

BOZZA



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 077

CLUSONE

A cura di:

F. Jadoul⁽¹⁾, F. Berra⁽²⁾⁽¹⁾, A. Bini⁽¹⁾, C. Ferliga⁽²⁾, D. Mazzoccola⁽²⁾, L. Papani⁽³⁾, A. Piccin⁽²⁾, R. Rossi⁽³⁾, S. Rossi⁽³⁾, G.L. Trombetta⁽³⁾

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano

⁽²⁾ Regione Lombardia

⁽³⁾ Consulente di Regione Lombardia

Ente realizzatore:



Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

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

Direttori della Direzione Generale competente – Regione Lombardia: **R. Compiani, M. Presbitero, M. Rossetti, M. Nova, B. Mori**

Dirigenti della struttura competente – Regione Lombardia: **M. Presbitero, B. Mori, R. Laffi, A. De Luigi, M. Cassin, N. Padovan**

Responsabili del Progetto CARG per Regione Lombardia: **M. Presbitero, A. Piccin**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

R. M. Pichezzi (coord.), E. Chiarini, L. Martarelli

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Falcetti

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

coordinamento e direzione lavori: **F. Berra, G.B. Siletto, M. Credali**

informatizzazione: **F. Berra, M. Cetti, F. Mandozzi, S. Racchetti, S.**

Rossi, F. Torri, G.L. Trombetta

Collaudo: a cura di Lombardia Informatica S.P.A

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati

a cura di L.T.S. S.r.l. Treviso.

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia - ISPRA)

G. Mannucci, N. Padovan, A. Piccin, G.B. Siletto, M. Credali (Regione Lombardia)

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

I-... INTRODUZIONE	9
1. - CRITERI ADOTTATI PER I DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI.....	11
1.1 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	12
1.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	14
1.3 - CRITERI PER LA SINTESI CARTOGRAFICA	16
II -.. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO.....	19
1. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO	19
1.1 - BACINO DEL BREMBO	22
1.2 - BACINO DELL'ALTO SERIO	23
1.2.1. - <i>Alto Serio: asse vallivo e suoi affluenti.</i>	24
1.2.2. - <i>Alto Serio: l'anfiteatro</i>	26
1.3 - BACINO DEL BASSO SERIO	28
1.4 - L'AREA DI CLUSONE-CERETE ALTA.....	30
1.5 - BACINO DELL'OGLIO: L'ANFITEATRO DELLA VAL BORLEZZA	31
1.6 - UNITÀ NON RIFERIBILI ALLA FISIOGRAFIA ATTUALE	32
1.7 - INDIZI DI TETTONICA RECENTE	34
2. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA	36
2.1 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE PRE-TRIASSICA ...	36
2.2 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE INDUANO-CARNICA	37
2.3 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE NORICO- GIURASSICA INFERIORE	38
3. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA	39
4. - AREA DI CLUSONE: ANALISI SPECIFICHE	45
4.1 - STUDIO SISMOMETRICO.....	45
4.2 - STUDIO GEOFISICO	46
III - .STUDI PRECEDENTI.....	49
1. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA	49
2. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI.....	51
2.1 - BACINO DEL BREMBO	51
2.2 - BACINO DEL SERIO	51
2.3 - AREA DI CLUSONE-CERETE E VAL BORLEZZA	53
IV - STRATIGRAFIA.....	57
1. - BASAMENTO E SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA.....	57
1.1 - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI.....	57
1.1.1. - <i>Scisti di Edolo – Filloniti (Filladi di Ambria Auct.) (EDOf)</i>	57
1.2 - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-MESOZOICA DELLE ALPI MERIDIONALI.....	58

