

Età: Ladinico superiore.

4.11 - CALCARE ROSSO (KLR)

L'unità è stata definita da ASSERETO *et alii* (1977) come membro sommitale del calcare di Esino.

Nell'area rilevata non affiora la facies tipica del calcare Rosso ma con tale dicitura è stato distinto un livello costituito da cementi concentrici, più raramente a raggioni, che hanno in parte o completamente sostituito il sedimento originario. Il colore è grigio e grigio biancastro fino a rosato. Tale orizzonte si rinviene in modo discontinuo al limite tra calcare di Esino e Formazione di Breno sul versante destro camuno tra la bassa Val d'Angolo e la Val Gola sui versanti orientali dei monti Pora e Alto.

Alle Corna Gemelle nei pressi del "Mare in Burrasca" della Presolana è presente un livello di breccie a cemento ocraceo a base erosionale su calcari a laminazioni stromatilitiche, e gasteropodi giganti; anche tale orizzonte, sebbene non cartografabile, è interpretabile come calcare Rosso.

Gli spessori massimi riscontrati sono poco più di una cinquantina di metri in valle dell'Orso; in quest'ultima località sono presenti riempimenti di calcite associata a fluorite spatica (ASSERETO & CASATI, 1965).

Il calcare Rosso è connesso con l'emersione della piattaforma carbonatica dell'Esino e con la conseguente formazione di cementi vadosi che hanno parzialmente o completamente sostituito il sedimento originario.

Età: Ladinico superiore.

4.12 - CALCARE DI PRATOTONDO (**PRO**)

Questa unità è stata per la prima volta descritta da ROSSETTI (1966a) e inserita nel catalogo delle formazioni della carta geologica d'Italia 1:50000 nel 2002 ad opera di BALINI il quale ne ha designato la sezione tipica presso il monte Pratotondo (BALINI *et alii*, 2000). In essa è stata inclusa anche la litofacies superiore, calcareo marnosa, della Formazione di Wengen degli Autori precedenti (SSERETO & CASATI, 1965; ROSSETTI, 1966a) presente in Val Davine, sul versante orientale della Corna di San Fermo, nei pressi di Borno e sul versante settentrionale della Presolana.

Il Calcare di Pratotondo è presente in una fascia orientata E-W tra Schilpario e la Val Camonica.

Nella località tipo, questa formazione è costituita da calcari e calcari marnosi con interstrati marnosi, a stratificazione da centimetrica a pluridecimetrica, neri alla frattura, da grigio a grigio-beige in alterazione, localmente piritiferi, con una laminazione che diviene più marcata al passaggio con la soprastante Argillite di Lozio fino a dare una vera e propria "zonatura" (Laveno e Sucinva). Frequenti sono gli *slumping* sia a scala centimetrica sia metrica (versante E del M. Mignone, sponda destra del Lanico sotto Camerata). Circa a metà della litozona vi è un banco di una trentina di metri di calcari neri micritici con stratificazione da decimetrica ad indistinta, debolmente marnosi e attraversati da un fitto reticolo di vene di calcite bianca: in tale banco sono state aperte numerose cave di "nero venato", attualmente quasi tutte abbandonate. Sul versante destro della Valle di Losine direttamente soprastanti alla facies arenacea della Formazione di Wengen sono presenti calcari un po' arenacei, grigi, fetidi, in strati da centimetrici (laminati) fino a pluridecimetrici con diffusi noduli e liste di selce grigio-scura: sono anch'essi attribuibili al Calcare di Pratotondo.

In località Castelletti il Pratotondo costituisce una cornice di spessore massimo di una ventina di metri di calcari in strati da pluricentimetrici a pluridecimetrici, localmente amalgamati, con noduli di selce grigio-scuri; per analogia con questi ultimi sono stati attribuiti al Pratotondo anche i

calcarei presenti tra la base della Corna Mozza e la zona Paghera che si trovano alla base dell'Esino ove questo tende a chiudersi verso il bacino della Argillite di Lozio. Una analoga cornice di calcari affiora in località Solivo, sul versante orientale della Presolana, anche qui alla base del calcare di Esino

Una sottile cornice di Calcare di Pratotondo è presente alla base del calcare di Esino sul versante SE della Concarena, così pure per un breve tratto sul versante orientale del Monte Pora.

Tra la Val Camera e Avendone (a W di Borno) e in località Duregno, si rinvengono calcari arenacei, grigi, un po' fetidi, in strati da decimetrici a pluridecimetrici con noduli di selce, stratigraficamente soprastanti alla facies arenacea della Formazione di Wengen: anche essi sono stati ascritti al Pratotondo. Sul versante a monte di Sarna (Val Camera), si rinvengono calcari in strati decimetrici correlabili al Pratotondo che indicano la presenza di pieghe con fianco rovescio.

L'unico affioramento di Pratotondo della unità strutturale Parautoctona è presente in Val Davine: è costituito da siltiti marnose e marne sottilmente stratificate, piritifere con frequenti slumping e con livelletti francamente calcarei o con clasti centimetrici di calcari della stessa natura dei precedenti.

Ove graficamente possibile in carta è stata distinta la litofacies dei "corpi calcarei" (**PRO_a**) comprendente sia l'intercalazione di "nero venato" in località Pratotondo, sia i numerosi livelli schiettamente calcarei che si rinvengono in sottili cornici alla base del calcare di Esino (versante E Presolana, Corna Mozza, versante SE della Concarena, versante orientale del M.Pora) e della Argillite di Lozio (Val di Scalve, Castelletti, versante a W di Borno).

Nella Valle di Malga Epolo, il Calcare di Pratotondo ha spessore massimo di una trentina di metri, mentre in corrispondenza della sezione tipo presso Pratotondo raggiunge i 166 metri.

Il Calcare di Pratotondo è limitato inferiormente dalla Formazione di Wengen, ad eccezione del versante ad E di Pratotondo e Pizzo Alto ove poggia direttamente sulla Formazione di Buchenstein. Superiormente il Calcare di Pratotondo fa in genere passaggio alla Argillite di Lozio, il limite con la quale è, nella valle di Lozio, di tipo graduale essendo caratterizzato da un progressivo aumento della frazione argillitica (e localmente micacea) a discapito della calcarea e/o da temporanee riprese della sedimentazione calcarea all'interno delle argilliti marnose. In valle di Scalve come pure in località Roncosaglie di fronte a Borno, il limite Pratotondo - Lozio appare netto.

L'ambiente di sedimentazione è analogo al contesto deposizionale della Formazione di Wengen, dal quale si differenzia per una componente carbonatica maggiore.

Età: Ladinico – Carnico inferiore.

4.13 - CALCARE DI SOMMAPRADA (**SOM**)

Il calcare di Sommaprada è stato definito da ROSSETTI (1966a) e prende il nome da una località della Valle di Lozio.

Questa unità è presente in una fascia continua tra le pendici meridionali della Concarena e quelle orientali del M. Susino; un piccolo affioramento ad essa correlabile è anche stato rilevato ai Pian di Merì a N di Malga Moren.

La formazione è costituita da calcari marnosi finemente laminati a dare una caratteristica “zonatura”, grigio scuri, in strati piano-paralleli di spessore dal centimetro al decimetro, con diffusi finissimi solfuri che alterandosi provocano noduletti e chiazze ferruginose. In località Segaboli (versante orientale del M. Susino) in prossimità del contatto con il sottostante Esino sono presenti livelletti calcarenitici ad ooliti e solfuri; lo stesso livello oolitico è stato rinvenuto anche nei pressi del passo del Lifretto (al limite S del Foglio Malonno) e sul versante a monte di Villa; non sono invece stati rinvenuti in corrispondenza dell’analogo passaggio a monte di Sommaprada.

Lo spessore totale dell’unità varia tra 70 e 150 m (ROSSETTI, 1966a); in particolare, varia tra 10 e 100 m sul versante orientale di M. Susino, e raggiunge il centinaio di metri a Sommaprada.

Il calcare di Sommaprada è limitato inferiormente dal calcare di Esino e superiormente dalla Argillite di Lozio. Analogamente al Calcare di Pratotondo nella omonima località, il limite con la soprastante Argillite è graduale e caratterizzato da un progressivo aumento della frazione argillitica a discapito della calcarea. Il limite con il sottostante calcare di Esino è invece netto e sottolineato da brecce calcaree ad elementi di Esino da grigio chiaro a grigio scuro, con diffusi bioclasti e selce.

L’ambiente deposizionale rappresenta la transizione tra la piattaforma carbonatica del calcare di Esino e il bacino dell’Argillite di Lozio.

Età: Carnico inferiore.

4.14 - ARGILLITE DI LOZIO (**LOZ**)

L’unità è stata introdotta da ROSSETTI (1966a) e istituita da ASSERETO & CASATI (1968a), prende il nome dalla valle ove la formazione affiora in modo tipico; la sezione tipo è invece ubicata sul versante sinistro dell’alta val di Scalve, nel Foglio Malonno.

Questa formazione è presente in modo diffuso a partire dal versante sinistro della Val di Scalve fino a Pratotondo e sul versante settentrionale del M. Altissimo. Inoltre sul versante soprastante Piancogno si nota una

riduzione di spessore del calcare di Esino procedendo verso N e la presenza di lenti esinoidi entro le argilliti, quasi a sottolineare una chiusura della scogliera verso un bacino situato in tale zona. Una lente di Argillite di Lozio si rinviene anche sul versante destro scalvino a valle di Località Solivo: essa risulta tuttavia compresa entro limiti tettonici. Un sottile livello di argilliti nere costituisce un buon marker stratigrafico a tetto del Formazione di Breno rinvenuto sia in Presolana (Rif. Albani) e Valzurio che nel Parautoctono camuno (tra Dosso, Lazer, S. Giovanni, M. Altissimo, M. Erbanno); un recente studio stratigrafico di BERRA & JADOU (2002) individua in tale orizzonte (studiato dagli autori in Presolana) la chiusura verso W del bacino della Argillite di Lozio.

L'Argillite di Lozio è costituita da argilliti, argilliti-marnose e siltiti fini di colore nero alla frattura e da grigio-scuro a giallastro in alterazione; ove prevale la componente argillitica (bosco del Giovetto) non si evidenzia alcuna struttura sedimentaria ma solo un clivaggio fitto di tipo *pencil clivage*; ove invece prevale la componente marnosa è presente una fitta laminazione che rende evidenti *slumping* a scala da centimetrica a metrica (strada Laveno-Villa). Nella parte superiore della formazione, ove questa si presenta argillitica si ha in generale il passaggio a siltiti e anche ad arenarie fini, frequentemente micacee, localmente con noduli o passate arenacee piritifere; nei pressi di Malga Costone, di Malga Moren, lungo la pista che sale a E di Fienile Stablino e lungo la pista per Malga Epolo sono stati osservati dei noduli centimetrici biancastri, leggeri, tondeggianti che si staccano dal resto dell'affioramento e non reagiscono all'acido: la loro forma tondeggiate suggerirebbe un'origine diagenetica degli stessi.

A Malga Costone, nella facies più siltitica della formazione, si osserva una caratteristica fratturazione che isola dei lensoidi a saponetta gigante. Nella Valle Marcia (a monte di Croce Salven), poco sotto il passaggio alla formazione di Gorno, sono stati osservati *ripple* su una superficie di strato di un banco finemente arenaceo.

Alla Argillite di Lozio sono state ascritte anche le siltiti e arenarie fini, debolmente calcaree, micacee, laminate presenti in Val Davine a monte di Piancogno, dagli autori precedenti incluse nella Formazione di Wengen. In corrispondenza di una palestra di roccia si può osservare il contatto stratigrafico tra queste peliti (che qui sono vere e proprie argilliti nere) e il soprastante calcare di Esino. All'interno di queste peliti sono stati campionati alcuni livelli di calcari grigi in strati decimetrici con articoli di crinoidi, sparsi solfuri (pirite) e pigmentazioni limonitiche.

Da segnalare, anche se non rappresentata cartograficamente, in analoga posizione stratigrafica sul versante occidentale della corna di S. Fermo la presenza di una lente dello spessore di una decina di metri scarsi di argilliti nere interposte tra la litofacies calcareo-marnosa del Pratotondo e il

soprastante calcare di Esino attribuito recentemente al Carnico (BALINI *et alii*, 2000) sulla base di studi biostratigrafici.

Gli spessori totali della formazione sono difficilmente valutabili soprattutto in Valle di Lozio (ove raggiunge lo spessore maggiore) a causa di pieghe sia alla media che grande scala. Lo spessore è invece misurabile in 110-130 m sul versante orientale del M. Susino, in circa 200 m sul versante sinistro della Valle di Scalve (sezione tipo), circa 200 m in località Avendrino (NW di Borno).

L'Argillite di Lozio è delimitata (ove non siano presenti disturbi tettonici) alla base dalla Formazione di Wengen oppure dalle formazioni di Pratotondo e di Sommaprada, mentre al tetto è delimitata da calcari e calcari marnosi ascritti al Membro di M. Arano della Formazione di Breno) e alla formazione di Gorno. In val Davine il limite superiore è con il calcare di Esino. Il passaggio con le formazioni di Pratotondo e Sommaprada è generalmente di tipo graduale (si veda la descrizione nei paragrafi precedenti) mentre il passaggio con i soprastanti Membro di M. Arano e formazione di Gorno è in generale netto e sovente sottolineato da livelli di carnirole. Sul versante a meridione del Lago di Lova e del rifugio S. Fermo la formazione di Gorno e il Membro di M. Arano appaiono interdigitate con l'Argillite di Lozio, anche se la ricostruzione degli originari rapporti stratigrafici è resa difficile dalla presenza di complicazioni tettoniche di età alpina ed estese coltri quaternarie.

Età: Carnico inferiore.

4.15 - CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)

Il termine Calcare Metallifero Bergamasco con accezione litostratigrafica è stato introdotto da ASSERETO & CASATI (1965) mentre il termine "Metallifero" o "Calcare Metallifero" o "Dolomia Metallifera" era stato fino ad allora usato con un significato inerente le mineralizzazioni. L'unità è stata formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000).

Tale Formazione forma una cornice continua tra le valli Davine, di San Giovanni e la media Valle del Dezzo e sui versanti orientali dei monti Pora e Alto fino alla faglia della Val Supine, oltre la quale è assente.

Si tratta di calcari e calcari dolomitici da grigio a grigio-scuro, in strati da decimetrici a pluridecimetrici anche amalgamati, con diffuse stromatoliti algali, *fenestrae* e oncoliti. Caratteristica è la presenza di selce sia in plaghe che sottoforma di orizzonti a volte laminati. Localmente si rinvencono sottili interstrati marnosi e argillitici.

Il Calcare Metallifero ha uno spessore esiguo (compreso tra 0 e 70 m). Sul versante tra la Val Davine e l'Annunciata, si riduce progressivamente

fino a scomparire; in uno degli ultimi affioramenti appare come un orizzonte decametrico di calcari grigio-scuri un po' ricristallizzati, in strati dm-m amalgamati, con mosche di calcite bianca a volte tondeggianti e interstrati marnosi.

Questa Formazione si interpone tra quella di Breno (alla base) e la quella di Gorno (a tetto). Sul versante tra la Val Davine e l'Annunciata e anche sul versante a monte di San Valentino, alla base del Calcare Metallifero è stato rinvenuto un livello al massimo decametrico di arenarie vulcanoclastiche a cemento debolmente calcareo (S. Valentino) e arenarie grigie laminate con *chips* pelitici nerastri alternate a siltiti grigio nerastre a cemento calcareo. Tali livelli sono attribuibili alla Formazione di Wengen.

Alla base del Calcare Metallifero Bergamasco, sul crinale E del Monte Alto, sono state osservate mineralizzazioni a quarzo, calcite e minerali di ferro che sono state oggetto di uno scavo di assaggio minerario. In località case Fachinetti si rinviene ancora il medesimo orizzonte qui mineralizzato anche a barite in cristalli dalla tipica forma aciculare.

Come litofacies ed ambiente, il Calcare Metallifero è del tutto simile alla Formazione di Breno dalla quale si distingue generalmente per il colore più scuro e la maggior abbondanza di laminazioni stromatolitiche.

Età: Carnico inferiore.

4.16 - ARENARIA DI VAL SABBIA (SAB)

Quest'unità è stata introdotta da BITTNER nel 1881 col nome di "Sabbia Schichten" e definita come unità litostratigrafica da ASSERETO & CASATI (1965). I rapporti stratigrafici con le formazioni di Gorno e di Breno sono stati ricostruiti in dettaglio sul versante destro camuno in GNACCOLINI & JADOUL (1988 e 1990).

L'Arenaria di Val Sabbia affiora limitatamente ad una fascia NNE-SSW sui versanti orientali dei monti Pora e Alto e in Val Supine.

Si tratta di siltiti e arenarie vulcanoclastiche a cemento debolmente calcareo, di colore grigio verdastro, stratificate in grossi banchi, con laminazioni parallele e incrociate, ma in generale le strutture sono poco evidenti in affioramento. L'analisi in sezione sottile evidenzia trattarsi di litareniti con litici vulcanici, feldspato e subordinato quarzo.

Concrezioni nodulari calcitiche sono state osservate nella valle dell'Orso in corrispondenza del passaggio graduale con la formazione di Gorno: corrispondono ai "noduli reniformi" descritti da ASSERETO & CASATI (1965). Il passaggio con la formazione di Gorno è sempre graduale e si verifica sia con l'alternanza di livelli calcareo marnosi e livelli arenacei sia con un progressivo arricchimento nella porzione carbonatica delle arenarie.

Sono inoltre stati attribuiti a tale formazioni alcuni livelli di arenarie grigio verdastre, sottilmente laminate, rinvenute alla base della formazione

di Gorno. Sono state cartografate solo ove di spessore significativo; esse affiorano tra la Val Davine e la Valle del Dezzo (versante orientale del monte Scanapà); in Val Padone lo spessore diviene significativo (una cinquantina di metri) anche se spesso si intercalano livelli marnosi. Si tratta di litareniti vulcanoclastiche a cemento calcareo e rari clasti calcarei con presenza di minerali quali zirconi e apatiti che potrebbero derivare da erosione di un basamento cristallino.

Lo spessore massimo è di circa 350 m rilevato sul versante destro della val Supine. In corrispondenza del Colle di Varenò l'Arenaria si chiude eteropicamente nel bacino della formazione di Gorno che ne costituisce anche i limiti di tetto e di letto. Spessori variabili si riscontrano in valle dell'Orso ove una serie di paleofaglie, già attive durante l'Anisico, di direzione NNW-SSE, delimitano zone di alto con minori spessori della Arenaria. Di oltre un centinaio di metri è la variazione di spessore tra i due lati della faglia della Val Supine: l'Arenaria di Val Sabbia sul lato destro, ove presenta il maggior spessore, poggia sull'unità bacinale della Formazione di Wengen mentre sul lato sinistro mantella l'unità di piattaforma carbonatica rappresentata dal Calcare Metallifero Bergamasco.

L'ambiente è tipico di un delta che, in tale area, risulta nella sua porzione distale, ovvero sempre subacqueo e/o intertidale (prevalgono colori grigio verdastri ed è elevata la porzione calcareo marnosa).

Età: Carnico inferiore – medio.

4.17 - FORMAZIONE DI GORNO (**GOR**)

STOPPANI (1859) introdusse il nome “Strati di Gorno e di Dossena” in sostituzione dell'originario “Strati di Raibl”; l'unità è stata poi ridefinita da ASSERETO & CASATI (1965).

Questa formazione è presente nel Foglio Breno in due diversi bacini di sedimentazione che attualmente compaiono in unità strutturali distinte.

(1) Nel settore meridionale, compreso entro l'unità strutturale “Parautoctono bergamasco”, la formazione di Gorno è costituita da calcari, calcari-marnosi e marne di colore grigio-nerastro alla frattura e grigio-giallastro in alterazione, in strati da centimetrici a pluridecimetrici, alternati a livelli di marne e argilliti nere. Gli strati marnosi sono ricchi di bivalvi. In Valle Davine, poco sopra il limite con il Metallifero Bergamasco e alcune decine di metri sopra lo stesso, sono stati rinvenuti due livelli di arenarie grigio-chiaro (strati inferiori) e grigio-verdastre (strati superiori), piritifere, a laminazione parallela e a cemento calcareo diffuso: esse costituiscono le propaggini più settentrionali del delta costituito dall'Arenaria di Val Sabbia. Sempre in Val Davine nei livelli calcarei che si alternano ciclicamente con i

calcari marnosi e le marne è stata evidenziata la presenza di ooliti. Calcari oolitici grigio chiaro sono stati osservati anche sulla strada Flaccanico-Ceratello a monte di Lovere con associate laminazioni algali: sia inferiormente che superiormente passano a calcari marnosi fossiliferi e a calcareniti marnose con laminazione incrociata e chiusura a *pinch out*.

Nel settore meridionale, la formazione è ben esposta sul versante destro camuno. Essa sostituisce lateralmente verso S la Formazione di Breno. Qui, l'affioramento posto più a N è costituito da una lingua dello spessore di una decina di metri che si rinviene lungo la strada Ossimo - Annunciata, in prossimità del contatto tra il Membro di Campolungo e il Membro dell'Annunciata. Verso S lo spessore di tale formazione tende progressivamente ad aumentare; in Val Davine essa è suddivisa in due lingue dello spessore di circa 170 m (quella inferiore) e 70 m (quella superiore) tra le quali si intercalano calcari con selci nere attribuiti al Membro dell'Annunciata. Nella Valle del Dezzo lo spessore totale è di 370 m.

Il limite inferiore è costituito dal Calcare Metallifero Bergamasco o dal Membro dell'Annunciata, il limite superiore dal Membro di Campolungo o dalla formazione di S. Giovanni Bianco. Alla base della formazione, ove cartografabili, sono stati distinti livelli siltitico-arenacei attribuiti all'Arenaria di Val Sabbia con la quale risulta eteropica nell'area dei monti Pora e Alto e nella Val Supine. In questi ultimi siti la formazione di Gorno è divisa in due corpi: uno inferiore con spessore di pochi metri compreso tra il Calcare Metallifero Bergamasco e l'Arenaria di Val Sabbia e uno superiore con spessore da 70 a 300 m compreso tra l'Arenaria di Val Sabbia e la formazione di S. Giovanni Bianco o il Membro di Campolungo. In corrispondenza del monte Alto poco sopra il limite con l'Arenaria di Val Sabbia è presente una cornice plurimetrica di calcari grigi chiaro simili al Breno.

(2) Nel settore settentrionale, compreso entro l'unità strutturale "Unità Carbonatiche Alloctone", la formazione di Gorno, affiora sul versante Meridionale del Pizzo Camino e in alta valle di Lozio.

Comprende una successione di calcari e calcari marnosi di colore grigio scuro; intercalati in essa, compaiono altresì livelli di marne gialline e/o carniole del tutto corrispondenti a quelle della formazione di S. Giovanni Bianco, come pure di argilliti nere del tutto corrispondenti all'Argillite di Lozio (zona di S. Fiorino - Galina, Borno) e calcari grigio chiari ceroidi analoghi alla Formazione di Breno (Membro del Calcare di M. Arano). Queste intercalazioni vengono interpretate come il manifestarsi di eteropie con quelle formazioni, a differenza degli autori precedenti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) che hanno giustificato tali rapporti mediante

un irrazionale intrico di faglie che si può notare nel Foglio alla scala 1:100.000 nella zona del Costone - Borno.

In affioramento si osservano calcari e calcari-marnosi da micritici a calcarenitici grigio-scuri alla frattura, da grigi a giallastri in alterazione, in strati da cm a dm, alternati a marne e/o argilliti con le quali formano caratteristiche sequenze cicliche. Gli strati calcarei e calcareo-marnosi presentano spesso superficie ondulata e tendono ad amalgamarsi. I livelli calcareo-marnosi sono sovente ricchi di resti fossili di piccoli lamellibranchi (tempestiti), tali livelli sono stati osservati nei dintorni di Malga Poiano, nella valle sotto Malga Moren, sul sentiero che collega Colle Mignone con il Rifugio San Fermo, nella valle sotto Malga Plagne (in Valle di Lozio). In quest'ultima località sono state osservate anche fitte laminazioni e bioturbazioni entro siltiti calcaree debolmente micacee alternate ai calcari veri e propri. Le intercalazioni argillitico-marnose a volte raggiungono spessori tali da suggerire una ripresa della sedimentazione della Argillite di Lozio (valle sotto Malga Moren, valle sotto Malga Plagne). Calcari oolitici e fossiliferi (anche oncoliti) sono diffusi sul versante tra il Colle di Mignone e Lovareno (a E di Malga Moren), sono inoltre stati rilevati sul versante a N della Corna Rossa, nei pressi del Lago di Lova e nel T. Trobiolo sottostante l'abitato di Borno. A Lovareno si osservano intercalazioni di calcari carnioleggianti associati ai calcari oolitici. Lungo la strada che collega Borno ai Balestrini i calcari alternati a peliti sono un po' dolomitici e presentano geodi con concrezioni calcaree in genere tipiche della formazione di S. Giovanni Bianco in tale sito è stato rinvenuto un livello a crinoidi.

In Presolana un sottile livello di argilliti nere presenti al tetto della Formazione di Breno ed attribuite alla formazione di Gorno dagli Autori Precedenti è stato nel presente Foglio attribuito alla Argillite di Lozio: un recente studio stratigrafico di BERRA & JADOUL (2002) individua in tale orizzonte (studiato dagli autori in Presolana) la chiusura verso W del bacino della Argillite di Lozio.

Gli spessori dell'unità nel settore settentrionale sono valutabili con precisione solamente ove esso affiora all'interno della successione stratigrafica indisturbata presente sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve di fronte a Schilpario, qui gli spessori variano da 0 a 300 m (N di Malga Camorino). Altrove l'unità appare troncata sia per erosione sia per elisione tettonica o, come sui versanti circostanti Borno, implicata in una serie di pieghe a scala sia locale che regionale.

Nel settore settentrionale questa unità generalmente sovrasta l'Argillite di Lozio, o è interdigitata con essa nellazona di S. Fiorino - Galina, Borno. Il contatto con l'Argillite di Lozio è sovente sottolineato da carniole o

calcarei vacuolari un po' farinosi, dello spessore di pochi metri, mentre sui versanti circostanti Fienile Queita e in Val Giogna tale passaggio è sottolineato da livelletti di arenarie sottilmente laminate per lo più non affioranti ma ben visibili nel detrito. Superiormente tali calcari sono delimitati dalla formazione di S. Giovanni Bianco (a N di Croce Salven, a Malga Voia) o dal Membro del Calcere di M. Arano della Formazione di Breno (versante E M. Susino, versante a NW di Borno, Roccolo della Clusorina). Al M. Lo il limite superiore è mascherato da ripetizioni tettoniche.

In generale l'ambiente della formazione di Gorno è caratteristico di una laguna a sedimentazione mista in cui prevalgono condizioni di bassa profondità e in genere di bassa energia (GNACCOLINI & JADOUL, 1988). Nell'area del Foglio Breno si individuano due bacini di sedimentazione attualmente compresi entro due unità strutturali differenti; nel bacino "meridionale" la laguna rappresentata dalla formazione di Gorno fa passaggio verso S al delta costituito dall'Arenaria di Val Sabbia e verso N alla piattaforma carbonatica rappresentata dalla Formazione di Breno; nel bacino "settentrionale" la formazione di Gorno appare più come una laguna intrapiattaforma e rappresenta un breve momento di ripresa della sedimentazione carbonatica successiva alla deposizione del bacino terrigeno del Lozio e precedente il riaffermarsi della sedimentazione terrigena contestualmente al trend regressivo documentato dalla formazione di S. Giovanni Bianco.

Età: Carnico inferiore – medio.

4.18 - FORMAZIONE DI BRENO (**BRE**)

L'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) che ne hanno individuato la sezione tipo presso Ossimo in bassa Val Camonica, da loro formalizzata nel 1968 e ripresa da DELFRATI et alii nel 2000.

Questa formazione è presente in una fascia orientata NE-SW tra Breno, Malegno e il versante meridionale dei monti Ghigozzo, Altissimo e Colma dei Balestrini fino alla media Val di Scalve e da qui, in una cornice di spessore via via ridotto, fino alla valle Supine. La stessa formazione costituisce inoltre il versante meridionale del M. Visolo e la zona carsica denominata "mare in burrasca" posta a N del massiccio della Presolana nei pressi del rif. Albani. La fascia orientale e meridionale di tale affioramento costituisce un settore privo di rilevanti dislocazioni tettoniche e caratterizzato da una regolare successione, disposta a blanda monoclinale immersa a N e NW, che va dal Calcere di Angolo alla Formazione di Castro Sebino; ciò ha consentito una ricostruzione dei rapporti stratigrafici che intercorrono tra le formazioni qui presenti. Più articolata, sia per motivi stratigrafici che tettonici, appare la distribuzione dell'unità sui versanti

meridionali del Pizzo Camino e della Concarena ove tale unità è stata distinta come Membro di M. Arano.

La Formazione di Breno è limitata al tetto dalla formazione di San Giovanni Bianco (generalmente in facies dolomitico-pelitica) o da litozona pelitiche direttamente riferite all'Argillite di Lozio e dal calcare Metallifero Bergamasco (versanti orientali dei monti Pora e Alto) mentre il limite di letto è dato dal calcare di Esino o, in modo discontinuo, dal calcare Rosso; si sviluppano inoltre complesse eteropie con le formazioni: Calcare Metallifero Bergamasco, Gorno e Arenaria di Val Sabbia, ricostruite da GNACCOLINI & JADOUL (1988). Il passaggio con l'Esino è di tipo graduale, ove mancano completamente le litofacies tipiche del calcare Rosso, queste ultime individuate in modo inequivocabile solo in bassa Valle del Dezzo, sul versante destro camuno a E dei monti Pora e Alto e a E del Monte Ferrante nei pressi del Rif. Albani (si veda il paragrafo relativo al calcare di Esino).

Nei pressi di Ossimo Inferiore, la Formazione di Breno ha uno spessore complessivo di 420 m, suddivisibili in 250 m per il Membro di Campolugo e 170 m per il Membro dell'Annunciata. Al tetto della Formazione di Breno, sul crinale E del Monte Alto, sono state osservate mineralizzazioni a quarzo, calcite e minerali di ferro che sono state oggetto di uno scavo di assaggio minerario.

L'ambiente della Formazione di Breno è di piattaforma carbonatica; mancano del tutto le litofacies di margine e pendio tipiche nell'Esino, a meno che, alla luce delle nuove datazioni (BALINI *et alii*, 2000) basate sul rinvenimento di conodonti carnici alla base dell'"Esino" del Pizzo Camino, si voglia attribuire tale massiccio carbonatico alla Formazione di Breno.

Sono stati distinti tre membri: il Membro dell'Annunciata e il Membro di Campolungo, già noti in letteratura e istituiti da ASSERETO & CASATI (1965), e il Membro di M. Arano.

Età: Carnico inferiore – medio.

4.18.1. - Membro dell'Annunciata (**BRE**₁)

Costituisce generalmente la litofacies inferiore a diretto contatto con il calcare di Esino o con il calcare Rosso. E' data da calcari e calcari dolomitici da grigio a grigio-chiaro, in strati pluridecimetrici fino a metrici, con frequenti laminazioni algali, presenza di oncoliti, fossili di Bivalvi, Gasteropodi e alghe. Sul versante tra Malegno e l'Annunciata questa litofacies è in buona parte dolomitizzata. Sul versante meridionale dei Monti Altissimo ed Erbanno tale litofacies si rinviene all'interno della formazione di Gorno sottoforma di un banco di spessore massimo di una cinquantina di metri di calcari grigi in strati pluridecimetrici privi di interstrati marnosi e

con noduli di selce grigio-scuro. Tale orizzonte si segue più o meno continuamente fin sul versante a S di San Bartolomeo. Lungo la Valle del Dezzo, sotto le località Valle Sponda e Valle Richetti si osserva l'interdigitazione tra il Membro dell'Annunciata e il Membro di Campolungo.

A tale litofacies è stato attribuito il Breno individuato a tetto del calcare di Esino affiorante in una fascia continua tra la Valle di San Giovanni, il T. Dezzo e il versante orientale del M. Scanapà: è dolomitizzato ma si distingue dal sottostante Esino per la sua marcata bancatura, ben visibile in panoramica. La sua attribuzione alla Formazione di Breno (piuttosto che alla litofacies di piattaforma dell'Esino) è stata effettuata sulla base del rinvenimento sui versanti meridionale e orientale del M. Pora, ove tale orizzonte prosegue con continuità, di un marcato orizzonte a cementi attribuiti al calcare Rosso.

Età: Carnico inferiore – medio.

4.18.2. - Membro di Campolungo (BRE₂)

Rappresenta generalmente la litofacies superiore a diretto contatto con la formazione di S. Giovanni Bianco ed eteropica con la stessa; un'eccezione notevole è rappresentata dalla spessa litozona calcarea di Dosso Castello entro la base della quale, nell'inciso della media valle del Dezzo, si interdigitano le facies dolomitiche ascrivibili al Membro di Campolungo. Verso Malegno questa litofacies sostituisce lateralmente il Membro dell'Annunciata.

Il Membro di Campolungo è costituito da dolomie microcristalline da grigio-chiaro a biancastre, in strati da decimetrici a pluridecimetrici, con sottili interstrati marnosi o di argilliti verde-giallastro. Sono frequenti laminazioni algali, strutture a "tepee", *fenestrae*, livelli a breccioline; sono inoltre presenti fossili di Bivalvi, Gasteropodi e alghe. In località Fornace, sulla strada Malegno-Ossimo, è stato rilevato un livello a lenti di selci nere. Dalla Colma dei Balestrini fino al versante orientale del M. Scanapà tale membro costituisce un orizzonte continuo e morfologicamente ben delineato, compreso tra la sottostante formazione di Gorno e la soprastante formazione di S. Giovanni Bianco. Il passaggio a quest'ultima è sottolineato con continuità dalla comparsa di un livello metrico di argilliti nere che indicano un rapido annegamento della piattaforma carbonatica: dato l'esiguo spessore ma la buona continuità laterale, tale livello argillitico è stato indicato in carta come livello *marker*. L'analogo livello argillitico presente sul versante N della Presolana è stato attribuito da BERRA & JADOUL (2002) alla Argillite di Lozio.

Al Monte Lantana il Membro di Campolungo diviene eteropico con la formazione di S. Giovanni Bianco, qui subisce anche un progressivo

assottigliamento fino alla sua completa chiusura nella valle di Varenò. Anche presso il Monte di Lantana è stato osservato il tipico orizzonte di argilliti nere che segna il passaggio alla formazione di S. Giovanni Bianco. Lungo la strada sterrata Colle della Presolana- Varenò tale limite è ben esposto e si presenta netto, concordante, con superficie ondulata e sottolineata da patine di ossidazione ocracee

Età: Carnico inferiore – medio.

4.18.3. - Membro di M. Arano (BRE₃)

Questo membro affiora nell'unità tettonica del Pizzo Camino-Concarena (Unità Carbonatiche alloctone), sui versanti circostanti l'altipiano di Borno e in valle Lozio, è inoltre presente in una fascia in prossimità del Roccolo della Clusorina sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve (Unità "Autoctono Alta Val di Scalve").

Si tratta di calcari generalmente micritici, spesso ricristallizzati, di colore da grigio a grigio-chiaro, in strati a volte amalgamati di spessore pluridecimetrico fino a massicci, localmente un po' dolomitici. Si rinvengono sia a contatto con l'Argillite di Lozio (M. Arano) sia intercalati nella formazione di Gorno in lenti o livelli (versante sopra Fienile Queita, versante sotto malga Cresia, valle a W di sorgente Cerovine, Val Camera, versante sotto Pendrizza, Valle Giogna). In Val Caidone sono state campionate calcareniti ruditiche all'interno di una successione di calcari da massivi (esinoidi) fino a strati decimetrici laminati, in località Mandra calcari dolomitici grigio chiari. Per la presenza di sistemi di fratturazione paralleli al versante tali calcari sono spesso dislocati in seguito a collassi gravitativi (Fienile Stablino, Malga Cresia).

Gli spessori di tale membro sono valutabili con precisione solamente ove esso affiora all'interno della successione stratigrafica indisturbata presente sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve di fronte a Schilpario, qui gli spessori variano tra 0 e 200 m (Roccolo della Clusorina). Altrove l'unità appare troncata sia per erosione sia per elisione tettonica o, come sui versanti circostanti Borno, implicata in una serie di pieghe a scala sia locale che regionale.

Età: Carnico inferiore – medio.

4.19 - FORMAZIONE DI S. GIOVANNI BIANCO (SGB)

La formazione è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Brembana, nel Foglio Bergamo, ove nella località omonima sono presenti la sezione e l'area tipo.

Essa affiora in modo continuo da letto a tetto solamente nel “Parautoctono camuno” in una fascia orientata E-W tra Ossimo, il M. Altissimo e San Bartolomeo e in un’ampia fascia N-S sul versante occidentale dei monti Pora e Alto; sul versante orientale del M. Scanapà la presenza lungo il contatto con la soprastante Formazione di Castro Sebino di breccie a clasti di porfiriti suggerisce movimento tettonico-scollamento in corrispondenza di tale orizzonte. Anche sul versante destro della Val Supine fino alle frazioni di Lovere vi sono indizi di un contatto tettonico del limite di tetto. Per la restante area la formazione affiora in modo diffuso anche se sporadico nella Valle di Borno proseguendo fino a Malegno e fino a Dosso in Val di Scalve, si trova inoltre in discontinui affioramenti sui versanti a S di Pizzo Corzene e Pizzo Olone. La irregolarità degli affioramenti è dovuta sia alla presenza di ampie coperture quaternarie ma soprattutto alla elisione tettonica subita da tale formazione che, a causa delle sue caratteristiche reologiche, ha costituito quasi ovunque il preferenziale orizzonte di scollamento dei sovrascorrimenti.

Alla colma dei Balestrini lo spessore totale della formazione è di circa 120 m, ma procedendo verso Ossimo tale spessore aumenta per il progressivo ispessimento della lente di carniolate nonostante la sua elisione tettonica nel sovrascorrimento di Ossimo. Sul versante meridionale del M. Altissimo lo spessore di aggira sui 200 m mentre sul versante orientale del M. Scanapà è poco più di 100 m (il che potrebbe essere dovuto ad elisione tettonica). Anche sul versante orientale del monte Pora lo spessore è di circa 200 m.

La formazione di S. Giovanni Bianco è caratterizzata da una estrema variabilità di facies, quali evaporiti, facies dolomitico-pelitiche e facies arenacee, le quali rappresentano ambienti diversi, che passano da lagunari alla base (e che segnano una rapida trasgressione che porta al soffocamento della piattaforma del Breno), ad ambienti intertidali o sopratidali, fino a *sabkha*.

Nel seguito viene fornita una illustrazione delle facies più significative.

Età: Carnico medio-superiore.

4.19.1. - *Litofacies arenacea* (SGB_a)

La litofacies arenacea è ampiamente presente sul versante occidentale del monte Alto (Pian della Palù e Pian del Termen) così pure in Val Supine. Si tratta di alternanze di arenarie e siltiti da grigie a verdi, localmente piritifere (località Ciar in Val Supine). Le arenarie sono da fini a grossolane, in strati centimetrico decimetrici solo localmente laminate; le arenarie più grossolane sono alterate in colori ferruginosi e non reagiscono all’acido.

Invece, nella parte inferiore della formazione che affiora nella fascia continua compresa tra i Balestrini e il M. Scanapà, si nota un arricchimento

della porzione pelitica a discapito di quella dolomitica, e le arenarie sono quasi del tutto assenti, rappresentate da pochi livelli centimetrici sottilmente laminati.

E' stato invece indicato come *marker* stratigrafico un livello di argilliti nere che si trova immediatamente al tetto del Membro di Campolugo e quindi alla base della formazione di S. Giovanni Bianco. Tale livello affiora con continuità in tutta l'area ed è stato rilevato anche in Presolana nei pressi del rifugio Albani ove è stato considerato l'espressione delle propaggini occidentali dell'Argillite di Lozio da BERRA & JADOU (2002).

Sul crinale tra la Malga Valzelli e il Pian del Termen affiorano marne grigio verdastre a patina di alterazione beige sottilmente stratificate e laminate con laminazione piano parallela e plaghette di sabbie ferruginose che a volte riempiono impronte tubiformi simili a biturbazioni. Tale litofacies marnosa si rinviene anche al limite con la formazione di Gorno al Pian del Termen e rende tale limite graduale.

Età: Carnico medio-superiore.

4.19.2. - *Litofacies dolomitico pelitica (SGB_b)*

Si tratta di dolomie da grigie a nocciola, in strati decimetrici, farinose, con caratteristiche cavità vacuolari rivestite da cristalli di calcite. Esse presentano interstrati pelitico-marnosi da marroni a verdini che talora, soprattutto verso la base della formazione, divengono prevalenti. Livelli prevalentemente dolomitici affiorano tra Ossimo e Malegno al di sotto delle carniole, in lenti entro la facies dolomitico-pelitica nella valle sottostante i Balestrini. La litofacies dolomitica è ben rappresentata anche in località Casaole (altipiano di Borno) lungo l'inciso della valle che scende dalla sorgente Cerovine. Quasi interamente dolomitico è anche la formazione di S. Giovanni Bianco affiorante al di sotto del sovrascorrimento di Pizzo Camino, a valle di Malga Voia e Malga Epolo. Sul versante sinistro della val di Scalve, nei pressi di Schilpario, sono state attribuite a tale litofacies anche alcune lenti dolomitico pelitiche rilevate entro la formazione di Gorno.

Corpi a maggior contenuto in peliti affiorano in modo sporadico al di sotto del sovrascorrimento della Corna Mozza, intercalati ai corpi dolomitici tra il Trobiolo e i Balestrini, al di sopra della facies dolomitica a monte di Paganini. In quest'ultima località si verifica anche una consistente presenza di livelli da calcarei a marnosi alternati alle classiche facies pelitiche e carniole.

Sui versanti occidentali del Monte Pora e del Monte Alto la litofacies dolomitico pelitica si trova sia al tetto della litofacies arenacea sia intercalata e/o alla base della stessa.

Età: Carnico medio-superiore.

4.19.3. - *Evaporiti (SGB_c)*

Comprendono Gessi e Carniole.

Gessi: tra le località Sanatori e Cascine Cirese sull'altipiano di Borno è presente una lente di gesso di spessore non valutabile a causa della tettonizzazione cui è soggetta, si stima possa essere al massimo di poche decine di metri. Si tratta di gessi a laminazione millimetrico-centimetrica, pulverulenti, con intercalazioni di siltiti nocciola-rossastre e dolomie gessose grigie a laminazione ondulata. In passato sono stati oggetto di estrazione mineraria. Gessi e anidriti a laminazione intensamente ripiegata per cause tettoniche sono presenti anche nel vallone di Terre Rosse, versante W della Presolana, in corrispondenza del locale decorso della Faglia di Clusone. Gessi sono presenti anche al limite SW dell'area del Foglio Breno, nei pressi dell'abitato di Lovere: anche qui sono stati oggetto di estrazione mineraria.

Carniole: carniole giallastre inglobanti clasti siltitici marroncini, verdi e grigi; l'aspetto complessivo degli affioramenti è massivo senza stratificazione alcuna o rozzamente delineata (lago Polzone). Ove le carniole fanno passaggio alla soprastante formazione di Castro Sebino si nota un progressivo arricchimento in clasti calcarei e ad una diluizione di quelli siltitici. Tali litofacies affiorano ampiamente nei dintorni di Ossimo e in località Dassine; di dubbia attribuzione formazionale le carniole affioranti tra Cascine Val Camera e Cascine Cirese ad W di Borno. Ad Ossimo sono limitate inferiormente dalla facies dolomitico-pelitica della formazione di S. Giovanni Bianco e superiormente subiscono l'elisione tettonica del sovrascorrimento di Ossimo; nei pressi dei Balestrini esse fanno passaggio alla Formazione di Castro Sebino. Lembi di carniole, in parte anche di origine tettonica, affiorano in modo sporadico sul versante S di Pizzo Corzene e Pizzo Olone. Sottili lembi di carniole sono stati osservati anche al passaggio con la Formazione di Castro Sebino presso il monte Lantana e tra le valli di Pora e di Codalarga.

E' stato ascrivito alla formazione di S. Giovanni Bianco anche un livello di una decina di metri di carniole alternate a calcari marnosi e dolomie giallastre presente entro la formazione di Gorno nei pressi del Roccolo della Clusorina; livelli con le medesime caratteristiche ma non cartografabili, sono presenti anche sui versanti a S e SW del Pizzo Camino (Altipiano di Borno).

Età: Carnico medio-superiore.

4.19.4. - *Calcarei bioclastici con organismi di scogliera*

Ulteriori facies della formazione di S. Giovanni Bianco, peraltro non cartografate, sono osservabili per esempio lungo la strada che scende dal Passo della Presolana (valle sopra Paganini). Si tratta di calcari chiari esinoidi.

Entro la formazione di S. Giovanni Bianco si segnala anche la presenza di calcari micritici d'aspetto finemente cristallino alla frattura fresca, di colore nocciola alla base, passante a grigio nocciola e a grigio verso l'alto; essi formano una litozona continua tra le quote 1480 e 1614 m del crinale che scende dalle Cime di Bares verso le baite Möschel (Valzurio), sovrapposta alla litozona dolomitico pelitica. Tale litofacies è stata ritrovata anche in aree esterne al Foglio Breno.

Età: Carnico medio-superiore.

4.20 - FORMAZIONE DI CASTRO SEBINO (CSO)

Corrisponde alle "Brecce Basali" della Dolomia Principale (CURIONI, 1877) segnalate in seguito, anche sotto nomi diversi ed in altri settori lombardi da ASSERETO & CASATI, 1965; ROSSETTI, 1966a, 1966b; BONI & CASSINIS, 1973; GAETANI, 1985; GAETANI *et alii*, 1987. Ne è stata proposta l'istituzione da JADOUL *et alii* (1992a) sotto il nome di Formazione di Castro Sebino. L'unità è stata formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000). Questa formazione è ben esposta nel settore centrale del Foglio Breno: costituisce infatti i monti Corna Rossa, Altissimo, Ghigozzo e Tauggine (a E della Val di Scalve) e i monti Scanapà e Cornetto (a W della Val di Scalve) si estende inoltre in una fascia continua diretta N-S tra il monte Lantana e l'altipiano di Bossico.

Nel Foglio Breno la Formazione di Castro Sebino si presenta in due litofacies, peraltro non distinte cartograficamente:

Facies tipica (Litofacies superiore)

E' costituita da due litotipi:

- (a) brecce calcaree massicce intraformazionali: brecce carbonatiche sinsedimentarie, eterometriche e caotiche, ricristallizzate, di colore da grigio a nocciola con caratteristiche screziature marroncine quelle calcaree e grigio-scuro quelle dolomitiche. Non è presente alcuna stratificazione anche se il controllo morfologico esercitato sui versanti del M. Altissimo lascia intuire la generale immersione verso NE, concorde dunque con le formazioni sottostanti. Anche al M. Cornetto il Castro Sebino ha una generale immersione verso S, concorde con quella della Dolomia Principale ad esso soprastante in località Rusio. Tale

litofacies è prevalente nell'area e costituisce la maggior parte dei rilievi sopra menzionati.

- (b) breccie dolomitiche intraformazionali in banchi massicci: sono in generale subordinate rispetto a quelle calcaree e affiorano in modo sporadico sui monti Tauggine e Scanapà e sul monte di Lovere; sono invece ben rappresentate nella fascia di raccordo tra il Monte Cornetto e l'altipiano di Castione ove paiono fare transizione alle dolomie zonate della Dolomia Principale basale. Breccie dolomitiche con locali intercalazioni od olistoliti di dolomie scure laminate costituiscono il versante orientale dei Monti Cornetto e Sarradone e affiorano anche sporadicamente tra le coperture recenti a S del Pizzo Corzene. Nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo tali breccie e dolomie laminate sono attribuite rispettivamente a "breccie sintettoniche" e alla Dolomia Principale basale. In realtà non è possibile dividere in modo netto le breccie dalle dolomie scure zonate in quanto i due litotipi si alternano in modo fitto suggerendo eteropie e intercalazioni stratigrafiche piuttosto che contatti tettonici. Le giaciture prese all'interno delle dolomie zonate sono generalmente immerse verso i quadranti meridionali, tuttavia un buon numero di giaciture fornisce valori dispersi anche su brevi distanze: ciò ha suggerito l'ipotesi di considerare olistoliti le dolomie scure presenti entro la breccia a clasti dolomitici. Nella facies a breccie dolomitiche è stata anche incluso un livello di breccie presente al passaggio con il soprastante Membro inferiore della Dolomia Principale e affiorante sull'altipiano di Bossico, al Forcellino e in Val di Tede.

In corrispondenza di faglie orientate N-S sul versante W del M. Scanapà, vi è un livello a breccie dolomitiche che presenta tasche di cementi calcarenitici laminati. Lo stesso livello a clasti dolomitici scuri e subordinatamente calcarei disegna un semianello sul versante S del M. Scanapà.

Nella Valle Gler le breccie sono a clasti dolomitici centimetrico-decimetrici, da grigio a grigio scuro, rari clasti calcarei ricristallizzati, e alcuni biancastri e sfaticci ad abito prismatico (gessosi?). I clasti sovente spiccano dalla matrice calcarea grigio nocciola. Breccie del tutto analoghe sono state osservate in Valle Paiala sull'altipiano di Bossico.

In località Piani d'Aprile in prossimità del passaggio (in parte tettonico) con la sottostante formazione di S. Giovanni Bianco, vi sono livelli di calcsiltiti nocciola laminate e sottilmente stratificate di forma lenticolare intercalate nelle tipiche breccie.

Litofacies inferiore (dolomie terrose evaporitiche con intercalazioni di breccie)

In prossimità del Pian delle Città e del Pian d'Aprile è presente una litofacies a doloareniti grigio-scure, laminate, passante a sua volta a breccie con elementi prevalentemente dolomitici. Lo spessore massimo di 150 m si ha a N di Malga Guccione mentre in corrispondenza dei Piani d'Aprile è di qualche decina di metri. Altre piccole lenti doloarenitiche sono state rilevate a E di Malga Guccione e a NW di Malga Morosini (quest'ultima associata ad una faglia transtensiva diretta WNW-ESE). Tale litofacies appare qui intercalata nella facies tipica a breccie e non in posizione inferiore. In alternativa si dovrebbe ipotizzare la presenza di un sovrascorrimento passante nelle selle poste direttamente a S di Pian delle Città e del Pian d'Aprile con sovrapposizione delle dolomie "basali" sulle breccie tipiche; tale ipotesi comunque non giustificherebbe le lenti di minore estensione rinvenute tra le malghe Guccione e Morosini, in differenti livelli stratigrafici. A tale litofacies sono state attribuite anche le dolomie affioranti tra il M. Cornetto e la Valle Gler, così come un piccolo affioramento di dolomie presente alla base della litofacies calcare presso la Paghera del gioio.

Lo spessore totale della Formazione di Castro Sebino non è valutabile in gran parte dell'area a causa dell'assenza del limite di tetto; in una sezione passante per il Pian delle Città si calcola uno spessore di circa 380 m, mentre in una sezione passante per la Valle dei Mulini (ove il tetto affiora) è di circa 250 m. Sul versante orientale dei monti Pora e Alto è stimabile in circa 350 m.

Il limite di letto con la formazione di S. Giovanni Bianco è raramente esposto in quanto la Formazione di Castro Sebino forma versanti dirupati alla base dei quali si accumulano detriti provenienti dalle pareti soprastanti che coprono il limite. In prossimità di tale contatto si nota comunque un arricchimento delle breccie della Formazione di Castro Sebino in clasti siltitici, dolomitici e di carniolate di chiara provenienza dalla formazione sottostante: ciò avvalorava l'ipotesi di un meccanismo di deposizione in massa con parziale erosione del letto. Il limite di letto, con passaggio a carniolate della formazione di S. Giovanni Bianco, è stato direttamente osservato solamente nella valle sottostante il rifugio Magnolini (M. Pora).

Il limite di letto sul versante orientale del M. Scanapà risulta tettonizzato: esso infatti è caratterizzato in più punti da breccie contenenti clasti di porfiriti verdi. Anche il Val Supine, ove tale limite è esposto in almeno due punti, risulta scollato.

Ancora discusso è il limite di letto con le dolomie grigie laminate che affiorano tra il Colle della Presolana e il M. Sarradone: si vedano in proposito gli schemi cartografici e le interpretazioni di FORCELLA & JADOU (1988), BERRA *et alii* (1991), FORCELLA & JADOU (2000), in questi due

ultimi lavori il limite è indicato come tettonico per sovrascorrimento/scollamento della facies a clasti calcarei nocciola sopra quella a clasti dolomitici con intercalate dolomie grigio-scure laminate (nell'ipotesi che quest'ultima litofacies sia correlabile alla Dolomia Principale basale). Si nota localmente una chiara discordanza angolare tra le due ma non vi sono evidenze dirette di sovrascorrimenti; inoltre intercalazioni stratigrafiche di litozone a clasti dolomitici e/o dolomie laminate scure sono state rilevate anche all'interno della litofacies a prevalenti clasti carbonatici, nelle zone del M. Cornetto, di M. Scanapà e di Pian delle Città (M. Altissimo).

Il limite di tetto è visibile in modo chiaro all'imbocco della Valle dei Molini, presso la chiesa di San Pietro: qui affiorano calcari micritici grigio-scuro con stratificazione da decimetrica a indistinta che fanno passaggio verso l'alto a dolomie scure zonate tipiche della Dolomia Principale basale. Altri affioramenti di tali calcari sono presenti a monte di Rusio ove appaiono intercalati alle dolomie grigio-scure laminate (a tetto) e le breccie dolomitiche e dolomie scure (a letto).

Età: Carnico superiore – Norico inferiore.

4.21 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

La Dolomia Principale fu introdotta in Lombardia da LEPSIUS nel 1878 ed in seguito quasi tutti gli AA. adottarono questa denominazione. Nel Foglio Breno all'interno di questa unità sono stati distinti il Membro inferiore o Basale (DPR_s), la litofacies di piattaforma marginale (DPR_a) e la facies tipica costituita da dolomie peritidali stratificate (DPR_b).

4.21.1. - Membro Inferiore o basale (DPR_s)

Il membro inferiore della Dolomia Principale (JADOUL *et alii*, 1992b) forma una fascia pressoché continua tra la Val di Tede, la Val di Frucc e il Monte di Lovere; affiora inoltre anche a monte di Castione ove sono presenti calcari grigio scuro stratificati al passaggio con la sottostante Formazione di Castro Sebino.

Esso è caratterizzato da prevalenti dolomie marnose e dolomicriti in strati dello spessore variabile da 10-15 cm fino ad un metro ed oltre. Questa rappresenta una delle caratteristiche macroscopiche distintive rispetto al membro superiore della Dolomia Principale, costituito invece da dolomie massicce divise da giunti discontinui e non sempre seguibili lateralmente.

Nella Lombardia centro-orientale, il membro inferiore della Dolomia Principale si presenta organizzato in cicli *thickening- e coarsening-upward*: ogni ciclo, di spessore plurimetrico, presenta alla base marne e dolomie marnose, seguite verso l'alto da banchi metrici di dolomicriti bituminose contenenti lamellibranchi, gasteropodi e locali addensamenti di organismi

tubuliformi (serpulidi) incrostati da laminazioni di origine algale; il tetto dei cicli di facies sono presenti dolomie grigio scure contenenti laminazioni di tipo stromatolitico (stromatoliti subtidali - microbialiti). Localmente la parte sommitale dei cicli è costituita da dolomie a laminazione parallela e, talora, doloareniti a *hummocky cross-stratification*. Il *trend shallowing-upward* di queste successioni e la mancanza di depositi gravitativi al loro interno suggeriscono di inquadrare tali depositi in ambienti di rampa carbonatica (TROMBETTA & BOTTONI, 1993), che presumibilmente collegavano il margine più occidentale delle aree venete di piattaforma con il più subsidente settore lombardo.

Nella vicina Val Seriana (Foglio Clusone), il Membro inferiore della Dolomia Principale presenta alcune differenze significative nelle litofacies caratteristiche che formano i cicli *shallowing-upward* modali. Il contenuto terrigeno è limitato ad interstrati millimetrici-centimetrici di peliti scure (e/o nere) presenti fra le litofacies costituenti le successioni cicliche.

Tali successioni sono costituite da una regolare alternanza di dolomie grigio scure o nere, spesso fetide alla percussione, di spessore metrico contenenti concentrazioni di alghe verdi e dolomie contenenti stromatoliti planari; assenti sono strutture di alta energia quali doloareniti a *hummocky cross-stratification*, viceversa presenti in Lombardia orientale

Età: Norico inferiore – medio.

4.21.2. - Dolomie peritidali stratificate (DPR_b)

Questa facies, definita anche “facies tipica” da JADOU (1986), costituisce buona parte della Dolomia Principale affiorante nell’area; è presente sui monti Varro, Cornet, Colombina e Torrigione.

La sua parte medio-inferiore è costituita dalla sovrapposizione di cicli *shallowing-upward*, dello spessore medio di 1,5 - 2,0 m, costituiti, dal basso verso l’alto, dalle seguenti litofacies:

(a) un livello, dello spessore di pochi cm, di breccioline a clasti di dimensioni variabili dal millimetro ad un centimetro; questo livello, non sempre presente, viene interpretato come lag basale del ciclo;

(b) dolomie massive, di colore variabile dal grigio chiaro a grigio scuro, talora contenenti modelli interni di gasteropodi e megalodonti in posizione di vita, che costituiscono la parte preponderante del ciclo *shallowing*; questa litofacies viene riferita ad un ambiente subtidale dove organismi limivori avrebbero bioturbato ed omogeneizzato completamente il sedimento;

(c) facies peritidali caratterizzate dalla presenza di livelli decimetrici di lamine algali planari e crenulate (stromatoliti), con *fenestreae* e *sheet-crack* riempiti di cementi. Localmente presenti strutture a *tepee*, che costituiscono la classica litofacies di tetto-ciclo.

Età: Norico inferiore – medio.

4.21.3. - *Facies di piattaforma marginale (DPR_a)*

Questa facies affiora lungo il versante idrografico destro della Val Borlezza, nelle ripide incisione comprese fra il M. Fogarolo, a N, e la Corna Lunga a S; è stata cartografata a NW del Monte Cornet, ove fa passaggio alle Dolomie Zonate.

Essa compare al tetto della Dolomia Principale e nelle aree ai margini delle piattaforme prossime ai solchi intra-piattaforma norici. È costituita da *build-up* di dimensioni metriche a Serpulidi, Porostromata, Gasteropodi, Pelecipodi, piccoli bivalvi e bioclasti avvolti da laminazioni algali scure di tipo stromatolitico (microbialiti) che possono assumere geometria variabile da planare a cupoliforme.

Età: Norico inferiore – medio.

4.22 - GRUPPO DELL'ARALALTA

Il Gruppo dell'Aralalta è stato introdotto per inglobare tutte le facies bacinali di età norica eteropiche della Dolomia Principale (JADOUL, 1986). Esso comprende due unità, dal basso verso l'alto:

- (a) la Formazione delle Dolomie Zonate (DESIO & VENZO, 1954), che include alla base il membro delle "Brecce sommitali della Dolomia Principale", distinto dalle facies di piattaforma carbonatica della Dolomia Principale medesima (JADOUL, 1986);
- (b) il Calcere di Zorzino formalizzato da CASATI (1964).

Queste unità sono state interpretate come depositi risedimentati all'interno di bacini carbonatici anossici intra-piattaforma.

L'unità (a) rappresenta le facies più grossolane e prossimali mentre il Calcere di Zorzino (unità b) rappresenta quelle più fini e distali.

4.22.1. - *Dolomie Zonate (DZN)*

Questa unità è stata definita da DESIO & VENZO (1954) e successivamente rivista da JADOUL (1986).

Affiora sporadicamente al margine sudoccidentale dell'area rilevata, in corrispondenza del crinale tra le valli Righenzolo e dei Dadi e in due lenti sul versante destro della Valle del Monte Varro. Dolomie Zonate affiorano anche sui tornanti della strada di accesso Bossico al di sotto del sovrascorrimento che ha giustapposto la Formazione di Castro Sebino sulle stesse Dolomie Zonate. È possibile riconoscere l'organizzazione interna in cicli di tipo *thickening* e *coarsening-upward*.

Ogni ciclo, di spessore decametrico, è costituito a letto nell'ordine da: dolomicriti scure (e/o nere) in strati di 5-10 cm; dolomicriti a laminazione algale interpretate come stromatoliti bacinali; doloareniti fini grigio scuro in

strati di 30-50 cm con lamine trattive piano-parallele; doloruditi a lamellibranchi, bioclasti, gasteropodi, serpulidi, etc. provenienti dalle aree di piattaforma carbonatica.

Il tetto di ogni ciclo è costituito da corpi di brecce e megabrecce formate da elementi di dimensioni variabili dal centimetro al metro contenenti organismi incrostanti, bivalvi, Porostromata, etc.

L'organizzazione delle facies permette di interpretare tali cicli come il risultato di un aumento dell'esportazione dalle aree di piattaforma ad opera dei flussi gravitativi quali meccanismi torbidity e *debris-flow*.

Età: Norico inferiore – medio.

4.22.2. - *Calcare di Zorzino (ZOR)*

Questa formazione costituisce la porzione tessituralmente più fine del Gruppo dell'Aralalta (JADOUL, 1986), che raggruppa i depositi bacinali laterali alla Dolomia Principale.

Il Calcare di Zorzino (CASATI, 1964) è formato da una successione monotona di calcari micritici di colore da grigio scuro a nero, con frequenti laminazioni piano-parallele, intervallati da depositi torbidity (T_{abc} della sequenza di Bouma). Talora sono riconoscibili facies relativamente grossolane, con intervalli Ta grossolani costituite da doloruditi e doloareniti massive, seguite verso l'alto da doloareniti a laminazione trattiva piano-parallela e dolomicriti (e/o doloareniti) a laminazione incrociata (*ripple* da corrente, Tc). Sezioni lucide effettuati sulle doloruditi-doloareniti hanno rivelato che quasi la totalità dei clasti contenuti sono costituiti da dolomicriti chiare, localmente micriti bianche, che permetto di individuare in una piattaforma carbonatica l'area di provenienza.

Come in analoghe aree di affioramento il Calcare di Zorzino si presenta spesso dolomitizzato. Queste evidenze depongono a favore di un ambiente deposizionale relativamente profondo e prossimo ad una piattaforma.

Il limite con la sovrastante Argillite di Riva di Solto è generalmente netto. Lo spessore varia da pochi metri fino a 1100 m in località Zorzino situata appena a S del margine meridionale del Foglio.

L'età del Calcare di Zorzino è riferita al Norico medio in accordo alla sua posizione stratigrafica e ai dati palinologici (JADOUL *et alii*, 1994).

Le evidenze tessiturali e compositive depongono a favore di un ambiente deposizionale relativamente profondo, prossimo ad una piattaforma, con condizioni genericamente disaerobie fino ad anossiche.

Età: Norico medio.

4.23 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO (ARS)

Unità istituita da GNACCOLINI (1965) per indicare una successione di prevalenti argilliti nere che raggiungono i massimi spessori nel bacino Sebino (circa 1100 m). Scheda formazionale in GNACCOLINI (1968a).

Affiora in località Pernusino a E di Songavazzo, al limite SW del Foglio nei pressi del laghetto di Gaiano, e limitatamente ad un lembo alla base del sovrascorrimento di Bossico, lungo la pista di accesso al depuratore. Di quest'ultimo affioramento l'interpretazione è dubbia vista la situazione tettonica, la scarsa esposizione e la mancanza del sottostante Calcere di Zorzino.

In aree limitrofe al Foglio Breno, l'Argillite di Riva di Solto è stata suddivisa in due litozone stratigraficamente sovrapposte, anche se non distinte nella rappresentazione cartografica:

a) la litozona inferiore è costituita da argilliti laminate scure e da marne contenenti mica e quarzo; questa unità è associata a calcari marnosi, a paraconglomerati intraformazionali e a depositi soggetti a fenomeni di *slump*;

b) la litozona superiore in cicli *thickening-upward* di spessore variabile da 5 a 20 m. Ciascun ciclo è caratterizzato da una porzione inferiore argillitico-marnosa; una porzione mediana a contenuto di carbonato crescente, organizzata in strati decimetrici piano-paralleli e una superiore quasi completamente costituita da calcilutiti ben stratificate. L'unità delle Argilliti di Riva di Solto si trova stratigraficamente sopra il Gruppo dell'Aralalta nelle aree bacinali noriche oppure direttamente sopra la Dolomia Principale in quelle di "paleoalto", dove lo spessore può essere di pochi metri. Il limite superiore con il sovrastante Calcere di Zu è transizionale e corrisponde all'aumento di spessore e di frequenza dei banchi carbonatici oltre ad una certa differenziazione delle microfacies (*wackestone-packstone* bio-intraclastici).

L'età dell'Argillite di Riva di Solto è riferita al Norico superiore in base alla sua posizione stratigrafica ed alle associazioni palinologiche (JADOUL *et alii*, 1994).

L'ambiente deposizionale è variabile da quello di un bacino anossico, ereditato dalla paleogeografia norica, a quello di una rampa carbonatica; quest'ultimo relativo alla porzione superiore dell'unità.

Età: Norico superiore.

5. - CORPI INTRUSIVI DI ETÀ TERZIARIA: BATOLITE DELL'ADAMELLO

5.1 - TONALITE DEL MONTE ALTA GUARDIA (TMG)

A monte dell'abitato di Astrio, a E di Breno, sul limite orientale del Foglio, affiora la propaggine più meridionale e più occidentale del Batolite dell'Adamello. In base alle datazioni radiometriche (DEL MORO *et alii*, 1985a, 1985b), il Batolite presenta i caratteri di una *multi-intrusion*, e può essere grossolanamente suddiviso in otto masse, raggruppabili in quattro grandi unità (CALLEGARI, 1985; MACERA *et alii* 1985). Il Monte Guardia Alta appartiene alla massa denominata Plutone del Monte Re di Castello, che costituisce la parte meridionale del batolite. Si tratta di un complesso igneo multiplo che rappresenta la porzione più antica e differenziata del batolite. Si è messo in posto tra 42 e 39 Ma BP ed è costituito da diverse unità a differente composizione (tonaliti, granodioriti, gabbri e trondhjemititi). Nei pochi ettari affioranti nel Foglio Breno, sono stati osservati termini da granodioritici a tonalitici, i primi caratterizzati da cristalli tondeggianti di biotite in una massa di fondo costituita da feldspati bianco-rosati e da quarzo grigio; i secondi caratterizzati da una tessitura variabile da equigranulare a porfirica (macrocristalli di orneblenda), con massa di fondo con grana variabile da media a minuta, costituita da plagioclasio, quarzo, subordinato K feldspato; i femici sono rappresentati da orneblenda e biotite. L'orneblenda ha abito prismatico e dimensioni da pochi millimetri fino al centimetro. All'interno della tonalite si rinvengono frequenti inclusi mafici. Nella roccia incassante, costituita dal Calcere di Angolo e di Prezzo, si osservano fenomeni metamorfici di contatto per una fascia di circa 400 metri. In affioramento, le evidenze del metamorfismo sono date da una minuta ricristallizzazione della roccia. Di notevole interesse appare l'intenso piegamento poliarmonico dei materiali carbonatici connessi alla spinta delle masse, i quali manifestano un carattere molto plastico, con esemplari fenomeni di *boudinage*, ben visibili nella litofacies sottilmente stratificata del Calcere di Angolo, ove si verificano fenomeni di rifluimento degli orizzonti marnosi. Le pieghe sono visibili alla mesoscala e hanno assi che si dispongono parallelamente ai margini del plutone

Età: Eocene superiore

6. - CORPI INTRUSIVI DI ETÀ TERZIARIA: CAMPI FILONIANI

6.1 - FILONI INTERMEDI E BASICI: ANDESITI E BASALTI CALCALCALINI (fn)

Si tratta di andesiti anfibolico-plagioclastiche ("porfiriti" *Auct.*) di colore verdastro in filoni discordanti e *sill* di spessore variabile dal decimetro ad alcuni metri. In genere nella massa di fondo grigio-verdastra spiccano

fenocristalli di orneblenda, feldspati e più raramente cristalli di quarzo tondeggianti; in alcuni *sill* è stata osservata una concentrazione dei cristalli verso il centro del filone. La "porfirite" subaffiorante sul Costone, nei pressi di Borno, si differenzia per il colore biancastro della massa di fondo e per i cristalli aciculari di orneblenda. Nei dintorni del plutone dell'Adamello i filoni sono caratterizzate da cristalli aciculari di orneblenda, plagioclasti tondeggianti e massa di fondo grigiastra; localmente presentano debole reazione all'acido dovuta alla profonda alterazione. Anche i filoni presenti nel settore meridionale del Foglio si presentano sovente alterati (debole reazione all'acido); particolare il filone presente nelle cave di anidrite di Costa Volpino sia per la potenza del filone (una decina di metri) sia per le dimensioni centimetriche dei fenocristalli di anfibolo.

I filoni discordanti sono collegabili con il magmatismo dell'Adamello, o ne rappresentano i precursori (CASATI *et alii*, 1976; ZANCHI *et alii*, 1990a) in quanto tagliano la successione stratigrafica e le strutture alpine (pieghe e clivaggio); di più difficile interpretazione sono invece i *sill* soprattutto quelli che si ritrovano in modo ricorrente in precise posizioni stratigrafiche quali il passaggio tra Calcare di Prezzo e Formazione di Buchenstein: per questi ultimi non si può escludere l'età triassica.

7. - SUCCESIONI SEDIMENTARIE CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE

7.1 - CARATTERI SALIENTI DEI DEPOSITI QUATERNARI DEL FOGLIO BRENO (G. GRASSI)

L'assetto generale dell'area è determinato dalle differenze litologiche che si riscontrano nel substrato: mentre lungo il versante orientale predominano le rocce permiane e quelle costituenti il basamento, con giaciture per lo più a franapoggio, sul versante occidentale si incontra la successione triassica, dominata in gran parte da rocce carbonatiche

Le differenze litologiche del substrato, unite ad un'intensa attività tettonica lungo i versanti, determinano un solco vallivo marcatamente asimmetrico, con versanti più acclivi sul lato destro e meno acclivi sul lato opposto. Anche il raccordo della piana del F. Oglio con i versanti risente del controllo strutturale imposto dal substrato: sul lato destro avviene in maniera repentina, con la presenza di estese fasce di depositi di versante e mediante grossi apparati di conoide sul lato sinistro.

L'assetto geomorfologico e strutturale dell'area esercita un notevole controllo sulle dinamiche quaternarie, legate principalmente ai fenomeni glaciali, determinando un record stratigrafico ridotto e talora lacunoso. L'apporto deposizionale della lingua glaciale camuna risulta fortemente

condizionato dalla geometria dell'asse vallivo, che spesso, per i suoi caratteri morfologici intrinseci, non consente la conservazione dei sedimenti legati alle singole fasi di avanzata dei ghiacciai. Gli intensi processi erosivi, indotti da un assetto strutturale alquanto complesso che determina un'energia di rilievo elevata, producono un'intensa rielaborazione dei sedimenti glaciali. Tali depositi risultano ben individuabili solo in corrispondenza dei pianori e dei versanti meno acclivi; il record stratigrafico talora è conservato negli incili torrentizi più pronunciati, in corrispondenza dei quali è spesso possibile il riconoscimento delle facies. I caratteri morfologici, invece, risultano obliterati dall'erosione, che consente solo sporadicamente la presenza di lembi relitti dei sedimenti originali.

Per quanto riguarda il fondovalle, l'elemento fisiografico predominante è la piana alluvionale del F. Oglio, caratterizzata da una morfologia uniforme e pianeggiante; il corso dell'Oglio occupa l'unica blanda incisione presente, che delimita l'alveo attivo del fiume stesso, con dislivelli decisamente contenuti tra piana e corso d'acqua.

7.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA (A CURA DI A. BINI, D. CORBARI, C. FERLIGA, G. GRASSI E S. ROSSI)

7.2.1. - *Alteriti (b₆)*

DEFINIZIONE - Argille e argille limose massive derivate dal substrato sottostante (Argillite di Lozio), talora con clasti appiattiti di argillite, alterati, e scaglie argillitiche.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

AREA DI AFFIORAMENTO - Le alteriti sono conservate in zone pianeggianti o a debole pendenza, nelle depressioni a monte delle contropendenze e in "tasche" a tetto del substrato.

RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore è una superficie di erosione che corrisponde alla superficie topografica o è coperta da depositi di versante. Il limite inferiore è dato dal passaggio graduale alla roccia sana con formazione di organi geologici.

LITOLOGIA - Varia secondo il litotipo parentale, a spese del quale si sono sviluppate le alteriti stesse. Il principale litotipo parentale su cui sono conservate è costituito dalle Argilliti Lozio: l'alterite derivata è costituita da argille e argille limose massive o argille con clasti sparsi, perlopiù appiattiti poiché derivati da rocce laminate. I clasti, quando presenti, sono completamente alterati, con dimensioni comprese fra 5 mm e 4 cm. Sono presenti scagliette millimetriche di marne nere, come pure patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn e miche. Il colore è compreso nelle pagine Munsell 2.5Y e 10YR.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Le alteriti testimoniano una lunga fase di alterazione del substrato in regime di biostasia. In passato lo spessore dell'unità doveva essere molto maggiore, ma attualmente ne sono conservati lembi sulla cresta denominata "Il Costone" a ESE dell'abitato di Azzone in Valle del Dezzo. Lo spessore conservato, di pochi metri, è quanto rimane dopo il colluvionamento delle alteriti avvenuto durante le glaciazioni.

ETÀ - L'alterazione del substrato è iniziata prima della regressione messiniana, con l'instaurarsi di condizioni climatiche favorevoli ed è continuata sino ad oggi interrotta solo dai periodi di resistasia in corrispondenza dei periodi glaciali e poi dall'intervento umano sul versante. L'età è quindi compresa in largo intervallo di tempo che va dal Miocene superiore all'attuale.

7.2.2. - Supersintema della Colma del Piano (CM)

DEFINIZIONE - Diamicton e diamictiti a ciottoli e blocchi (depositi glaciali). Conglomerati, ghiaie, sabbie stratificate (depositi alluvionali). Limi e argille laminate (depositi lacustri). Superficie limite superiore erosiva, polifasica e poligenica; profilo di alterazione sviluppato, di spessore variabile.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Riss e Mindel *p.p.* (VECCHIA O., 1954); Wurm e Riss *p.p.* (BONI A. & CASSINIS G., 1973).

AREA DI AFFIORAMENTO E SEZIONI RAPPRESENTATIVE - Depositi ascrivibili a tale supersintema sono osservabili sui versanti destro e sinistro della Valle Camonica; caratterizzano i pianori di Prà di Larice, Prati di Cerviera, Plagne, i versanti lungo la valle di Fucine e Anfurro; in corrispondenza di quest'ultima località, lo spessore dei sedimenti del supersintema della Colma è decisamente ridotto (a tratti sub-metrico). Si rinviene anche in plaghe di dimensioni limitate a N dell'abitato di Costa Volpino.

LITOLOGIA - L'unità raduna un'estrema varietà di litosomi, spesso organizzati in singole successioni coerenti a scala locale, ma non cartografabili separatamente alla scala della carta della Colma.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione estremamente variabile. Carbonati da alterati a completamente argillificati sino ad assenti. Colore della matrice da 7.5YR a 5YR. Il supersintema raduna unità con caratteristiche estremamente diverse, su cui si sviluppano profili di alterazione variabili in funzione del parent material e dell'antichità del litosoma; si rimanda quindi per i dettagli alla tabella 4. Il supersintema è localmente ricoperto dai depositi del sintema del Po. La superficie limite inferiore è erosiva, con andamento generalmente ondulato,

immergente verso l'asse vallivo e pone il supersintema a contatto con le formazioni che costituiscono il substrato.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Come già accennato nel paragrafo precedente, la morfologia che contraddistingue queste unità (cordoni morenici laterali, terrazzi di kame, piane fluvio-glaciali), diviene sempre meno netta col crescere della quota e con l'allontanarsi dall'asse principale.

Il contesto paleogeografico in cui si inserisce il supersintema è complesso, anche in conseguenza dell'ampio lasso temporale che questo racchiude. In sintesi tale contesto vede l'asse camuno colmato dal ghiacciaio vallivo che, nelle fasi di acme, raggiungeva probabilmente spessori dell'ordine anche di un migliaio di metri. Più volte il ghiacciaio camuno, all'altezza di Castro – Pisogne (immediatamente a N del Foglio Iseo), ha subito una doppia transfluenza, scendendo verso la Val Borlezza (Fogli Breno e Clusone) e verso la Val Cavallina (Fogli Iseo e Bergamo).

ETA'

Il *supersintema della Colma* comprende depositi riferibili al *Pleistocene medio*, anche se molto probabilmente contiene depositi legati a fasi glaciali più antiche (*Pliocene superiore?*).

Tabella 4 – Supersintema della Colma – Quadro riassuntivo delle caratteristiche delle singole unità locali non distinte cartograficamente

unità	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	profilo alterazione	cementazione	paleogeografia

7.2.3. - Gruppo del Culmine (CU)

DEFINIZIONE - Conglomerati e diamictiti clinostratificati, con clasti di alimentazione locale, da ottimamente cementati a litificati (depositi di versante), sospesi rispetto al fondovalle attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; nell'area del Foglio comprende depositi non cartografati precedentemente.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Poggia direttamente sul substrato roccioso; limite superiore coincidente con la superficie topografica; depositi troncati e sospesi sulla valle attuale.

LITOLOGIA - Conglomerati clinostratificati a supporto clastico o di matrice con clasti spigolosi; diamictiti a ciottoli e blocchi; clasti carbonatici

provenienti dalle pareti soprastanti (depositi di versante). Da ottimamente cementati a litificati.

AREA DI AFFIORAMENTO - Singole placche isolate dall'erosione sono diffusamente presenti in tutte le aree di affioramento della successione carbonatica.

MORFOLOGIA- Parzialmente conservata.

ETÀ - Pleistocene.

7.2.4. - Gruppo di Prato Grande (**GR**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi con clasti spigolosi; ammassi rocciosi disarticolati e coperture di blocchi accatastati *in situ* alla sommità di ammassi disarticolati (depositi di versante e di frana). Superficie limite superiore erosionale, alterazione variabile.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione. Unità postglaciale *p.p.* (ROSSI *et alii*, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica; limite inferiore erosivo su unità permomesozoiche o su depositi neogenico-quadernari. Profilo di alterazione troncato.

LITOLOGIA - Depositi di versante e di frana: diamicton massivi pedogenizzati, a supporto clastico o di matrice con clasti spigolosi; ammassi rocciosi disarticolati e ribassati per gravità; coperture di blocchi accatastati *in situ* alla sommità di ammassi disarticolati.

MORFOLOGIA - Da poco a ben conservata: singoli corpi di frana con superficie convessa, contropendenza a monte e nicchia di distacco; estesi macereti a blocchi alla sommità di versanti ribassati per gravità.

AREA DI FIORAMENTO - Versante sinistro della bassa Val Camonica e nell'area attorno a Croce di Salven.

ETÀ - In base all'alterazione dei depositi e ai rapporti stratigrafici l'età del gruppo è riferibile al Pleistocene.

7.2.5. - Sintema del Po (**POI**)

DEFINIZIONE: Diamicton e ghiaie con clasti spigolosi (depositi di versante, di frana e di *debris-flow*). Ghiaie e sabbie stratificate (depositi alluvionali). Limi laminati, argille, torbe (depositi lacustri e di torbiera). Diamicton massivi a blocchi (depositi glaciali). Superficie limite superiore caratterizzata da alterazione assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione.

SINONIMI - In letteratura i depositi corrispondenti al sintema del Po sono stati cartografati come "Alluvioni postglaciali prevalentemente ghiaiose" e detrito incoerente (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) oppure indicati

come "alluvioni di fondovalle" e "detrito sciolto e cementato" (BONI & CASSINIS, 1973).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica. Il limite inferiore è, comunemente, una superficie erosionale che incide il substrato e le unità più antiche, differenziati in funzione dell'area di affioramento.

LITOLOGIA -

- *depositi di versante l.s.:*

- ghiaie a supporto clastico; matrice variabile per quantità (da assente ad abbondante) e tessitura (da limosa o limoso sabbiosa ad organica); clasti spigolosi subspigolosi o, più raramente subarrotondati, di dimensioni prevalentemente centimetriche. La petrografia è strettamente controllata dal substrato circostante; i rari esotici localmente presenti derivano dal rimaneggiamento di depositi glaciali più antichi. Strutture variabili: si passa da ghiaie massive o a stratificazione indistinta (prevalenti) a ghiaie clinostatificate, a volte con caratteri di *grezès litées*;

- limi e limi sabbiosi, a volte debolmente rubefatti, con sparsi clasti millimetrici o centimetrici (depositi colluviali);

- blocchi, massi e ciottoli subspigolosi/spigolosi, privi di matrice, ad assetto caotico (depositi di frana);

- *depositi fluviali:*

- ghiaie a supporto clastico, con matrice sabbiosa o sabbioso limosa; clasti da decimetrici a centimetrici, prevalentemente arrotondati. Petrografia poligenica, con elevate percentuali di esotici (Verrucano, rocce endogeno-metamorfiche);

- sabbie fini e medie, da massive a laminate;

- limi massivi, e in subordine laminati, di colore bruno grigiastro (10YR 5/2); rari clasti arrotondati, millimetrici e centimetrici;

- limi e subordinati limi organici massivi, da screziati a fortemente ridotti, di colore grigio scuro (5Y 4/1), con clasti millimetrici e centimetrici sparsi; abbondanti resti vegetali ben conservati.

I sedimenti fini rappresentano sequenze fluviali sommitali ed individuano subambienti deposizionali differenti. Le litofacies limose indicano un ambiente a bassa energia, in posizione marginale rispetto ai flussi idrici principali, in cui possono localmente svilupparsi aree palustri. Le litofacies sabbiose sono legate ad un subambiente più prossimo alla fascia fluviale attiva.

La sommità delle ghiaie si caratterizza, localmente, per una matrice bruno oliva (2,5Y 5/3) ed una marcata alterazione dei clasti (graniti

sistematicamente arenizzati; calcari con *cortex* plurimillimetrici o, raramente, argillificati; siltiti completamente alterate; scisti ad alterazione variabile, ma in prevalenza debole).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Nelle aree di circo (Pizzo Camino, cime Moren-San Fermo), sugli alti versanti e alla base di pareti rocciose i depositi gravitativi sono organizzati in coni e falde detritiche, sia attive che colonizzate, in misura variabile, dalla vegetazione. Nelle parti più basse dei versanti formano plaghe di estensione variabile, prive di espressione morfologica propria e, in genere, completamente stabilizzate.

I depositi fluviali sono associati alla piana di fondovalle del fiume Oglio, alquanto omogenea. Le variazioni litologiche delle sequenze sommitali evidenziano una significativa differenziazione areale: le facies limose sono distribuite nel tratto di fondovalle a N del Monticolo, mentre quelle prossimali prevalgono sul resto della piana. Questo indica che quando la fascia fluviale attiva si è spostata verso le posizioni attuali, nel braccio di fondovalle a N del Monticolo si è instaurata una sedimentazione fluviale a carattere distale, in condizioni di bassa energia, alimentata solo da piene di una certa entità.

AREA DI AFFIORAMENTO – Presenti diffusamente entro tutta l'area del Foglio, spesso in maniera discontinua o con spessori pellicolari, oppure in corpi ben riconoscibili morfologicamente, ma di dimensioni ridotte, tali da non risultare cartografabili.

Ridotte falde di detrito alla base di quasi tutte le porzioni di versante a elevata pendenza; alla base delle grandi pareti in litotipi poco erodibili (carbonati triassici, basamento cristallino) coni detritici coalescenti e falde con spessori plurimetrici e estensione cartografabile a questa scala.

Frane, colate di materiale e fenomeni di trasporto in massa di piccole dimensioni diffuse sia su litotipi permomesozoici sia su unità continentali neogenico-quadernarie, nonché sui materiali incoerenti derivati dalla pedogenesi; in alcuni casi esse coinvolgono volumi notevoli di roccia, sbarrando il deflusso delle acque e influenzando la sedimentazione in tutta l'area circostante.

Significativi per spessore e estensione sono i depositi alluvionali che in alcuni tratti riempiono i fondovalle attuali, a esempio lungo l'asse della Val Camonica.

ETÀ - La deposizione del sistema del Po inizia al ritiro dei ghiacciai pleistocenici al termine della fase di massima avanzata (LGM); i sedimenti sono quindi di deposizione diacrona sia a scala regionale che nell'ambito di settori diversi dei singoli bacini, in funzione dell'inizio del ritiro locale degli apparati glaciali; Pleistocene superiore - Olocene.

7.3 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA (A CURA DI A. BINI, D. CORBARI, C. FERLIGA, G. GRASSI E S. ROSSI)

7.3.1. - *Unità del Bacino del Serio*

7.3.1.1. - Sintema di Val Sedornia (SUS)

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice (till d'ablazione). Diamicton massivi a supporto di matrice, clasti sagomati e striati (till d'alloggiamento). Profilo di alterazione poco evoluto, colore 10YR; morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosivo sulla successione ladinico-carnica. Limite superiore coincidente con la superficie topografica. Profilo d'alterazione poco evoluto con clasti non alterati.

LITOLOGIA – L'unità comprende depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice con clasti subarrotondati.

MORFOLOGIA – Ben conservata con morene evidenti.

AREA DI FIORAMENTO – Alta Val Sedornia

ETÀ – Pleistocene superiore.

7.3.1.2. - Sintema di Valzurio (SUV)

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice (till d'ablazione). Diamicton massivi a supporto di matrice, clasti sagomati e striati (till d'alloggiamento). Profilo di alterazione poco evoluto, colore 10YR; morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosivo sulla successione ladinico-carnica. Limite superiore coincidente con la superficie topografica. Profilo d'alterazione poco evoluto con clasti non alterati.

LITOLOGIA – L'unità comprende depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice con clasti carbonatici subarrotondati.

MORFOLOGIA – Ben conservata con morene evidenti.

AREA DI FIORAMENTO – Alta Valzurio

ETÀ – Pleistocene superiore.