1.2.1. - Gruppo dei Laghi Gemelli.....	58
1.2.1.1. - Conglomerato basale (CGB)	58
1.2.1.2. - Vulcanite del Monte Cbianca (VUC)	59
1.2.1.3. - Formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ).....	61
1.2.2. - Verrucano Lombardo (VER).....	63
1.2.3. - Servino (SRV).....	64
1.2.4. - Carniola di Bovegno (BOV).....	66
1.2.5. - Calcare di Angolo – Litofacies calcarea (ANG _a).....	69
1.2.6. - Calcare di Camorelli (CMR)	70
1.2.7. - Calcare di Prezzo (PRZ)	72
1.2.8. - Formazione di Buchenstein (BUC).....	75
1.2.9. - Formazione di Wengen (WEN)	77
1.2.10. - Calcare di Perledo-Varenna (CPV).....	79
1.2.11. - Calcare di Esino (ESI).....	81
1.2.12. - Calcare rosso (KLR).....	87
1.2.13. - Formazione di Breno (BRE).....	90
1.2.14. - Argillite di Lozio (LOZ)	92
1.2.15. - Calcare Metallifero Bergamasco (CMB).....	92
1.2.16. - Arenaria di Val Sabbia (SAB).....	94
1.2.17. - Formazione di Gorno (GOR)	96
1.2.18. - Formazione di San Giovanni Bianco (SGB).....	98
1.2.19. - Formazione di Castro Sebino (CSO).....	101
1.2.20. - Nota sulle età della successione norico-retica.....	102
1.2.21. - Dolomia Principale (DPR).....	103
1.2.22. - Gruppo dell'Aralalta.....	107
1.2.21.1 - Dolomie zonate (DZN).....	107
1.2.21.2 - Calcare di Zorzino (ZOR).....	109
1.2.23. - Argillite di Riva di Solto (ARS).....	111
1.2.24. - Calcare di Zu (ZUU).....	113
1.2.25. - Formazione dell'Albenza (ALZ).....	116
1.2.26. - Calcare di Sedrino (SED).....	117
1.2.27. - Calcare di Moltrasio (MOT).....	118
1.3 - FILONI PORFIRITICI E PICCOLI CORPI IPOABISSALI.....	119
1.3.1. - Filoni andesitici (fn).....	119
2. - SIGNIFICATO GEODINAMICO DELL'EVOLUZIONE STRATIGRAFICA DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA	121
3. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE CONTINENTALI NEOGENICO- QUATERNARIE.....	124
3.1 - UNITÀ NON RIFERIBILI ALLA FISIOGRAFIA ATTUALE	124
3.1.1. - Conglomerato di Baita della Forcella (BAF).....	124
3.1.2. - Sintema di Corno Ceresa (ERE).....	125
3.1.3. - Conglomerato di Fino del Monte (FIM).....	126

3.2 - BACINO DELL'OGLIO: ANFITEATRO DEL GERA VALEGGIA BORLEZZA	127
3.2.1. - Sintema di Stalle d'Onito (SON)	127
3.2.2. - Sintema di Prati di Sta (PTT)	128
3.2.3. - Sintema di Bossico (BOI)	129
3.2.4. - Sintema di Cedrini (EDR)	130
3.2.5. - Sintema di Fonteno (FOE)	132
3.2.6. - Sintema dei Morti del Contagio (ORM)	133
3.2.7. - Sintema di Piazza di Sovere (PSO)	134
3.2.8. - Sintema di Sovere (VEE)	135
3.3 - BACINO DELL'ALTO SERIO: UNITÀ DISTINTE NEGLI ASSI VALLIVI	136
3.3.1. - Conglomerato del Vendulo (VED)	136
3.3.2. - Conglomerato del Dosso (OSO)	137
3.3.3. - Conglomerato della Corna di Lader (DER)	140
3.3.4. - Gruppo di Baita di Piazza Alta (CP)	141
3.3.5. - Conglomerato di Villa d'Ogna (VOG)	142
3.3.6. - Supersintema della Selva di Clusone (SU)	144
3.3.6.1. Sintema di Martorasco	144
3.4 - BACINO DELL'ALTO SERIO: UNITÀ DELL'ANFITEATRO	148
3.4.1. - Conglomerato della Corna de Par e tillite inferiore di Parre (DPA)	148
3.4.2. - Till di Fornace (TFC)	150
3.4.3. - Conglomerato di Villa Perelli (VPE)	151
3.4.4. - Formazione di Val Flex (VFL)	152
3.4.5. - Sintema della Trinità di Parre (TPR)	152
3.4.6. - Conglomerato del Campeggio di Clusone (GCL)	153
3.4.7. - Conglomerato del Dosso di Fiorine (DOF)	154
3.4.8. - Sintema di Vac (VAC)	155
3.4.9. - Sintema di Ceradello (CEO)	156
3.4.10. - Formazione del Fontagnone (FOG)	157
3.4.11. - Conglomerato di Ponte Nossa (ONA)	157
3.4.12. - Conglomerato di Groppino (ROP)	158
3.4.13. - Conglomerato di Ponte della Selva (OSE)	160
3.4.14. - Sintema di Prati Mini (PII)	160
3.4.15. - Sintema dei Morti Vecchi (MVH)	161
3.4.16. - Sintema della Pineta (INE)	162
3.5 - BACINO DEL BASSO SERIO	162
3.5.1. - Conglomerato di Semonte (EIM)	162
3.5.2. - Gruppo di Cazzano Sant'Andrea (AZ)	164
3.5.3. - Formazione di Lefte (LEF)	165
3.5.4. - Conglomerato di Val Bronesca (ONE)	167
3.5.5. - Formazione di Masserini (INR)	168