7.3.2. - *Unità dei Bacini dell'Adda e dell'Oglio*

7.3.2.1. - Supersintema dei Laghi

DEFINIZIONE – Diamicton a supporto di matrice (till d'ablazione). Diamicton massivi a supporto di matrice, clasti sagomati e striati (till

d'alloggiamento). Ghiaie a ciottoli arrotondati e sabbie (depositi alluvionali e di contatto glaciale). Profilo di alterazione poco evoluto, colore 10YR; morfologie ben conservate. Comprende i depositi della valle principale e delle valli laterali, fra loro non correlabili.

SINONIMI – Würm p. p. (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970); Complesso dell'Oglio p. p. (FERLIGA & CORBARI, 2000).

Il supersistema riunisce tutti i depositi legati all'ultima avanzata glaciale (LGM) entro il bacino dell'Oglio. In questa fase, le fronti dei ghiacciai delle valli laterali non raggiungono mai il ghiacciaio principale (Fig. 6), vengono quindi suddivisi in un sistema relativo alla valle dell'Oglio (sistema di Cantù) e una serie di sistemi locali: delle valli laterali tra loro non correlabili: sistema di Pizzo Olone (**LPO**), sistema di Ezendola (**LZN**), sistema di M. Muffetto (**LMF**), sistema di Pizzo Camino (**LPC**), sistema di Rosello (**LRO**), sistema di Silter di Campolungo (**LCM**), sistema di Stabilfiorito (**LSA**), sistema di Vaccaret (**LVC**), sistema di Val Gabbia (**LVA**), sistema della Corna di San Fermo (**LCO**), sistema della Valle dell'Ombra (**LVO**) le caratteristiche dei quali sono riassunte in tabella 5.

ETÀ – Pleistocene superiore.

Tabella 5 – Supersistema dei Laghi – Quadro riassuntivo delle caratteristiche delle singole unità locali non distinte cartograficamente

unità	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	profilo alterazione	cementazione	paleogeografia

7.3.2.1.1. - Sistema di Cantù (**LCN**)

DEFINIZIONE - Till di alloggiamento e di ablazione e depositi di contatto glaciale. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, copertura loessica assente, profilo di alterazione con profondità inferiore a 1,2 m. Colore della matrice: da 7.5YR a 10YR, non indicativo laddove il substrato lapideo è costituito in larga misura da Verrucano Lombardo. Clasti: calcarei alterati o con *cortex*, alpini inalterati o con debole *cortex*, vulcanici inalterati.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; sul Foglio "Breno" alla scala 1:100.000, compare come "*Morenico di età indeterminata*" e come "*detrito sciolto e cementato sulla "Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello"*" (BONI A & CASSINIS G., 1973)

AREA DI AFFIORAMENTO E SEZIONI RAPPRESENTATIVE

Affiora lungo i versanti destro e sinistro della Valle Camonica, a partire da quot 450 m s.l.m. presso Iovere sino a quota 800-900 m nella conca di Bienno, in placche discontinue di estensione ridotta tranne fra Castro e Sovere, ove la diffidenza della Val Borlezza ha costruito evidenti morene. LITOLOGIA - Il sistema è costituito da:

- *depositi glaciali* (till d'alloggiamento, dominanti): diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa, sovraconsolidata, di colore da 7.5YR a 10YR delle Munsell Color Chart. Clasti con dimensioni massime variabili, da centimetrici a metrici e di forma prevalentemente subarrotondata e subspigolosa.

- *depositi di contatto glaciale*: depositi fini limoso argillosi massivi, di colore compreso tra le pagine 10YR e 2.5Y. Rari clasti subspigolosi e subarrotondati; dimensioni massime decimetriche. Locale presenza di lenti di diamicton massivi. La petrografia dei clasti è poligenica.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - Il sistema di Cantù presenta raramente spessori massimi decametrici; più frequentemente lo spessore è valutabile intorno a pochi metri.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore è deposizionale, caratterizzata da morfologie evidenti, solitamente ben conservate (attività antropica a parte) e dall'assenza di coltre eolica. Il profilo d'alterazione è molto spesso troncato o completamente asportato, sia per il suo limitato spessore sia per la intensa attività antropica che ha intensamente rimodellato l'originaria superficie topografica. Dove il profilo è conservato, presenta le seguenti caratteristiche distintive:

Colore della matrice: 7,5÷10YR (tipico).

Alterazione dei clasti: litotipi calcarei alterati o con *cortex* da millimetrico a centimetrico; litotipi alpini inalterati o con debolissimo *cortex* decolorato; litotipi vulcanici inalterati; litotipi terrigeni generalmente molto alterati.

Il suo limite inferiore è caratterizzato da una superficie di erosione suborizzontale, che lo pone in contatto diretto con il substrato lapideo o con il supersistema della Colma del Piano.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - La morfologia di questa unità è rappresentata da creste moreniche ben espresse, piane fluvio-glaciali non conservate; i depositi glaciali sono talora rimobilizzati.

7.3.3. - Unità del bacino dell'Oglio

7.3.3.1. - Valcamonica

7.3.3.1.1. - Conglomerato del Rif. Laeng (**RLE**)

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico, eterometrici, con assetto caotico, in banchi metrici maldefiniti. Strati decimetrici, a granulometria più fine, localmente con struttura *open work*. Petrografia monogenica calcarea, di origine locale: depositi di versante. Morfologie relitte, incongruenti con l'attuale assetto fisiografico.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, mai distinta in precedenza, affiorante in aree cartografate come "detrito incoerente" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO E SEZIONI RAPPRESENTATIVE - L'unità affiora esclusivamente in corrispondenza della cima del Monte Arano e di un breve tratto di cresta immediatamente ad W dello stesso, ad una quota di 1930-1940 m.

LITOLOGIA - L'unità è costituita in prevalenza da depositi di versante l.s.:

1) conglomerati clinostratificati, in banchi metrici maldefiniti, a prevalente supporto clastico. Matrice siltitica, comunemente scarsa. Clasti da subspigolosi a subarrotondati (in subordine anche arrotondati), fortemente eterometrici, con dimensioni da centimetriche a metriche (comuni e localmente abbondanti massi e blocchi). Assetto interno caotico.

2) breccie clinostratificate, in strati decimetrici, a prevalenti clasti subspigolosi con granulometrie tra 0,5-4 cm, a struttura parzialmente *open work*. Sono nettamente subordinate ai conglomerati.

La petrografia, comune ad entrambe le litofacies, è monogenica e costituita da calcari chiari microcristallini (calcarea di Esino?). L'unità è fortemente cementata.

Le giaciture, conformi al versante, immergono a medio e basso angolo verso SE.

Le litologie osservate indicano come processo deposizionale prevalente il trasporto in massa, ad opere di potenti flussi gravitativi (*debris flow* ad alta densità), con contributi secondari di altri processi di versante (strutture parzialmente *open work*). Si può, inoltre, ritenere che parte dei materiali coinvolti siano rimaneggiati (policiclici), perché l'alta percentuale di clasti arrotondati non è compatibile con una genesi primaria in ambiente di versante roccioso.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - Lo spessore dell'unità è di ordine plurimetrico e tende ad aumentare verso valle.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore dell'unità è una superficie erosionale, in parte coincidente con la superficie topografica, in parte ricoperta, sul suo margine a valle, da depositi glaciali

del Supersistema della Colma e più in profondità, presumibilmente, da brecce di versante del gruppo del Culmine.

Il limite inferiore è una superficie marcatamente erosionale con andamento listrico, ben osservabile in corrispondenza delle pareti N del Monte Arano, che taglia il substrato (Membro di M. Arano della Formazione di Breno). Le pendenze di tale superficie, che immerge complessivamente a SE, diminuiscono verso il basso e, pochi metri al di sotto della cresta, assumono un andamento suborizzontale con una componente d'immersione verso W.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - L'unità non possiede una morfologia propria, in quanto formata da una placca residuale di conglomerati, isolata su tutti lati dall'erosione e completamente svincolata dalla topografia attuale, che costituisce la sommità del Monte Arano. Il suo smantellamento è tuttora in atto, perché la sommità della parete N dell'Arano è interessata da fratture tensionali con aperture metriche, che isolano pilastri e quinte rocciose in rapida evoluzione morfologica.

La presenza di depositi di versante in posizione sommitale è chiaramente incongruente con l'attuale assetto topografico, a causa della scomparsa della loro area di alimentazione (paleoversante) e rimanda ad un quadro paleogeografico differente da quello odierno. Durante la deposizione dei Conglomerati del rifugio Laeng l'area dell'attuale circo orientale del Pizzo Camino doveva essere occupata da masse rocciose, la cui elevazione superava di molto la cima del Monte Arano. Il progressivo smantellamento di tali masse ha causato una parziale inversione del rilievo, portando parti del paleoversante in posizione di cresta sommitale.

ETA' - Il carattere paleosamente relitto e le implicazioni paleogeografiche indicano la loro appartenenza ad un ciclo morfogenetico molto antico, che viene riferito, tentativamente, al Neogene, senza escludere una possibile età tardo paleogenica.

7.3.3.1.2. - Conglomerato di Roccolo Romile (**RCR**)

DEFINIZIONE - Conglomerati da massivi a grossolanamente clinostratificati; assetto caotico, Clasti calcarei subarrotondati, eterometrici, di origine locale: depositi di versante. Morfologie relitte.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, affiorante in aree precedentemente cartografate come "detrito incoerente" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO E SEZIONI RAPPRESENTATIVE - L'unità è presente in due distinte e ridotte aree, disposte lungo la dorsale Malga Moren-Cima Moren, tra quota 1650-1730 m e 1750-1850 m, rispettivamente. Affioramenti possono essere osservati nel settore di più bassa quota.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da conglomerati massivi, localmente a clinostratificazione estremamente grossolana, a supporto sia clastico che di matrice; clasti eterometrici con dimensioni comprese tra centimetri e metri (dimensione massima osservata 3 m circa), in prevalenza arrotondati/subarrotondati; tra i clasti si riconoscono blocchi di substrato, costituiti da calcari grigi a stratificazione media, derivanti dalla sovrastante serie anisico-ladinica. Si caratterizzano per l'assenza di strutture interne e l'assetto caotico. Sono anche presenti rari ed irregolari livelli a struttura parzialmente *open work*, con clasti più spigolosi e più fini (centimetrici/decimetrici). Il grado di cementazione è sempre molto elevato.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - Lo spessore dell'unità è difficilmente valutabile; si ritiene di ordine pluridecametrico.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore è una superficie marcatamente erosionale, coincidente con la superficie topografica, che ha smembrato localmente l'unità in lembi. In alcuni casi sono presenti veri e propri pilastri che possono essere interpretati, allo stato di conoscenza attuale, sia in termini di limite per fronte di alterazione che di rilascio di versante. In prossimità della base l'unità è ricoperta da depositi glaciali locali del supersistema della Colma); a quote più elevate da depositi glaciali riferiti, dubitativamente, al LGM locale (sistema della Corna di S. Fermo – Tabella 5).

Il limite inferiore è una superficie erosionale, irregolare, con inclinazioni mediamente elevate, che incide il substrato triassico dell'area. ;

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - L'unità è morfologicamente associata al settore basale (tra quota 1650 e 1840 m) della maldefinita dorsale che collega Malga Moren a Cima Moren. In questo tratto, strutturato sui conglomerati, la dorsale assume un aspetto meglio definito, più arrotondato e ristretto, e mostra forme paleosamente relitte; localmente i conglomerati si riducono a spesse incrostazioni, di spessore variabile, che ricoprono il substrato.

Le morfologie relitte rivelano un'evoluzione di lunga durata. I caratteri dei conglomerati (caoticità, forte eterometria, diffusa matrice) indicano che la deposizione è avvenuta per flussi gravitativi di elevata energia, in ambiente di versante. In tale ambito, l'elevato arrotondamento di parte dei clasti è di interpretazione problematica: l'ipotesi più plausibile è che si tratti di materiale riciclato, derivante da precedenti cicli morfogenetici.

ETÀ - In base alle considerazioni esposte, si attribuiscono, tentativamente, i Conglomerati di Roccolo Romile al Neogene.

7.3.3.1.3. - Conglomerato di Cerveno (**CVK**)

DEFINIZIONE - Diamictite massiva a supporto di matrice, con clasti spigolosi di alimentazione locale e dimensioni fino a ettometriche; da ottimamente cementata fino a litificata (depositi di frana).

SINONIMI - Scivolamenti recenti ("paleofrane" con movimento in blocco dell'ammasso roccioso), FORCELLA & ROSSI, 1980.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il conglomerato di Cerveno appoggia su una superficie erosionale che tronca la successione anisico-ladinica locale (Carniola di Bovegno - Calcare di Angolo - calcare di Prezzo – Formazione di Buchenstein - Formazione di Wengen); è troncato da una superficie erosionale su cui poggiano depositi glaciali del supersistema della Colma e depositi di versante del sistema del Po.

LITOLOGIA - Il conglomerato di Cerveno è costituito da diamictite a supporto di matrice fine con clasti spigolosi, da centimetrici sino a ettometrici, alimentati dalle soprastanti pareti di calcare di Esino. I blocchi di dimensioni superiori al metro si presentano in genere pervasivamente fratturati.

AREA DI AFFIORAMENTO - L'unità affiora sulla destra idrografica dell'Oglio, fra le località di Cerveno ed Ono San Pietro.

MORFOLOGIA - L'unità non presenta morfologie conservate. Essa costituisce singole placche, sospese sul fondovalle attuale e non in rapporto diretto con i versanti del Massiccio della Concarena a monte. I blocchi di dimensioni maggiori, annegati nella diamictite, presentano netto risalto morfologico dando luogo a pareti ben evidenti; sulla base delle geometrie osservate e della geologia del substrato su cui appoggiano, vengono interpretati come megablocchi coinvolti in uno o più eventi franosi, piuttosto che singoli affioramenti di calcare di Esino dislocati tettonicamente.

ETÀ - Sulla base della posizione topografica e dei rapporti stratigrafici, la messa in posto dell'unità si colloca tra Pliocene Inferiore e Pleistocene medio.

7.3.3.2. - Bacino Gera – Valeggia - Borlezza

7.3.3.2.1. - Formazione di Pianico (**PIA**) (da descrivere)

DEFINIZIONE -

SINONIMI -

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI -

LITOLOGIA -

AREA DI AFFIORAMENTO -

MORFOLOGIA -

ETÀ – pleistocene medio.

7.3.3.2.2. - Ceppo di Poltragno (**PLR**)

DEFINIZIONE - Depositi di versante e di frana, cementati (brecce) con presenza di clasti “alpini”. Depositi glaciali poligenici, cementati (tilliti).

- Unità di nuova istituzione. Nella cartografia precedente la sua area di affioramento era stata cartografata come: “Conglomerati glaciali e interglaciali di età imprecisata” (BONI & CASSINIS, 1973); “Complesso di Poltragno” *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO E SEZIONI RAPPRESENTATIVE - Affiora in placche discontinue sui dossi attorno a Pianico e alla Rocca di Castro.

LITOLOGIA - Brecce di versante eterometriche, da massive a stratificate, a supporto clastico e con presenza di matrice. Il deposito è mal selezionato, con clasti di dimensioni variabili da centimetriche a metriche (blocchi), spigolosi e di forma irregolare; è organizzato in banchi di spessore plurimetrico, con giacitura immergente verso il lago, con una inclinazione massima di 40°. I clasti sono costituiti in netta prevalenza da Dolomia Principale, con una piccola percentuale di clasti calcarei scuri; sono inoltre presenti rari ciottoli subarrotondati e arrotondati di natura esotica. La cementazione è solitamente elevata; in genere i depositi sono litificati. Si riscontrano cavità primarie e secondarie, dovute a dissoluzione di clasti con riempimenti secondari di materiali fini, spesso laminati. Presenza di ciottoli con alterazione o *cortex*. Nella parte inferiore della successione si riscontrano anche depositi glaciali probabilmente rimaneggiati, eterometrici, massivi, a supporto di matrice, cementati (tilliti).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - È difficilmente valutabile, con variazioni irregolari lungo il versante. Sia la morfologia originaria dell'unità sia il suo spessore sono stati profondamente alterati dall'attività estrattiva. Indicativamente il suo spessore massimo è decametrico.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore è erosivo e la sua morfologia originaria non è conservata. Localmente è ricoperta dai depositi glaciali del sintema di Cantù e da quelli di versante del sintema del Po. L'unità poggia sulla Dolomia Principale, con limite inferiore erosionale ed andamento irregolare immergente verso il lago.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - L'unità si presenta smembrata dall'erosione e completamente svincolata dall'attuale contesto morfologico. Le facies e la petrografia dei depositi sono indicative di un ambiente di versante (da detriti di falda a depositi di frana), alimentato prevalentemente dalle unità di substrato affioranti lungo le pendici del M. Clemo. I rari clasti di natura esotica, che si rinvencono solitamente alla base della successione, deriverebbero dalla rimobilizzazione di precedenti depositi glaciali. La

messa in posto della formazione è riconducibile al succedersi di fasi di accumulo di depositi generati molto probabilmente da movimenti indotti da deformazioni gravitative profonde che avrebbero interessato il M. Clemo. Nel corso delle fasi iniziali del Quaternario, in periodi caratterizzati da clima caldo e presenza d'acqua, tali depositi sarebbero stati interessati da intensa pedogenesi, lisciviazione dei carbonati e loro accumulo nelle porzioni profonde con conseguente forte cementazione (litificazione). In seguito le ripetute glaciazioni ed i processi erosivi legati al versante avrebbero completamente rimodellato i depositi.

ETÀ - Gli elementi raccolti non consentono di datare la formazione; è tuttavia possibile formulare alcune ipotesi. La presenza di ciottoli di natura esotica, derivanti dallo smantellamento di depositi di natura probabilmente glaciale, l'elevata cementazione, le evidenze di alterazione e carsificazione delle porzioni più superficiali, consentono di ipotizzare (anche per analogia con altre realtà lombarde) che la genesi della formazione sia avvenuta immediatamente dopo i primi eventi glaciali che hanno interessato l'ambito alpino; pertanto si propone una età compresa tra il Pliocene superiore (?) e il Pleistocene inferiore.

7.3.3.2.3. - Sintema di Corno Ceresa (**ERE**)

DEFINIZIONE - Diamicton pedogenizzati con silicoclasti residuali; diamictiti litificate; erratici sparsi (depositi glaciali). Alterazione spinta, colore 5YR, clasti carbonatici assenti, clasti silicei con *cortex* di spessore pluricentricimetrico.

SINONIMI - "morene alterate con abbondante materiale argilloso raccordabili alle cerchie esterne, Mindel o Riss" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954); "morene di età indeterminata" (ASSERETO & CASATI, 1965); Complesso del Monte di Lovere, unità di Brugai (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Corno Ceresa (FERLIGA & BINI, 2007).

LIMITI e RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione che interessa l'intero spessore del deposito, caratterizzato da matrice argilloso-limosa di colore 5YR, clasti carbonatici assenti, marne ocra completamente argillificate, litareniti ocra con *cortex* sino a 5 cm argillificato e interno friabile, micascisti molto friabili, gneiss arenizzati, conglomerati permiani con *cortex* di spessore variabile, frequenti litotipi non più riconoscibili, argillificati e rubefatti. Il fronte di decarbonatazione ha andamento a organi geologici, e si estende entro le unità sottostanti, che possono presentarsi alterate per oltre 1 m di spessore.

Il sintema di Corno Ceresa poggia sul Conglomerato di Colle della Sfessa sul Conglomerato di Valle Pernedio e sul Conglomerato di Val Volpera.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: spessori sino a 10 m di diamicton massivo a supporto di matrice argilloso-limosa, clasti da centimetrici sino a 60 cm, arrotondati, silicatici residuali; diamictiti massive a supporto di matrice fine nocciola con sparsi clasti calcarei arrotondati, cementazione ottima sino a completa litificazione; coperture discontinue di erratici sino a metrici.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sulle creste in sinistra idrografica della Val Borlezza.

MORFOLOGIA - Non conservata. Placche di depositi glaciali in posizione di cresta e nettamente troncate dai versanti attuali.

ETÀ - Pliocene superiore

7.3.3.2.4. - Sintema di Stalle d'Onito (**SON**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi pedogenizzati con silicoclasti camuni da friabili a arenizzati (depositi glaciali). Diamicton massivi e ghiaie con clasti subarrotondati carbonatici (depositi alluvionali locali e di *debris-flow*). Colore matrice 5YR, clasti carbonatici assenti; morfologie non conservate.

SINONIMI - Unità di Stalle d'Onito (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Stalle d'Onito (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su Dolomia Principale (depositi glaciali); limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica.

Profilo di alterazione troncato; nei depositi glaciali: arenarie del Verrucano arenizzate, conglomerati con *cortex* centimetrico friabile, marne ocra argillificate, carbonati assenti, colore matrice 5YR.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con ciottoli e blocchi silicatici residuali di provenienza camuna.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante sopra Bossico.

MORFOLOGIA - Non conservata.

ETÀ - Pleistocene medio

7.3.3.2.5. - Sintema di Prati di Sta (**PTT**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti camuni (till di alloggiamento). Conglomerati con clasti arrotondati, cementazione ottima (depositi fluvioglaciali). Profilo d'alterazione troncato, a organi geologici sui conglomerati; decarbonatazione maggiore di 2 m su till; colore 7.5 YR.

SINONIMI - "fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa un metro" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954); "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971); Unità di Songavazzo *p.p.*,

Unità di Prati di Sta, Complesso di Fiorine (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Prati di Sta (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sui conglomerati di Fino del Monte. Limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica, o con la superficie entro cui si deposita il sintema di Bossico.

Profilo di alterazione troncato; nelle ghiaie totale decarbonatazione e clasti silicei da alterati a arenizzati, colore fra 7.5YR e 5YR. Sul till di alloggiamento decarbonatazione per almeno due metri osservabili, con clasti silicei alterati, colore della matrice 7.5YR. Nei *debris-flow* alterazione sino a 2 m, con clasti da arenizzati a argillificati, colore matrice 7.5YR.

LITOLOGIA - Depositi fluvioglaciali: conglomerati grossolanamente stratificati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, ciottoli mal selezionati a spigoli arrotondati e forma irregolare; conglomerati in corpi stratoidi, supporto clastico, matrice scarsa o assente, con ciottoli ben selezionati, ben arrotondati, di forma allungata o appiattiti; cementazione buona. Ghiaie a supporto di matrice argilloso-limosa pedogenizzata, clasti residuali silicei alterati, da appiattiti a disco, in orizzonti planari.

- Depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice limoso argillosa sovraconsolidata, con sparsi ciottoli e blocchi di provenienza camuna, arrotondati e levigati.

- Depositi di *debris-flow*: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa e diamicton, con clasti spigolosi carbonatici di alimentazione locale.

AREA DI AFFIORAMENTO – Versante sopra Bossico.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata, in erosione. Cordoni morenici frontali molto arrotondati e difficilmente distinguibili.

PALEOGEOGRAFIA - Fase in cui la diffluenza camuna arriva sino ai dossi di Maninetti, ammantandoli; i depositi alluvionali locali e fluvioglaciali drenano quindi verso la valle del Serio.

ETÀ - Pleistocene medio

7.3.3.2.6. - Sintema di Bossico (**BOI**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti camuni (till d'ablazione). Diamicton massivo a supporto di matrice sovraconsolidato con clasti striati (till d'alloggiamento). Limi e argille limose laminate (depositi lacustri). Profilo di alterazione troncato, silicoclasti arenizzati, colore 7.5YR - 5YR.

SINONIMI - "morene fresche raccordabili alle cerchie interne", "alluvioni antiche terrazzate" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971); "morene fresche" (ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Bossico (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Nella piana fra San Lorenzo e Cerete alto, profilo di alterazione troncato e quasi completamente asportato dalla prolungata attività agricola; lateralmente sui cordoni morenici: spessore conservato sino a 2 m, con fantasmi di ciottoli carbonatici argillificati alla base, Verrucano Lombardo da friabile a arenizzato, ammassi argilloso-micacei (gneiss?), peliti e arenarie verdi argillificate. Matrice argilloso-limosa di colore tra 7.5YR e 5YR.

Limite inferiore erosionale sulla successione norica; è inciso dalla superficie entro cui sedimenta il sintema di Cedrini.

LITOLOGIA - Till d'ablazione: diamicton massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti da centimetrici a metrici arrotondati.

- Till d'alloggiamento: diamicton massivo a supporto di matrice con sparsi clasti silicei e carbonatici arrotondati e talora striati, sovraconsolidato. Silicoclasti di provenienza camuna e subordinati clasti carbonatici della successione triassica.

- Depositi lacustri: argille limose e limi nocciola in sequenze laminate e gradate.

AREA DI AFFIORAMENTO – Versanti della Val Borlezza e altipiano sopra Bossico.

MORFOLOGIA - Ben conservata, in erosione. Cordoni morenici a profilo arrotondato; evidenti morene di Palà basso e sopra Bossico.

PALEOGEOGRAFIA - Fase in cui la diffidenza camuna arriva sino al ripiano di San Lorenzo di Rovetta.

ETÀ - Pleistocene medio

7.3.3.2.7. - Sintema di Cedrini (**EDR**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice, clasti silicatici camuni (till d'ablazione). Diamicton massivo a supporto di matrice sovraconsolidato, clasti striati (till d'alloggiamento). Limi e argille limose laminate (depositi lacustri). Profilo di alterazione troncato, carbonati assenti, silicoclasti arenizzati, colore 7.5YR - 5YR.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, comprendente depositi glaciali attribuiti all'ultima avanzata glaciale: "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971); "morene fresche" (ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Cedrini (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato; su depositi di ablazione alterazione in tutto lo spessore, con carbonati assenti o ridotti a fantasmi argillificati, Verrucano Lombardo da friabile a arenizzato, micascisti assenti, peliti e arenarie verdi con *cortex*. Matrice argilloso-limosa di colore fra 7.5YR e 5 YR; su till d'alloggiamento alterazione limitata alla porzione più superficiale.

Limite inferiore erosionale sul sintema di Bossico; limite superiore erosionale, su cui si giustappongono i depositi del sintema di Fonteno.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti da centimetrici a metrici arrotondati (till d'ablazione); diamicton massivo a supporto di matrice con sparsi clasti silicei e carbonatici arrotondati e talora striati, sovraconsolidato (till d'alloggiamento). Silicoclasti di provenienza camuna e subordinati clasti carbonatici della successione triassica.

- Depositi di contatto glaciale: ghiaie clinostratificate a supporto di matrice sabbiosa con clasti mal selezionati, da subangolosi a subarrotondati, con selezione e organizzazione crescente allontanandosi dai depositi di ablazione a cui fanno passaggio laterale; silicoclasti e carbonati di provenienza camuna.

- Depositi lacustri: argille limose e limi nocciola in sequenze laminate e gradate.

- Depositi di versante: diamicton massivo a supporto di matrice e ghiaie a supporto di matrice, con clasti carbonatici subangolosi e sparsi silicoclasti residuali.

AREA DI AFFIORAMENTO - Parte bassa del versante sinistro della Val Borlezza, sino all'abitato di Bossico.

MORFOLOGIA - Scarsamente conservata; lembi di terrazzi di contatto glaciale lungo il versante sinistro della valle.

PALEOGEOGRAFIA - Avanzata glaciale in cui la diffluenza camuna occupa quasi interamente la Val Borlezza, sbarrandone il deflusso fra Cerete alto e Cerete basso nel limitrofo Foglio Clusone).

ETÀ - Pleistocene medio

7.3.3.2.8. - Sintema di Fonteno (**FOE**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti silicatici camuni (depositi glaciali). Ghiaie con clasti subangolosi locali (depositi di versante). Ghiaie e sabbie medie e fini stratificate; clasti carbonatici locali, cementazione variabile (depositi alluvionali). Profilo di alterazione troncato, spessore maggiore di 3,5 m, colore 7.5YR.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971); "morene fresche"(ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Fonteno (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato, visibile sino a 3,5 m di spessore. Su depositi glaciali: conglomerati del Verrucano Lombardo con *cortex* centimetrico friabile,

arenarie arenizzate; metamorfite basiche con patine di ossidazione; porfidi viola arenizzati; sparse marne ocra argillificate; alla base calcari e dolomie chiare argillificati. Su depositi alluvionali: dolomie e subordinati calcari arenizzati per almeno 1,5 m. Colore matrice 7.5YR 3/4.

Limite inferiore erosionale sui depositi del sintema di Cedrini; limite superiore erosionale su cui si giustappongono i depositi del sintema dei Morti del Contagio.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti da centimetrici a metrici arrotondati; silicoclasti di provenienza camuna e subordinati clasti carbonatici della successione triassica.

- Depositi alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico, con matrice sabbiosa abbondante, clasti a selezione discreta, subarrotondati; ghiaie con stratificazione obliqua da barra, supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, subarrotondati; sabbie medie e fini in strati sino a metrici, laminate e gradate. Clasti carbonatici di litotipi affioranti nella valle del Gera-Valeggia, molto subordinati silicoclasti alterati da depositi glaciali più antichi.

- Depositi da trasporti in massa: diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, in corpi lenticolari o stratoidi; clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, costituiti da dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti e da silicoclasti residuali dalla rielaborazione di depositi glaciali più antichi.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle del Borlezza.

MORFOLOGIA - Ben conservata, in erosione. Depositi alluvionali incisi e terrazzati, con orlo sospeso sino a 45 m sull'alveo attuale, a cui si raccordano corpi messi in posto per trasporto in massa.

PALEOGEOGRAFIA - Piana alluvionale del Gera-Valeggia con deflusso sbarrato dalla difluenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.3.3.2.9. - Sintema dei Morti del Contagio (**ORM**)

DEFINIZIONE - Ghiaie con clasti subangolosi locali (depositi di versante). Conglomerati e ghiaie, sabbie e arenarie medie e fini stratificate; clasti carbonatici locali (depositi alluvionali). Cementazione variabile. Profilo di alterazione troncato, decarbonatazione maggiore di 2 m, colore 7.5YR.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971); "morene fresche" (ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione dei Morti del Contagio (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato dall'attività antropica. Su depositi glaciali decarbonatazione per almeno 2 m dalla superficie, Verrucano da friabile a arenizzato, micascisti assenti, anfiboliti con inizi di ossidazione.

Limite inferiore erosionale sui depositi del sintema di Fonteno; limite superiore erosionale su cui si giustappengono i depositi del sintema di Piazza di Sovere.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati e ghiaie stratificate a supporto clastico con matrice sabbiosa, clasti a selezione discreta, subangolosi; ghiaie a supporto clastico con matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, da 1 a 6 cm, subarrotondati; sabbie medie e fini in strati sino a metrici laminate e gradate. Clasti carbonatici da litotipi della valle del Gera-Valeggia; molto subordinati silicoclasti alterati provenienti da depositi glaciali più antichi.

- Depositi di trasporto in massa e di versante: conglomerati e ghiaie a supporto clastico con matrice sabbiosa scarsa o assente; diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice sabbiosa in corpi lenticolari o stratoidi; clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, carbonatici locali.

Cementazione locale, lungo le scarpate, da buona a ottima.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle del Borlezza, terrazzo che risale verso NW da q. 470 all'esterno orientale del foglio, sino a q. 500 a monte di Cerete Basso.

MORFOLOGIA - Ben conservata. Depositi alluvionali incisi e terrazzati, con scarpate sospese sino a 20 m sull'alveo attuale, sostenuti dai depositi glaciali correlati; alla superficie del terrazzo si raccordano corpi messi in posto per prevalente trasporto in massa allo sbocco dei canali laterali.

PALEOGEOGRAFIA - Depositi alluvionali alimentati dalla valle Gera-Valeggia, sbarrati dalla difluenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle ostacolandone il deflusso.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.3.3.2.10. - Sintema di Piazza di Sovere (**PSO**)

DEFINIZIONE - Ghiaie a supporto di matrice con clasti subangolosi locali (depositi di *debris flow*). Ghiaie e sabbie medie e fini stratificate; clasti carbonatici locali (depositi alluvionali). Diamicton massivi con clasti di provenienza camuna (depositi glaciali). Profilo di alterazione troncato, decarbonatazione sino a 2 m, colore 7.5YR. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971); "morene fresche" (ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio, Unità di

Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Piazza di Sovere (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo d'alterazione troncato; su depositi glaciali carbonati assenti sino a 2 m dalla superficie, arenarie del Verrucano Lombardo con *cortex* arenizzato di spessore pluricentimetrico. Colore matrice 7.5YR.

Limite inferiore sui depositi alluvionali dei sintemi dei Morti del Contagio e di Fonteno. Limite superiore localmente sepolto da depositi di colata riferibili al sintema del Po.

LITOLOGIA - Depositati alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico con matrice sabbiosa, clasti a selezione discreta, subangolosi; ghiaie a supporto clastico con matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, subarrotondati; sabbie medie e fini in strati sino a metrici laminate e gradate. Clasti di alimentazione locale, molto subordinati silicoclasti alterati provenienti da depositi glaciali più antichi.

- Depositati da trasporto in massa: diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice sabbiosa in corpi lenticolari o stratoidi; clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici di dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti;

- Depositati glaciali: diamicton massivi con clasti di provenienza camuna.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle della Val Borlezza.
MORFOLOGIA - Ben conservata; terrazzi alluvionali e corpi legati a trasporto in massa, raccordati ai depositi glaciali.

PALEOGEOGRAFIA - Depositati alluvionali alimentati dalla valle Gera-Valeggia, sbarrati dalla difluenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle ostacolandone il deflusso.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.3.3.2.11. - Sintema di Sovere (**VEE**)

DEFINIZIONE - Ghiaie a supporto di matrice con clasti subangolosi locali (depositi di *debris flow*). Ghiaie e sabbie medie e fini stratificate a clasti carbonatici locali (depositi alluvionali). Diamicton massivi con clasti di provenienza camuna (depositi glaciali). Alterazione scarsa, decarbonatazione sino a 1.5 m, colore matrice fra 10YR e 7.5YR. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "alluvioni antiche terrazzate" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971; ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Sovere (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo d'alterazione troncato; su depositi glaciali carbonati assenti sino a 1.5 m dalla superficie, arenarie del Verrucano Lombardo con *cortex* arenizzato di

spessore sino a 2 cm, completamente arenizzati per diametro inferiore a 4 cm; micascisti e gneiss da friabili a arenizzati; peliti e arenarie verdi con *cortex* decolorato, anfibolliti sane. Colore matrice fra 7.5 e 10YR.

Limite inferiore erosionale sui sintemi di Piazza di Sovere e dei Morti del Contagio; limite superiore coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico con matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, subarrotondati; sabbie medie e fini in strati sino a metrici, laminate e gradate. Clasti carbonatici di alimentazione locale; molto subordinati silicoclasti alterati provenienti da depositi glaciali più antichi;

- Depositi di *debris flow* e di trasporto in massa: diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, in corpi lenticolari o stratoidi; clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, costituiti da dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti.

- Depositi glaciali: diamicton massivi con clasti di provenienza camuna.

AREA DI AFFIORAMENTO - Val Borlezza.

MORFOLOGIA - Ben conservata; lembi di terrazzi alluvionali sospesi sino a 15 m rispetto all'alveo attuale.

PALEOGEOGRAFIA - I depositi alluvionali si raccordano ai depositi glaciali frontali della diffluenza del ghiacciaio camuno, responsabile dello sbarramento della Valle Borlezza e della loro aggradazione.

ETÀ - Pleistocene medio

7.3.3.3. - Bacino del Dezzo

(a cura di A. Bini)

7.3.3.3.1. - Conglomerato di Malga Bolzone (**BOZ**)

DEFINIZIONE - Alternanze di conglomerati; diamicton massivi a supporto di clasti: detrito di versante.

SINONIMI - Unità litostratigrafica di nuova istituzione

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - I Conglomerati di Malga Bolzone poggiano direttamente sul substrato; a tetto sono ricoperti dal detrito di versante del Sintema del Po e dai depositi glaciali dell'Unità di Monte Zanari.

LITOLOGIA - I Conglomerati di Malga Bolzone sono composti da:

- diamicton massivi a supporto di clasti, i ciottoli sono costituiti da Calcere di Esino;

- alternanze di conglomerati costituiti da ghiaia massiva a supporto di matrice e da clasti spigolosi massivi a tessitura aperta, i ciottoli sono costituiti da calcare di Esino e sono allungati e subarrotondati, e hanno giacitura 110°/35°.

- diamictite massiva a supporto di clasti, i ciottoli sono costituiti da calcare di Esino e sono allungati e subarrotondati.

AREA DI AFFIORAMENTO - all'arrivo degli impianti sciistici di malga Bolzone.

MORFOLOGIA - Deposito di versante tipo falde detritiche proveniente da un versante posto nella zona del Cavallo e ora non più esistente.

ETÀ - Per la mancanza di dati non è possibile dare una datazione precisa all'unità. Visti i suoi rapporti con la topografia attuale, l'unità precede la formazione delle valli attuali e perciò deve avere un'età Neogenica e probabilmente Miocenica.

7.3.3.3.2. - Conglomerato della Corna Busa (**ORS**)

Diamictiti stratificate a clasti spigolosi eterometrici di calcare di Esino, matrice scarsa, supporto clastico, cementazione ottima. Clasti da 0,5 a 40 cm con blocchi plurimetrici. Letti clinostratificati a granulometria media leggermente selezionati, clasti spigolosi, supporto clastico, matrice assente o scarsa. Deposito di versante con livelli leggermente rielaborati da acque correnti.

Costituisce un piastrone esteso dal Pian dei Ballerini al Passo della Corna Busa, tra q.1870 e q.2001 m.

(Miocene)

7.3.3.3.3. - Formazione di San Bartolomeo (**SBE**)

DEFINIZIONE - Breccie clinostratificate, con alternanze di strati ricchi e privi di matrice (tipo grèzes litées); depositi massivi a stratificazione mal definita; petrografia monogenica (dolomia); depositi di versante stratificati. Morfologie relitte. Geometrie incongruenti con l'attuale assetto fisiografico.

SINONIMI - La formazione è stata fino ad oggi cartografata come Dolomia Principale o, nei lavori più recenti, Formazione di Castro Sebino.

AREA DI AFFIORAMENTO E SEZIONI RAPPRESENTATIVE - La Formazione affiora esclusivamente presso la località Prave, all'estremità occidentale della valle sospesa di Borno. Essa forma una estesa parete (300 m di larghezza per 20-40 m di altezza circa) alla sommità del versante settentrionale della Val di Scalve, tra San Bartolomeo ed il versante W del Monte Ghigozzo.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da breccie clinostratificate, ben cementate, organizzate in alternanze irregolari di:

- orizzonti *open work* e parzialmente *open work*, di spessore decimetrico/pluridecimetrico (comuni spessori tra 10 e 30 cm). Strati relativamente ben selezionati, con clasti centimetrici (prevalenti) e decimetrici; le strutture pienamente *open work* sono concentrate negli

orizzonti più grossolani, che presentano anche, localmente, un limite inferiore erosionale. Gradazione inversa comune.

- orizzonti a supporto clastico con matrice siltitica, di spessore decimetrico, privi di organizzazione interna; clasti millimetrici e centimetrici (dimensioni medie 0,5-2 cm). Sono subordinati ai precedenti

In tutti gli orizzonti i clasti sono spigolosi/subspigolosi e costituiti da dolomie e breccie dolomitiche della Formazione di Castro Sebino.

Spostandosi verso il M. Ghigozzo, si osservano anche strati molto più grossolani, a limiti indistinti, contenenti massi e blocchi di breccie dolomitiche della Formazione di Castro Sebino (depositi di frana di crollo), ricoperti da spessi *case hardening*.

Verso W si passa ad un corpo litificato massivo, a supporto di matrice siltitica, con sparsi clasti spigolosi dolomitici. Non è chiaro se questo litosoma rappresenti il *case hardening* della Formazione di S. Bartolomeo o un deposito di facies differente.

Si individuano due distinti gruppi di giaciture: verso W e verso N (cioè verso l'interno della montagna), entrambe con inclinazioni a basso angolo (10° - 30°), che si interdigitano in modo evidente all'altezza della cascina di q. 1129,7 m.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - Lo spessore minimo è di circa 40 m; non essendo nota la geometria della formazione verso N (Prave -val Sorda), non è possibile valutare eventuali variazioni di spessore del litosoma.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore dell'unità è una superficie erosionale ricoperta dai depositi glaciali del supersintema della Colma del Piano (Prave) e da depositi di versante s.l. dell'Unità postglaciale (Valsorda). Anche il limite inferiore è di natura erosionale poiché essa ricopre in discordanza il substrato (Formazione di Castro Sebino e Formazione di Breno). In base al contesto stratigrafico generale, l'unità è ritenuta anteriore alla Formazione di Villa Cesarina.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - La porzione affiorante dell'unità forma una estesa e bassa parete alla sommità del versante sinistro della val di Scalve, limitata verso E dal Monte Ghigozzo e verso W dall'erosione del ciglio del versante vallivo. L'unità testimonia, dal punto di vista morfologico, un'evoluzione di lunga durata, evidenziata da un rimodellamento che ha portato ad una sua completa integrazione nell'architettura del paesaggio attuale, tanto da venire fino ad oggi cartografata come substrato.

Le sue geometrie richiedono un assetto paleogeografico completamente differente da quello attuale. Mentre le giaciture da E individuano nel versante W del Monte Ghigozzo l'area di alimentazione (sebbene si trattasse

di un versante più alto e più esteso verso N di quello attuale), i set con immersione a N necessitano di un'area sorgente in corrispondenza dell'attuale val di Scalve, che nel tratto in esame ha una larghezza chilometrica ed un dislivello sul fondovalle di oltre 600 m. Al momento della deposizione della Formazione di San Bartolomeo, quindi, non solo la val di Scalve non esisteva, ma al suo posto doveva sorgere un rilievo montuoso che si elevava, in termini relativi, fino ad altezze decisamente superiori a quella delle attuali breccie.

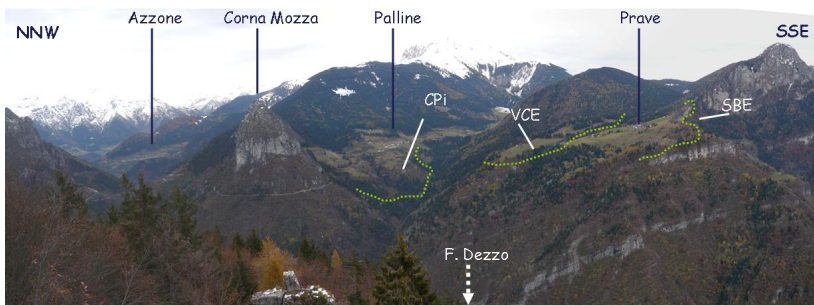


Fig. 17 – La media Valle del Dezzo vista dal Passo della Presolana: si evidenzia la posizione dei corpi conglomeratici svincolati dalla topografia attuale (SBE – Formazione di S. Bartolomeo, VCE – Formazione di villa Cesarina, CPI – Conglomerato di Palline, unità del supersistema della Colma)

ETA' - In considerazione di quanto esposto, l'unità è interpretata come un relitto risalente ad un periodo in cui la fisiografia di questo settore alpino era profondamente diversa da quella odierna. Si attribuisce, pertanto, la Formazione di San Bartolomeo al Neogene, senza escludere una possibile età paleogenica.

7.3.3.3.4. - Gruppo del Dezzo

DEFINIZIONE - Conglomerati composti da ghiaia massiva a supporto di clasti; alternanze di sabbie laminate e conglomerati massivi a supporto di clasti; conglomerati con rozza stratificazione orizzontale a supporto di clasti e con matrice sabbiosa, conglomerati massivi a supporto di clasti; conglomerati e arenarie a stratificazione orizzontale nella parte alta dell'unità e a stratificazione incrociata concava nella parte bassa; conglomerati a supporto di clasti con stratificazione orizzontale: depositi fluviali.

Nel presente Foglio comprende le seguenti unità litostratigrafiche: Conglomerati dell'Agula, Sabbie di Dezzolo, Conglomerati di S. Andrea, Conglomerati di Fucine e del Santuario di Colere.

SINONIMI - Unità litostratigrafica di nuova istituzione. I Conglomerati di S. Andrea corrispondono alla porzione superiore dell'unità di S. Andrea della Carta Geologica della Provincia di Bergamo; le Sabbie di Dezzolo ed i Conglomerati dell'Agula corrispondono, per area di affioramento, in parte all'Unità di Foppolo ed in parte all'Unità di Scalve, dalle quali però si differenziano per attribuzione temporale ed interpretazione paleogeografica.

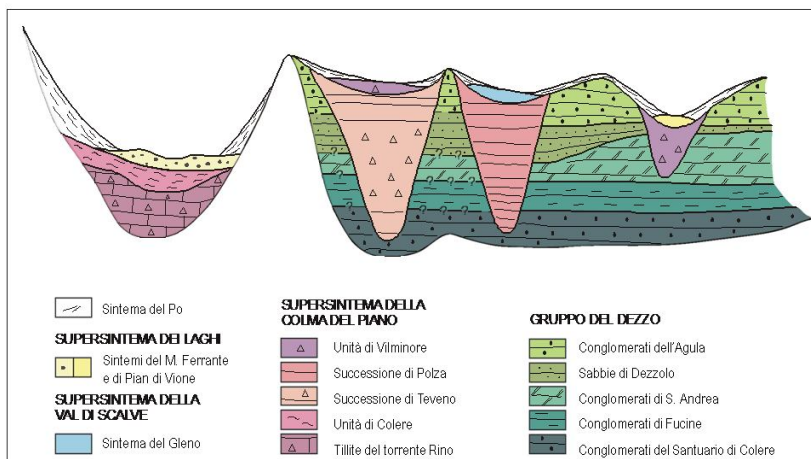


Fig. 18 - Schema dei rapporti stratigrafici tra il gruppo del Dezzo, il supersistema della Colma del Piano e il supersistema della Val di Scalve

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il gruppo del Dezzo poggia direttamente sul substrato roccioso, ma il contatto non è direttamente osservabile sul terreno; lungo l'asse del Fiume Dezzo, ai depositi del gruppo si giustappongono, con limite erosivo quasi sempre coperto, varie unità ascritte al supersistema della Colma del Piano. Il gruppo del Dezzo è inoltre ricoperto dai depositi del sintema del Po che costituiscono una fascia di raccordo tra il versante ed il terrazzo su cui sorgono i principali centri abitati (Fig. 18). Le profonde incisioni che tagliano la successione del gruppo sono riempite dai depositi delle successioni di Teveno, di Polza, della Valle della Manna e di Roccadizzo, tutte appartenenti al supersistema della Colma del Piano.

AREA DI AFFIORAMENTO - Il gruppo del Dezzo affiora tra l'abitato di Dezzo di Scalve e quello di Barzesto, nel limitrofo Foglio Malonno, e

costituisce il ripiano su cui sorgono gli abitati di Vilminore di Scalve, Vilmaggiore, Barzesto, Ronco e Schilpario posti in destra idrografica del Fiume Dezzo e gli abitati di Serta e Pradella in sinistra idrografica. Nell'area in esame gli affioramenti sono piuttosto limitati a causa della copertura di depositi glaciali e di versante. Affiora lungo l'inciso della Valle del Tino, a S del Pizzo Tornello, e nel bosco a valle di Vilmaggiore.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I depositi che costituiscono il gruppo del Dezzo formano un terrazzo continuo per tutto il tratto superiore della Val di Scalve (anche se profondamente inciso sia lungo l'asse del Fiume Dezzo, sia lungo le valli tributarie) e posizionato ad una quota media di 1070 - 1080 m. Le unità che costituiscono il gruppo del Dezzo sono costituite da materiali fluviali depositati da corsi d'acqua di tipo *braided*, con asse orientato circa ENE - WSW, provenienti dalla regione a monte di Schilpario e caratterizzati da elevato regime di flusso.

Dallo studio delle caratteristiche litologiche dell'intero gruppo del Dezzo, comprendente anche i Conglomerati di Fucine e i Conglomerati del Santuario di Colere, si osserva che:

- tutte le unità presentano un elevato grado di cementazione;
- in tutto il gruppo non compaiono evidenze glaciali, quali ciottoli striati, a ferro da stiro o litologie non affioranti nel bacino del Dezzo.
- Il calcare di Esino è presente nei termini alti della serie mentre è assente nei Conglomerati di S. Andrea, nei Conglomerati di Fucine e nei Conglomerati del Santuario di Colere (Fig. 19).
- il Verrucano Lombardo aumenta scendendo nella serie sino al Conglomerato di S. Andrea per poi diminuire nei Conglomerati di Fucine e nei Conglomerato del Santuario di Colere.
- la Carniola di Bovegno è predominante nei Conglomerati del Santuario di Colere, mentre nella restante parte della serie si mantiene su valori intorno al 5%.

Le unità del gruppo del Dezzo sono costituite da depositi fluviali; data l'attuale fisiografia della valle i materiali costituenti i depositi devono provenire dal bacino della Valle di Scalve. Le differenze riscontrate nella distribuzione delle litologie dei clasti devono riflettere una differente fisiografia della valle. L'area sorgente dei clasti, passando dai termini più bassi ai termini più alti del gruppo, deve aver subito mutamenti a causa di movimenti tettonici. Inizialmente vi era solo erosione dei calcari neri e della Carniola di Bovegno; successivamente, con l'ampliamento dell'area sorgente, vengono apportate forti quantità di Verrucano Lombardo (Conglomerati di S. Andrea) e quindi di calcare di Esino (Sabbie di Dezzolo e Conglomerati dell'Agula).

ETÀ - Sulla base delle considerazioni soprariportate si può perciò desumere che il gruppo del Dezzo sia stato deposto prima delle glaciazioni plio -

pleistoceniche e perciò deve essere attribuito al Pliocene Medio e/o Inferiore.

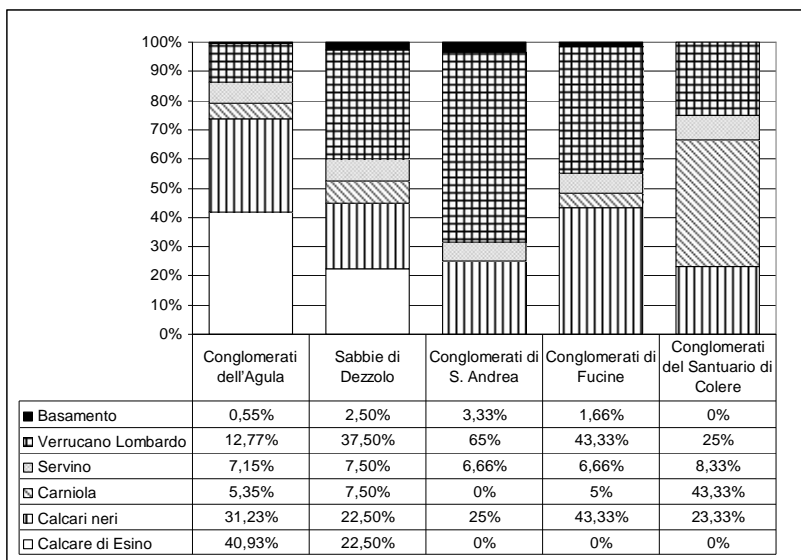


Fig. 19 - Petrografia del gruppo del Dezzo.

7.3.3.3.4.1 - Conglomerato del Santuario di Colere (DEC)

Ghiaie a supporto clastico a stratificazione orizzontale, ben cementate. I ciottoli sono composti essenzialmente da Verrucano Lombardo 20%, carniola di Bovegno 20%, calcari neri 17,5%, Servino 10%, Collio 7,5. I ciottoli sono subarrotondati sferoidali ed allungati. La matrice è costituita da sabbia limosa prodotta dalla Carniola completamente alterata, con colore 10YR4/6. Depositi fluviali.

E' ricoperto dal Conglomerato di S.Andrea. Il Conglomerato del Santuario di Colere affiora nel fondovalle del Fiume Dezzo tra Dezzo di Scalve e la località "Le Fucine" e nel fondovalle del Fiume Povo.

Pliocene medio (inferiore?).

7.3.3.3.4.2 - Conglomerato di Fucine (DEF)

Alternanze di ghiaie e conglomerati a stratificazione orizzontale nella parte alta dell'unità, incrociata e concava nella parte bassa. I conglomerati sono

costituiti ciottoli di Verrucano Lombardo 43,4%, micascisti 1,7%, carniola di Bovegno 5,%, calcari neri 43,4%, Servino 6,7%. I ciottoli sono ben arrotondati, con matrice sabbiosa fine. La cementazione è buona. Depositi fluviali.

Poggia con limite netto planare sul Conglomerato del Santuario di Colere ed è ricoperto dal conglomerato di S.Andrea. Affiora a monte di S.Andrea e di Dezzolo a quote inferiori agli 890 m..

Pliocene medio (inferiore?).

7.3.3.3.4.3 - Conglomerato di S.Andrea (**DAN**)

DEFINIZIONE - Conglomerati da massivi a stratificati orizzontalmente, a supporto di clasti; sabbia medio fine con laminazione pianoparallela o incrociata concava: depositi fluviali.

SINONIMI - Unità litostratigrafica di nuova istituzione che corrisponde alla porzione sommitale dell'Unità di S. Andrea riportata nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - L'unità poggia sui Conglomerati di Fucine con limite netto ondulato, mentre a tetto presenta un limite erosionale netto posto a quota di 976 m, a monte dell'abitato di Dezzolo, e che scende a quota 950 m a monte dell'abitato di S. Andrea. È ricoperta dalle Sabbie di Dezzolo (Fig. 18).

LITOLOGIA - L'unità è composta da depositi fluviali: conglomerati costituiti da ghiaia con stratificazione orizzontale passanti nella parte bassa dell'unità a conglomerati massivi a supporto di clasti. Gli strati hanno base erosiva e spessore variabile da 60 cm fino a 1 m. I ciottoli sono centimetrici (massime dimensioni pari a 30 - 50 cm), da sferici ad allungati, arrotondati, e sono costituiti petrograficamente come da Fig. 18. La matrice è costituita da sabbia medio grossolana. Presenti intercalazioni di strati sottili, spessi da 20 a 60 cm, di sabbia media fine a laminazione orizzontale o a stratificazione incrociata concava. I depositi sono fortemente cementati.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I conglomerati di S. Andrea, come le altre unità che costituiscono il terrazzo di Vilminore, non mostrano una morfologia ben definita; essi testimoniano condizioni di deposizione in ambiente fluviale ad opera di un corso d'acqua di tipo *braided* ad energia elevata, con asse disposto circa come quello attuale del Fiume Dezzo e proveniente dalla regione situata a monte di Schilpario.

ETÀ - Pliocene medio (inferiore?).

7.3.3.3.4.4 - Sabbie di Dezzolo (**DDE**)

DEFINIZIONE - Alternanze di sabbie laminate e conglomerati massivi a supporto di clasti (depositi alluvionali).

SINONIMI - Unità litostratigrafica di nuova istituzione che trova corrispondenza con l'Unità di Val di Scalve descritta nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Le Sabbie di Dezzolo poggiano con limite erosivo planare sui Conglomerati di S. Andrea. A tetto sono delimitate da una superficie erosiva ondulata e sono ricoperti dai Conglomerati dell'Agula. Il corpo diviene più spesso andando dal Torrente Rino, dove ha uno spessore stimato di 14 m, verso il Fiume Povo, che costituisce la parte inferiore del torrente Gleno, dove lo spessore è di circa 25 m (Fig. 18).

LITOLOGIA - L'unità è composta da depositi fluviali costituiti da alternanze di sabbie in strati spessi 1,5 - 2 m e conglomerati in strati spessi circa 0,5 m. Le sabbie hanno laminazione planare e presentano al loro interno tasche di ghiaie fini costituite da ciottoli da sferici ad allungati e arrotondati che sono costituiti petrograficamente come da Tab. 1. I conglomerati sono costituiti da ghiaia fine massiva a supporto di clasti, i ciottoli sono costituiti da Verrucano Lombardo, calcari, Carniola di Bovegno e rari micascisti. Presenta forte cementazione.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - L'unità non ha una propria espressione morfologica; è costituita da depositi fluviali di un corso d'acqua di tipo *braided* a bassa energia con asse disposto circa come quello attuale del Fiume Dezzo e proveniente dalla regione situata a monte di Schilpario.

ETÀ - Pliocene medio (inferiore?).

7.3.3.3.4.5 - Conglomerati dell'Agula (**DAG**)

DEFINIZIONE - Conglomerati da massivi a stratificati, a supporto di clasti e matrice localmente assente, fortemente cementati (depositi alluvionali).

SINONIMI - Corrisponde in parte all'Unità di Scalve ed in parte all'Unità di Foppolo della Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - I Conglomerati dell'Agula poggiano con limite erosivo planare sulle Sabbie di Dezzolo, a tetto sono a contatto con i depositi di versante del sistema del Po (Fig. 18).

LITOLOGIA - L'unità é formata da depositi fluviali: conglomerati costituiti da ghiaia massiva a supporto di clasti con stratificazione orizzontale. I clasti sono centimetrici, da subsferici ad allungati e arrotondati, e sono costituiti petrograficamente come da Fig. 19. La Carniola di Bovegno presenta patine millimetriche di alterazione superficiale. La matrice è data da sabbia fine. Gli strati, spessi circa 30 - 40 cm, sono delimitati alla base da superfici erosive. Localmente si osservano strati a tessitura aperta o a granulometria inferiore e con giacitura del piano a-b dei clasti: 355/20. Presenza di lenti

pianoconcave e biconcave di sabbia medio fine. I depositi sono fortemente cementati.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - L'unità non ha una propria espressione morfologica; é costituita da depositi fluviali di un corso d'acqua di tipo *braided* ad alta energia, con asse disposto circa come quello attuale del Fiume Dezzo e proveniente dalla regione situata a monte di Schilpario.

ETÀ - Pliocene medio (inferiore?).

7.3.3.3.5. - Formazione di Serta (**ETA**)

DEFINIZIONE - Conglomerati massivi o stratificati con clasti di alimentazione locale (depositi alluvionali).

SINONIMI - I depositi della formazione di Serta erano compresi, nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo, nel Complesso dell'Oglio e nell'Unità di Foppolo.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La formazione di Serta poggia direttamente sul substrato roccioso e sul gruppo del Dezzo. Il limite superiore è erosivo, ed è ricoperto dal supersistema della Val di Scalve e dal sistema del Po e dal supersistema della Colma del Piano (Unità del Fienile del Paen).

LITOLOGIA - L'unità è costituita da depositi di conoide alluvionale e subordinati depositi alluvionali: banchi di conglomerato massivo a clasti spigolosi con blocchi ben arrotondati, matrice assente, cementazione buona; tessitura *open-work*. Clasti di calcare di Esino prossimi al 100%, rari calcari grigi. Banchi di blocchi e grossi clasti di calcare di Esino, da spigolosi a subarrotondati, con matrice grossolana costituita da ghiaia fine centimetrica, poligenica con selezione da buona a moderata, ciottoli arrotondati, e da sabbia. Cementazione buona. Conglomerati poligenici a clasti prevalentemente centimetrici, ben arrotondati e selezionati, in strati lenticolari e pianoparalleli inclinati verso valle a basso angolo.

AREA DI AFFIORAMENTO - La formazione di Serta affiora lungo la scarpata sinistra del Torrente Dezzo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia non conservata; costituisce corpi di conoide di deiezione parzialmente rielaborati da acque superficiali allo sbocco di alcuni valloni ai margini occidentali del massiccio carbonatico del Pizzo Camino - Cimone della Bagozza; le rozze bancature immergono essenzialmente verso NW.

Età: posteriore al gruppo del Dezzo, Pliocene Medio ? – Superiore?

7.3.3.3.6. - Formazione di Val Vallala (**AAT**)

DEFINIZIONE - Conglomerati a prevalente supporto di matrice siltitica; grossolana stratificazione suborizzontale; clasti poligenici subspigolosi di

origine locale: depositi di trasporto in massa. Spesso case hardening; forte cementazione. Privi di morfologia propria. Profilo d'alterazione non conservato.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, affiorante in aree precedentemente cartografate come "detrito incoerente" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO E SEZIONI RAPPRESENTATIVE - La formazione si rinviene esclusivamente in un breve tratto di fondovalle della val Vallala, tra quota 750 e 820 m circa, dove può essere osservata in modesti spaccati.

LITOLOGIA - Depositati di trasporto in massa (di versante s.l.): conglomerati/diamictiti a prevalente supporto di matrice siltitica, di colore bruno giallastro (10YR 5/6), in prevalenti banchi metrici. Clasti subspigolosi, con rari subarrotondati, da millimetrici/centimetrici (prevalenti) a decimetrici. La petrografia, per quanto si è potuto accertare, sembra costituita da calcari chiari (Esino), dolomie (Formazione di Castro Sebino), marne/argilliti scure (Argilliti di Lozio) e peliti verdi (Formazione di San Giovanni Bianco), derivanti dalle unità del substrato circostante; comuni i clasti alterati, con nucleo dissolto se carbonatici. Subordinati strati decimetrici di siltiti massive con diffusi clasti millimetrici.

L'unità è fortemente cementata e sistematicamente ricoperta da un rivestimento carbonatico (case hardening) che ha reso spesso problematica la definizione delle litofacies e, soprattutto, della composizione petrografica. Le giaciture sono conformi al fondovalle, suborizzontali o con immersione a bassissimo angolo verso SW (220° - $250^{\circ}/5^{\circ}$).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - Lo spessore massimo della formazione è valutabile in circa 100 m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore è una superficie erosionale polifasica, ricoperta da depositi di versante di differenti età, riconducibili al Gruppo del Culmine e al sintema del Po, da depositi glaciali e/o di contatto glaciale del supersintema della Colma del Piano e da depositi di trasporto in massa della Formazione di Villa Cesarina; quest'ultimo rapporto è dedotto in base alle relazioni altimetriche.

Il limite inferiore è costituito da una superficie erosionale che incide il substrato (Formazione di Breno, Formazione di S. Giovanni Bianco)

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - L'unità è priva di morfologia propria, in quanto erosa e ricoperta da unità più recenti.

I caratteri interni e le geometrie indicano una deposizione ad opera di flussi gravitativi subaerei (*debris flow*), che scorrevano in direzione SW, lungo il fondovalle attuale della val Vallala; la petrografia, costituita esclusivamente

da litologie del substrato locale, testimonia l'assenza di ghiacciai nell'area durante questa fase deposizionale.

La Formazione di val Vallala rappresenta i resti di un'antica sequenza di riempimento vallivo, conforme alla valle attuale e, quindi, successiva all'impostazione del reticolo idrografico attuale, deposta da processi di trasporto in massa, in un contesto ambientale non glacializzato.

ETA' - L'unità testimonia una fase deposizionale tra le più antiche dell'area Palline-Salven (posteriore solo alla Formazione di San Bartolomeo, che risulta completamente svincolata dalla topografia attuale), verificatasi in un periodo interglaciale o, più probabilmente, considerando il contesto stratigrafico dell'area, preglaciale. Pertanto, la Formazione di val Vallala viene tentativamente riferita al Pliocene preglaciale o al Pleistocene Inferiore.

7.3.3.3.7. - Formazione di Villa Cesarina (VCE)

DEFINIZIONE - Alternanze irregolari di prevalenti conglomerati a supporto clastico, localmente a struttura *open work*, e diamicton a supporto di matrice; matrice siltitica; clasti subspigolosi, centimetrici; petrografia locale ed in subordine 'alpina'; stratificazione suborizzontale, maldefinita: depositi di trasporto in massa. Spesso case hardening; forte cementazione. Superficie limite superiore carsificata. Morfologie da conservate ad erose.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, in parte non distinta ed in parte cartografata come "detrito cementato e crostoni di falda" negli studi precedenti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO E SEZIONI RAPPRESENTATIVE - La formazione affiora in una ristretta fascia con direzione E-W, a partire da quota 850 m sul versante SE della val Vallala, fino alla testata della Val Sorda, ad una quota di 1400 m circa.

Estese porzioni dell'unità sono osservabili sui fianchi del dosso di Villa Cesarina, dove forma pareti di altezza decametrica; essa affiora anche diffusamente lungo il fondovalle della Val Sorda, in particolare tra quota 1200-1300 m e 1350-1400 m.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da depositi di trasporto in massa. Nella porzione inferiore e media prevalgono conglomerati a supporto clastico o al limite tra supporto clastico e di matrice siltitica, con clasti subspigolosi/spigolosi e più raramente subarrotondati, in prevalenza centimetrici. Ad essi si associano diamicton a supporto di matrice siltitica, a clasti millimetrici spigolosi e lenti a struttura *open work* o parzialmente *open work*, con clasti spigolosi, da centimetrici a decimetrici.

Nella parte superiore sembrano aumentare i livelli *open work* o parzialmente *open work*, organizzati in alternanze irregolari con diamicton a supporto di matrice.

L'unità è rivestita da uno spesso corazza carbonatica (case hardening) che rende problematico, soprattutto nella sua parte sommitale, la definizione delle litofacies ed il riconoscimento della petrografia. Quest'ultima, se le osservazioni sono corrette, mostra una variazione composizionale salendo nella serie: dalla base e fino ad una quota di circa 1200 m, prevalgono dolomie (riferibili alla Formazione di Castro Sebino), con subordinati calcari neri e rari clasti di provenienza alpina (Verrucano e metamorfiti), mentre nella parte superiore scompaiono i clasti esotici e si passa ad una petrografia monogenica dolomitica.

La formazione è fortemente cementata e, spesso, vacuolare (per dissoluzione di clasti), con superficie esterna diffusamente ricoperta da microforme di corrosione carsica.

I depositi presentano una stratificazione media (pluridecimetrica), con giacitura suborizzontale o immersioni a bassissimo angolo verso W (val Vallala) e sono interessati da set di fratture coniugate ad alto angolo ($220^{\circ}/65^{\circ}$ e $20^{\circ}/65^{\circ}$).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - Lo spessore massimo dell'unità, ricavato per dislivello altimetrico tra la base e la sommità, si aggira attorno ai 550 m. Poiché l'unità costituisce un cuneo clastico che si apre verso W (val Vallala), gli spessori sono massimi in corrispondenza dello sperone di Villa Cesarina e tendono ad annullarsi presso la testata della Val Sorda.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore è una superficie erosionale, in prevalenza coincidente con la superficie topografica, ricoperta solo ai margini dell'area di affioramento da depositi di versante (sintema del Po e Gruppo di Ranzanico) e depositi glaciali (supersintema della Colma del Piano). In corrispondenza della testata della Val Sorda, la superficie limite superiore, suborizzontale, presenta chiare evidenze di carsificazione..

Anche il limite inferiore è una superficie erosionale, che incide il substrato (Formazione di Castro Sebino alla sommità, formazioni di Breno e San Giovanni Bianco nelle porzioni inferiori) e, in base alle relazioni geometriche, la Formazione di San Bartolomeo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Dal punto di vista morfologico vanno distinti due settori. In quello inferiore l'unità struttura lo sperone di Villa Cesarina, continuamente sottoposto ad erosione per processi di versante (principalmente crolli e ribaltamenti) ed il fondovalle della Val Sorda, anch'esso sensibilmente eroso fino a circa 1300 m. A quote superiori

e particolarmente tra 1350 e 1400 m, le morfologie sembrano, invece, conservate o, quantomeno stabilizzate da lungo periodo, risultando carsificate (piccole doline, fratture carsificate, canyon carsici). La formazione sembra anche interessata da fenomeni carsici profondi: infatti sul fondovalle della val Sorda, a 1220 m circa, da un cunicolo alla base di un affioramento fuoriesce in estate un intenso getto di aria fredda, che ne indica un funzionamento da ingresso inferiore (bocca fredda) di una rete carsica organizzata.

Gli elementi raccolti permettono di stabilire che la Formazione di Villa Cesarina è stata deposta, in prevalenza, da flussi gravitativi (trasporto in massa), con subordinato rimaneggiamento da parte di corsi d'acqua, le cui aree di alimentazione corrispondono all'attuale testata della Val Sorda.

La scarsa presenza, nelle parti inferiori ed intermedie, di clasti a litologia alpina è interpretabile come rimaneggiamento di depositi glaciali più antichi, il cui smantellamento termina durante l'edificazione della parte intermedia del conoide di Val Sorda; successivamente l'alimentazione è fornita esclusivamente da sorgenti locali. La deposizione della Formazione di Villa Cesarina, è da considerarsi pertanto avvenuta in un ambientale non glacializzato, sebbene l'aumento di strutture *open work* associate ai depositi di trasporto in massa nella porzione superiore dell'unità suggerisca un incrudimento climatico, con passaggio verso condizioni di tipo periglaciale. ETA' - La Formazione di Villa Cesarina, deposta in un contesto non glaciale, rappresenta una delle unità più antiche del settore di Palline, posteriore alle glaciazioni più antiche dell'area (per la presenza di litologie alpine), ma precedente ai ripetuti episodi di glacialismo che hanno interessato l'area, testimoniati dal Conglomerato di Palline e dal supersintema della Colma del Piano e riferibili, complessivamente, al Pleistocene Medio. Pertanto, l'unità viene tentativamente attribuita al Pliocene Superiore postglaciale o al Pleistocene Inferiore.

7.3.3.3.8. - Supersintema della Val di Scalve

DEFINIZIONE - Ghiaie massive a supporto di clasti, a volte con ciottoli embricati (depositi alluvionali). Limi laminati alternati a sabbie fini (depositi lacustri e palustri). Diamicton massivi a supporto di clasti (till alloggiamento e di ablazione).

Comprende tutti i depositi relativi allo LGM della Val di Scalve.

Sinonimi: unità di nuova istituzione che trova solo in parte corrispondenza nell'Unità di Scalve descritta nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - In generale il limite superiore è dato dalla superficie topografica anche se spesso i depositi costituenti questo supersintema sono in parte ricoperti da detrito di versante

o da depositi torrentizi attuali. Il limite di letto è per lo più non osservabile; nella maggior parte dei casi i sedimenti si appoggiano direttamente sul substrato roccioso.

ETÀ - Pleistocene Superiore corrispondente allo LGM della Val di Scalve. Il supersintema comprende i sintemi di (tabella 6): Malghe del Negrino (VNE), Monte Ferrante (VFE), Malga Voia (VMV), Pian di Vione (VVI), Gleno (VGE) e Baite di Ezendola (VBE).

Tabella 6 – Supersintema della Val di Scalve – Quadro riassuntivo delle caratteristiche delle singole unità locali non distinte cartograficamente

unità	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	profilo alterazione	cementazione	paleogeografia

7.3.4. - *Bacino del Mella*

7.3.4.1. - Sintema di Cigoletto (LCI)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a prevalente supporto di matrice; rimaneggiamento gravitativo comune: depositi glaciali

Limi sabbiosi e sabbie a clasti sparsi: depositi di versante (colluviali). Forme ben conservate. Il sintema di Cigoletto comprende i sedimenti deposti durante l'ultima fase glaciale che ha interessato il territorio (LGM).

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, indicata genericamente dagli autori precedenti come “sfasciume morenico misto a detrito” (BONI & CASSINIS, 1970; BONI & CASSINIS, 1973)

AREA DI AFFIORAMENTO - L'unità affiora nei settori più elevati (tra q. 2000 m e 1300 m circa) della dorsale M. Crestoso - Goletto di Cladona, sul versante settentrionale dell'alta Val Trompia.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da:

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice; diamicton massivi al limite tra supporto clastico e di matrice. Matrice da limoso sabbiosa a sabbiosa. Clasti eterometrici (fino a 1,5 m), ad arrotondamento variabile.

- depositi di versante (colluviali): limi sabbiosi, sabbie limose e sabbie, in funzione della litologia del substrato; diffusi clasti, da millimetrici a decimetrici, in prevalenza subspigolosi.

La matrice, soprattutto nel caso dei depositi colluviali, è spesso rubefatta (tra 5YR e 7,5YR), a causa di fenomeni di litocromia. La petrografia dei clasti riflette quella del substrato roccioso locale, anche nei depositi glaciali.

Infatti, poiché l'area costituisce il bacino di alimentazione dei ghiacciai, il trasporto dei sedimenti è estremamente limitato e la loro petrografia tende a coincidere con quella del substrato circostante. Questo fatto, unitamente alla scarsità di spaccati significativi e alla frequente rielaborazione gravitativa dei sedimenti, rende spesso difficoltosa la distinzione tra i diversi depositi.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - Gli spessori sono di difficile valutazione, per la scarsità di spaccati; possono essere ritenuti mediamente di ordine metrico (spessore massimo osservato 5 m).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore del sintema è una superficie di aggradazione, coincidente con la superficie topografica o è costituito da superfici debolmente erosionali, ricoperte dall'Unità Postglaciale.

Inferiormente l'unità è in appoggio al substrato, rappresentato da metamorfiti (micascisti) e rocce terrigene (prevalentemente siltiti e peliti della formazione di Collio).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - La sfavorevole esposizione a S e le quote non elevate dell'area (circa 2000 m) hanno impedito lo sviluppo di apparati glaciali significativi, che sono invece limitati a piccoli apparati di circo, situati immediatamente ad E e ad W del Dosso della Croce; conseguentemente anche la morfogenesi glaciale ha assunto un ruolo secondario e localizzato nel modellamento del territorio in esame.

Il sintema di Cigoletto è costituito, prevalentemente, da coperture indistinte, prive di una morfologia propria. I principali elementi morfologici, sia erosionali che aggradazionali, sono rappresentati da rocce montonate l.s. e cordoni morenici laterali.

- rocce montonate

Le rocce montonate si rinvengono raramente, probabilmente a causa del limitato spessore della massa glaciale. Rocce levigate e montonate sono segnalate in corrispondenza della malga di Mesorzo (BERRUTI, 1970). Rocce modellate di estensione più significativa sono presenti nel circo superiore ad W del passo di Sette Crocette (quota 1990 m circa); l'asimmetria del profilo longitudinale permette di individuare un movimento della massa glaciale in direzione SW, verso il gradino orografico che sovrasta la valle Cigoletto.

- cordoni morenici

Sono, analogamente alle precedenti, forme poco diffuse. La maggiore concentrazione si osserva nella valle di Cigoletto, tra q. 1850 m e 1750: si tratta di cordoni laterali di lunghezza decametrica e di altezza limitata (2-3 m), con andamento parallelo all'asse vallivo.

Altre morene, sempre di scarsa evidenza morfologica, sono presenti nel raccordo tra il circo superiore ed inferiore ad W del passo di Sette Crocette

e, dubitativamente, a Mesole. Di interpretazione più problematica risultano invece le forme

ETÀ - Il sintema rappresenta l'ultima fase di espansione glaciale (LGM) nell'area; viene pertanto attribuita al tardo Pleistocene superiore.

7.3.5. - Unità non riferibili alla fisiografia attuale (Area Presolana – Borlezza)

7.3.5.1. - Conglomerati di Passo Olone (OLN)(Brecce Sintettoniche Alpine)

Questa unità litostratigrafica, che affiora lungo il versante meridionale del massiccio della Presolana spesso in lenti di limitata estensione areale, al punto da rendere difficoltosa una loro rappresentazione cartografica, è stata recentemente riconosciuta e distinta informalmente da FORCELLA & JADOU (1988). Sebbene trattate come unità del substrato, in quanto a lungo confuse con facies brecciate delle unità carbonatiche adiacenti, queste facies di breccia sono in realtà riferibili a meccanismi deposizionali di ambiente continentale durante fasi di messa in posto dell'edificio alpino, esattamente come molti altri corpi conglomeratici antichi, alcuni dei quali hanno perso ogni relazione con i versanti di alimentazione; in questo caso i depositi di versante sono rimasti coinvolti entro il piano di scorrimento delle masse carbonatiche.

La principale area di affioramento è lungo la cresta fra Cima di Bares ed il Passo Olone.

Qui l'unità è costituita da accumuli caotici di brecce e conglomerati costituiti da clasti centimetrico-decimetrici fino ad un massimo di un metro. I clasti sono prevalentemente calcari grigio chiari di piattaforma immersi in una matrice limoso-siltitica giallastra, localmente abbondante, che data la maggior erodibilità conferisce un aspetto decisamente alterato e disgregato. Al Passo Olone sono presenti numerosi clasti di porfiriti (del tutto simili a quelle della Val Gandino) legate alla distruzione di filoni magmatici riferibili al plutonismo cenozoico dell'Adamello e clasti di dolomie brune alterate; tali affioramenti sono attraversati da numerose superfici di movimento con giacitura ad elevato angolo.

La relazioni spaziali con la formazione geometricamente sottostante (Formazione di Breno) sono caratterizzate da una superficie irregolare di natura erosionale.

Lo studio delle microfacies di alcuni litotipi dell'unità ha consentito di rilevare la presenza di cementi calcitici di ambiente freatico ed una sequenza di eventi tettonici, sedimentari e diagenetici che sembrano documentare l'origine tettono-sedimentaria di questi corpi clastici,

interpretabili come grandi accumuli gravitativi al fronte dell'edificio della Presolana, variamente frammentato in scaglie tettoniche, depositatisi durante una fase deformativa neogenica (FORCELLA & JADOU, 1988).

7.3.5.2. - Conglomerato di Valle Pernedio (**VPR**)

DEFINIZIONE – Conglomerati a clasti arrotondati silicei e carbonatici di provenienza camuna (depositi alluvionali). Litificati, con clasti carbonatici disciolti entro l'ammasso. Placche residuali in posizione di cresta.

SINONIMI – Conglomerati di Val Pernedio (FERLIGA & BINI, 2007)

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in banchi suborizzontali a supporto clastico e matrice arenacea, con clasti da centimetrici a decimetrici arrotondati, prevalenti litotipi carbonatici, subordinati silicoclasti dall'alta Val Camonica. Litificati. Profondamente alterati, con limite superiore ad organi geologici, e dissoluzione preferenziale dei clasti carbonatici sin entro l'ammasso, tale da conferire alla roccia un caratteristico aspetto vacuolare, cariato.

AREA DI AFFIORAMENTO - Lembi isolati lungo le creste in destra idrografica della Val Borlezza, al monte Torrione e sul Monte di Lovere.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosionale su dolomie noriche; limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica. Troncati nettamente dalla topografia attuale e dalle paleovalli in cui sedimentano i Conglomerati di Colle della Sfessa.

ETÀ - Pliocene, sulla base della posizione geometrica e stratigrafica.

7.3.5.3. - Conglomerato di Colle della Sfessa (**CDF**)

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico con ciottoli arrotondati prevalentemente carbonatici locali e sparsi silicei camuni, intercalazioni arenacee (depositi alluvionali); diamictiti massive con ciottoli e blocchi di provenienza camuna (depositi glaciali); limi e argille laminate (depositi lacustri). Cementazione ottima ove presente, sino a completa litificazione. Corpi isolati troncati dalla fisiografia attuale.

SINONIMI - Gruppo di Colle della Sfessa (BINI & FERLIGA, 2007).

LITOLOGIA - Il Conglomerato di Colle della Sfessa riunisce almeno due successioni complesse, con caratteri abbastanza simili. Esso comprende:

- depositi alluvionali: conglomerati in banchi suborizzontali, a supporto clastico, matrice arenacea, clasti subarrotondati o arrotondati, prevalentemente di rocce carbonatiche della successione norica, con sparsi clasti silicei provenienti dalla Val Camonica; arenarie medie e grossolane in strati decimetrici, talora laminate.

- depositi glaciali (?): diamictiti a supporto di matrice arenacea con clasti eterometrici, sino a blocchi metrici, subarrotondati, carbonatici e silicei

alimentati anche dalla val Camonica; diamicton massivi a supporto di matrice limosa e sparsi clasti carbonatici arrotondati.

- depositi lacustri: limi, sabbie fini, argille limose laminate in sequenze decimetriche.

Cementazione ottima, sino a completa litificazione, tranne nelle intercalazioni a granulometri limoso-argillosa.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su Dolomia Principale; limite superiore coincidente con la superficie topografica o erosionale ammantato dai depositi glaciali del sintema di Corno Ceresa.

AREA DI AFFIORAMENTO - Cresta fra la Val Borlezza e la Val Righenzolo, fra Monte Colombina e Corno Ceresa.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I corpi sedimentari riferiti al conglomerato di Colle della Sfessa appoggiano su superfici erosionali incise per oltre 150 m e che delineano segmenti di paleovalli, troncate dalla topografia attuale. Rispetto all'attuale fondo della Val Borlezza, che le intercetta quasi ortogonalmente, appaiono sospese per oltre 600 m. Lungo il versante sinistro della Val Borlezza i corpi appaiono segmentati e dislocati da piani di scivolamento gravitativo, con abbassamento complessivo superiore ai 100 m.

ETÀ - Anteriore all'impostazione dell'attuale Val Borlezza, e dubitativamente coeva ad un'avanzata glaciale. Neogene (dubitativamente Pliocene sup.?)

7.3.5.4. - Conglomerato di Moia (**OIA**)

DEFINIZIONE - Conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto clastico e matrice arenacea, clasti subarrotondati; intercalazioni di arenarie laminate: depositi alluvionali. Clasti carbonatici locali. Cementazione ottima; superficie molto alterata.

LITOLOGIA - I Conglomerati di Moia comprendono:

- depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi, a supporto prevalentemente clastico con abbondante matrice arenacea, ciottoli ben selezionati di dimensioni sino a decimetriche, arrotondati; conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto clastico, matrice scarsa o assente, selezione da buona ad ottima, ciottoli ben arrotondati. Clasti di provenienza locale. Cementazione ottima. Superficie molto alterata, con patine che tendono a cancellare la tessitura originaria.

AREA DI AFFIORAMENTO - I Conglomerati di Moia affiorano sul versante sinistro della Val Volpera, di fronte al dosso di Moia.

RAPPORTI STRATIGRAFICI - I Conglomerati di Moia poggiano direttamente sul substrato, e sono sepolti dai depositi dell'Unità di Val Trebes.

ETA' – Pliocene superiore

7.3.5.5. - Tillite di S. Antonio (TSI)

DEFINIZIONE – Diamicton e diamictiti massive supporto di matrice limosa nocciola con sparsi clasti arrotondati e striati; diamicton in banchi plurimetrici a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti arrotondati (till d'alloggiamento e di colata). Clasti sia carbonatici che silicei, estranei al bacino locale. Cementazione ottima, sino a completa litificazione, ove presente.

SINONIMI - Tillite di Sant'Antonio (FERLIGA & BINI, 2007)

LITOLOGIA – Till di alloggiamento e di colata: diamicton massivi a supporto di matrice limosa nocciola, sovraconsolidata, con sparsi clasti a selezione scarsa, da 1 a 20 cm, ben arrotondati, con facce piane e talora striati; diamicton in banchi metrici, talora separati da livelli discontinui di sabbie fini, a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti mal selezionati, da centimetrici a decimetrici, arrotondati.

Clasti prevalentemente calcarei, subordinati i silicoclasti: Verrucano, scisti del basamento, arenarie grigie, vulcaniti verdi; non sono presenti litotipi significativi ai fini di un'attribuzione ad un bacino di provenienza.

AREA DI AFFIORAMENTO – L'Unità affiora in corrispondenza delle scarpate del ripiano di Falecchio, a quote comprese tra i 700 e gli 850 m s.l.m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore sul Conglomerato di Moia o direttamente sulla successione norica. Limite superiore erosionale su cui poggia in discordanza il Conglomerato di Val Volpera. L'unità costituisce una potente bancata entro la successione conglomeratica che riempie la paleovalle dell'altipiano di Falecchio, e che è troncata dall'incisione delle attuali valli del Righenzolo, del Trebes e del Valeggia.

ETÀ – Date le relazioni geometriche con le valli attuali, l'unità è nettamente anteriore alla loro impostazione, ed è inoltre rappresentativa della prima avanzata glaciale documentata nell'area; è quindi riferibile al Pliocene superiore.

7.3.5.6. - Conglomerato di Val Volpera (VAV)

DEFINIZIONE – Conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto clastico e matrice arenacea, clasti subarrotondati; intercalazioni di arenarie laminate: depositi alluvionali. Diamictiti a supporto clastico con clasti spigolosi: depositi di versante. Prevalenti clasti carbonatici locali, sporadici clasti esotici alterati. Cementazione ottima.

LITOLOGIA – I Conglomerati di Val Volpera comprendono:

- depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi, a supporto prevalentemente clastico con abbondante matrice arenacea, ciottoli ben selezionati di dimensioni sino a decimetriche, arrotondati; conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto clastico, matrice scarsa o assente, selezione da buona ad ottima, ciottoli ben arrotondati; conglomerati a supporto clastico o di matrice in corpi plurimetrici a stratificazione obliqua da barra; arenarie e siltiti rosate in strati decimetrici con laminazione parallela e gradazione inversa. Clasti prevalentemente di provenienza locale, prevalenti calcari neri e dolomie grige; sparse siltiti e marne verdastre, Verrucano Lombardo, metamorfite, più arrotondate e con frequente *cortex* alterato.

- depositi di versante: conglomerati in corpi stratoidi, a supporto clastico e abbondante matrice arenacea, clasti da centimetrici a pluridecimetrici, spigolosi; conglomerati a supporto clastico, matrice arenacea scarsa o nulla, clasti subangolosi ben selezionati; diamictiti a supporto di matrice fine con abbondanti clasti subangolosi mal selezionati, in corpi lenticolari.

Cementazione da buona ad ottima.

AREA DI AFFIORAMENTO – L'unità affiora in Val Trebes sopra il dosso di Pernusino e lungo la scarpata meridionale del Falecchio, e in Val Volpera sul dosso di Moia e lungo il fianco settentrionale del Falecchio.

RAPPORTI STRATIGRAFICI – Il Conglomerato di Val Volpera appoggia sull'Unità di Val Trebes. Il limite superiore è una superficie erosionale, ammantata dai depositi glaciali dell'Unità di Falecchio. In corrispondenza del versante destro della Val Volpera la successione stratigrafica appare ribassata di circa 60 m da un rilascio gravitativo.

ETA' - Pliocene

7.3.5.7. - Conglomerato di San Bernardo (**SBD**)

DEFINIZIONE – Conglomerati in banchi metrici a supporto clastico o di matrice arenacea, ciottoli ben selezionati ed arrotondati; localmente stratificazione obliqua a basso angolo; arenarie da fini a grossolane, a laminazione parallela od obliqua: depositi alluvionali. Conglomerati in corpi stratoidi a supporto di matrice arenacea e clasti spigolosi; diamictiti a supporto di matrice fine litificata: depositi di versante.

LITOLOGIA – I Conglomerati di San Bernardo comprendono depositi alluvionali e depositi di versante, fittamente indentati e non cartografabili separatamente alla scala della carta:

- depositi alluvionali: conglomerati ben stratificati in banchi di spessore metrico, supporto clastico matrice arenacea fine abbondante, ciottoli ben selezionati, da centimetrici a decimetrici, subarrotondati, frequentemente

embricati verso SW; conglomerati in corpi stratoidi a supporto di matrice arenacea grossolana, passante localmente a supporto clastico, clasti a selezione scarsa, da centimetrici sino a 30 cm, da subangolosi a subarrotondati, talora con gradazione diretta; conglomerati in corpi lenticolari plurimetrici, organizzati in set a stratificazione obliqua a basso angolo, supporto clastico, matrice scarsa o assente, selezione buona, clasti da 6 a 10 cm, arrotondati; arenarie da fini a grossolane, a laminazione parallela od obliqua, talora con evidente struttura gradata.

- depositi di versante: conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto di matrice arenacea con clasti da centimetrici a pluridecimetrici spigolosi; diamictiti a supporto di matrice fine rosata, con annegati clasti centimetrico-decimetrici subangolosi, in corpi lenticolari a base erosionale. Clasti di provenienza esclusivamente locale, riferibili alle Unità ladinico-noriche affioranti a monte.

Cementazione da ottima sino a litificati. Profilo di alterazione troncato, caratterizzato da limite inferiore ad organi geologici che intacca il sottostante substrato, per uno spessore totale di 1.5 m, matrice argilloso-limosa di colore 5 YR, clasti calcarei argillificati.

AREA DI AFFIORAMENTO – L'Unità affiora sul dosso di Brugai, sul versante settentrionale del Monte San Leonardo e presso la chiesetta di San Bernardo in Comune di Castione della Presolana.

MORFOLOGIA – L'Unità non presenta morfologie conservate; si presenta attualmente smembrata in singoli piastroni svincolati dalla topografia attuale e sospesi sino a 200 m sul fondovalle attuale.

RAPPORTI STRATIGRAFICI – I Conglomerati di San Bernardo appoggiano direttamente sul substrato; il limite superiore è dato da una superficie erosionale su cui poggia in discordanza il conglomerato di Castione della Presolana e depositi glaciali non cartografati.

ETA' - Pleistocene

7.3.5.8. - Conglomerato di Malga Corzene (**ORZ**)

DEFINIZIONE – Conglomerati clinostratificati in banchi metrici, a supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti spigolosi; conglomerati clinostratificati in banchi metrici, a supporto clastico, matrice scarsa, clasti a selezione da discreta a buona, da subangolosi a subarrotondati; diamictiti massive a supporto di matrice fine rosata con abbondanti clasti subarrotondati: depositi di conoide mista. Clasti costituiti da calcare di Esino, rare marne ocre e calcari marnosi scuri alterati. Cementazione ottima, sino a litificato. Carsificato. Morfologia parzialmente in erosione. Profilo di alterazione troncato, colore matrice 7.5 YR.

LITOLOGIA – I Conglomerati di Malga Corzene comprendono sia facies di versante, sia depositi legati all'azione di correnti trattive lungo un pendio, fittamente intercalati fra di loro; si alternano:

- Depositi di versante: conglomerati clinostatificati in banchi sino a 2 m di spessore, a supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, da 4 a 10 cm, spigolosi; conglomerati clinostatificati in banchi metrici, a supporto clastico, matrice fine rosata abbondante, clasti mal selezionati, da inferiori al centimetro a 30 cm, spigolosi; localmente orizzonti con elementi sino a 60 cm.

- Depositi di conoide alluvionale: conglomerati clinostatificati in banchi metrici, a supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti a selezione da discreta a buona, da 1 a 6 cm, da subarrotondati ad arrotondati; diamictiti massive a supporto di matrice fine rosata con abbondanti clasti da centimetrici a decimetrici subarrotondati.

Clasti costituiti da calcare di Esino, rare marne ocre e calcari marnosi scuri alterati. Cementazione ottima, sino a litificato; entro i conglomerati con matrice assente sono frequenti gli orizzonti con clasti rivestiti da pellicole mm di calcite.

Profilo di alterazione troncato; solo localmente sono conservate tasche di suolo argilloso-limoso di colore 7.5 YR con sparsi clasti carbonatici centimetrici alterati.

AREA DI AFFIORAMENTO – I Conglomerati di Malga Corzene affiorano con continuità lungo il versante sudorientale della Presolana, dalle pendici del Pizzo di Corzene, sino a località Stalle di Donico.

MORFOLOGIA – L'Unità riveste il versante, mantenendo in gran parte l'originaria morfologia, e si presenta profondamente incisa dall'attuale Valle di Campelloe dal Vallone che scende dal Colle della Presolana. La parte sommitale del piastrone, caratterizzata da facies di versante, in corrispondenza del Colle della Presolana si presenta dislocata lungo piani di rilascio gravitativo, e svincolata dalla topografia attuale, mancando a monte il versante di alimentazione. Carsificato, con forme carsiche superficiali, cavità concrezionate e condotte.

RAPPORTI STRATIGRAFICI – I Conglomerati di Malga Corzene poggiano direttamente sul substrato; il limite superiore, erosionale, coincide in gran parte con la superficie topografica; solo in corrispondenza dell'asse della Valle di Campello esso è ammantato dai depositi glaciali del supersintema della Colma,

ETA' – Pleistocene inferiore

7.3.5.9. - Conglomerato di Lantana (NTA)

DEFINIZIONE – Conglomerati in strati suborizzontali, a supporto clastico, matrice arenacea, clasti ben selezionati e arrotondati; arenarie e siltiti stratificate e laminate; depositi alluvionali. Conglomerati massivi o grossolanamente clinostratificati, con clasti mal selezionati, spigolosi. Cementazione ottima, sino a litificati. Profilo di alterazione di spessore osservato sino a 2m, colore matrice 5YR, limite inferiore ad organi geologici.

LITOLOGIA – I Conglomerati di Lantana comprendono:

- depositi alluvionali: conglomerati in strati sino a metrici suborizzontali, a supporto clastico e matrice arenacea abbondante, clasti da subarrotondati ad arrotondati, ben selezionati, da centimetrici sino a decimetrici; conglomerati a supporto clastico in corpi lenticolari con laminazione obliqua, matrice scarsa, clasti ben selezionati ed arrotondati; arenarie e siltiti stratificate, con frequenti laminazioni parallele, oblique, e strutture gradate. Clasti carbonatici, alimentati dalle unità ladinico-noriche presenti nel bacino a monte.

- depositi di versante: conglomerati talora grossolanamente clinostratificati, a supporto clastico o di matrice, con clasti a selezione nulla, da centimetrici a pluridecimetrici. angolosi; prevalenti i clasti di Dolomia Principale, nettamente subordinati i litotipi calcarei.

Cementazione ottima, sino a litificati, con clasti difficilmente separabili dalla matrice; superficie con patina d'alterazione che tende a cancellare le tessiture. Carsificati. Profilo d'alterazione caratterizzato da spessori di oltre 2 m, matrice limoso-argillosa di colore 5 YR, con concrezioni mm di ossidi Fe-Mn, limite inferiore ad organi geologici.

AREA DI AFFIORAMENTO – L'Unità costituisce l'ossatura della superficie su cui sorge l'abitato di Lantana di Castione; ridotti lembi terrazzati affiorano inoltre a Bratto.

MORFOLOGIA – L'Unità si presenta terrazzata, con scarpate molto nette, e costituisce un piastrone che scende verso SW con pendenze medie del 3 – 4 %.

RAPPORTI STRATIGRAFICI – I Conglomerati di Lantana poggiano direttamente sul substrato, oppure sui Conglomerati di Malga Spessa; il limite superiore, erosionale, coincide con la superficie topografica. Negli scavi edilizi in località Costa Salaer inoltre essi appaiono sepolti da depositi lacustri pedogenizzati sui quali si appoggiano i Conglomerati di Bratto.

ETA' – Pleistocene inferiore?

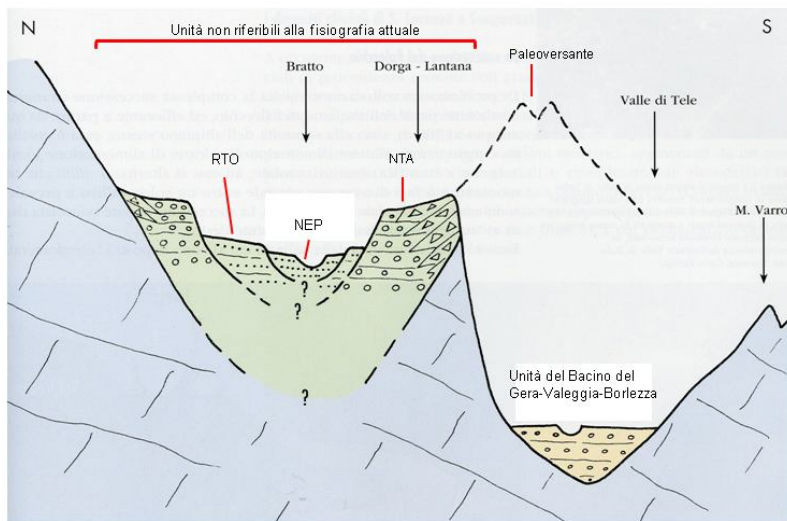


Fig. 20 – Sezione schematica dell'area di castione-Bratto, che evidenzia i rapporti stratigrafici fra le unità "non riferibili alla fisiografia attuale" (a sinistra) e il fondovalle attuale (a destra)(modificato da FERLIGA C. 2004)

7.3.5.10. - Conglomerato di Bratto (RTO)

DEFINIZIONE – Conglomerati in strati suborizzontali, a supporto clastico, matrice arenacea scarsa, clasti calcarei ben selezionati ed arrotondati; conglomerati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea fine, clasti arrotondati, selezione discreta: depositi alluvionali. Conglomerati clinostatificati a supporto clastico con matrice abbondante, clasti mal selezionati, spigolosi; diamictiti a supporto di matrice fine con clasti mal selezionati, spigolosi: depositi di versante. Cementazione ottima. Profilo di alterazione parzialmente conservato, colore della matrice 7.5 YR, limite inferiore ad organi geologici.

LITOLOGIA – I Conglomerati di Bratto sono costituiti da:

- depositi alluvionali: conglomerati a supporto clastico, in strati suborizzontali sino a metrici, clasti ben arrotondati, a selezione buona; si alternano orizzonti con elementi da centimetrici a decimetrici, con matrice arenacea abbondante, e subordinati orizzonti a selezione migliore, con clasti da 1 a 3 cm e matrice scarsa o assente. Conglomerati a supporto clastico in strati sino a metrici, con abbondante matrice arenacea fine, clasti ben arrotondati, selezione discreta, clasti da centimetrici sino a 20 cm. Arenarie medio-grossolane in strati decimetrici.

- depositi di versante: conglomerati clinostratificati a supporto clastico e abbondante matrice arenacea, clasti mal selezionati, da centimetrici a pluridecimetrici, spigolosi; diamictiti a supporto di matrice fine rosata, con sparsi clasti sino a decimetrici spigolosi.

Clasti costituiti prevalentemente da calcari chiari della successione ladinico-carnica, sparsi elementi provenienti dalle dolomie noriche.

Cementazione da discreta in seno all'ammasso, ad ottima nella porzione superficiale; nelle facies con matrice scarsa frequenti pellicole mm di cementi calcitici. Carsificati. Profilo di alterazione parzialmente conservato come paleosuolo sepolto, colore 7.5 YR, limite inferiore ad organi geologici.

AREA DI AFFIORAMENTO – L'Unità affiora entro l'abitato di Bratto e di Dorga; costituisce inoltre lembi isolati in corrispondenza della Colonia Dalmine e di Rusio.

MORFOLOGIA – L'Unità presenta morfologia conservata, costituendo un evidente terrazzo incassato entro i Conglomerati di Lantana; ad esso si raccordano conoidi di frana e di *debris flow* alimentate dal versante settentrionale, che annegano in parte le morfologie dei Conglomerati di Lantana.

RAPPORTI STRATIGRAFICI – L'Unità poggia direttamente sul substrato, sull'Unità di Lantana, sui Conglomerati di Cluren e sui Conglomerato di Malga Spessa. Il limite superiore è dato da una superficie erosionale, entro cui poggiano i Conglomerato 2; localmente negli scavi edilizi, essa tronca la porzione basale di un suolo limoso con sabbia fine, sparsi clasti carbonatici argillificati, colore della matrice 7.5 YR, limite inferiore ad organi geologici.

ETA' – Pleistocene inferiore?

7.3.5.11. - Conglomerato di Castione della Presolana (NEP)

DEFINIZIONE – conglomerati in banchi suborizzontali, a supporto clastico, matrice arenacea scarsa o assente, clasti ben arrotondati, selezione discreta: depositi alluvionali. Clasti carbonatici alimentati prevalentemente dal versante settentrionale. Cementazione ottima. Profilo di alterazione non osservato.

LITOLOGIA – L'Unità è costituita da depositi alluvionali:

- conglomerati in banchi suborizzontali, a supporto clastico, matrice arenacea scarsa o assente, clasti ben arrotondati, debolmente appiattiti, a selezione discreta, con elementi da centimetrici a decimetrici; intercalati livelli a selezione maggiore, con elementi da 1 a 3 cm. Embricazione presente. Clasti costituiti prevalentemente da Calcere di Esino e di Breno, sparsi elementi riferibili alla Formazione di Castro e alla Dolomia

Principale, rare marne ocre alterate. Cementazione ottima, con pellicole millimetriche di cemento che rivestono i clasti; superficie alterata.

AREA DI AFFIORAMENTO – L'Unità affiora estesamente fra Castione e Poerza.

MORFOLOGIA – L'Unità presenta morfologia conservata, e costituisce un evidente terrazzo incassato entro i Conglomerati di Brato.

RAPPORTI STRATIGRAFICI – Il limite inferiore dell'Unità è erosionale, sul Conglomerato di Bratto. Il limite superiore coincide con la superficie topografica; i depositi sono incisi da una superficie erosionale entro cui sedimentano i Conglomerati di Fino del Monte.

ETÀ: Pleistocene medio

7.3.5.12. - Conglomerato di Fino del Monte (FIM)

DEFINIZIONE - Conglomerati, sabbie e arenarie in strati e lenti (depositi alluvionali e di conoide). Diamictiti in corpi stratoidi clinostratificati, a supporto di matrice fine e clasti angolosi (depositi di versante). Cementazione ottima, carsificati.

SINONIMI - Segnalato come morfologia: cono alluvionale (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971); Complesso di Castione *p.p.*, (FERLIGA, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non esposto; limite superiore coincidente con la superficie topografica, caratterizzato da *loess* pedogenizzato che seppellisce l'originario paleosuolo, o erosionale con i depositi glaciali del sintema di Stalle d'Onito (Songavazzo, dosso Foppe).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali e di conoide: conglomerati grossolanamente stratificati in banchi metrici a giacitura suborizzontale, supporto clastico, matrice arenacea grossolana; conglomerati in corpi lenticolari plurimetrici a supporto clastico con scarsa matrice molto grossolana e cemento in sottili croste che rivestono parzialmente i clasti; *set* di conglomerati a stratificazione obliqua decimetrica; ciottoli ben selezionati, da 4 - 5 cm a 1 dm, ben arrotondati, spesso embricati. Conglomerati in corpi lenticolari plurimetrici a supporto di matrice arenacea grossolana con ciottoli da centimetrici a decimetrici, a selezione scarsa, da subangolosi a subarrotondati. Sabbie e arenarie da medie a grossolane in strati e lenti di spessore decimetrico, con struttura gradata.

- Depositi di versante e di trasporto in massa: diamictiti in corpi stratoidi clinostratificati, a supporto di matrice fine ocreo-rosata e abbondanti ciottoli di diametro da centimetrico a decimetrico, angolosi o subangolosi di forma irregolare.

Clasti provenienti dalle unità ladinico-noriche: prevalenti dolomie chiare e calcari dolomitici (calcare di Esino, Dolomia Principale); nelle facies

alluvionali anche clasti di siltiti e arenarie verdastre o di marne siltose ocracee (formazione di S. Giovanni Bianco). Cementazione buona nei litotipi a granulometria più grossolana; talora scarsa in quelli più fini.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante destro della valle del Valeggia .

MORFOLOGIA - Ben riconoscibile, anche se marcatamente in erosione: evidente terrazzo delimitato da scarpata alta sino a 90 m rispetto all'alveo attuale, a cui si raccordano i depositi da trasporto in massa delle valli laterali. Talora carsificati.

PALEOGEOGRAFIA - Il conglomerato di Fino del Monte è più antico rispetto ai più antichi depositi glaciali sedimentati entro la topografia attuale (sintema di Stalle d'Onito). Esso è l'unità più recente fra un gruppo di litosomi presenti estesamente entro la paleovalle del Gera da Fino sino a Bratto di Castione e per il quale non sono identificabili a valle di San Lorenzo di Rovetta-Songavazzo - entro il Foglio Clusone - affioramenti correlabili per quote e litologia.

ETÀ - Pleistocene inferiore.

V. TETTONICA

1. - GENERALITÀ

La descrizione viene suddivisa nei settori citati nel capitolo II.1 e rappresentata negli schemi tettonici di Figg. 21 e 22, ponendo particolare accento sui complessi in cui i nuovi rilievi hanno introdotto sostanziali novità. La trattazione comincia dalle unità tettonicamente più elevate.

2. - ZONA DELLE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE

Nel settore NW del Foglio Breno, è presente una fascia di *thrust* con andamento WSW-ENE e costituiti da unità carbonatiche della copertura.

La complessità di questo settore è il risultato dell'iniziale complessità stratigrafica e dalla conseguente anisotropia reologica manifestatasi durante la successiva strutturazione tettonica polifasica alpina.

Grazie ai nuovi rilevamenti, sono stati rivisti alcuni aspetti dello schema tettonico di FORCELLA (1988); alcuni sistemi di faglie appaiono meglio organizzati e con un più preciso significato, altri punti sono stati ridiscussi. In mancanza di indagini geofisiche o di sondaggi in zone chiave, il quadro esposto va considerato ancora parzialmente interpretativo.

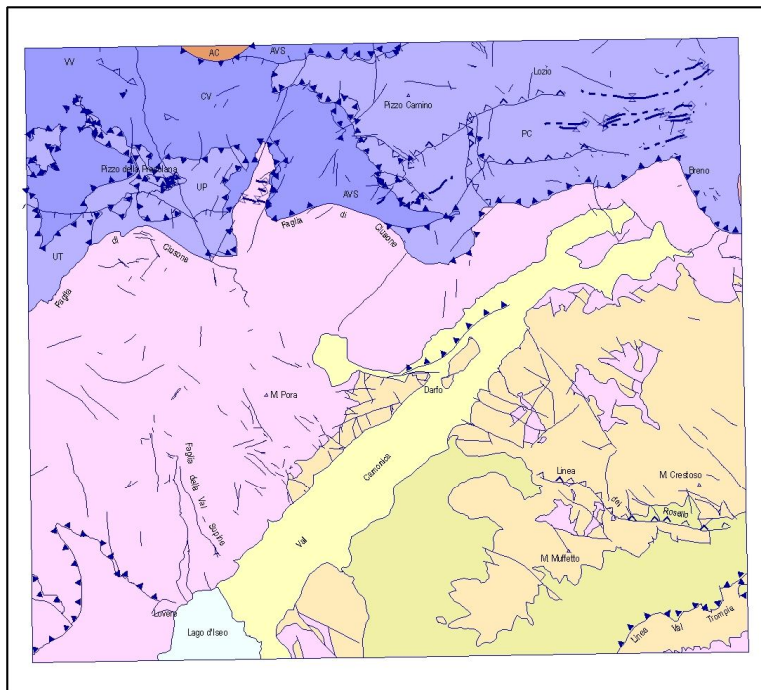
Il sistema di *thrust* che caratterizza il settore NW del Foglio, è delimitato a N dal fianco meridionale delle locali Anticlinali Orobiche (ALBINI *et alii*, 1994; FORCELLA & SILETTO, 2001) il quale si incunea sotto i *thrust* medesimi, e a S dal "Parautoctono bergamasco" - successione camuna.

Quest'ultimo affiora a W della bassa Val Camonica e a meridione della zona dei *thrust*. Le varie unità alloctone evidenziano nel loro complesso un'architettura ad embrici inclinati verso E: le unità più elevate, situate ad oriente sopra il lineamento Breno-Ossimo e complessivamente costituenti l'Unità di Pizzo Camino (Unità PC), ricoprono la parte orientale delle unità sottostanti, le quali via via affiorano procedendo verso W. Nel caso dell'Unità PC, questo effetto viene enfatizzato anche dalla probabile natura di rampa laterale del suo margine occidentale.

Il sistema di *thrust* è organizzato in *duplex* con architetture variabili; i fronti dei *thrust* sono per alcuni tratti incuneati sotto la Dolomia Principale del "Parautoctono bergamasco", come avviene tipicamente in corrispondenza della Faglia di Clusone, mentre in altri tratti formano fronti emergenti. In alcuni casi l'emersione viene ascritta a processi di natura essenzialmente erosiva (esumazione di *thrust* ciechi), in altri a originaria risalita in rampa dell'alloctono sulla successione stratigrafica attualmente conservata, come verrà precisato in seguito.

Le superfici strutturali non sempre possono essere tracciate con continuità, e gerarchizzate in base alla loro maggior o minor importanza, specialmente quando si sviluppano all'interno della stessa formazione (es.: calcare di Esino del massiccio della Presolana) ove possono anche ramificarsi in *splay*⁵ o risultare totalmente mascherate dall'azione degli agenti esogeni, particolarmente attivi su pareti carbonatiche. L'architettura delle unità alloctone è ulteriormente complicata dalla presenza di pieghe a varia scala, stile e direzione assiale, e dalla presenza di faglie tardive che scompongono l'edificio. Occorre quindi soffermarsi su queste strutture prima di proporre ricostruzioni o assemblamenti dei vari tasselli del mosaico.

⁵ *Splay*: faglie minori che si dipartono dalla faglia principale o "main fault"



- | | |
|--|---|
|  Depositi neogenico-quadernari |  tr piano ax: antiforme D3 |
|  Anticlinali Orobiche: Anticlinale di Cedegolo (AC) |  tr piano ax: sinforme D3 |
| UNITA' ALLOCTONE (INDUANO - CARNICO) |  tr piano ax: neutra D3 |
|  Unità carbonatiche alloctone inferiori: U. Vigna Vaga (VV), U. Costa di Valnotte (CV); U. "Autoctono Alta Val di Scalve" (AVS) |  limite geologico |
|  Unità carbonatiche alloctone superiori: U. Timonio (UT), U. Presolana (UP), U. Pizzo Carnino (PC) |  faglia |
| PARAUTOCTONO BERGAMASCO E CULMINAZIONE CAMUNA |  faglia inversa |
|  Successione triassica |  faglia diretta |
|  Successione permiana |  sovrascorrimento principale |
|  Basamento Cristallino (Massiccio delle Tre Valli Bresciane) | |
|  Plutone Adamello | |

Fig. 21 – Schema strutturale del Foglio Breno

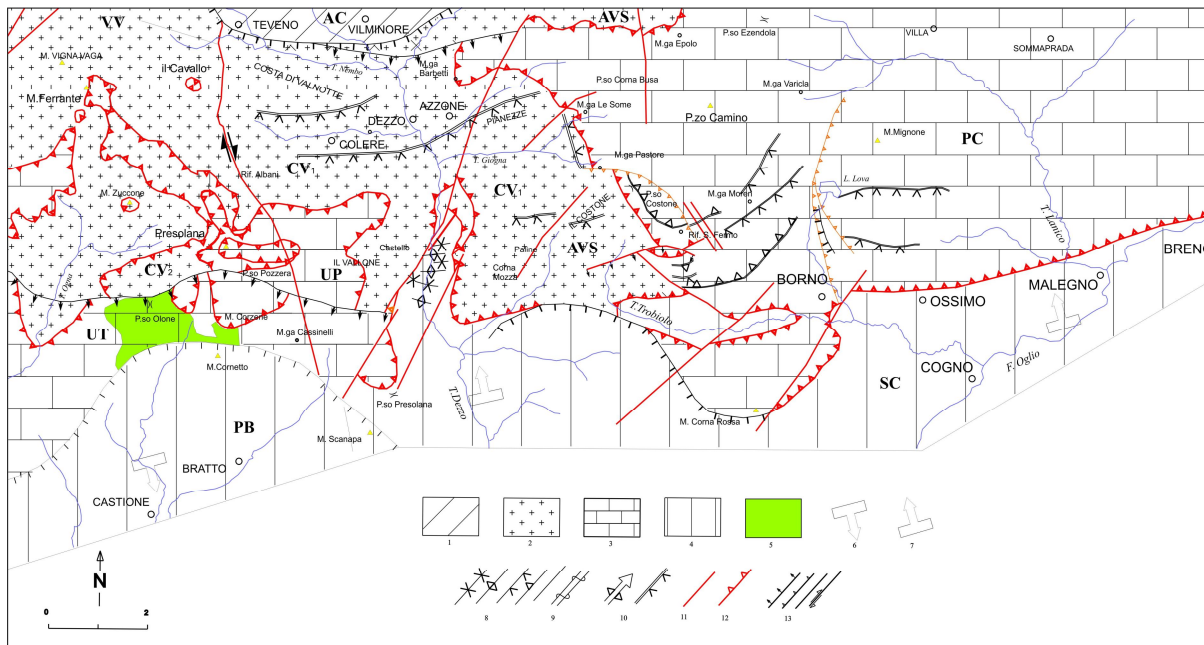


Fig. 22 – Dettaglio dello schema di fig. 20 (modif. da FORCELLA 1988) Unità strutturali delle Orobie orientali: 1) Anticlinali Orobiche (AC: Anticlinale di Cedegolo), 2) Unità carbonatiche inferiori (VV: Unità Vigna Vaga, AVS: Unità autoctona Alta Val di Scalve, CV1: Unità Costa di Valnotte, CV2: Unità cresta di Valzurio), 3) Unità carbonatiche superiori (UT: Unità Timogno, UP: Unità Presolana, PC: Unità Pizzo Camino), 4) Settore meridionale prealpino e camuno (PB: Parautoctono Bergamasco, SC: Successione Camuna), 5) Breccie sin tettoniche, 6-7) Giaciture regionali della stratificazione, 8) Anticlinali e sinclinali di importanza locale, 9) Zona a pieghe multiple, 10) Anticlinali e sinclinali di importanza regionale, loro immersione assiale, 11) Contatti stratigrafici tra unità diverse, 12) Accavallamenti tettonici lungo superfici di rampa e flat e superfici di retro scorrimento, i triangoli sono rivolti verso l'unità geometricamente superiore, 13) Faglie di importanza locale, normali, inverse o di altro tipo

2.1 - PIEGHE REGIONALI S-VERGENTI E PIEGHE MINORI POLIARMONICHE

Le successioni delle varie unità tettoniche sono deformate da pieghe a diversa scala e lunghezza d'onda: da metrica a chilometrica; il tracciamento di queste ultime è stato suggerito dal cambio di asimmetria delle pieghe minori.

Nell'Unità Costa di Valnotte (CV₁) (nomenclatura di FORCELLA, 1988), situata ad occidente dell'Unità PC nella zona di Dezzo di Scalve, sono tracciate due cerniere di pieghe a scala chilometrica pressoché ortogonali tra di loro. La prima, più estesa, ha asse diretto ENE-WSW che interseca la media Val di Scalve nell'area di Dezzo di Scalve, con vergenza meridionale; il fianco settentrionale rovescio affiora tra Pian di Vione - Costa di Valnotte e forma la parte più elevata della dorsale "Costone", situata a SW di Pizzo Camino, mentre il fianco normale affiora in prossimità del fondovalle (Dezzo) e sul versante meridionale del "Costone". Tale piega è corredata da pieghe metriche-decametriche la cui asimmetria indica gli opposti fianchi del piegamento maggiore; essa è ascrivibile alla famiglia di pieghe che caratterizzano la parte più interna del Sudalpino orobico ed è compatibile con la fase compressiva a direzione NNW-SSE responsabile della messa in posto dei *thrust*, congrua con gli assi delle Anticlinali Orobiche e con l'asse di basculamento delle unità strutturali alloctone più elevate.

La seconda piega a scala chilometrica, ha asse N-S e vergenza orientale, è meno estesa e mostra solo il fianco rovescio al margine occidentale dell'Unità Pizzo Camino (baita del Pastore - Fienile Le Some).

Scartata l'ipotesi di un originario collegamento tra le due pieghe, sono state cercate ulteriori indicazioni a favore della presenza di fasi compressive con direzione E-W. Un certo numero di indicazioni in tal senso è dato: (1) dalla presenza di pieghe a piccola scala con asse diretto N-S associate a (ma non interferenti con quelle del fianco rovescio della piega); (2) dalla presenza di faglie inverse a decorso N-S entro unità dello stesso livello strutturale (faglie Malga Polzone-Lago Polzone, di Pian di Vione, di Colle Mignone); (3) da sistemi di *duplex* mesoscopici nella zona di Bossico; (4) da *splay* rivolti ad occidente alla base delle unità strutturali più estese (es: Unità Presolana, Unità Timogno); (5) da una piega a media scala con asse N-S associata alla faglia inversa tra il M. Mignone e il Pizzo Camino. Si hanno quindi conferme, almeno locali, all'esistenza di fasi compressive a direzione E-W di cui si era già fatto cenno in FORCELLA & JADOUL (1988) ove erano state attribuite tentativamente ad una "fase compressiva riconosciuta lungo il fascio giudicariense e denominata 'evento intramessiniano' da CASTELLARIN *et alii* (1988)". Altre pieghe a scala decametrica-ettometrica, piano assiale da coricato a rovesciato, vergenza verso SE, sono presenti un po' ovunque nelle formazioni più sottilmente

stratificate delle Unità Carbonatiche alloctone più elevate; la direzione assiale con assi dispersi tra 40° e 70° permette di ascriverle alle fasi compressionali sviluppate a scala regionale.

2.2 - FAGLIE CON DIREZIONE NNE-SSW

Intersecano la media Valle di Scalve con direzione compresa tra N30-40° e ripida inclinazione verso WNW, in qualche caso con immersione opposta. Tali faglie, tra di loro vicarianti e con disposizione *en-échelon*, si esauriscono, con qualche eccezione, nell'ambito delle Unità Carbonatiche alloctone, con scarsa penetrazione entro le successioni permo-scitiche delle Anticlinali Orobiche o del "Parautoctono bergamasco" e settore camuno, appartenenti a diversi livelli strutturali (Figg 21 e 22). Appaiono quindi confinate alla zona strutturale in esame.

La faglia principale interseca diagonalmente il T. Dezzo nel punto quotato 709 m, in corrispondenza di uno sbarramento artificiale del torrente ancorato al letto della faglia. In questo punto la morfologia della valle cambia radicalmente al passaggio tra diverse unità strutturali; verso valle il torrente incide una profonda forra entro la successione triassica camuna. A NE del punto citato la faglia si dirige verso la località Castelletti (Azzone), inoltrandosi nell'alta Valle di Scalve dove, la sua prosecuzione sotto le alluvioni della Valle di Vò (dominio delle Anticlinali Orobiche) è suggerita dal vistoso sfasamento del limite tra Verrucano Lombardo e Servino sui due versanti della valle. Rozzi indicatori cinematici (*furrow e groove*) osservabili sulla superficie esposta nella forra e lo sfasamento delle superfici stratigrafiche indicano trattarsi di una faglia con prevalente componente di *dip slip* normale, che ribassa il settore posto a NW di almeno 100 m.

Sul fianco orografico sinistro e destro della media valle del T. Dezzo (Val di Scalve), e in aree limitrofe, altre faglie presentano lo stesso decorso e cinematica, pur con minor continuità ed evidenza. Ve ne sono sul versante occidentale della Corna Mozza e nella zona a N di Dosso, ove lame e speroni di calcare di Esino risultano ribassati verso WNW dalla cornice della Corna Mozza. L'evidenza di faglie è più tenue scendendo a valle nella forra (zona a pieghe di Dosso), ove sono però presenti sistemi di giunti con identica orientazione, per poi riprendere vigore risalendo nell'edificio strutturale più a S, ove esse intersecano e dislocano la successione Esino-Breno dell'Unità Presolana (dorsale di Pizzo Plagna). Nell'area della Corna Mozza, un'altra faglia del sistema è responsabile della posizione ribassata del tozzo pinnacolo di calcare di Esino tagliato dalla strada Dezzo - Paline - Borno. Le breccie tettoniche esposte dallo scasso stradale permettono di escludere scoscendimenti gravitativi in massa dalla cornice sovrastante.

Faglie analoghe intersecano l'alta Val Giogna ed il fianco orografico destro della media val di Scalve, seppur meno ben definite. Una di esse

potrebbe essere la causa della vistosa discontinuità morfologica che solca la parte intermedia del versante orientale della Presolana nella zona del “Vallone”, già interpretata come l’espressione di un *thrust* da FORCELLA & JADOUL (2000). Discontinuità con orientazione simile intersecano ripetutamente il calcare di Esino del versante settentrionale del Pizzo di Corzene (Valle dell’Ombra); altre delimitano la parete della Corna Rossa proseguendo verso Borno. Sono inoltre rintracciabili su carte geologiche edite anche fuori dall’area del Foglio.

2.3 - FAGLIE CON DIREZIONE E-W

L’area è scomposta anche da faglie con direzione E-W, immersione verso S e cinematica variabile, sono associate a sistemi di giunti con azimut 90-110°. La principale è rappresentata dalla Faglia di Clusone: nel Foglio Breno decorre sul versante meridionale della Presolana, tra i monti Cornetto e Pizzo di Corzene, mentre sull’altipiano di Borno è posta sul versante settentrionale del monte Tauggine. La faglia di Clusone è ampiamente citata ed analizzata nella letteratura (DE JONG, 1979; FORCELLA & JADOUL, 2000); nei lavori più recenti essa è interpretata come faglia di incuneamento delle Unità Carbonatiche alloctone sotto il “Parautoctono bergamasco”, interpretazione qui condivisa. In prossimità di M. Cornetto tale faglia mostra degli *splay* compressionali suggeriti dalla dislocazione e ripetizione di limiti tra le litofacies dolomitiche e calcaree della Formazione di Castro Sebino.

Ad oriente, la Faglia di Clusone non interseca l’inciso dell’alta Val di Scalve in quanto la sua giacitura si orizzontalizza (*flat* della traiettoria listrica) alla quota di affioramento della formazione di S. Giovanni Bianco che funge da orizzonte di divaricazione dello *split-apart-system*.

Altre faglie con ugual orientazione hanno invece carattere estensionale. Una di esse è esposta in corrispondenza di una selletta a N di Passo Pozzera (versante meridionale della Presolana) ove disloca il calcare di Esino dell’Unità Presolana; la giacitura è 180/56°, presenta indicatori mal conservati di rigetto normale, congruo con il rigetto delle superfici di *thrust*; è accompagnata da clastesi dell’Esino per un’ampia fascia a tetto e a letto della faglia medesima. Essa prosegue verso E in Valle dell’Ombra, ove la sua presenza è testimoniata da superfici di taglio minori e dalla dislocazione del limite Esino-Breno dell’Unità Presolana. Ad E della val di Scalve tale sistema si esplicita comunque nuovamente con la faglia normale poco a S del rifugio S. Fermo, sul versante meridionale del Pizzo Camino, e con la faglia inversa poco a N del medesimo rifugio.

Anche il settore a S di M. Cornetto - Malga Campo (a S della Presolana) appare ribassato in vari gradini da un sistema di faglie normali e la stessa Faglia di Clusone potrebbe aver avuto una cinematica tardiva in senso estensionale (JADOUL, comm. pers., 2002).

Per le loro caratteristiche cinematiche e perché dislocano le superfici di *thrust*, queste faglie si sono generate o sono state riattivate in fasi “tardive” della orogenesi alpina; per alcune di esse inoltre non si escludono movimenti gravitativi ancora in corso (DGPV deformazioni gravitative profonde dei versanti).

2.4 - LE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE INFERIORI

Si tratta dell’insieme di unità denominate da FORCELLA (1988): Unità Vigna Vaga (VV), Unità Costa di Valnotte (CV₁), Unità alta Valle di Scalve (AVS). Esse si collocano, con andamento WSW-ENE, lungo i fianchi meridionali delle anticlinali di Trabucchetto Cabianca e di Cedegolo (zona Vigna Vaga – Dezzo – Schilpario).

Nel settore ad W di Dezzo (Val di Scalve), le unità VV e CV₁, sono state unificate, in quanto l’Unità CV₁ viene considerata il fianco rovescio della piega/faglia regionale precedentemente citata che coinvolge l’Unità VV, situata a NW (paragrafo 2.1). Di questo fianco, lacerato e trascinato verso S, rimangono testimonianze nei *klippen* del “Cavallo” ed in altre minori presenti sul versante settentrionale del massiccio Presolana-Ferrante. Pieghie e faglie inverse che concorrono alla delimitazione di *splay*, sono riconoscibili anche sul versante settentrionale dell’alta Valzurio - Passo Scagnello (nel limitrofo Foglio Clusone).

Il piegamento regionale viene imputato alla distorsione prodotta dalla messa in posto, in una fase eo-alpina (paleogenica o precedente), delle Unità Carbonatiche superiori che verosimilmente rappresentano le coperture dell’originario fronte più avanzato dei *Thrust* Orobici e hanno ricoperto il ruolo di *roof thrust* dell’edificio.

La successiva fase di deformazione (Unità Carbonatiche inferiori - Anticlinali Orobiche), avvenuta sotto il *roof thrust*, ha provocato ulteriori raccorciamenti nel substrato, in particolare nella zona frontale delle Anticlinali che tende a sua volta a sottoscorrere e incunearsi nella successione carbonatica in corrispondenza dell’intervallo stratigrafico debole rappresentato dalla carniola di Bovegno-Servino; *splay* e retroscorrimenti minori sono osservabili nell’impluvio del T. Nembo, ad W di Teveno, mentre più ad E, a causa delle coperture superficiali, gli incuneamenti sono solo deducibili dallo spazio insufficiente per contenere la normale successione stratigrafica (Faglia alta Valle di Scalve *Auct.*). Si tratta di ipotesi già indicate nella carta di DE SITTER & DE SITTER KOOMANS

(1949), sebbene la cinematica di quella faglia fosse inserita nell'ambito dei modelli gravitativi di moda in quei tempi.

La sopracitata piega regionale dell'area di Dezzo ripetutamente scomposta dalle faglie con azimut N30-40°, si estende anche in sinistra idrografica del medio corso del T. Dezzo, dove si esplicita la transizione tra piattaforma carbonatica ladino-carnica e bacino, rintracciabile in limitati brandelli sul versante orientale e settentrionale della Corna Mozza. Sul versante meridionale del Costone affiora il fianco normale e il nucleo della piega scagliato verso SE; esso affiora a quote comprese tra 1100-1600 m, decisamente superiori alle q. 700-1000 m dell'omologo fianco normale affiorante nell'inciso del T. Dezzo (a valle di Grana -Valle Sponda); tale sfasamento è imputato alla sommatoria dei rigetti provocati dal fascio di faglie con azimut N30-40°. L'AVS rappresenta quindi una subunità delle Unità Carbonatiche inferiori.

Ad W del T. Dezzo il margine meridionale delle Unità Carbonatiche inferiori risulta incuneato sotto le Unità Carbonatiche superiori, poste a S (Unità Timogno UT, Presolana UP e Cresta di Valzurio CV₂ di FORCELLA 1988). Ad E del T. Dezzo (Vallala e Croce di Salven), il fronte delle Unità Carbonatiche inferiori è spesso affiorante per cause erosive, in corrispondenza della Croce di Salven, sull'altipiano di Borno. Qui, l'incuneamento, seppur con intensità in via di attenuazione rispetto a quanto avviene più ad W, si realizza entro la successione camuna lungo una superficie che rappresenta l'omologo della Faglia di Clusone in sinistra idrografica del T. Dezzo.

2.5 - LE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE SUPERIORI

Si tratta dell'insieme di unità denominate da FORCELLA (1988) da W: Unità Timogno (UT), Unità Presolana (UP) con relativi *klippe* satelliti quali M. Ferrante e Pizzo Olone, Unità Pizzo Camino (PC). Presentano una generale immersione verso S con graduale ringiovanimento in quella direzione della sequenza stratigrafica tagliata dai *thrust*. La successione è deformata da pieghe e pieghe-faglie vergenti a S in corrispondenza degli intervalli stratigrafici più duttili. L'immersione regionale viene ascritta al basculamento delle unità superiori prodotta dalla susseguente deformazione delle unità sottostanti. L'affioramento del fronte meridionale di questo gruppo di unità è osservabile solo in alcuni dei tratti considerati, in altri è cieco sotto la Faglia di Clusone al cui tetto sono poste le unità del "Parautoctono bergamasco (PB)"- successione camuna (SC).

Nel dettaglio, partendo da W (zona di Clusone) il fronte meridionale dell'Unità Timogno rimane cieco fino a che non emerge per erosione a N

della Faglia di Clusone nel settore di Malga Campo. Le superfici tettoniche che delimitano i *klippe* a quota più elevata e i margini meridionali dell'Esino alloctono di Pizzo Olone e Pizzo Corzene affiorano a quota superiore all'attuale livello di erosione della Faglia di Clusone; non è quindi accertabile se il loro affioramento sia dovuto alla rimozione del tetto della faglia citata piuttosto che a cause primarie. Il margine orientale dell'Unità Presolana affiora nei pressi del Gioogo della Presolana (q 1350 m) e si può tracciare lungo il versante destro della media Valle del Dezzo (Val di Scalve). Gli Autori precedenti concordano nel collegare la superficie di *thrust* affiorante al Gioogo della Presolana a quella che delimita il margine meridionale del Pizzo Corzene (*brecce sintettoniche* di FORCELLA 1988), pur dislocato da faglie; RAVAGNANI & RODEGHIERO (1989) assegnano il ruolo principale di tale dislocazione alla Faglia Polzone-Vareno, le cui evidenze di terreno sono però spesso sfuggenti (es.: versante N della Presolana). Le subunità di Pizzo Olone e Pizzo Corzene rappresentano parti dell'UP, o degli *splay* sommitali di essa, ribassate verso S dalla Faglia della Valle dell'Ombra; esse risultano tettonicamente sovrapposte alle Formazioni di S. Giovanni Bianco e di Castro Sebino che affiorano saltuariamente tra le coperture recenti sul versante meridionale delle cime citate. Nell'alta Valle dei Mulini, tali unità rappresentano la naturale prosecuzione della successione affiorante a N di Passo Olone (Unità CV₂ Cresta di Valzurio di FORCELLA, 1988); viene ipotizzato quindi che essa si estenda anche a S dell'attuale decorso della Faglia di Clusone, dalla quale verrebbe tardivamente intersecata.

La successione stratigrafica che costituisce la CV₂ è quindi rappresentata dalla Formazione di Breno, affiorante sul versante meridionale di M. Visolo e alla Cresta di Valzurio, dalla formazione di S. Giovanni Bianco, affiorante a N e a S di passo Olone e a S di Pizzo Corzene, da intercalazioni tra litofacies "basali" a clasti dolomitici e litofacies a clasti carbonatici della Formazione di Castro Sebino, affioranti a S di passo Olone.

Nel paragrafo IV.4 (Formazione di Castro Sebino) è stato accennato al problema dell'interpretazione delle dolomie laminate intercalate tra le litofacies "basali" a clasti dolomitici: se vengono correlate alla Dolomia Principale basale, ne deriva la necessità di ammettere duplicazioni tettoniche (BERRA *et alii*, 1991) di cui non si hanno evidenze dirette (limitatamente all'area di Bratto - M. Cornetto); se vengono inserite come intercalazioni od olistoliti nella litofacies tipica del Castro Sebino, tale necessità non sussiste. Gli estensori di queste note propendono per questa seconda possibilità (limitatamente all'area indicata).

La prosecuzione della Faglia di Clusone entro la formazione di S. Giovanni Bianco sul versante settentrionale e orientale del M. Scanapà (SW del Gioogo della Presolana) rappresenta la superficie più adatta per

rappresentare il *flat* della faglia listrica che induce lo *split-apart-system*; la sua effettiva presenza è suggerita dal ritrovamento, in più punti del tratto indicato, di clasti porfiritici entro le carniolate della formazione di S. Giovanni Bianco o alla base del Castro Sebino.

L'Unità Pizzo Camino conserva una sua individualità in quanto separata dalle precedenti dal profondo inciso del T. Dezzo, per la natura di rampa laterale del suo margine occidentale e per l'evidente natura di sovrascorrimento della rampa frontale in località Corna Rossa, Ossimo, Malegno (zona meridionale).

2.6 - RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA DELLA COPERTURA SEDIMENTARIA TRIASSICA

Restaurando la posizione delle unità alloctone nella loro presunta posizione originaria, risulta confermata la posizione più settentrionale delle Unità Carbonatiche più elevate, rispetto a quelle più basse. Il margine settentrionale del bacino di Lozio, espresso nell'Unità Pizzo Camino, ricopriva un'area che era sovrastante l'attuale basamento cristallino orobico, o ancor più settentrionale; l'attuale fronte meridionale dell'Unità PC (caratterizzato da sequenze bacinali) doveva rimanere alcuni chilometri a N dell'attuale inciso dell'alta Valle del T. Dezzo, zona di Schilpario, in quanto la successione che forma la parte inferiore del fianco orografico sinistro della valle è caratterizzata dalla successione bacinale coronata da una cornice di calcari del Membro di M. Arano (facies di transizione alle piattaforme carbonatiche meridionali). Nelle Unità Carbonatiche inferiori, alcuni frammenti di margine sono conservati sul versante E e N della Corna Mozza mentre più ad occidente sono documentate solo litofacies di piattaforma (calcare di Esino direttamente ricoperto dalla Formazione di Breno).

L'area circostante la Corna Mozza poteva quindi rappresentare la prosecuzione del margine occidentale del bacino di Lozio, il quale si estendeva verso E ed era delimitato verso W e verso S dalla piattaforma peritidale della Formazione di Breno, presente sia nell'Unità Vigna-Vaga che nella Successione Camuna. Al tetto della Formazione di Breno della Successione Camuna e del "Parautoctono bergamasco", sono presenti litogene terrigene fini che possono costituire l'espressione distale degli apporti terrigeni intercalati verso la sommità e al tetto della piattaforma meridionale.

3. - “PARAUTOCTONO BERGAMASCO” E CULMINAZIONE CAMUNA (COPERTURA SEDIMENTARIA)

3.1 - PARAUTOCTONO BERGAMASCO

Nel settore W del Foglio, il Parautoctono Bergamasco forma la successione posta a S delle unità carbonatiche alloctone. Si estende dalle pieghe della zona di Dosso, nelle quali è coinvolta la Formazione di Breno, troncate a S dalla faglia che interseca il T. Dezzo alla quota 709 m, fino alla bassa Val di Scalve (area di Angolo), dove ricopre, in discordanza, unità della Culminazione Camuna, a partire dalle unità vulcaniche e terrigene del Permiano inferiore.

Ad W del Giogo della Presolana, la giacitura delle formazioni che sovrastano la formazione di S. Giovanni Bianco, si immerge verso S a causa del basculamento della parte superiore dello *split-apart-system* prodotto dall'incuneamento dei *thrust* settentrionali. La Formazione di San Giovanni (carniole) rappresenta l'orizzonte stratigrafico nel quale si è prodotto lo *split-apart*.

3.2 - CULMINAZIONE CAMUNA

Nel settore SE del Foglio Breno, la successione camuna ed il relativo basamento cristallino sono troncati dalla faglia della Val Trompia in corrispondenza dell'angolo SE del Foglio stesso. Essa è stata ascritta ad una fase deformativa neogenica da CASTELLARIN *et alii* (1988) conseguente al propagarsi del sistema di *thrust* verso l'avampaese padano; l'esplicitarsi di questo *thrust* è stata la causa del basculamento verso NE della successione sedimentaria presente sul suo dorso.

L'assetto strutturale dell'area compresa tra la Val Camonica e la Val Trompia è tratteggiato, nelle sue linee principali all'interno dello schema tettonico del Foglio Breno alla scala 1:200.000 (CASSINIS & FORCELLA, 1981).

Le deformazioni che hanno interessato l'area compresa tra la Val Camonica e la Val Trompia sono prevalentemente di tipo fragile; più rare deformazioni duttili, collegate di norma alla messa in posto delle porfiriti medio-triassiche, sono presenti nel Servino rappresentate da pieghe a grande e piccola scala (visibili ad esempio, poco ad E della località Colmèt). Inoltre, quest'ultima formazione risulta anche verticalizzata in corrispondenza di alcune linee tettoniche.

In generale, l'immersione degli strati delle rocce sedimentarie e delle vulcaniti permiane è verso NW o NNW con inclinazioni inferiori a 30° e non di rado suborizzontali. Le faglie principali individuate nell'area considerata sono generalmente strutture distensive permiane, in parte

riattivate dall'orogenesi alpina, con fenomeni di inversione tettonica. Esse mostrano direzione prevalente NNW-SSE o NW-SE e tra queste si possono ricordare la faglia del Rosello, la faglia di Foppa del Mercato, la faglia alta Valle di Vesgheno-Castelletto di Cimosco e la faglia di Stabil Fiorito. La Faglia di M.te Rossello, posta a NE del M.te Muffetto è la più importante (vedi anche oltre); a settentrione, essa presenta un andamento NW-SE, mentre a oriente del monte omonimo assume una direzione E-W, propagandosi verso il limite del Foglio. A queste linee tettoniche principali sono associate varie strutture minori con andamento generalmente sub-parallelo alle stesse o comunque compreso tra NNW-SSE ed E-W. In linea generale, l'area può essere suddivisa in due zone strutturalmente omogenee.

3.2.1. - Area a SW della faglia del Rosello

In quest'area, il Basamento cristallino è ricoperto direttamente dal Verrucano Lombardo; mancano pertanto tutte le unità permiane precedenti. La tettonica si caratterizza soprattutto per l'azione meccanica esercitata dalla messa in posto delle masse porfirite e dai fenomeni di successivo irrigidimento che queste rocce hanno provocato nei sedimenti incassanti, nonché dalle fasi deformative della tettonica alpina.

Nell'area M.te Muffetto - M.te Rossello - Cima Sparviero, la giacitura degli strati si è mantenuta suborizzontale, senza deformazioni tettoniche di rilievo. I fagliamenti più significativi dell'area mostrano un'andamento parallelo alla faglia del Rosello; uno fra questi percorre l'alta Val Vesgheno, e, attraversando il passo sito a SW del M.te Mura (presso M.te Rossello), si estende dino a q. 1890 presso M.ga Rondeneto, tuffandosi nel vallone che costeggia a NW Castelletto di Cimosco. Presso il Dosso Sparviero tale faglia è accompagnata da fratture minori più o meno parallele ad essa. Più ad E, una faglia NS correlata alla stessa tettonica, compare tra il Corno Mura e la citata q. 1890, dove disloca la successione Servino - Verrucano Lombardo. Sempre nell'alta Val Vesgheno, ad essa si unisce un'altra faglia diretta E-W, passante per Baita Vesgheno e il passo q. 1897 sito a NE di M.te Muffetto; questa faglia interrompe a SW un potente affioramento di porfirite intruso entro il Verrucano Lombardo. La genesi di queste dislocazioni viene ascritta all'ascesa delle rocce subvulcaniche.

3.2.2. - Area del Margine Occidentale del Bacino di Collio Triumplino

Tale comparto, posto a NE della faglia del Rosello, è caratterizzato dalla presenza delle unità sedimentarie e vulcaniche del Bacino di Collio, non presenti nel precedente settore. La discontinuità più importante di quest'area è sicuramente la sopracitata faglia del Rosello. A oriente del M.te Rossello, presenta un andamento E-W, con immersione a NE di circa 40°,

estendendosi fino al limite del Foglio. A NW del M.te Rossello presenta invece direzione NW-SE ed una giacitura verticale, passando nella sella tra le cime Torricella e Rosello, ed arrivando almeno fino all'altezza della strada che porta a Malga Luca. In questa zona, secondo alcuni Autori potrebbe proseguire nella faglia che, lungo le propaggini settentrionali del Dosso dello Sparviero, limiterebbe verso E gli affioramenti delle porfiriti medio-triassiche. In effetti, tale struttura potrebbe proseguire lungo il contatto tettonico tra le ignimbriti basali permiane e il Verrucano Lombardo. In tal modo, questa faglia, troncando verso occidente il primo episodio vulcanico alla base della Formazione di Collio, potrebbe rappresentare un'eredità della tettonica tardo-paleozoica che, nel Permiano inferiore, impedì l'espandimento di queste rocce verso un alto strutturale posto ad W. Inoltre, l'alimentazione magmatica delle suddette ignimbriti potrebbe essere stata favorita dalla debolezza strutturale lungo tale faglia.

Un'altra possibilità vede la faglia del M.te Rossello congiungersi a NW con la faglia affiorante a S di Dosso Blussega, la quale punta verso Darfo.

Un'altra discontinuità rilevante del settore nordorientale considerato è la faglia che passa alla Foppa del Mercato. Sia sul versante SW del passo che su quello opposto, essa limita affioramenti di Conglomerato del Dosso dei Galli che presentano spessori diversi ai due lati della faglia. Inoltre, a E di tale struttura sembra mancare totalmente il conglomerato basale, e lo spessore delle ignimbriti è inferiore rispetto a quello osservato ad occidente. Ciò suggerisce dei fenomeni di inversione tettonica verificatisi già in età permiana. Tale faglia avrebbe ribassato il blocco occidentale durante la deposizione del conglomerato basale, disattivandosi durante l'emissione delle vulcaniti basali; durante la deposizione del Conglomerato del Dosso dei Galli, essa avrebbe manifestato un senso di movimento opposto, ribassando il settore orientale, analogamente alle altre faglie di questa porzione di bacino aventi la stessa direzione.

Nell'ampio settore camuno, compreso tra la Valle del T. Re (Gianico) e la Valle della Grigna (Bienno – Prestine) si osserva la presenza di numerose superfici tettoniche, raggruppabili in due famiglie principali: la più rappresentata, mostra direzione compresa tra NW-SE (o WNW-ESE) e E-W; la seconda, presenta direzione all'incirca NE-SW. Entrambe si sono probabilmente impostate durante la fase estensionale alla fine dell'orogenesi ercinica e successivamente riattivate, in senso inverso, in età alpina.

La prima famiglia ha orientazioni simili a quelle delle importanti strutture tettoniche che contraddistinguono il Bacino di Collio (Faglia di Rosello, di Pofferatte, di Vaia, di Persole) e la cui origine è quasi sicuramente legata alla tettonica transtensiva ercinica (CASSINIS & PEROTTI, 1994, 1997). I trends di questa famiglia sono riscontrabili, con entrambe le direzioni citate,

anche nel Monticolo, e ciò rafforza l'ipotesi di un collegamento tra il cosiddetto "Bacino di Boario" e quello, ben più vasto, di Collio.

L'orientazione tettonica della seconda famiglia (NE-SW), è quella cosiddetta "giudicariense"; in particolare, essa è parallela ad una ipotizzata grande faglia trascorrente sita ad E del Foglio, suggerita dal modello geometrico che vede il Bacino di Collio come un bacino di *strike-slip*, e che sarebbe posizionata lungo la Val Camonica. Nella zona di Breno, non si hanno tuttavia indizi di questa faglia, e per tale motivo anche nella sezione geologica AA', la correlazione tra la successione permiana ad E e ad W della bassa Val Camonica rimane ipotetica.

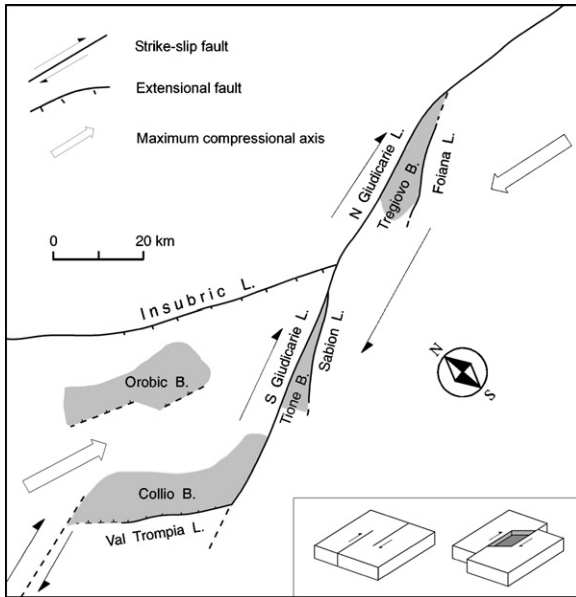


Fig. 23 - Modello interpretativo schematico delle strutture tettoniche durante il Permiano inferiore nel settore centrale del Sudalpino, prima della deposizione dei red beds del Verrucano Lombardo-Arenaria di Val Gardena (Permiano superiore p.p.). Nella figura è inoltre mostrata l'orientazione N-S, durante l'intervallo considerato (legg. mod da CASSINIS & PEROTTI, 1994).

VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

(F. Rodeghiero, C. Bigoni, G. Pilla, M. Pagani)

1. - SISMICITÀ

1.1 - ZONAZIONE SISMOTETTONICA

L'area del Foglio Breno è sul limite settentrionale della zona sismogenetica 907 (MELETTI *et alii*, 200x). La zona 907 comprende la parte meridionale delle Provincie di Bergamo e Brescia.

1.2 - SISMICITÀ STORICA

Pressoché assente all'interno del Foglio. Si nota una concentrazione di epicentri a contatto con il bordo sudoccidentale. L'energia di tali eventi è modesta. Va comunque segnalato che la storia sismica mostra una limitata estensione temporale

1.3 - SISMICITÀ STRUMENTALE

I dati contenuti nel catalogo CSI evidenziano una moderata attività sismica nel periodo 1981-2002. La profondità degli ipocentri è confinata ai primi 15 km, l'energia degli eventi registrati è bassa. La disposizione degli epicentri della sismicità strumentale segue, apparentemente, un trend

disposto in direzione NW-SE (si noti ad esempio l'imbocco della val Borlezza). In contrapposizione con tale osservazione si pone il cluster di sismicità collocato in Val Savio (a contatto con l'estremità nordorientale del Foglio) con una ben definita orientazione E-W.

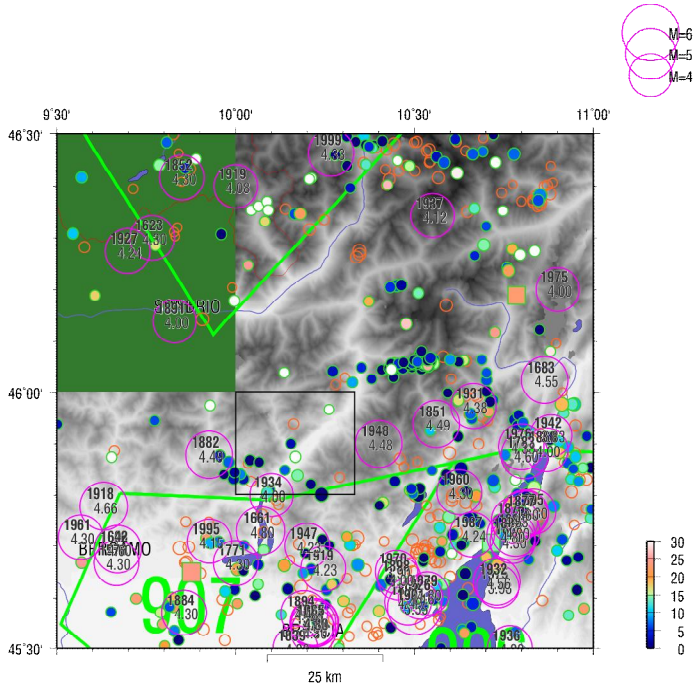


Figura 24 – Circonferenze di colore ciclamino: terremoti storici contenuti nel catalogo parametrico dei terremoti italiani CPTI04 (GRUPPO DI LAVORO, 2004). Circonferenze di colore verde (campite): terremoti strumentali contenuti nel Catalogo della Sismicità Italiana CSII.1 (CASTELLO et alii, 2006), il colore rappresenta la profondità ipocentrale (si veda la legenda sul lato destro della figura).

Circonferenze di colore arancione: terremoti strumentali contenuti nel Bollettino della sismicità strumentale INGV. Croci di colore blu: epicentri dei terremoti contenuti nel catalogo ECOS (SWISS SEISMOLOGICAL SERVICE, 2002). Il rettangolo di colore nero mostra il perimetro del Foglio 078.

2. - IDROGEOLOGIA (G. Pilla)

2.1 - GENERALITÀ

Il territorio cartografato nel Foglio Breno può essere suddiviso in tre settori connotati da una modalità di circolazione idrica assai differente: il settore che si sviluppa a NW tra la Val Canonica fino alla Valle di Scalve, contraddistinto dal prevalente affioramento di rocce appartenenti alla successione sedimentaria carbonatica triassica; il solco alluvionale camuno, caratterizzato da depositi poroso-permeabili pleistocenici-olocenici e il settore che si estende a SE dalla Val Camonica, dove predominano i terreni del basamento cristallino e della successione silico-clastica e vulcanoclastica pre-triassica.

Per quanto riguarda il settore nordoccidentale l'evoluzione paleogeografica della zona durante il Trias ha avuto un riflesso notevole sulle caratteristiche idrogeologiche e di conseguenza, anche, sulle connotazioni idrochimiche delle acque circolanti all'interno delle varie unità litostratigrafiche affioranti. Il susseguirsi di una sedimentazione bacinale e in piattaforme carbonatiche ha, infatti, conferito alle formazioni triassiche peculiari caratteristiche idrogeologiche. Il modello idrogeologico applicabile a tutto il settore triassico nordoccidentale del Foglio Breno vede la presenza di potenti unità carbonatiche (calcare di Esino, Dolomia Principale, etc.) in cui la circolazione idrica sotterranea è ben sviluppata a causa di una elevata conducibilità idraulica per fratturazione e carsismo, delimitate alla base da unità idrogeologiche a media o a bassa conducibilità idraulica a causa del locale predominio della componente argillosa e argillosa-marnosa (Calcare di Prezzo, formazione di S. Giovanni Bianco, etc.).

L'evoluzione strutturale della successione triassica, che ha visto l'accavallamento di più unità tettoniche lungo importanti piani di *thrust* S-vergenti, impostati in corrispondenza delle formazioni più "plastiche" e di scarsa permeabilità, quali i gessi, argilliti e marne della formazione di S. Giovanni Bianco e della carniola di Bovegno, ha fortemente condizionato l'assetto idrogeologico del settore nordoccidentale del Foglio Breno. Si riconoscono potenti acquiferi carbonatici "sospesi" delle Unità Carbonatiche Alloctone, coincidenti con i principali massicci della zona (Pizzo Camino, Presolana) sostenuti alla base, in corrispondenza con le principali superfici di sovrascorrimento, da unità idrogeologiche a bassa conducibilità idraulica.

Verso il solco camuno si riconoscono, invece, alcuni acquiferi di base dei massicci del M. Pora e del M. Altissimo.

L'elevata potenzialità idrica degli acquiferi carbonatici è suffragata dalle numerose sorgenti individuabili principalmente lungo i margini dei

principali massicci della zona o lungo le incisioni operate dai principali corsi d'acqua. In particolare il T. Dezzo e il T. Borlezza esplicano una vistosa azione drenante nei confronti della circolazione idrica più profonda. Gli incrementi di portata idrica in alveo, dovuti ad apporti di acque sotterranee, sono molto elevati, dell'ordine di 40 – 50 l/s per 100 m di alveo per il T. Dezzo lungo la via Mala e di 13-17 l/s per 100 m di alveo per il T. Borlezza (CIANCETTI & PILLA, 2001; PILLA *et alii* 2003a; PILLA *et alii* 2003b; CIANCETTI *et alii*, 2004).

Il solco alluvionale della Val Camonica rappresenta il sistema idrogeologico in depositi quaternari più importante del Foglio Breno. Il fondovalle vallivo si presenta generalmente ampio e pianeggiante. Nella fascia di raccordo con i versanti adiacenti (in particolar modo quello sinistro) sono presenti, in genere, estese coperture detritiche (falde di detrito, conoidi di deiezione, con di frana) sia sciolte, che cementate, caratterizzate da elevata permeabilità, come testimoniato dal brusco calo di portata (talora sino all'esaurimento completo) dei corsi d'acqua che li solcano.

Da un punto di vista idrogeologico il materasso alluvionale, costituito nella sua porzione superiore prevalentemente da ghiaie e sabbie, è sede di una falda freatica con una soggiacenza media dal piano campagna dell'ordine di alcuni metri.

Il letto di tale falda è rappresentato da depositi argillosi e argilloso-limosi di probabile origine lacustre. Tali depositi si rinvencono in genere a profondità dell'ordine di 30÷50 m circa, nella zona di Boario Terme mentre tendono ad approfondirsi verso S a profondità superiori a 50÷60 m.

L'alimentazione di questo acquifero deriva in parte dalle acque del fiume Oglio e dei suoi affluenti, in parte da infiltrazione dai versanti rocciosi che delimitano la piana alluvionale. Minore per estensione ma non per importanza l'acquifero della valle Borlezza ove sono presenti numerosi pozzi di approvvigionamento idropotabile.

L'alimentazione della falda del materasso alluvionale camuno va ricercata oltre che da precipitazioni, negli apporti diretti del fiume Oglio, dagli apporti legati ai collettori idrici che drenano gli adiacenti versanti vallivi, nonché da cospicui apporti occulti provenienti dai circuiti idrici sotterranei localizzati nelle strutture idrogeologiche laterali (CIANCETTI *et alii*, 1995; PILLA, 1996). Gli apporti sotterranei maggiori provengono dagli acquiferi di base dei massicci del M. Altissimo (tra Boario Terme e Cividate Camuno) e del M. Pora (tra Castelfranco e Costa Volpino).

Minore per estensione ma non per importanza l'acquifero della valle Borlezza ove sono presenti numerosi pozzi di approvvigionamento idropotabile.

Per quanto riguarda, infine, il settore sudorientale del Foglio Breno, l'aspetto che maggiormente condiziona la circolazione idrica sotterranea è rappresentato dall'estesa presenza di formazioni pre-triassiche di natura silico-clastica. Le rocce di natura silicatica costituiscono generalmente un sistema idrogeologico di tipo "bistrato" dove la coltre più superficiale di suolo poroso-permeabile ricopre l'ammasso roccioso parzialmente fessurato. La possibilità di accumulare acque sotterranee tende a decrescere rapidamente con la profondità fino ad esaurirsi praticamente a profondità dell'ordine di alcune decina di metri, a causa del "serraggio" delle fratture e/o del riempimento delle stesse da parte dei prodotti di alterazione dell'ammasso roccioso. Per tale motivo i terreni appartenenti alla successione pre-triassica possono essere considerati, specialmente in profondità, complessivamente, a bassa conducibilità idraulica.

Ciò non toglie la possibilità di accumulare discreti quantitativi di acque in corrispondenza di zone particolarmente fratturate normalmente localizzate in corrispondenza di discontinuità tettoniche, dove spesso si possono individuare anche le principali emergenze di acque sotterranee (sorgenti).

2.2 - CARATTERISTICHE IDROCHIMICHE DELLE ACQUE SOTTERRANEE E ACQUE TERMO-MINERALI

L'impronta idrochimica delle acque sotterranee del Foglio Breno riflette chiaramente le facies mineralogiche degli acquiferi che le hanno veicolate: acque bicarbonato-calciche a media mineralizzazione (T.D.S. di 200÷500 mg/l) della successione triassica, acque solfato-calciche ad elevata mineralizzazione (T.D.S di 1500÷3000 mg/l) permeanti i depositi evaporitici delle formazioni di S. Giovanni Bianco e della carniola di Bòvegno e acque bicarbonato-calciche a bassa mineralizzazione (T.D.S di 100÷150 mg/l) della successione pre-triassica.

Tuttavia la distinzione tra le due facies idrochimiche che caratterizzano la successione triassica non tiene purtroppo conto della complessità dei circuiti idrogeologici e di conseguenza dei diversi gradi di mescolamento delle acque in essi veicolate.

Gli esempi più evidenti sono per lo più individuati nei comprensori termo-minerali di Boario Terme e di Angolo Terme, dove si riscontrano le principali emergenze delle acque a maggior mineralizzazione del Foglio Breno.

In queste località si assiste ad un mescolamento naturale tra le acque bicarbonato-calciche della falda di base del massiccio del M. Atissimo e le acque ad elevata mineralizzazione di tipo solfato-calcica emergenti dalle

anidriti della carniola di Bovegno, che caratterizzano il sottosuolo delle due località. Tali mescolamenti che si sviluppano con percentuali variabili, determinano la formazione delle rinomate acque termo-minerali di Boario Terme (Fausta, Antica Fonte, Igea, Boario e Vitas) e di Angolo Terme (S. Silvestro e Fonte Nuova), che sono da tempo conosciute e sfruttate da un punto di vista idropinico. Le acque maggiormente mineralizzate dei due comprensori termo-minerali (Fausta, Antica Fonte e Fonte Nuova) mostrano contenuti in solfati e in calcio rispettivamente di circa 1550÷1850 mg/l e di circa 400÷600 mg/l. Mentre i bicarbonati ed il magnesio si mantengono rispettivamente con concentrazioni dell'ordine di 200÷300 mg/l e di 90÷190 mg/l (D'AMELIO & PILLA, 1995; PILLA, 1996).

Nel Foglio Breno sono inoltre presenti anche altre acque ad elevata mineralizzazione sempre con connotazione di tipo solfato-calcica. All'inizio del secolo scorso era attivo, ad esempio, un ulteriore stabilimento termale, ubicato in località Salice nella Valle delle Valli, in prossimità della strada che da Breno porta al passo di Crocedomini. Altre acque ad elevata mineralizzazione sono individuabili presso le località di Esine, di Ossimo e di Castelfranco. La sorgente di Esine, come quella di Salice è alimentata da circuiti ubicati all'interno della successione pre-triassica che hanno successivamente permeato terreni della carniola di Bovegno, quella di Ossimo acquisisce la propria mineralizzazione da lenti e livelli evaporitici della formazione di S. Giovanni Bianco mentre la sorgente di Castelfranco emerge ai piedi della grossa lente di gesso della carniola di Bovegno.

Altre acque con una modesta impronta solfato-calcica si rinvergono ad occidente e a meridione della Corna Mozza, lungo il T. Trobiolo, subito a S di Borno, ed in generale in corrispondenza dei principali *thrust* che si sono impostati spesso in corrispondenza delle formazioni di S. Giovanni Bianco e della carniola di Bovegno lungo il versante S della Presolana e il versante N del Pizzo Camino.

3. - FRANE E DISSESTI (Cristina Bigoni)

Interessano soprattutto le coperture quaternarie, in minor misura il substrato roccioso. Nel primo caso si tratta prevalentemente di meccanismi di frana tipo scivolamento e colata che si producono in depositi glaciali, fluvioglaciali o detritici posti su versanti vallivi a medio-alta inclinazione; essi si manifestano ampiamente lungo tutto l'asta dei torrenti Dezzo, Nembo e Rino nell'alta Val di Scalve e in minor misura nelle valli Nena, Giogna, Vallala, Padone. Fenomeni gravitativi negli ammassi rocciosi si riscontrano lungo tutta la cornice costituita dal Membro di Campolugo che decorre sui due versanti della media val di Scalve e nella Formazione di Castro Sebino

sul versante meridionale del M. Ghigozzo e sul versante settentrionale del Monte Tauggine. Con caratteri più simili ai dissesti nelle coperture si manifestano i fenomeni franosi nella carniola di Bovegno lungo il Torrente Nembo a monte di Teveno: tale litotipo si presenta fortemente fratturato e allentato sia per cause tettoniche che tessiturali e si può pertanto ascrivere alle rocce deboli (weak rock).

Fessure estensionali accompagnate dalla formazione di trincee e contropendenze nei versanti sono in genere state osservate in corrispondenza di deformazioni gravitative profonde dei versanti (dgpv) come sui versanti orientale e meridionale del monte Mignone, ai margini orientali dell'altipiano di Bossico, sul versante occidentale del monte Pora, sul versante di Montecampione. Trincee localizzate si trovano sulla cresta di Passo Olone (calcere di Esino) e sul versante soprastante la strada Grana-Colere (Formazione di Wengen) e in località Costone sulle pendici sudoccidentali della Corna di S.Fermo (Argillite di Lozio).

L'azione erosiva e di trasporto delle acque incanalate e i fenomeni gravitativi sopra descritti contribuiscono ad alimentare cospicui accumuli detritici al fondo delle vallette minori e allo sbocco delle stesse nelle valli principali. Accumuli di *debris flow* hanno costituito i coni che si riscontrano allo sbocco delle valli minori nel fondovalle camuno, nella Valle del Dezzo e sull'altipiano di Borno.

4. - QUADRO DELLE ATTIVITÀ ESTRATTIVE

(Franco Rodeghiero, Cristina Bigoni)

Si tratta per la quasi totalità di attività pregresse, che hanno rivestito una certa importanza nel XVIII e XIX secolo ad eccezione di sporadiche attività di cava per estrazione di rocce ornamentali e da costruzione che sono ancora attualmente attive e/o inserite in piani cava vigenti presso le province di Bergamo e Brescia.

4.1 - MINERALI METALLICI

FERRO - Si tratta prevalentemente di mineralizzazioni strato concordanti (*strata bound*) a siderite presenti in varie posizioni stratigrafiche nel Servino della val Trobiolo presso Pisogne (DE DONATIS *et alii* 1991; CASSINIS *et alii*, 1997).

Minerali accessori sono barite, ematite e solfuri in traccia. *Strata bound* entro il Servino è pure la mineralizzazione a siderite delle miniere di Memmo Val Trompia e della val Navazze (Bovegno), a quest'ultima è

associata una mineralizzazione filoniana a barite. Quelle a ferro nel Servino hanno avuto nel passato notevole importanza e sono state tutte intensamente ed estesamente coltivate. È nota anche una mineralizzazione filoniana costituita da goethite, ematite e quarzo entro il Verrucano Lombardo ed è ubicata in località Piazzalunga (q.1550) in val Bonina. Essa ha dato luogo a coltivazioni minerarie soprattutto in epoca medioevale (CUCINI & M. TIZZONI, 1999).

Le mineralizzazioni *strata bound* del Servino si localizzano in corrispondenza di zone di margine di alto strutturale (sia Permiano che Triassico inferiore-medio) tettonicamente riattivati anche in età alpina; l'ipotesi genetica più accreditata è quella epigenetica connessa ad azioni metasomatiche indotte da soluzioni ferrifere risalite lungo fratture nel Trias inferiore-medio (DE DONATIS *et alii* 1991, CASSINIS *et alii* 1997); L'evento mineralizzante risulta più tardivo della diagenesi e le soluzioni ferrifere sono riferibili a fluidi idrotermali che hanno lisciviato il Fe (e Sr) dalle rocce attraversate.

Si segnalano antichi e limitati scavi minerari in materiali ocrei (idrossidi di ferro?) nel Calcare di Camorelli in val Supine

SOLFURI MISTI – mineralizzazioni *strata bound* a blenda, calamina e galena con ganga fluoritica sono presenti al tetto della Formazione di Breno nella miniera Presolana E (q. 1900) in val di Scalve (RODEGHIERO, 1977). Manifestazioni di tipo *strata bound* a blenda e galena associate a fluorite e quarzo sono presenti entro la Formazione di Breno in alta val Gola (q. 1550) presso il monte Alto (Rogno) e in località Facchinetti (q. 1346) dove si osserva anche barite aciculare. Per ora rivestono il carattere di indizi e hanno solo un significato giacimentologico scientifico.

La loro messa in posto è da assimilare all'evento mineralizzante che ha interessato in Lombardia la sommità della piattaforma carbonatica medio triassica e triassica sup. al passaggio con le coperture silicoclastiche marnoso-arenacee superiori. Le ipotesi genetiche formulate, sovente contrastanti, si possono ricondurre da fenomeni esalativo sedimentari fino a arricchimenti da sin- a post-diagenetici legati a migrazione di fluidi lungo strato, in posizione di margini piattaforma – bacino. Non sono da escludere anche fenomeni di concentrazione paleocarsica.

Mineralizzazioni filoniane a siderite, quarzo (barite), blenda, galena, calcopirite, arsenopirite, pirite, bournonite, marcasite, tetraedrite, pirrotina, tellururi di Ag, solfosali di Pb-Bi-Ag, Au sono presenti nel basamento cristallino in val di Rango (Bovegno) nella miniera Costa Ricca (q.1300 - 1480) e nella miniera Regina vicino a Pezzaze; la mineralizzazione è legata ad un'intrusione tardo ercinica nota come "Quarzo-diorite della val di Rango". Anche nella molto più estesa miniera Torgola (Bovegno) la

mineralizzazione filoniana è legata ad un'intrusione tardo ercinica nota come "Granodiorite di val Navazze" (DE CAPITANI *et alii* 1997), ma in essa siderite, blenda, galena e calcopirite (anche se i solfuri metallici hanno dato luogo al recupero di concentrati) sono nettamente subordinati rispetto alla fluorite che rappresenta il principale minerale che è stato estratto.

4.2 - MINERALI INDUSTRIALI

BARITE – Una mineralizzazione a barite *strata bound* (che ha dato luogo a qualche coltivazione mineraria in sottosuolo) si rinviene nella parte medio alta della Formazione di Breno della miniera Pagherola in alta Valzurio (q.1700);

Per queste mineralizzazioni le ipotesi genetiche sono da inquadrare in modo analogo a quelle dei solfuri misti nelle piattaforme carbonatiche triassiche (vedi prima).

Mineralizzazioni filoniane si rinvencono entro il Verrucano Lombardo e il Servino nella valle delle Longhe presso il Dosso della Regina (Pisogne) tra le quote 800 e 1150 e nelle Valli di San Pietro e dell'Albereto tra le quote 800 e 1250 a E del Dosso Camussone. Anche per queste mineralizzazioni vale l'ipotesi epigenetica formulata per le adiacenti mineralizzazioni *strata bound* a Fe nel Servino, con rimobilizzazioni e arricchimenti della barite lungo lineamenti tettonici di tipo estensionale.

FLUORITE – Estese mineralizzazioni *strata bound* a fluorite, in associazione a quarzo massiccio, blenda e galena sono presenti al tetto della Formazione di Breno nella miniera della Presolana in val di Scalve (q.1700 – 2000); le mineralizzazioni costituiscono corpi allungati in direzione N-S noti come "colonne" e sono state intensamente coltivate fino ad una recente passato. Le riserve non sono esaurite.

Per queste mineralizzazioni le ipotesi genetiche sono da inquadrare in modo analogo a quelle dei solfuri misti nelle piattaforme carbonatiche triassiche (vedi prima).

Numerosi filoni fluoritici sono presenti in val Trompia (Bovegno) impostati lungo fratture che intersecano il basamento cristallino, la granodiorite tardo ercinica di Navazze e il Verrucano Lombardo, solo localmente il Servino; la paragenesi dei solfuri associati è più ricca e complessa nei filoni più profondi. Nella miniera di fluorite della Torgola (la più importante in assoluto e attualmente inattiva) si associano quarzo, siderite, blenda galena e calcopirite. La genesi viene riferita comunemente all'intrusione della granodiorite tardo ercinica, anche se sono presenti filoni che tagliano il Verrucano Lombardo.

Fluorite filoniana, priva di solfuri è presente in località Camorelli in val Camonica (Rogno) al tetto del Calcere di Camorelli: è stata oggetto solo di assaggi minerari.

GESSO E ANIDRITE – Le cave di gesso e anidrite sono concentrate nell’alto Sebino e interessano principalmente la carniola di Bovegno (Pisogne, Costa Volpino e Rogno) e la formazione di S. Giovanni Bianco (Lovere). L’anidrite di Costa Vopino è anche nota come “Volpinite” o “Bardiglio di Bergamo” ed è stata cavata in passato come pietra ornamentale da interni.

Una piccola cava di gesso entro la formazione dei S. Giovanni Bianco è presente anche sull’altipiano di Borno in località Sanatori. In tutti i casi la genesi delle mineralizzazioni è sedimentaria legata ad ambienti evaporitici.

4.3 - ROCCE ORNAMENTALI

Pietra Simona – arenarie e siltiti violacee bioturbate, appartenenti al Membro della Pietra Simona del Conglomerato del Dosso dei Galli; le cave storiche sono ubicate presso Darfo Boario Terme; il polo estrattivo è inserito nel nuovo piano cave della provincia di Brescia.

Volpinite o Bardiglio di Bergamo – anidrite grigio biancastra, molto “luminosa”, appartiene alla formazione della carniola di Bovegno e veniva cavata presso Costa Volpino per uso statuario e per rivestimenti interni.

Nero Venato – banco calcareo marnoso nerastro con vene di calcite bianca, di una trentina di metri di spessore entro la formazione del Calcere di Pratotondo; le cave sono disseminate lungo il banco calcareo in località Pratotondo in valle di Lozio. Anche questo polo estrattivo è inserito nel nuovo piano cave della provincia di Brescia.

Con tale denominazione si sono cavati in passato anche calcari grigio nerastri con vene di calcite bianca appartenenti alle formazioni del Calcere di Angolo e di Prezzo (Cave a Dezzo di Scalve e in valle di Lozio poco sopra Malegno)

Ceppo di Poltragno – conglomerati ben cementati a clasti spigolosi dolomitici; le cave non più attive sono ubicate allo sbocco della val Borlezza nel lago di Iseo in località Poltragno. Attualmente si coltiva intensamente (anche in sotterraneo) una varietà nota come “Ceppo di Gre” nella omonima località in comune di Castro qualche chilometro a Sdelle vecchie cave di Poltragno.

4.4 - CALCARI E DOLOMIE DA CALCE, CEMENTO E PIETRISCO

Nel calcere di Esino sono presenti cave non più attive presso Borgo Olcese (Cividate Camuno) e Bienno; una piccola cava da cui venivano

ricavati blocchi da taglio è ancora visibile sul versante sinistro della valle del Dezzo in località Fornaci (Angolo Terme).

Il calcare di Zorzino presente in val Cavallina a Endine Gaiano e Sovere viene tuttora utilizzato per la produzione di granulati neri e pietrame.

4.5 - GHIAIE E SABBIE

Una cava di ghiaia dolomitica, tuttora attiva, sfrutta i depositi di *debris flow* della valle Righenzolo (Onore); numerose cave di ghiaia e sabbia hanno sfruttato i depositi alluvionali del fondovalle Camuno, attualmente risultano inserite nel piano cave di Brescia una cava in località Bessimo (Rogno) e una a Losine. Attive sono anche alcune cave nei pressi di Costa Volpino.

Piccole cave di prestito sono ubicate entro i depositi di versante nei pressi del passo della Presolana e entro i depositi glaciali in località Pescarzo di Breno: si tratta di piccoli prelievi utilizzati per l'edificazione locale.

I. ENGLISH LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM

PO SYNTHÈME (POI)

Diamicton and gravel with angular clasts (slope, landslide and debris-flow deposits). Stratified gravel and sand (alluvial deposits). Laminated silt, clay, peat (lacustrine and peat bog deposits)

Massive blocky diamictons (glacial deposits). Upper boundary surface unweathered, well preserved morphologies often still evolving.

LATE PLEISTOCENE – HOLOCENE

PRATO GRANDE GROUP (GR)

Massive diamictons with angular clasts; disjointed rock masses and boulders wrapping their tops (slope and landslide deposits). Upper boundary surface erosional, variable weathering.

PLEISTOCENE

CULMINE GROUP (CU)

Clinostratified conglomerates and diamictites, with clasts fed by overlooking slopes, from very well cemented to lithified (slope deposits), hanging on the present valley floor.

PLEISTOCENE

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHÈME (CM)

Pebbly and cobbly diamicton and diamicrites (glacial deposits). Conglomerates, stratified gravels and sands (glaciofluvial and alluvial deposits). Laminated silt and shale (lacustrine deposits). Erosional, polygenic and polyphasic upper boundary, well developed, very variable weathering profile.

LATE PLIOCENE? - MIDDLE PLEISTOCENE

ALTERITES (b6)

Massive clay and silty clay, sometimes with flat pebbles and slivers of shale, weathered. Colour 2,5YR- 10YR. Paleosoils evolved on bedrock.

UPPER MIOCENE - HOLOCENE

SERIO RIVER CATCHMENT SYSTEM SELVA DI CLUSONE SUPERSYNTHEM VALZURIO SYNTHEME (SUV)

Matrix supported diamicton (ablation till). Matrix supported massive diamicton with shaped and streaked-out clasts (lodgment till). Weathering profile few evolved, colour 10YR; well preserved morphologies.

UPPER PLEISTOCENE

VAL SEDORNIA SYNTHEME (SUS)

Matrix supported diamicton (ablation till). Matrix supported massive diamicton with shaped and streaked-out clasts (lodgment till). Weathering profile few evolved, colour 10YR; well preserved morphologies.

UPPER PLEISTOCENE

ADDA AND OGLIO RIVERS CATCHMENT SYSTEMS LAKES SUPERSYNTHEM

Matrix supported diamicton (ablation till). Matrix supported massive diamicton with shaped and streaked-out clasts (lodgment till). Gravel with rounded pebbles and sand (fluvial and ice-contact deposits). Slightly evolved weathering profile, colour 10YR; well preserved morphologies. Includes deposits of the main valley (Cantù Synthem (LCN)) and of the lateral valleys NON CORRELABILI among them: Pizzo Olone Syntheme (LPO), Ezendola Syntheme (LZN), m. Muffetto Syntheme (LMF), Stablfiorito Syntheme (LSA), Vaccaret Syntheme (LVC), Val Gabbia Syntheme (LVA), Corna di San Fermo Syntheme (LCO), Valle dell'Ombra Syntheme (VVO).

UPPER PLEISTOCENE

OGLIO RIVER CATCHMENT SYSTEM CAMONICA VALLEY

CERVENO CONGLOMERATE (CVK)

Matrix supported, massive diamictite with locally fed angular clasts and dimension up to hectometric size. Very well cemented up to lithified (landslide deposits).

LOWER PLIOCENE - MIDDLE PLEISTOCENE

ROCCOLOROMILE CONGLOMERATE (RCR)

Massive to roughly bedded conglomerates, chaotic, with subrounded, heterometric, local clasts (slope deposits). Isolated plates hanging over the present bottom floor.

NEOGENE

LAENG HUT CONGLOMERATE (RLE)

Roughly metric bedded conglomerates, clast supported locally open work structure, heterometric pebbles, chaotic; decimetric beds with finer granulometry; monogenic calcareous local clasts (slope deposits). Lithified. Isolated plates over some crest top.

NEOGENE

GERA – VALEGGIA – BORLEZZA CATCHMENT SYSTEM**SOVERE SYNTHÈME (VEE)**

Matrix supported gravel, with local subangular clasts (debris-flow deposits). Gravel and fine to medium sand, stratified, with local carbonatic clasts (fluvial deposits). Massive diamicton with clasts from Camonica Valley (glacial deposits). Slightly weathered, decarbonation up to 1.5 m depth, matrix colour between 10YR and 7.5YR. Well preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

PIAZZA DI SOVERE SYNTHÈME (PSO)

Matrix supported gravel, with local subangular clasts (debris-flow deposits). Gravel and fine to medium sand, stratified, with local carbonatic clasts (fluvial deposits). Massive diamicton with clasts from Camonica Valley (glacial deposits). Cut-off weathering profile, decarbonation up to 2 m depth, colour 7.5YR. Well preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

MORTI DEL CONTAGIO SYNTHÈME (ORM)

Gravel with local subangular clasts (slope deposits). Conglomerate and gravel, stratified fine and medium sand and sandstone (fluvial deposits).

Matrix supported, massive diamicton with clasts from Camonica Valley (glacial deposits). Cementation is variable. Slightly weathered, decarbonation depth up to 1.5 m, matrix colour between 10YR and 7.5YR. Well preserved morphologies. Cut-off weathering profile, decarbonation depth more than 2 m, colour 7.5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

FONTENO SYNTHÈME (FOE)

Matrix supported, massive diamicton with clasts from Camonica Valley (glacial deposits). Gravel with local subangular clasts (slope deposits). Gravel and fine to medium sand, stratified, with local carbonatic clasts (fluvial deposits). Cut-off weathering profile, thickness over 3,5 m, colour 7.5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

CEDRINI SYNTHÈME (EDR)

Matrix supported, massive diamicton with clasts from Camonica Valley (ablation till). Overconsolidated, matrix supported massive diamicton with streaked-out pebbles (lodgment till). Cut-off weathering profile, carbonates are absent, arenitized siliciclasts, colour 7.5YR – 5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

BOSSICO SYNTHÈME (BOD)

Matrix supported, massive diamicton with clasts from Camonica Valley (ablation till). Overconsolidated, matrix supported massive diamicton with streaked-out pebbles (lodgment till). Laminated silt and silty clay (lacustrine deposits). Cut-off weathering profile, arenitized siliciclasts, colour 7.5YR – 5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

PRATI DI STA SYNTHÈME (PTT)

Matrix supported, massive diamicton with clasts from Camonica Valley (lodgment till).

Conglomerate with rounded clasts, very well cemented (glacifluvial deposits).

Cut-off weathering profile, with geological organ dissolution features on conglomerates; decarbonation depth up to to 2 m, colour 7.5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

STALLE D'ONITO SYNTHÈME (SON)

Massive, weathered diamicton with clasts from Camonica Valley from brittle to arenitized (glacial deposits). Matrix colour 5YR: unpreserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

CORNO CERESA SYNTHEME (ERE)

Massive, weathered diamicton with residual siliciclasts; lithified diamictites; sparse erratic boulders (glacial deposits). Heavy weathered, colour 5YR, carbonatic clasts absent, silicatic clasts with pluricentimetric cortex.

UPPER PLIOCENE

CEPPO DI POLTRAGNO (PLR)

Clinostratified diamictites with heterometric angular carbonatic clasts, sometimes metric boulders (slope and landslide deposits). Matrix supported diamictites with rounded siliciclasts fed by the high valley units (glacial deposits). Sub-horizontal layered, clast supported conglomerate with rounded clasts from Camonica Valley. Lithified. Disjoined and shifted by gravity.

UPPER PLIOCENE? – LOWER PLEISTOCENE?

PIANICO FORMATION (PIA)

Varved carbonatic silt, silt and sand (lacustrine deposits).

MIDDLE PLEISTOCENE

DEZZO CATCHMENT SYSTEM

VAL DI SCALVE SUPERSYSTEM

Massive, clast supported gravel, sometimes with embriated pebbles (alluvial deposits). Laminated silt alternating to fine sand (lacustrine and palustrine deposits). Massive, clast supported diamicton (lodgement and ablation tills). The Supersystem includes: Malghe del Negrino Syntheme (VNE), M.Ferrante Syntheme (VFE), Malga Voia Syntheme (VMv), Pian di Vione Syntheme (VVI), Gleno Syntheme (VGE), Baite di Ezendola Syntheme (VBE).

UPPER PLEISTOCENE

VILLA CESARINA FORMATION (VCE)

Irregular alternances of poorly defined horizontal bedding, clast supported conglomerate, locally open work structure, and matrix supported diamicton; siltstone matrix; sunangular, centimetric clasts; petrography mainly local and only subordinated “alpine” (mass flow deposits). Often case hardening,

very good cementation. Upper boundary surface is karstified. Morphologies from preserved to eroded.

POSTGLACIAL UPPER PLIOCENE? – LOWER PLEISTOCENE

VAL VALLALA FORMATION (AAT)

Roughly horizontally bedded conglomerate, mostly siltston matrix supportd, with local subangular poligenic clasts (mass flow deposits). Often case hardening, very good cementation. Without any own morphology.

PREGLACIAL UPPER PLIOCENE? – LOWER PLEISTOCENE?

SERTA FORMATION (ETA)

Massive or bedded conglomerate locally fed (alluvial deposits)

MIDDLE? - UPPER PLIOCENE?

DEZZO GROUP

AGULA CONGLOMERATE (DAG)

Massive to bedded, clast supported conglomerate, matrix is sometimes absent. Cvery well cemented (alluvial deposits).

MIDDLE (LOWER?) PLIOCENE

DEZZOLO SAND (DDE)

Laminated sand altyernating clast supported, massive conglomerate (alluvial deposits)

MIDDLE (LOWER?) PLIOCENE

S. ANDREA CONGLOMERATE (DAN)

Massive, clas supported, horizontally bedded conglomerate; planoparallel and concave cross-laminated medium-fine sand (alluvial deposits).

MIDDLE (LOWER?) PLIOCENE

FUCINE CONGLOMERATE (DEF)

Alternating gravel and conglomerate with planar bedding in the upper part, cross and concave bedding in the lower one; well rounded pebbles from Camonica Valley; fine sandy matrix. Conglomerates are well cemented (fluvial deposits).

MIDDLE (LOWER?) PLIOCENE

SANTUARIO DI COLERE CONGLOMERATE (DEC)

Clast supported, horizontally bedded gravel, wuth subrounded, sometimes elongated, pebbles. Matrix is silty sand coming from

weathering of Carniola di Bovegno, colour 10YR. Well cemented (fluvial deposits).

MIDDLE (LOWER?) PLIOCENE

S.BARTOLOMEO FORMATION (SBE)

Clinostratified breccias, alternating layers with and without matrix, like *grèzes litées*; massive deposits with poorly defined layering; local dolomitic clasts (slope deposits). Unpreserved morphologies; discordant with the present slope.

CENOZOIC - NEOGENE

CORNA BUSA CONGLOMERATE (ORS)

Massive, clast supported diamictite in planar and lenticular beds; matrix from scarce to abundant, subangular clasts from centimetric to metric size made by ladinian carbonates (slope deposits). Lithified and karstified. Isolated plate over a crest top.

MIOCENE

MALGA BOLZONE CONGLOMERATE (BOZ)

clast supported conglomerate with arenaceous matrix and rounded pebbles (alluvial deposits). Lithified. Plate isolated by erosion.

MIOCENE?

MELLA CATCHMENT SYSTEM

CIGOLETO SYNTHEME (LCI)

Massive, mostly matrix supported diamicton, often reworked by gravity (glacial deposits). Sandy silt and sand with sparse clasts (slope deposits). Well preserved morphology.

UPPER PLEISTOCENE

UNITS UNRELATED TO THE PRESENT PHYSIOGRAPHY

FINO DEL MONTE CONGLOMERATE (FIM)

Conglomerate, sand and sandstone in planar and lenticular beds (fluvial and fan deposits). Bedded clinostatified diamictites, fine matrix supported and angular clasts (slope deposits). Very well cemented and karstified. Cut off by the present valley floor.

MIDDLE PLEISTOCENE

CASTIONE DELLA PRESOLANA CONGLOMERATE (NEP)

Clast supported conglomerate in layers and banks; rounded clasts fed mostly by the northern slope (fluvial deposits). Very well cemented. Hanging on the present valley floor.

LOWER PLEISTOCENE?

BRATTO CONGLOMERATE (RTO)

Clast supported conglomerate in layers and banks; rounded clasts fed mostly by the northern slope (fluvial deposits). Very well cemented. Hanging on the present valley floor.

LOWER PLEISTOCENE?

LANTANA CONGLOMERATE (NTA)

Clast supported, bedded conglomerate with rounded clasts fed mostly by the ladinian units (fluvial deposits). Clinostratified, sandstone matrix supported conglomerate, with dolomitic heterometric clasts (slope deposits). Very well cemented up to lithified, karstified. Unrelated to the present physiography.

LOWER PLEISTOCENE?

MALGA CORZENE CONGLOMERATE (ORZ)

Clinostratified, matrix supported conglomerate in metric beds, with angular clasts; massive, matrix supported diamictites with sub rounded clasts (slope deposits). Clasts of Esino Limestone. Very well cemented up to lithified. Karstified. Morphology partially in erosion.

LOWER PLEISTOCENE?

SAN BERNARDO CONGLOMERATE (SBD)

Massive, clast and matrix supported conglomerate with rounded carbonatic clasts; lenticular bodies with bar oblique lamination (fluvial deposits). Clast supported conglomerate with angular clasts (slope deposits). Lithified. Sometimes disjointed by gliding surfaces.

PLEISTOCENE

VAL VOLPERA CONGLOMERATE (VAV)

Clast supported conglomerate with rounded clasts; sandstone in decimetric layers (fluvial deposits). Clinostratified conglomerate with monogenic angular clasts (slope deposits). Very well cemented; karstified.

PLIOCENE

S.ANTONIO TILLITE (TSI)

Silty brownish matrix supported diamicton and diamictite, with sparse rounded, sometimes streaked-out clasts coming from the Camonica Valley (glacial deposits).

UPPER PLIOCENE

MOIA CONGLOMERATE (OIA)

Clast supported conglomerate in planar and lenticular beds, arenaceous matrix interlayered laminated sandstone (fluvial deposits). Local carbonatic clasts. Very well cemented; heavy weathered surface.

UPPER PLIOCENE

COLLE DELLA SFESSA CONGLOMERATE (CDF)

Horizontally bedded clast supported conglomerate with mostly carbonatic rounded clasts, sparse siliciclasts. Lithified, weathered core in carbonatic pebbles. Completely discordant with the present topography.

PLIOCENE

VALLE PERNEDIO CONGLOMERATE (VPR)

Clast supported conglomerate with arenaceous matrix, rounded clasts mostly calcareous and minor siliceous; lithified, clasts with dissolved core. Completely discordant with the present topography.

PLIOCENE

PASSO OLONE CONGLOMERATE (OLN)

Matrix supported, clinostratified diamictites with angular carbonatic and porphiritic clasts; lithified. Remnants on crest tops cut off by the present topography.

TERTIARY

TERTIARY INTRUSIVE BODIES: DYKES NETWORK

INTERMEDIATE AND BASIC DYKES – CALCALCALINE ANDESITES AND BASALTS (fn)

Anfibolitic-plagioclastic andesites, greenish, in discordant dykes and sills which thickness varies from a decimeter to a meter. In the gray-greenish groundmass hornblend, feldspar and more rarely rounded quartz phenocrystals usually point out; in some sills a higher concentration of crystals near the core of the dyke has been observed (“Porfiriti” *Auct.*).

TERTIARY

**TERTIARY INTRUSIVE BODIES: THE ADAMELLO BATHOLITH
MONTE ALTA GUARDIA TONALITE (TMG)**

Granodiorites characterized by rounded phenocrysts of biotite in a white-pink feldspatic and grayish quartzic groundmass and tonalites by massive granular texture, from ipidiomorphic to porphyric (hornblend phenocrysts), medium to fine grained, which main components are plagioclase, quartz, minor k-feldspar and, among femics, hornblend and biotite. Frequent mafic inclusion

UPPER EOCENE

**TRIASSIC VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION
RIVA DI SOLTO SHALE (ARS)**

Shale and clayey marls, laminated or foliated, with interlayered or cyclically alternatind black thin bedded calcutites, sometimes slumped. Locally there are biocalcarenites rich in small lamellibranches (tempestites) with “bactrilli”. In the upper part of northern slope of Monte Castello there is a marly bed rich in *Gervillia sp.* Distal carbonate ramp with mostly shaly sedimentation. Maximum thickness 350-400 m (Bracca).

UPPER NORIAN

**ARARALTA GROUP
ZORZINO LIMESTONE (ZOR)**

Blackish or dark-grey micritic limestone, in thin to medium planar beds organized in turbiditic sequences. Sometimes quite rough facies are recognizable, with graded intervals of massive dolorudites and doloarenites, followed upward by plane-parallel laminated doloarenites and cross-laminated Dolomicrites. Maximum thickness 1100m.

MIDDLE NORIAN

DOLOMIE ZONATE (DZN)

Doloarenites often laminated and graded, blackish colour, in thin to medium planar bed organized in turbiditic sequences. Locally there are intraformational breccias (debris flow) with angular centimetric to metric clasts. Marginal portion of intraplatform basins. Thickness varies from few tens up to over 100 m.

LOWER – MIDDLE NORIAN

DOLOMIA PRINCIPALE

Platform marginal facies (**DPR_a**): dolomitized build-ups of metric size, from planar to dome-shaped, with serpulids, porostromata, gastropods, bivalves, small bivalves and bioclasts wrapped by algal laminae; close to the platform margin. Maximum thickness 280-300 m.

Peritidal stratified dolomite (typical facies, **DPR_b**): dolomite and calcareous dolomite, grey and brownish, with microcrystalline to saccaroidal texture, in thick beds and banks, locally organized in peritidal metric cycles shallowing upward. Sometimes crop out grained beds with clasts and bioclasts. There are dasycladacean, lamellibranches (*Isognomon exilis*) and gastropods (*Worthenia sp.*). Inner platform facies. Maximum thickness 900-1000 m.

Lower Member (**DPR_s**): mostly bedded marly dolomites and dolomicrites, organized in plurimetric cycles marly at the base, with bituminous dolomicrites upward and stromatolithic laminae at the roof; there are bivalves, gastropods and local clumps of tubular shaped organism (serpulids). Maximum thickness: 200 – 300 m.

LOWER – MIDDLE NORIAN

CASTRO SEBINO FORMATION (CSO)

Calcareous and dolomitic breccias, massive in the upper part; inner platform syndimentary carbonatic breccias, heterometric and chaotic, gray to brownish, with typical speckling, brownish those calcareous and dark grey the dolomitic ones, and common pockets of laminated calcarenitic and calcisiltitic cements. Dolomitic braccias show locally centimetric-decimetric grey dolomitic clasts, rare calcareous recrystallized clasts and some whitish altered with prismatic habitus (gypsum?); clasts show up on the brownish-grey calcareous matrix. In the lower part there are “terrose” evaporitic dolomites with interlayered breccias; locally dark grey, laminated dolarenites, passing to breccia with mostly dolomitic clasts. Maximum thickness 380 m

UPPER CARNIAN – LOWER NORIAN

SAN GIOVANNI BIANCO FORMATION (SGB)

Formation characterized by high variability of facies, such as evaporitic facies, dolomitic-shaly facies and arenaceous facies, which represent different environments, passing from lagoon at the base to intertidal or supertidal, up to sebkha. The following facies have been distinguished:

Evaporites (**SGB_e**): millimetric-centimetric laminated gypsum, dusty, with interlayered brownish-reddish siltstone and grey gypsy dolomite with undulating laminae. In the past this facies have been digged out by mines. Yellowish *carniola* with clasts of brownish siltstone, green and grey, massive, unbedded or roughly layered. At the boundary with the Castro Sebino Formation there is a progressive enrichment in calcareous clasts and loosing of siltstone clasts.

Dolomitic-pelitic lithofacies (**SGB_b**): grey to brownish dolomite, in decimetric layers, dusty, with typical vugs wrapped by calcite crystals; mostly near the bottom there are brownish to green pelitic-marly interlayers. Arenaceous lithofacies (**SGB_a**): grey to green alternating sandstone and siltstone, locally pyrite bearing; sandstone are from fine to coarse, in centimetric to decimetric beds, only locally laminated; the coarsest are weathered with ferruginous colours. Near the Monte Pora crops out grey-greenish marl, weathering colour is beige, thin bedded and laminated, with plani-parallel laminae and lenses of ferruginous bioturbated sand. Thickness from 100 up to 200 m.

MIDDLE-UPPER CARNIAN

BRENO FORMATION

Carbonate platform unit divided into three Members:

Campolungo Member (**BRE₂**): light grey to whitish microcrystalline dolomite, decimetric to pluridecimetric layered with thin marly or clayey green-yellowish interlayers. Frequent alal laminae, tepee structures, fenestrae, breccia levels; there are moreover fossil bivalves, gastropods and algae. Locally there are levels with lenses of black cherts. The roof of the Member is often outlined by metric level of black shale, showing a quick sinking of the carbonatic platform. Maximum thickness 250 m.

LOWER – MIDDLE CARNIAN

Annunciata Member (**BRE₁**): grey to light greylimeston and dolomitic limestone, in layers from pluridecimetric to metric thickness, with frequent algal laminae, oncoliths, fossil bivalves, gastropods and algae. At the top local mineralization quartz, calcite and iron ores bearing. Maximum thickness 170 m.

LOWER – MIDDLE CARNIAN

M. Arano Member (**BRE₃**): grey micritic limestone, often recrystallized, in layers from pluridecimetric to massive; grey –yellowish limestone and marly limestone, from micritic to calcarenitic, in layers from centimetric to decimetric thickness, often rich in remnants of small bivalves, alternated to marls and/or shale in typical cyclic sequences. Thickness of the massive calcareous facies from 0 to 200 m, from 0 to 300 the marly calcareous one.

LOWER CARNIAN

GORNO FORMATION (GOR)

Limestone, marly limestone and marls which colour is blackish grey on fracture and yellowish grey on weathered surface. in centimetric to pluridecimetric layers, alternated to marl and black shale levels; marly beds are rich in lamellibranches. In the lower part light grey, greenish sandstone, pyrite bearing, with parallel lamination and diffused calcareous cement, are

interlayered: they are the northernmost spurs of the Valsabbia Sandstone fan delta.

LOWER – MIDDLE CARNIAN

VALSABBIA SANDSTONE (SAB)

Siltstone and volcanoclastic sandstone with slightly calcareous cement, gray-greenish coloured, thick bedded, with usually not evident planar and cross laminae. Litharenites made of volcanic lithoclasts, feldspar and minor quartz. At the boundary with the Gorno formation, always gradual, there are arenaceous and marly calcareous levels alternating; locally nodular calcite concretions. Fan delta environment. Maximum thickness 200 m.

LOWER - MIDDLE CARNIAN

CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)

Grey to dark grey limestone and dolomitic limestone, in layers from decimetric up to pluridecimetric thickness, sometimes amalgamated, with common algal stromatolites, fenestrae and oncolites. Typical occurrence of chert in stripes and sometime laminated layers; locally there are thin marly and shaly interlayers. At the base of the Calcare Metallifero Bergamasco have been locally found mineralisation quartz, calcite, iron and barite ores bearing. Coastal lagoon and tidal flat. Thickness from 0 to 70 m.

LOWER CARNIAN

LOZIO SHALE (LOZ)

Black shale, marly shale and fine siltstone, dark grey to yellowish if weathered; shaly layers are divided into small prisms (pencil cleavage) by a thin cleavage; where marl is prevailing thin lamination makes evident slumps at centimetric to decimetric scale. Shales pass upward to siltstone and sandstone locally pyrite bearing. The boundary with Pratotondo Limestone and Sommaprada is gradual; the one with the above M. Arano member is usually clear-cut and often outlined by carniola levels. Intraplatform basin with slight carbonate production and poorly oxygenated sea-floor. Thickness from 10 to 200 m.

LOWER CARNIAN

SOMMAPRADA LIMESTONE (SOM)

Dark grey marly limestone, thin laminated to create a typical zoning in planiparallel beds, of centimetric to decimetric thickness, with common sulphures generating small nodules and ferruginous spots by weathering. Locally, close the underlying boundary with Esino Limestone, there are thin levels of calcarenites with oolithe and sulphures. Transitional environment

between the carbonate platform of Esino Limestone and the Lozio Shale basin. Thickness from 70 to 150 m.

LOWER CARNIAN

PRATOTONDO LIMESTONE (PRO)

Black limestone and marly limestone with marly interlayers, decimetric to pluridecimetric bedding, locally pyrite bearing; lamination is more enhanced passing to the above Lozio Shale. Common slumpings both at centimetric to metric scale. About in the middle of the unit there is a bed 30 m thick of black micritic, slightly marly limestone, bedding from decimetric to indistinct, cut by a thin net of veins filled by white calcite, hosting many quarries of “nero venato”, nowadays all abandoned (**PRO_a**). Distal carbonatic turbidites flowing into a pelitic sedimentation basin. Thickness from 0 to 250 m.

LADINIAN - LOWER CARNIAN

CALCARE ROSSO (KLR)

Grey, whitish grey up to pink level made by calcareous laminated, often concentric, cements, more rarely rayed, which partially or completely substituted the original sediment. The level is uncontinuous between Esino Limestone and Breno Formation. Locally (Corna Gemelle in Presolana) there are breccias with ochraceous cement and erosional base overlimestone with stromatolitic laminae, fenestrae and giant gastropods (not mapped). Peritidal carbonatic platform affected by repeated and prolonged emersions. Maximum thickness a few over 50 m.

UPPER LADINIAN

ESINO LIMESTONE (ESI)

Carbonate platform with many sub-environments:

Margin and slope lithofacies (**ESI_a**)

Massive limestone and dolomitic limestone: build-up with corals, Tubiphytes, bivalves, gastropods, ammonites, algae and common cements (“evinosponge” *Autc.*) passing to intraformational carbonatic breccias

Inner platform lithofacies (**ESI_b**):

Limestone and dolomitic limestone, from massive to bedded in banks from pluridecimetric to metric, laminated; locally lenses of yellowish dolarenites.

Maximum thickness about 500 m.

UPPER LADINIAN.

ANGOLO VALLEY INTRUSIVES AND VOLCANITES (VVD)

Subvolcanic to volcanic statiform body, made of greenish volcanites quartz, biotite and feldspar bearing; it includes frequent calcareous, secondly siliceous, xenolithes from the host rocks; volcanic breccias with xenoliths both of limestone and darker volcanite or porphirite; calcareous clasts show lobated boundary and are wrapped by a felt of whitish spherulae. At the contact with the Buchenstein Formation hosting rock is folded and cut by a thin network of small dykes and porphiric masses. Maximum thickness 100 m.

LADINIAN

M.MUFFETTO – MONTECAMPIONE MIDDLE TRIASSIC INTRUSIVES AND VOLCANITES

Slightly alkaline rocks: trachyandesites, trachydacites, trachytes making bodies extremely variable from sills to laccolites, lopolites, etmolites, mostly hosted by permotriassic formations such as Verrucano Lombardo and Servino. It includes such main bodies:

M.Muffetto (**MFF**): subvolcanic body with porphiric texture, red-purple coloured with columnar jointing with quartz, feldspar, amphibole, biotite and mafic purple inclusions. It is made by two minor linked bodies, Beccheria di Bassinale sill and Alpiatz sill.

Corne di Regoia – M. Mura (**MFG**): subvolcanic body with pink - purple porphiric texture, columnar jointing, with phenocrysts of pink feldspar, amphibole, quartz and weathered biotite.

Dosso Sparviero (**MFS**): subvolcanic body with purpurple-dark grey porphiric texture, columnar jointing, with white feldspar phenocrysts, common, slightly weathered biotite, rare amphibole and zeolites into the vugs.

Malga La Paglia (**MFL**): dark green dykes with sub-aphiric texture with biotite phenocrysts and occasionally glass portions. Radiometric age, calculated through Rb/Sr method on total rock and biotite: 226 ±4 My (Dosso Sparviero) and 231 ±5 My (M.Muffetto).

Dykes related to the triassic volcanites (**ft**).

LADINIAN

WENGEN FORMATION (WEN)

Greenish grey sandstone with calcitic cement, alternating to siltstone and minor calcareous shale, laminated, decimetric to indistinct bedding. Into the laminated siltstone occur slumping phenomena (slope downhill “Annunciata”), sandstones are locally conglomeratic with dark clay chips or, close to the boundary with Esino Limestone, made of Esino Limestone itself. Sandstones show plani-parallel lamination and, most rarely, ablique

lamination (slope up hill Colere, up hill San Fermo hut and at Sendine, N of losine). Basin with terrigenous sediments from volcanic areas. Thickness 0-300 m.

LADINIAN

BUCHENSTEIN FORMATION (BUC)

Nodular cherty limestone (typical facies): grey limestone, sometimes dolomitized, in centimetric to pluridecimetric beds, with chert in nodules or diffuse; often laminated fine sandstone and siltstone chert bearing are interlayered; limestone layers thin planiparallel bedded, or limestone in nodular decimetric to pluridecimetric beds with thin black clayey interlayers. Yellow-greenish thin laminated and weathered tuffstone are sometimes interlayered. Passing to the Prezzo Limestone ammonoids and *Daonella sp.* lamellibranches are found. Interbedded with limestone or close to the boundary with the Wengen Formation there are metric levels of pyroclastites and volcanoclastic siltstone: grey-greenish, medium to coarse sandstone in decimetric to pluridecimetric beds with silty-marly interlayers. At the transitional boundary with the Esino Limestone dolomite, dolomitic limestone and cherty calcarenite in centimetric to decimetric beds. Open basin. Mean thickness 50-60m, maximum 100 m.

UPPER ANISIAN – LOWER LADINIAN.

PREZZO LIMESTONE (PRZ)

Typical facies (**PRZ**): alternating black marly limestone and black marl, in decimetric to pluridecimetric beds. Limestones are rich in ammonoids; marls are tender, fissile and carbonaceous.

Prevailing marly facies (**PRZ_c**): black, tender, fissile, carbonaceous marls. If present, is in the lower part of the unit, close to the contact with the Angolo Limestone. Upward, at the contact with the Buchenstein Formation, there is always the typical calcareous-marly facies. Lagoon or external platform with terrigenous-carbonatic sediments, sometimes under anoxic conditions. Thickness from 50 to 100 m

UPPER ANISIAN

CAMORELLI LIMESTONE (CMR)

Light, massive limestone and subordinated layers with algal laminae, *Tubiphytes* and rare dasycladacean sphaerae; some corals, crinoid columnals and algae are found; there are some levels with fenestrae.. Gradual transition to the Angolo Limestone with appearance of planar to slightly undulating bedding; at the contact with Prezzo Limestone some ferruginous crusts have been subject to mining activity. Peritidal carbonate platform. Thickness from few meters up to 400 m.

MIDDLE ANISIAN

ANGOLO LIMESTONE (ANG)

Black, evenly bedded limestone and dolomitic limestone. Three lithofacies are recognized:

Thin and/or nodular bedded limestone (**ANG_a**): grey to blackish micritic limestones, sometimes laminated, in centimetric planar or nodular beds alternating thin marly-clayey, locally micaceous, interlayers. Strong bioturbation made the appearance nodular (“bernocoluto” according old Authors), making beds amalgamated. There are slumpings, parallel and oblique lamination and graded levels.

Dark limestone in medium to thick beds (**ANG_c**): grey to dark grey micritic limestones, locally micaceous, in decimetric to metric, planar to undulated layers. Often beds are cross-cut by white calcite veins. Some dolomitized levels, sometimes brecciated, usually massive, have been recognized.

Interlayered carniola (not mapped): levels of beige-yellowish marls or chaotic breccias with vuggy marly matrix, including elements of grey limestones or brown dolomite. Shallow water bay with carbonatic sedimentation and fine terrigenous sediments supply. Thickness up to 700 m.

LOWER – MIDDLE ANISIAN

CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV)

Light grey to yellowish dolomite and dolomitic limestone, sometimes vuggy and powdery, massive or slightly bedded. Vugs are of different size (from few millimetres to 2-3 cm), usually with irregular and angular shape, often filled by yellowish calcareous-clayey sediment. Can be associated breccias with prevailing calcareous fragments, marls, shaly marls and varicoloured siltstone. Locally there are evaporitic lenses (**BOV_a**): very thick are the Costa Volpino Anhydrite and Castelfranco Gypsum. Marine littoral depositional environment, shallow water as far as isolated lagoon like sebkha. Maximum thickness 80 m.

UPPERLOWER TRIASSIC – LOWER ANISIAN

SERVINO (SRV)

Varycoloured pelite, sandstone and marl, often micaceous, laminated, well bedded, with frequent granulometric lateral and vertical variations; carbonatic levels, usually rich in terrigenous clasts and dolomitized. Locally there are basal quartzarenites and levels of bioclastic and oolitic calcarenites thick bedded, rich in bivalves and gastropods (“Oolite a gasteropodi” *Auct.*, in the middle part) and calcarenite, marl and siltstone with lamellibranches (“Strati a *Miophorya*” *Auct.*). Rich fossil fauna with *Claraia clarai*, *Claraia*

aurita, *Natiria costata*, *Neoschizodus ovatus*. Mineralization layers consisting of barite and manganeseiferous siderite.

Littoral or shallow water marine environment. Thickness 100-150 m.

INDUAN – OLENEKIAN.

PERMIAN VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Reddish sandstone and conglomerate, conglomeratic sandstone and siltstone; clasts of quartz, quartziferous porphyrite and, rarely, metamorphic basement, in plurimetric beds with erosional base, normal grading and cross laminated. Fluvial environment. Thickness up to over 600 m.

UPPER PERMIAN p.p.

“TRE VALLI BRESCIANE” GROUP

AUCCIA VOLCANITE (AUC)

Purple to grey, massive quartziferous ignimbrites and crystal tuffstone with phenocrysts of plagioclase, quartz and biotite, groundmass from micro to cryptocrystalline. Radiometric age (206Pb/238U) 280.5 ±2 My.

LOWER PERMIAN

DOSSO DEI GALLI CONGLOMERATE (CDG)

Reddish or greenish, usually coarse conglomerate, with clasts of volcanites, crystalline schists and quartz, passing to sandstone and siltstone, marly too, sometimes micaceous, in beds and banks often amalgamated. Two lithofacies are recognized: the lower is characterized by sequences with basal arenaceous levels passing topward to coarse conglomerate; the upper one made of unorganized conglomerate and interlayered coarse sandstone.

Pietra Simona Member (**CDG₁**): dark red fine sandstone and siltstone, often micaceous and intensely bioturbated, evenly bedded and frequently parallel and cross laminated. Medium depth lacustrine environment. Thickness from 0 to 120 m.

Prevailing sandstone lithofacies (**CDG_a**): in the topmost part grey-reddish or greenish, polygenic, coarse paraconglomerate, angular clasts, highly heterometric (clast from centimetric to pluridecimetric size), unorganized and poorly bedded (proximal fan); in the middle fine conglomerate passing to coarse, cross laminated sandstone (channel deposits); the lower part normal graded and laminated arenaceous levels (fluvial plain). This facies is heteropic with lacustrine deposits of the Collio Formation. Total thickness up to over 500 m.

LOWER PERMIAN

COLLIO FORMATION (COL)

Val Dorizzo Member (Dasdana; Collio sup. *Auct.*) (**COL₂**): fine sandstone passing to graded conglomeratic sandstone with volcanic clasts and green siltstone, in metric lenticular beds; at the top blackish laminated shale.

Pian delle Baste member (Collio Inf. *Auct.*) (**COL₁**): grey-green to red-brown and black shale, siltstone and medium to fine sandstone, with basal load casts and undulated laminae or cross laminated. Close to the upper boundary there is locally a volcanic bank. Maximum thickness 200m

LOWER PERMIAN

LOWER QUARTZ PORPHYRY (PQI)

Bedded tuffstone and volcanoclastic conglomerate (**PQI_b**): alternating red, purple and greenish vitreous tuffstone with phenocrysts, and varicoloured tuffstone; there are inclusions of porphyrite, ignimbrite, pumice and rare micaschists fragments. Plurimetric arenaceous conglomeratic bodies are interbedded, with high percentage of lithic volcanic clasts (fluvial environment). At the top accretionary lapilli of subaerial environment. Thickness from 30 to 90 m.

Basal rhyolites and rhyodacites (**PQI_a**): red-purple up to white-greyish massive ignimbrites, porphyric structure with quartz, k-feldspar and minor biotite phenocrysts, with pumices recrystallized into sericitic aggregates, with aplitic-granitic chemism. Radiometric age (206Pb/238U) 283 ± 1 My. Thickness from 20-50 m to 130 m

LOWER PERMIAN

BASAL CONGLOMERATE (CGB)

Breccias and conglomerates with clasts of quartz and metamorphic rocks, fine to coarse arenaceous matrix, locally bioturbated, mostly dark red, thick bedded or massive. Discontinuous level discordant on the Crystalline Basement. Alluvial fan. Thickness 0 to 20 m.

UPPER CARBONIFEROUS? LOWER PERMIAN

LOWER PERMIAN INTRUSIVE BODIES**VAL NAVAZZE, VAL TORGOLA AND VAL DI RANGO GRANITOIDS (NVZ)**

Granitic-granodioritic bodies (Navazze, Val Torgola) and tonalitic (Val di Rango) hosted by Verrucano Lombardo. Radiometric age $271-274 \pm 4$ My (Val Navazze body). Chemical data suggest magmatic affinity with VAG (Volcanic Arc Granites). The study of magmatic phases and metamorphic

aureole with phyllades permitted to understand the following theory: 1) formation of magma at high depth; 2) placement at almost two levels, 15 km and 3-5 km of depth; crystallization in different condition of P&T: higher in Val di Rango (T=750°C, P 0-4 kbar); colder and more surficial in Val Navazze and Val Torgola (T=550°C, P=1,5 kbar).

LOWER PERMIAN

SOUTHERN ALPS METAMORPHIC BASAMENT

MANIVA TECTONOMETAMORPHIC UNIT

MICASCISTS (MVX)

Prevailing phylladic metapelites, sometimes with albitic metablastesis, passing sometimes to micaschistic phyllades or to paragneisses. Colour varies from silver-greenish to lead-grey. Main components are white mica, quartz and chlorite with minor garnet and rare biotite. Albite often makes small metablasts. Levels close to the cover are sometimes amphibole bearing. Some lithofacies have been distinguished:

Chloritoid micaschists (**MVX_a**), because of the chloritoid occurrence as main component; paragneiss (**MVX_d**): paragneiss horizons corresponding to micaceous levels affected by strong albitic metablastesis, which absorbed light mica; albite-epidote gneiss (**MVX_f**): gneiss with albite phenocrysts and albite in the groundmass too, with quartz, epidote, white mica, fine-grained garnet and chlorite. Rare amphibole. K-feldspar have never been observed.

PRE-PERMIAN

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.I. (1994) – *Alpine deformations and pre-Alpine remnants in the north-eastern Orobic Alps, Southalpine Belt*. Proc. Symp. CROP – Alpi Centrali, Sondrio 20-22 October 1993, MONTRASIO A. & SCIESA E. (Eds), Quaderni Geod. Alpina e Quatern., **2**, 25-39.
- ARDIGÒ G. (1955) – *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. IV. La porzione N-occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **5** (1951), 65-82.
- ARDIGÒ G. & BONI A. (1952) – *Sulla stratigrafia del Massiccio delle Tre Valli Bresciane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **74**, 2, 321-334.
- ARDUINI M. (1982) – *Contributi alle conoscenze del magmatismo triassico delle Alpi Meridionali: indagini geologiche e petrologiche sulle vulcaniti carniche del distretti triumplino*. Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano, Sez. Mineralogia, TL **376**, 1-14.
- ARGAND E. (1909) – *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **45**, 217-276.
- ARGAND E. (1911a) – *Le nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte Géol. Suisse, **31**, 1-26.
- ARGAND E. (1911b) – *Le nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environants. Essai de Carte Structurale*. Mat. Carte Géol. Suisse, Carte Spec., **64**.
- ARGAND E. (1916) – *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Ecl. geol. Helv., **14**, 146-204.
- ARMIENTI P., CORAZZATO C., GROPELLI G., NATOLI E. & PASQUARÉ G. (2001) – *I corpi subvulcanici triassici del Sudalpino centrale (Val Camonica- Val Trompia)*. Relazione finale, Accordo di Programma tra CNR e SGN- Progetto di Cartografia Prototipale, 1-17.
- ARMIENTI P., CORAZZATO C., GROPELLI G., NATOLI E. & PASQUARÉ G. (2003) – *Geological and petrographical study of Montecampione Triassic subvolcanic bodies (Sothorn Alps, Italy): preliminary geodynamic results*. Boll. Soc. Geol. It., vol. speciale **2**, 67-78.
- ARTINI E. & MARIANI E. (1898) – *Appunti geologici e petrografici sull'alta Val Trompia*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **37**, 321-334..
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) – *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleont., **71**, 999-1097.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968a) – *Argillite di Lozio*. Studi Ill. Carta Geol. It. Form. Geol., **3**, 7.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968b) – *Calcarea di Angolo*. Studi Ill. Carta Geol. It. Form. Geol., **3**, 8.
- BALINI M., GERMANI D., NICORA A. & RIZZI E. (2000) – *Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario-Pizzo Camino area (Lombardy): reevaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **106**, 19-58.

- BARGOSSO G.M. & D'AMICO C. (1988) - *Significarne of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino Alto-Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps*. *Min. Petrogr. Acta*, **31**, 131-157.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C., SCIPIONI P. (1982) – *Posizione degli strati di Tregiovo nella successione vulcanica atesina in Trentino-Alto Adige*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **5**, 131-137.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C. & VISONÀ D. (1979) - *Hercynian plutonism in the southern Alps. A brief report*. I.G.C.P. No 5 Newsletter, **1**, 7-32.
- BARGOSSO, G.M., DI BATTISTINI, G., GASPAROTTO, G., VERCESI, P.L., AND GUALTIERI, S. (1993) - *The Permian volcano-sedimentary sequence of the Tione Basin (Val Rendena, Trento, N Italy)*. *Miner. Petrogr. Acta*, **36**, 19-33.
- BARGOSSO, G.M., DI BATTISTINI & MONTANINI A. (1993) – *The andesitic ignimbrites from the Lower Permian volcanic sequence in the Val di Cavè and Val di Fregio area (Trento, N Italy)*. *Min. Petr. Acta*, **36** 1-17.
- BECCALUVA L., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GASTO G.O., GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E.M. & TUNESI A. (1983) – *Post-collisional orogenic dyke magmatism in the Alps*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 341-359.
- BECHSTÄDT T., BRANDNER R., MOSTLER H. & SCHMIDT K. (1978) – *Aborted rifting in the Triassic of Eastern and Southern Alps*. *N. Jb. Geol. Paleont. abh.*, **156**, 157-178.
- BERGOMI M.A. & BORIANI A. (2009) – *Sedimentary and magmatic protoliths of the Southalpine and Austroalpine Basements of Central Alps (Italy); their role in the origins of the European continental crust*. *Epitome*, **3**, 212-213.
- BERGOMI M.A. & BORIANI A. (2010) – *Sedimentary and magmatic protoliths of the Southern Alps and Austroalpine nappes of Central Alps (Italy) and their role in the origins of the European continental crust*. *Geol. Soc. of London*, in stampa.
- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KÄLIN O. & VAN STUIJVENBERG J. (1979) – *Evolution of continental margins in the Alps*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **59**, 165-175.
- BERRA F. (2007) - *Sedimentation in shallow to deep water carbonate environments across a sequence boundary: effects of a fall in sea level on the evolution of a carbonate system (Ladinian-Carnian, eastern Lombardy, Italy)*. *Sedimentology*, **54**, 721-735.
- BERRA F. & ALBINI S. (2006) - *Pietra Simona*. In: CITA SIRONI M.B. et al. (eds), *Catalogo delle formazioni. Unità tradizionali. Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Quaderni serie III, Volume 7, Fascicolo VII: 36-41*
- BERRA F. & JADOUL F. (2002) - *Sedimentological and paleontological evidences of a «Mid Carnian transgression in the Western Alps (S. Giovanni B. Fm. Lombardy, Italy: stratigraphic and paleogeographic implications*. *Riv. It. Pal. Strat.*, **108**, 119-131.
- BERRA F., NOVELLINI M. & JADOUL F. (1991) – *Structural framework of the Bergamasc Prealps south of the Clusone fault*. *Atti Ticinesi Sc. Terra*, **34**, 107-120.
- BERRUTI, 1970
- BERSEZIO R. & FORNACIARI (1988) - *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza Cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **94**, 425-454.

- BERSEZIO R. & FORNACIARI (1994) – *Syntectonic Upper Cretaceous deep water sequences in the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy)*. *Eclogae Geol. Helv.*, **87**, 833-862.
- BERSEZIO R., FANTONI R. & PESSINA C. (2001) - *L'assetto strutturale del margine sudalpino padano: contributo alla conoscenza del sottosuolo nel settore bergamasco*. *Geol. Insubr.*, **6**, 81-93.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) – *From riftin to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. *Sediment. Geol.*, **86**, 53-76.
- BERTRAND M. (1884) – *Rapports de structure des Alpes de Glarus et du bassin houllier du N*. *Bull. Soc. géol. de France*, **12**, 318-330.
- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI E., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ G. B., DESIO A., GIUSEPPETTI G., MARTINA E., PASSERI L. D., SASSI F. P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1971) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 34-Breno*. Ministero Industria, Roma, 1-134.
- BINI A. (2007) – *Gli altopiani carsici in destra idrografica della Val Borlezza*. In: "Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo", a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., *Quad. Geodin. Alp. Quat.*, num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., pp. 162-164
- BINI A., CORBARI D., FALLETTI P., FASSINA M., PEROTTI C.R. & PICCIN A. (2007) – *Morphology and geological setting of Iseo lake (Lombardy) through multibeam bathymetry and high-resolution seismic profiles*. *Swiss j. geosci.* **100** (2007) 23-40
- BINI A., ZUCCOLI L. & VETRI E. (1999) - *Dispense di geologia del Quaternario - Le glaciazioni - vol 3*. Pubblicato in occasione della 4^a Summer School di Geologia del Quaternario, Milano.
- BITTNER A. (1881) – *Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia* – *Jb. K.K. Geol. Reichsanst.*, - Wien, **31/3**, 219-370.
- BONI A. (1943) – *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio: introduzione. Bibliografia tettonica. Parte prima: la porzione centrale*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **1**, 1-141.
- BONI A. (1955) - *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. III. Il margine orientale. a) Stratigrafia*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **5** (1951), 13-64.
- BONI A. & BALCONI M. (1942) – *Le formazioni scistoso-cristalline ed eruttive dell'Alta Val Trompia*. *Rend. Soc. Min. It.*, **20**, 25-27.
- BONI & CASSINIS, 1970
- BONI A. & CASSINIS G. (1973) - *Carta geologica delle Prealpi bresciane a sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **23**, 119-159.
- BOSELLINI A. (1973) – *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionalidurante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. In. ACCORDI B. (Ed): *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. *Acc. Naz. Lincei, quad.*, **183**, 163-205.

- BRANDNER R. (1984) – *Meerespiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys*. Jb. Geol. B.-A., 126/4: 435-475.
- BREGOLI S. (1977) – Ricerche geologico-petrografiche sui Micascisti del Maniva tra la Val Camonica e la Val Trompia. Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano.
- BROCCHI G.B. (1808) – *Trattato mineralogico e chimico sulle miniere di ferro del dipartimento del Mella con l'esposizione della costituzione fisica delle montagne metallifere della Val Trompia*. Tip. Bettoni – Brescia, v. 1 e 2, 1-196, 1-352.
- BRONDI A. & MITTEMPERGER M. (1974) – *Complesso vulcanico atesino*. In "Note esplicative F° 027 Bolzano", Serv. Geol. d'Italia.
- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C.A. & SABATINI G. (1970) – *Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo Atesino; Nota I, Successione stratigrafica, assetto strutturale e vulcanologico nella Val Sarentino*. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem. Ser. A, 77, 157-200.
- BONALUMI G. (1983) – Geologia dell'alta Val Trompia tra Bovegno e Collio: Studio chimico-petrografico delle rocce del Basamento. Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano.
- BRIGNOLI G. (1984) – Studio geologico e petrografico del settore occidentale del Massiccio delle Tre Valli Bresciane (bassa Val Camonica – BS). Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano.
- BÜLOW E. VON (1918) – *Die Val Trompia linie von Collio bis zum M. Giglielmo*. Zeit. Deutsch. Geol. Ges., 42, 287-303.
- CACCIAMALI G.B. (1906) – *Rilievi geotectonici tra il Lago d'Iseo e la Val Trompia*. Comm. Ateneo Brescia per il 1906, 44-64.
- CACCIAMALI G.B. (1913a) – *Fratture nella bassa Val Camonica*. Boll. Soc. Geol. Ital., 32, 465-470.
- CACCIAMALI G.B. (1913b) – *Struttura geologica del Gruppo del Guglielmo*. Comm. Ateneo di Brescia per l'anno 1912, 84-104.
- CACCIAMALI G.B. (1930) – *Morfogenesi delle prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della Provincia di Brescia*. Tip. Geroldi, Brescia, 12-308.
- CAFFI E. (1923) – *Cronologia geologica delle Valli bergamasche*. Tip. Conti, Bergamo, 1-123.
- CADEL G., COSI M., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I. (1996) – *A new map of the Permo-Carboniferous cover and Variscan metamorphic basement in the Central Orobic Alps, Southern Alps - Italy: structural and stratigraphical data*. Mem. Sci. Geol., 48: 1-53, 43 figs., 14 tabs., 1 geol. map 1:25.000, Padova.
- CALLEGARI E. (1985) – *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 26, 83-103.
- CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C. (2007) – *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 207.

- CARMINATI E., SILETTO G.B. & BATTAGLIA D. (1997) – *Thrust kinematics and internal deformation in basement involved fold and thrust belts: the eastern Orobian Alps case (Central Southern Alps, Northern Italy)*. *Tectonics*, **16**, 259-271.
- CASATI P. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. VI. *Osservazioni stratigrafiche sull'Infratreatico delle Prealpi Bergamasche*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **70**, 447-465.
- CASATI P., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1976) - *Età (K/Ar) di intrusioni porfirittiche e leucogabbriche nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **32**, 215-226.
- CASSINIS G. (1964) – *Una faglia saaliana nelle Prealpi bresciane e la sua importanza nei riguardi della stratigrafia permiana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**, 273-283.
- CASSINIS G. (1966a) - *La Formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano)*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **72**, 507-590.
- CASSINIS G. (1966b) - *Rassegna delle Formazioni permiane dell'Alta Val Trompia (Brescia)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **17**, 50-66.
- CASSINIS G. (1967) – *Lapilli accrezionari nei tufi Paleozoici della Val Trompia (Prealpi Bresciane)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **17**, 155-166.
- CASSINIS G. (1968a) - *La sezione-tipo delle Vulcaniti di Auccia (Permico bresciano)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **19**, 40-49.
- CASSINIS G. (1968b) – *Studio stratigrafico del “Servino” di Passo Valdì (Trias inferiore dell'Alta Val Caffaro)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **19**, 15-39.
- CASSINIS G. (1969a) - *Conglomerato del Dosso dei Galli*. *St. Ill. Carta Geol. Italia*, **2**, 13-22.
- CASSINIS G. (1969b) - *Vulcaniti di Auccia*. *St. Ill. Carta Geol. Italia*, **2**, 23-30.
- CASSINIS G. (1988) – *Carta geologica dei depositi continentali permiani a sud dell'Adamello*. *Atti Ticinesi Sc. Terra*, **31**, Pavia.
- CASSINIS G. (2000) - *Permian stratigraphy in the Western Collio basin*. Part II, Excursion I. In: CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (Eds), “*Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites*”. Field-trip Guidebook, International Field Conference on “*The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy)*”. *Regional Reports and General Correlations*”, 15–25 September 1999, Brescia, Italy, 47-59.
- 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. Sc. Terra*, **34**, 1-20.
- CASSINIS G. & DOUBINGER J. (1992) - *Artinskian to Ufimian palynomorph assemblages from the central Southern Alps, Italy, and their regional stratigraphic implications*. Contribution to Eurasian Geology: Permian Congress Papers (Perm, USSR, 5-10 August 1991) - Part I (1991), 9-18.

- CASSINIS & PEYRONEL PAGLIANI (1976) – *Les Permien des Préalpes Lombardes Orientales*. In: H. Falke (ed.) *The Continental Permian in Central, West and South Europe*. NATO, Adv. St. inst. Ser., **22**, 148-168.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (1994) - *Interazione strutturale permiana tra la Faglia delle Giudicarie ed i Bacini di Collio, Tione e Tregiovo (Sudalpino centrale, N Italia)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **112** (1993), 1021-1036.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (1997) - *Tectonics and sedimentation in the western sector of the Permian Continental Collio Basin, Southern Alps, Italy*. In *Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego CLVII, Proc. of the XIII Inter. Congr. on the Carboniferous and Permian*, 28th August - 2nd September, 1995, Krakow, Poland, Part 2, 25-32.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (2007) - *A stratigraphic and tectonic review of the Italian Southern Alpine Permian*. *Paleoworld*, **16**, 140-172.
- CASSINIS G. & RONCHI A. (2001) - *Permian chronostratigraphy of the Southern Alps (Italy)- An update*. *Contribution to Geology and Paleontology of Gondwana*, Cologne 2001. Volume in honour of Prof. H. Wopfner, 73-88.
- CASSINIS G. & SANTI G. (2001) – *Hanns Bruno Geinitz: a pioneer of the Permian stratigraphy of eastern Lombardy (Southern Alps, Italy)*. *Geologica Saxonica*. **46/47**, 73–82.
- CASSINIS G. & SCHIROLLO P. (2008) – *Su Alcuni nomi tradizionali della geologia bresciana e sul loro impiego stratigrafico nella nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000*. *Commentari dell'Ateneo di Brescia per l'anno 2005*, 35-89.
- CASSINIS G. & ZEZZA U. (1982) - *Dati geologici e petrografici sui prodotti del magmatismo triassico nelle Prealpi Bresciane*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Eds): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. *Guide Geol. Reg. S.G.I.*, 97-102.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (2000) - *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites*. *Field Trip Guidebook*. 23-25 September, 1999. *International Field Conference on "The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations"*, 15–25 September 1999, Brescia, Italy, 1-157.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., PEROTTI C.R. & BUZZI L. (2008) - *Permian to Triassic geodynamic and magmatic evolution of the Brescian Prealps (eastern Lombardy, Italy)*. *Boll.Soc.Geol.It. (Ital. J. Geosci.)*, **127**, 501-518
- CASSINIS G., DURAND M. & RONCHI A. (2007) - *Remarks on the Permian and Permian-Triassic boundary in central and eastern Lombardy (Southern Alps, Italy)*. *Journal of Iberian Geology*, **33**, 133-142.
- CASSINIS G., FORCELLA F. (1981) – *Foglio 34 Breno* – In: Castellarin A. «*Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*», *Prog. Fin. Geod. (S.P. 5) CNR - Bologna*, **441**, 166-173.
- CASSINIS G., FRIZZO P., MORONI M., RODEGHIERO F. (1997) - *Le mineralizzazioni delle Alpi Bresciane: aspetti geologico-minerari e metallogenici*. Vol. *Atti "Giornata di studio: Le vene delle montagne"*, Brescia, 1995, 97-119.

- CASSINIS G., MATTAVELLI L. & MORELLI G.L. (1978) - *Studio petrografico e mineralogico della Formazione di Collio nel Permiano inferiore dell'alta Val Trompia (Prealpi Bresciane)*. Mem. Sci. Geol., Padova, **32**, 1-13.
- CASSINIS G., ORIGONI GIOBBI E., PEYRONEL PAGLIANI G. (1975-76) – *Osservazioni geologiche e petrografiche sul Permiano della bassa Val Caffaro (Lombardia orientale)* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **25**, ?????? pagine.
- CASSINIS G., PEROTTI C.R. & VENTURINI C. (1997) - *Examples of late Hercynian transtensional tectonics in the Southern Alps (Italy)*. In: Dickins J.M., Yang Z., Yin H., Lucas S.G. & Acharyya S.K. (Eds), *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and Their Global Correlation*, Cambridge Univ. Press, 41-50.
- CASSINIS R. (1990) – *The Alpine Structure: the geophysical answer to the geological questions*. Memn. Soc. Geol. It., **45**, 9-23.
- CASTELLARIN A. (Ed) (1981) – *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R. – Prog. Finalizz. Geodinamica, sottoprogramma. “Modello Strutturale”. Pubbl. n. 441 del Prog. Finalizz. Geodinamica.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) – *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian Basi*. Eclogae Geol. Helv., **83**, 683-700.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) – *Southalpine versus Po Plain Apenninic arcs*. In: “The Origin of Arcs” (a cura di F.C. Wezel), Elsevier Sc. Publishers B.V., 253-280.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) – *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relations with the N-Apennines*. Ann. Tecton., **6**, 62-94
- 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 the Southern Alps*. Min. Petr. Acta, Bologna, **30**, 287-310.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) – *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt: Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Min. Petr. Acta, **30**, 287-310.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. & SOMMAVILLA E. (1980) – *Middle magmatism in Southern Alps. II: a geodynamic model*. Riv. It. Paleont., Strat., **85**, 1111-1124.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006a) - *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. Tectonophysics, **414**, 259-282.
- CASTELLARIN A., SELLI L., PICOTTI V & CANTELLI L. (1988) – *La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali Orientali*. Mem. Soc. Geol. It., **53**, 133-143.
- CASTELLARIN A., VAI G.B. & CANTELLI L. (2006b) – *The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: a Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone*. Tectonophysics, **414**, 203-223.

- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (2006). *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione I.I.*. INGV-CNT, Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>.
- CEOLONI P., CONTI M.A., MARIOTTI N., MIETTO P. & NICOSIA U. (1987) - *Tetrapod footprints from Collio Formation (Lombardy, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., Padova, **39**, 213-233.
- CHARDON M. (1969) - *Les formations quaternaires du bassin de Clusone*. Gap., Ed. Orphys, Etudes et travaux de Méditerranée n. 8, 93-108.
- CHARDON M. (1975) - *Les Préalpes lombardes et leurs bordures*. Libraire Champion, Paris, 1- 655.
- CIANCETTI G. & PILLA G. (2001) - *Indagini per la valutazione delle risorse idriche sotterranee del massiccio del M. Altissimo (Valle Camonica, Alpi meridionali)* Mem. Soc.Geol. Ita, **56**, 171-180
- CIANCETTI G., D'AMELIO L. & PILLA G. (1995) - *Prime valutazioni degli apporti idrici profondi alla falda di subalveo nella bassa Val Camonica (Brescia - Italia)*. Atti del Convegno: "II Incontro Internazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata", 290-295, Peveragno (Cuneo), 11-13 ottobre 1995. pagine ???????
- CIANCETTI G., GHIZZARDI L & PILLA G. (2004) - *Emergenze sorgentizie di rilevante valenza scientifica, didattica e ambientale: l'esempio delle sorgenti della Valle del T. Dezzo (Alpi Meridionali)*. Geologia dell' Ambiente, **3**, 47-50.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI A.M., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007a) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7(VI)**: pp.318 - Roma.
- CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI A.M., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007b) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7(VII)**: pp.382 - Roma.
- CLEMENT-WESTERHOF J.A., VAN DER EEM J.G.L.A., VAN ERVE A.W., KLASEN J.J., SCHURMAN & VISSHER (????) - *Aspects of Permian, Triassic and Early Jurassic palynology of Western Europe- A reserch project*. Geol. En Mijnbouw, **53**, 329-341.
- CONFORTINI F., MALZANNI M., MANGILI C., PAGANONI A., 2003 - *Ritrovamento di un cervide nei sedimenti del Bacino pleistocenico di Pianico-Sellere (Italia Settentrionale)*. Riv. Del Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi, Bergamo, **21** (2001), pp. 87-94 Bergamo.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., MANNI R. & NICOSIA U. (2000) - *Tetrapod footprints in the Southern Alps: an overview*. In: CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (Eds), "Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites". Field-trip Guidebook, International Field Conference on "The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations", 15-25 September 1999, Brescia, Italy, 137-138.

- CONTI M.A., MARIOTTI N., MIETTO P. & NICOSIA U. (1991) - *Nuove ricerche sugli icnofossili della Formazione di Collio in Val Trompia (Brescia)*. Natura Bresciana. Ann. Mus. Civ. St. Nat., Brescia, **26**, 109-119.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., NICOSIA U. & PITTAU P. (1997) - *Succession of selected bioevents in the continental Permian of the Southern Alps (Italy): improvements in intrabasinal and interregional correlations*. in J.M. DICKINS (Chief-Ed), *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and Their Global Correlation*, 51-65, Cambridge Univ. Press.
- CORAZZATO C. & GROPELLI G. (2004) - *Depth, geometry and emplacement of sills to laccoliths and their host-rock relationships: Montecampione group, Southern Alps, Italy*. In: BREITKREUZ C. & PETFORD N. (Eds.), *Physical Geology of High-Level Magmatic Systems*, Geological Society, London, Special Publication, **234**, 175-194.
- CORAZZATO C., GROPELLI G., NATOLI E. & PASQUARÈ G. (2001) - *Il Gruppo di Montecampione: stratigrafia dei corpi subvulcanici triassici tra la Val Camonica e la Val Trompia*. Atti Ticin. Sci. Terra, **42**, 141-152.
- COSSALI (1989).
- COSSALI C. (1991) - *Analisi chimiche delle "porfiriti" triassiche del Monte Guglielmo (Brescia)*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, **26**, 101-108.
- COZZAGLIO A. (1892) - *Concarena, Bagozza, Camino: note di geologia*. Boll. Mens. C.A.I., Torino, **26**, 150-166.
- COZZAGLIO A. (1894) - *Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Val Camonica (Lombardia)*. Giorn. Min. Crist. Petr., **5**, 21-43.
- COZZAGLIO A. (1927) - *Rocce eruttive delle Prealpi bresciane e loro influenza sulla struttura e sul meccanismo delle montagne*. Comment. Ateneo Brescia, 139-172.
- COZZAGLIO A. (1937) - *L'origine post-pliocenica della Val Canonica inferiore*. Boll. Comit. Glaciol. It., **17**, 125-140.
- CRISCI C.M., FERRARA G., MAZZUOLI R. & ROSSI P.M. (1984) - *Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism in the Southern Alps of Lombardy (Italy): genetic implications*. Geol. Rundschau, **73**, 279-292.
- CUCINI TIZZONI C. & TIZZONI M. (1999) - *Volume Pre-Congresso "La Miniera Perduta - Cinque anni di ricerche archeo-metallurgiche nel territorio di Bienno"*
- CURIONI G. (1870) - *Osservazioni geologiche sulla Val Trompia*. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. Arti, Mem., Milano, **3**, **2**, 1-60.
- CURIONI G. (1877) - *Geologia applicata delle provincie lombarde*. Hoepli, Milano, 1-714.
- D'AMELIO L. & PILLA G. (1995) - *Studi per la caratterizzazione dei circuiti delle acque solfato-calciche della bassa Val Camonica (Prov. Brescia)*. Atti del: "IV Convegno dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Riccione 18-21 ottobre 1994". Quad. Geol. Appl., **2**, 335-342.
- D'AMICO C. (1979) - *General picture of Hercynian magmatism in the Alps, Calabria-Peloritani and Sardinia-Corsica*. In: SASSI F.P. (Ed), IGCP n. 5 Newsletter, 1, 33-68.

- D'AMICO C. & GHEZZO C. (1963) – *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Min. Petr. Acta, **9**, 279-306
- D'AMICO C. & DEL MORO A. (1988) – *Permian and Triassic Rb-Sr dating in the Permian rhyodacitic ignimbrites of Trentino (Southern Apls)*. Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., **43**, 171-180.
- D'AMICO C., DEL MORO A., FREDDO A. & PARDINI G. (1980) – *Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**, 703-716
- D'AMICO C., NARDIN M. & SACERDOTI M. (1969) – *Vulaniti Atesine*. In " *Note Ill. Carta Geol. d'Italia, F° 021 – Trento*", Serv. Geol. d'Italia, 19-25.
- DAL PIAZ GB. (1937) – *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austro-alpino delle Alpi Orientali*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **25**, 392-398.
- DAL PIAZ GB. (1942) – *Geologia della bassa Val d'Ultimo e del Massiccio granitico del Monte Croce*. Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina, **5**, 275-310.
- DE CAPITANI L., DELITALA M.C., LIBORIO G., MOTTANA A., RODEGHIERO F. & THONI M. (1994) – *The granitoid rocks of Val Navazze, Val Torgola and Val di Rango (Val Trompia, Lombardy)*. Mem. Sci Geol., Padova, **46**, 329-343.
- DE DONATIS S. & FALLETTI P. (1999) – *The Early Triassic Servino Formation of the Monte Guglielmo area and relationships with the Servino of Trompia and Camonica valleys (Brescian Prealps, Lombardy)*. Mem. Sci. Geol., Padova, 51/1, 91-101.
- DE DONATIS S., RIGANTI A., RODEGHIERO F. (1991) – *Mineralizzazioni a siderite-barite nella Val Camonica meridionale*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sci. Nat. Brescia, **26**, 87-100.
- DE FRANCO R., BERRA F., BIELLA G., BONIOLO G., CAIELLI G., CORSI A., FORCELLA F. , LAZZATI F. , LOZEJ A., MORRONE A. & TONDI R. (2004) – *Late Neogene–Quaternary evolution of the intermontane Clusone Basin (Southern Alps, Italy): integration of seismic and geological data*. Journal of Quaternary Science, **19/4**: 409-421
- DE JONG K.A. (1967) – *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 749-776.
- DE JONG K.A. (1979) – *Overthrusts in the central Bergamasc Alps, Italy*. Geologie en Mijnbouw, **58** (2), 277-288.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) – *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni – Fascicolo I – Unità validate*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (I): pp.228 –Roma.
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S. & CALLEGARI E. (1985a) – *Rb/Sr Systematics on Rock from the Adamello Batholith (Southern Alps)*. 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., PRANDINI G., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E. (1983) – *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Geol. Soc. It., **26**, 285-299.

- DESIO A. (1929) – *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (prov. Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., **10**, 1-156.
- DESIO A. & VENZO S. (1954) – *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000 – Foglio Bergamo*. Servizio Geologico d'Italia.
- DE SITTER (1963) – *La structure des Alpes Lombardes*. In: Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpin d'Europe. Soc. Gèol. France, **2**, 243-256.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) – *The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leid. Geol. Med., **14 B**, 1-257.
- DI BATTISTINI G., BARGOSSO G.M., SPOTTI P. & TOSCANI L. (1988) - *Andesites of the late Hercynian volcanic sequence in Trentino Alto-Adige (Northern Italy)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **43**, 1083-1100.
- DOGLIONI C. (1987) – *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. Journ. Struct. Geol., **9**, 181-193.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) – *Eoalpine and Mesosalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., **76**, 735-754.
- DOZY J.J. (1935) - *Einige Tierfehrten aus dem unteren Perm der Bergamasker Alpen*. Paleont. Zeit., **17**, 45-55, Berlin.
- FANTONI R., BERSEZIO R. & FORCELLA F. (2004) – *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps – Po Border, in Lombardy*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 463-476.
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F., GORLA L., MOSCONI A. & PICOTTI V. (1999) – *New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearing on the interpretation of the Alpine tectonic history*. Mem. Sc. Geol., **51**, 47-61.
- FERLIGA C. (2004) – *Dall'emersione della catena orobica alla dinamica attuale: storia del modellamento "postorogenico" del territorio* in: *Qui si fa il ponte!*. A cura di: DEL BELLO S. & GUALA G.. Comune di Songavazzo
- FERLIGA C. & BINI A. (2007) - *Carta geologica dei depositi continentali neogenico-quadernari dell'anfiteatro della val Borlezza (bacino del Fiume Oglio)*. Allegato a: FERLIGA C., *La diffidenza del ghiacciaio camuno*, in: "Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo", a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l.
- FERLIGA C. & CORBARI D. (2000) - *Bacino del Serio* in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 140-179.
- FERLIGA C., RIGAMONTI I., CORBARI D. (2000) - *Bacino dell'Oglio*. in: "Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative", a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 83-113.
- FERRARA G. & INNOCENTI F. (1974) – *Radiometric age evidences of a thermal event in the Southern Alps*. Geol. Rund., **63**, 572-581.
- FERRARA G. & INNOCENTI F. (1980)

- FORCELLA F. (1988) – *Assetto strutturale delle Orobie orientali tra la Val Seriana e la Val Camonica*. Rend. Soc. Geol. It., **11**, 269-278.
- FORCELLA, 1990
- FORCELLA F. & JADOUL F. (1988) – *Le brecce sintettoniche della Preesolana (Orobie Orientali)*. Rend. Geol. Soc. It., **11**, 205-212.
- FORCELLA F. & JADOUL F. (2000) – *Carta geologica della Provincia di Bergamo*. 6 Tavole Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo
- FORCELLA & ROSSI, 1980
- FORCELLA F. & SILETTO G.B. (2001) – *Structure and stratigraphy of the Permo-Carboniferous cover and variscan metamorphic basement in the northern Serio Valley (Orobic Alps, Southern-Alps, Italy): recognition of Permian faults*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, **25**, 59-64.
- FUCHS, (1868)
- GAETANI M. (1969)- *Calcere di Prezzo*. "Studi ill. Carta Geol. d'It., Formaz.i Geol." - Serv. Geol. d'Italia., **4**, 33-42.
- GAETANI M. (1985) – *Il Triassico dell'Adamello meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. 26, 105-118.
- GAETANI M., GIANOTTI R., JADOUL F., CIARAPICA G., CIRILLI S., LUALDI A., PASSERI L., PELLEGRINI M. & TANNIOIA G. (1987) - *Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area lariana*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986): 5-48.
- GAETANI M. & GORZA M. (1989) - *The Anisian Camorelli carbonate bank. (Lombardy, Southern Alps)*. Facies, **21**: 41-56, Erlangen.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1979) - *The structure of the Bergamasc Alps*. Accad. Naz. Lincei, (Rend. Cl. Sc. fis. mat.nat.), Ser. VIII, **46**: 411-416, Roma.
- GANSER A. & PANTIĆ (1988) – *Prealpine events along the eastern Insubric line (Tonale Line, northern Italy)*. Eclogae geol. Helv., **81**, 567-577.
- GARZANTI M., GNACCOLINI M. & JADOUL F. (1995) – *Anatomy of a semiaridcoastal system: the Upper Carnian of Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont., Strat., **101**, 17-36.
- GEINITZ H.B. (1869) - *Über fossile Pflanzenreste aus der Dyas von Val Trompia*. N. Jb. Mineral. Geol. Palaeont., 456-461.
- GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1988) – *La "Gonfolite Lombarda": stratigrafia e significato nella evoluzione del margine sudalpino*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**, 285-332.
- GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1992) – *Results of studies on the Mesozoic succession in the Monte Olimpino 2 tunnel. The tectono-sedimentary significance of the "Gonfolite Lombarda"*. Riv. It. Paleont. Strat., **97**, 565-598.
- GHEZZO C. (1967) – *Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino*. Min. Petr. Acta, 13, 339-408.

- GIOBBI ORIGONI E. & GREGNANIN A. (1983) – *The Crystalline Basement of the “Massiccio delle Tre Valli Bresciane”*: new petrographic and chemical data. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 133-144.
- GIUSEPPETTI G. (1959) – *Ricerche petrografiche sull’alta Val Trompia. La formazione eruttiva di Val Navazze e di Val Torgola*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 9-10, 3-214.
- GNACCOLINI M. (1965) – *Il Calcarea di Zu e le Argilliti di Riva di Solto: due formazioni del Retico Lombardo*. Riv. It. Pal. Strat., **70** (1964): 1099–1121, Milano.
- GNACCOLINI M. (1968) – *Argilliti di Riva di Solto* - Studi III. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 97-103, Roma.
- GNACCOLINI M. & JADOU F. (1988) - *Un sistema deposizionale delta-laguna-piattaforma carbonatica nel Carnico Lombardo (Triassico sup., Alpi Meridionali, Italia)* - Riv. It. Pal. Strat., **93**,447-468.
- GNACCOLINI M. & JADOU F. (1990) - *Carbonate Platform, lagoon and delta “high-frequency” cycles from the Carnian of Lombardy (Southern Alps, Italy)* - Sedimentary Geology, **67**, 143-159.
- GREGNANIN A. & SASSI F.P. (1967) – *Sulla presenza di cloritoide nelle filladi sudalpine delle Alpi Sarentine (BZ)*. Mem. Acc. Patav. SS.LL.AA., Cl. Sc. Mat. Nat., **74**, 267-281.
- GREGNANIN A. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): Early-Alpine evolution in Basement and Cover*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 393-409.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004). *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>
- HAUER F. R. (1858) – *Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei*. Jahrb. K. K. Geol. R. Anst., **9**, 445 – 496.
- HAUBOLD H. & KATZUNG G. (1975) - *Die Position der Autun/Saxon-Grenze (Unteres Perm) in Europa und Namerika*. Schr. Geol. Wiss., Berlin, **3**, 87-138.
- HEINIGER, 1979
- ITALIAN IGCP 203 GROUP (Ed) (1986) - *Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys*. Field Guidebook. Field Conf. SGI-IGCP Project 203, July 1986, Brescia (Italy), 1-180.
- JADOU F. (1985) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale della Dolomia Principale nelle Prealpi Bergamasche occidentali: evidenze di un rifting Norico Superiore*. Rend. Soc. Geol. It., **8**, 57-58.
- JADOU F. (1986) - *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**, 479-512.
- JADOU F. & FRISIA S. (1988) - *Le evinosponge: ipotesi genetiche di cementi calcitici di cavità nella piattaforma ladinica delle Prealpi Lombarde (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**, 81-104.
- JADOU F. & GNACCOLINI M. (1991) – *Sedimentazione ciclica nel Trias lombardo: osservazioni e prospettive*. Riv. It. Paleont.Strat., **97** (3-4): 307-328.

- JADOUL F. & ROSSI P.M. (1982) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanesimo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In: “Guida alla Geologia del Subalpino centro-occidentale” (a cura di A. CASTELLARIN E G.B. VAI). Guide geol. reg. S.G.I., Tecnoprint Bologna, 143-155.
- JADOUL F., BERRA F. & FRISIA S. (1992b) - *Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**, 29-44.
- JADOUL F., BERRA F., FRISIA S., RICCIUTO T. & RONCHI P. (1991) – *Stratigraphy, paleogeography and genetic model of Late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Lombardy, Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **97**, 355-392.
- JADOUL F., BERRA F., FRISIA S., RICCHIUTO T. & RONCHI P. (1992a) - *Stratigraphy, paleogeography and genetic model of Late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Southern Alps of Lombardy, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **97** (1991), 355-392.
- JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C. (a cura di) (2000) – *Carta geologica della Provincia di Bergamo alla scala 1:50.000: note illustrative*. pp. 313. Servizio Territorio della Provincia di Bergamo.
- JADOUL F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S. (1994) - *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*. In: G. CARANNANTE & R. TORELLI (EDS.) “ Escursione B1, Guide post IAS Meeting di Ischia”: 3-38, De Frede, Napoli.
- KALVACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1986) – *Acritarch evidence of the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (Soth-Alpine basement of the Eastern Alps, Italy)*. Rev. Paleobot. Plynol., **48**, 311- 326.
- KIPFLER & HELLER, (1988).
- LAPIERRE & ROCCI, 1975
- LAUBSCHER H.P. (1985) – *Large-scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models*. Geol. Soc. Am. Bull., **96**, 710-718.
- LAUBSCHER H.P. (1988) – *Decollement in the Alpine system; an overview*. Geol. Rundschau, **77**, 1-9.
- LEPSIUS R. (1878) – *Das westliche Sud Tirol geologisch dargestellt*. Berlino, 1-365.
- LIBORIO & MOTTANA (1969) – *Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobic Orientali*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**, 475-519.
- LUGEON M. (1901) – *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. Géol. France, **1**, 723-825.
- LUGEON M. (1902) – *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses*. Bull. Soc. Géol. France, **2**, 80-81.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) – *Sur le grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. Cr. Acad. Sc. Paris, **140**, 1364-1367.

- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A., CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 223-259.
- MARINELLI M., VIEL G. & FARABEGOLI E. (1980) – *Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo ercinica di un bacino marginale di retroarco ensialico*. L'Industria Mineraria, **1**, 1-14.
- MAROCCHI, M., MORELLI, C., MAIR, V., KLÖTZLI, U. & BARGOSSO, G.M. (2008) - *Evolution of large silicic magma systems: new U/Pb zircon data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy)*. Journ.Geol., **116**, 480–498.
- MORELLI C., BARGOSSO G.M., MAIR V., MAROCCHI M. & MORETTI A. (2007) - *The lower Permian volcanics along the Etsch valley from Meran to Auer (Bozen)*. Mitteilungen der Österreichischen-Mineralogischen Gesellschaft, **153**, 195-218.
- MARTINA E. (1966) – *La granodiorite di Val Torgola e di Val Navazze e la Linea della Val Trompia*. Rend. Ist. Lomb. Sci. e Lett., **99**, 94-103.
- MARSETTI D. (2007) - *I flussi sotterranei del bacino medio-alto della val Borlezza*. in: “*Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell’Uomo*”, a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 120-123.
- MARSETTI D. & RAVAZZI C. (2007) - *I sedimenti che riempiono la media Val Borlezza*. in: “*Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell’Uomo*”, a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 132-135.
- MELETTI F., *et alii*, 200x
- MILANO F., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I. (1988) – *Alpine and pre-Alpine tectonics in the Central Orobic Alps (Southern Alps)*. Eclogae geol. Helv., **81**, 273-293.
- MITTEMPERGER M. (1958)- *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. Studi e Ricerche Div. Geom., I, 61-146.
- MITTEMPERGER M. (1962) – *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat., Mem. Ser.A, 69, 482-530.
- MOTTANA & SCHIAVINATO (1973) – *Metamorfismo regionale e di contatto nel settore Nord-Occidentale del Massiccio dell’Adamello*. Mem. Sci. Geol., Padova, 1-173.
- MÜLLER, 1978
- MUTTONI G. & KENT D.V. (1994) – *Paleomagnetism of latest Anisian (Middle Triassic) sections of the Prezzo Limestone and the Buchenstein Formation, Southern Alps, Italy*. Earth Planet. Sc. Letters, **122**: 1-18.
- MUTTONI G., GAETANI M., BUDUROV K., ZAGORCHEV I., TRIFONOVA E. IVANOVA D., PETROUNOVA L. & LOWRIE W. (2000) – *Middle Triassic palaeomagnetic data from Northern Bulgaria: Constraints on Tethyan magnetostratigraphy and palaeogeography*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, **160**,3: 223-237.
- ORI G.G. (1988) - *The nature of Permian rivers in Southern Alps*. In: CASSINIS G. (Ed), Proceedings of the Field Conference on “Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports”.

- (Brescia, 4-12 July 1986), Soc. Geol. It. - IGCP Proj. no. 203, Mem. Soc. Geol. Ital., **34** (1986), 155-160.
- ORI G.G., DALLA S. & CASSINIS G. (1988) - *Depositional history of the Permian continental sequence in the Val Trompia - Passo Croce Domini area (Brescian Alps, Italy)*. In: CASSINIS G. (Ed): Proceedings of the Field Conference on "Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports". (Brescia, 4-12 July 1986), *Società Geologica Italiana - IGCP Project no. 203*, Mem. Soc. Geol. Ital., **34** (1986), 141-154.
- PAGANI M. (2007) *La sismicità della Val Borlezza* – In: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C. (2007) - *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., pp.51-52.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd. **3**: 772-789, Leipzig.
- PEYRONEL-PAGLIANI G. & CLERICI RISARI E. (1973) - *Le ignimbriti paleozoiche costituenti la formazione "Vulcaniti di Auccia" (Permico bresciano)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**, 160-169.
- PEYRONEL-PAGLIANI G. (1965) - *Studio petrografico delle vulcaniti della "Formazione di Collio" in alta V. Trompia (Brescia)*. Rend. Ist. Lomb. Sci. Lett., Cl. Mat. Fis. Chim. Geol., **99**, 148-174.
- PEROTTI C.R. & SILETTO G.B. (1996) - *Le caratteristiche geometriche dei bacini permiani tra la Val Camonica e la Val Giudicarie (Sudalpino Centrale)*. Atti Tic. Sci. Terra, ser. spec., **4**, 77-86.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLRIN A. (1995) – *Structures and kinematics of the Giudicarie Val T rompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol., **47**, 95-109.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) – *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy*. Prog. Finalizzato Geodinamica C.N.R. , pubbl. 414, 1-13.
- PILLA G. (1996) - *Contributi idrochimici e geochimici isotopici allo studio idrogeologico delle acque minerali della bassa Val Camonica (Alpi Meridionali)*. Tesi di dottorato di ricerca in Scienze della Terra, Università degli Studi di Pavia
- PILLA G., CIANCETTI G., DOLZA A., POLONI A. & SACCHI E. (2003) – *Hydrogeological and geochemical mapping of groundwater from the eastern orobie between Seriana and Camonica valleys (Southern Alps – Italy)*. Atti del: “4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information System”, Bologna, 17-20 giugno 2003, **2**, 577-578.
- PILLA G., CIANCETTI G., SACCHI E. & ZUPPI GM. (2004) - *Groundwater flow in mountainous limestone aquifers deduced from hydrochemical and isotopic data (Orobic Alps, Italy)*. Congress XXXIII IAH - 7° ALHSUD “Groundwater flow understanding from local to regional scales”. Zacatecas City, Mexico. 11th to 15th October, 2004.
- PROSSER G. (1998) – *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Northern Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. Tectonics, **17**, 921-937.

- PROSSER G. (2000) – *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, Northern Italy)*. Journ. Geodyn., **30**, 229-250.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1982) – *Alcune ipotesi sulla storia pre-giurassica del futuro margine continentale Nord-Appenninico*. Mem. Soc. Geol. Ital., **21** (1980): 23-31.
- RAVAGNANI D. & RODEGHIERO F. (1989) – *Alcuni dati stratigrafici e strutturali riguardanti il versante meridionale della Presolana (Orobie Orientali)*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Bergamo, **14**, 25-38.
- RAVAZZI C. (2003) - *Gli antichi bacini lacustri e i fossili di Leffe, Ranica e Pianico-Sellere*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., 227 pp.. C.N.R. - I.D.P.A., Milano
- RAVAZZI C. (2007) – *La storia del bacino di Pianico-Sellere*. in: “*Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell’Uomo*”, a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l.,149-161.
- RAVAZZI C. & MARINONI S. (2007) - *La torbiera di Cerete e la storia dell’ambiente della valle dopo l’ultima glaciazione*. in: “*Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell’Uomo*”, a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 136-142.
- REMY W. & REMY R. (1978) - *Die Flora des Perms im Trompia-Tal und die Grenze Saxon/Thuring in den Alpen*. Argumenta Palaeobot., Muenster, **5**, 57-90.
- RODEGHIERO F. (1977) - *Le mineralizzazioni a Pb-Zn, fluorite, barite nel Carnico della zona del Pizzo della Presolana (Prealpi Bergamasche)*. Boll. Ass. Min. Subalp., **14**, 453-474.
- ROEDER D. (1992) – *Thrusting and wedge growth, Southern Alps of Lombardia (Italy)*. Tectonophysics, 207, 199-243, Amsterdam.
- RONCHI A. (2008) - *Use of ictnology in basin environment reconstruction: an example from the Lower Permian Pietra Simona Mb (Southern Alps, Italy)*. Studi Trent. Sci. Nat. Acta Geol., **83**, 139-145.
- ROSSETTI R. (1966a) – *Considerazioni sui rapporti tra le facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano N-occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, 124-142.
- ROSSETTI R. (1966b) – *Rapporti strutturali tra il Pizzo Camino e la Concarena (Bresciano N-occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, 143-154.
- ROSSETTI R. (1967) - *Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, 124–142, Pavia.
- ROSSI S., FERLIGA C., RIGAMONTI I. &, CORBARI D. (2000) – *Unità ubiquitarie* in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 74-83.

- ROTTURA S., BARGOSSIG.M., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998) - *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. Lithos, **45**, 329-348.
- SALOMON W. (1901) – *Über neue Geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzungsh. K. Preus. Akad. Wiss., Berlin, I, 170-185.
- SALOMON W. (1928)
- SHALTEGGER U. & BRACK P.(1999) - *Short-lived events of extension and vulcanism in the Lower Permian of the Southern Alps (Northern Italy, Southern Switzerland)*. J. Conf., EUG 10, March 28th . April 1st, abstract vol.:**296-297**, Strasbourg.
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (1999) - *Radiometric age constraints on the formation of the Collio basin (Brescian Prealps)*. In: G. CASSINIS, CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (COORDS): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites*. Field Trip Guidebook, 23-25 Sept. 1999». The contin. Permian, Int. Congr., 15-25 Sept., 1999, Brescia: **71**. Earth. Sci. Dept., Pavia Univ.
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (2000) - *Radiometric age constraints on the formation of the Collio Basin (Brescian Prealps)*. In: CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (Eds), *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites*. Field Trip Guidebook. 23-25 September, 1999. International Field Conference on the Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations, 15–25 September 1999, Brescia, Italy, **71**,
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (2007) - *Crustal-scale magmatic systems during intracontinental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps*. Int. J Earth Sci. (Geol Rundsch), **96**, 1131-1151.
- SCHARDT H. (1884) – *Etude géologique sur le pays d'Enhaut vaudois*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **20**, 1-183.
- SCHARDT H. (1904) – *Note sur le profile géologique et la tectonique du Simplon*. Ecl. géol. Helv., **8**, 173-200.
- SCHARDT H. (1907) – *Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes*. Arch. Sc. Phis. Nat., **23**, 356-385, 483-496.
- SCHÖNBORN G. (1992) – *Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps*. Mem. Sc. Geologica, **44**, 229-393.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E., POSENATO R. & RODEGHIERO F. (1999) – *Stratigraphy of the Servino Formation (Lombardy, Southern Alps): towards a refined correlation with the Werfen Formation of the Dolomites*. Mem. Sci. Geol., Padova, **51**, 103-118.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954) - *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 - Foglio "33 – Bergamo"* e relative Note Illustrative.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) – *Carta geologica alla scala 1:100.000, Foglio "34 – Breno"* e relative Note illustrative (1971).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) - *Quaderni Serie III, 1 - Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento*, Roma, 1-203.

- SILETTO G.B. (1990) – *Polyphase tectonics in the Oroibic basement of Passo S. Marco (Upper Val Brembana, Southern Alps, Italy)*. Mem. Soc. Geol. I., **45**, 101-105.
- SPALLA M.I., GOSSO G., SILETTO G. & ZANONI D. (2009) – *L'evoluzione tettonica del Basamento Sudalpino Oroibico dalla convergenza Varisca a quella Alpina*. Atti del Convegno : Una nuova geologia per la Lombardia., Istituto Lombardo – Regione Lombardia, Milano, 6-7 novembre 2008, 1-21.
- STAMPFLI G.M. (1996) – *The Intra-Alpine Terrane: a Paleo-tethyan remnant in the Alpine Variscides*. *Eclodge Geol. Helv.*, **89**, 13-42.
- STAMPFLI G.M. (2000) – *Tethyan ocean*. In BOZKURT E., WINCHESTER J.A. & PIPER J.D.A. (Eds): *Tectonics and Magmatism in Turkey and surrounding area*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **173**, 1-23.
- STOPPANI A. (1859) – *Rivista geologica della Lombardia in rapporto alla carta geologica di questo paese pubblicata da F. Hauer. Appendice: Documenti in prova della tesi sostenuta nella presente memoria ed in aggiunta agli studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. Atti Soc. Geol. Residente in Milano, v. 1/3: 190-316.
- SUESS E. (1869) - *Über das Rothliegende im Val Trompia*. Sitz. Ber. K. Ak. Wiss. Math.-Nat. Kl., **59**, 107-119.
- TARAMELLI 1890 – *Carta geologica della lombardia*. Milano
- TARAMELLI 1896
- TARAMELLI, 1899
- TERMIER, P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**, 939-941.
- TERMIER, P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtellina*. Bull. Soc. Geol. France, **5**, 209-289.
- TERMIER P. (1922) - *Sur la structure des Alpes orientales: rapport des Dinarides et des Alpes*. Comp. R. Acad. Sc. Paris, **175**, 1173-1178.
- TREVISAN L. (1939) – *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**, 1-128.
- VECCHIA O. (1954) – *I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago di Iseo*. Atto Soc. It. Sci. Nat., **93**, 235-362.
- VECOLI M., DIENI I., SASSI F. & SRVAIS T. (2008) – *Cambrian Acritarchs from the Col di Foglia (Agordo)southalpine metamorphic basemente, Italian Eastern Alps: the oldest biostratigraphic record in the Alps*. Rend. Lincei, **19**, 45-55.
- VISSCHER H., KERP H., CLEMENT-WESTERHOF J.A. & LOOY C.V. (2000) - *Permian Floras of te Southern Alps*. In: CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P (Eds), “Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites”. Field-trip Guidebook, International Field Conference on “The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations”, 15–25 September 1999, Brescia, Italy, 139-147.
- VON BÜLOW (1918) -

- VON RICHTOFEN F.F. (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und Seiser Alpe in Süd-Tyrol*. Perthes, Gotha, 1-327.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., **65**, 394-421.
- WISSMAN (1841) -
- WOPFNER H. (1984) - *Permian deposits of the Southern Alps as products of initial alpidic taphrogenesis*. Geol. Rundsch., **73**, 259-77.
- ZANCHI A., CHIESA S. & GILLOT P.Y. (1990a) - *Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobian chain: structural and geochronological indication for pre-Tertiary compressive tectonics*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 77-82.
- ZANCHI A. *et alii* (1996)
- ZIEGLER P.A. & STAMPFLI G.M. (2001) - *Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys*. In: Cassinis G. (Ed.), *Permian continental deposits of Europe and other areas. Regional reports and correlations*. "Natura Bresciana", Annali Museo Civico Scienze Naturali Brescia, Monogr. **25**: 17-34.