3.5.6. - Sintema di Piodera (PID)	169
3.5.7. - Conglomerato del Castello di Casnigo (NIG)	170
3.5.8. - Formazione di Tribulina del Castello (TBC)	171
3.5.9. - Gruppo di Vertova (VV)	171
3.5.9.1 - Conglomerato di Vertova	172
3.5.9.2 - Formazione di Colzate	172
3.5.10. - Supersintema di Fiorano (FR)	173
3.5.11. - Sintema di Torre Boldone (TBO)	174
3.6 - BACINO DEL FIUME BREMBO	174
3.6.1. - Conglomerato di Val Vedra (VVD)	174
3.6.2. - Conglomerato della Corna Buca (BUA)	175
3.6.3. - Conglomerato di Val delle Fontane (VFO)	177
3.6.4. - Conglomerato di Zorzone (ZOZ)	177
3.6.5. - Sintema di Endenna (END)	178
3.6.6. - Gruppo di Camerata Cornello (LL)	180
3.6.6.1 - Conglomerato di Scalvino	181
3.6.6.2 - Formazione di Val Foppa Bona	181
3.6.6.3 - Conglomerato della Foppa	182
3.6.6.4 - Unità di Darco	183
3.6.7. - Supersintema di Lenna (LE)	184
3.6.7.1 Sintema di Bordogna (LEB)	186
3.7 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	188
3.7.1. - Alteriti (b₆)	188
3.7.2. - Gruppo del Culmine (CU)	188
3.7.3. - Supersintema della Colma del Piano (CM)	189
3.7.4. - Gruppo di Prato Grande (GR)	190
3.7.5. - Gruppo della Valle dei Tetti (TE)	194
3.7.6. - Sintema del Po (POI)	194
V - TETTONICA	198
1. - TETTONICA REGIONALE	198
1.1 - UNITÀ STRUTTURALI INFERIORI	200
1.2 - UNITÀ STRUTTURALI INTERMEDIE	201
1.3 - UNITÀ STRUTTURALI SUPERIORI	204
2. - RICOSTRUZIONE TRIDIMENSIONALE DEL SETTORE PIZZO ARERA-CIMA DEL FOP	207
VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	211
1. - ASSETTO IDROGEOLOGICO E DISSESTI	211
1.1 - VAL BREMBANA	211
1.2 - VAL SERIANA	211
2. - RISORSE IDRICHE	215
2.1 - RISORSE IDRICHE PER USO POTABILE	215
2.2 - RISORSE IDRICHE PER USO IDROELETTRICO	217

3. - RISORSE MINERARIE	217
3.1 - FERRO.....	217
3.2 - PIOMBO, ZINCO E ARGENTO.....	218
3.3 - FLUORITE E BARITE	219
3.4 - URANIO.....	219
3.5 - CAVE DI PIETRE ORNAMENTALI.....	220
3.6 - SABBIA, GHIAIA, PIETRISCO E ALTRI MATERIALI	220
VII - ABSTRACT	238
VIII - LEGEND	242

BOZZA

BOZZA

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 077-Clusone della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (L. 67/88) attraverso una convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e Regione Lombardia, che si è avvalsa della consulenza del Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio" dell'Università degli Studi di Milano.

Il settore compreso nel Foglio 1:50.000 Clusone appartiene interamente al territorio della Provincia di Bergamo, ed è compreso nei fogli 33-Bergamo e 34-Breno della cartografia geologica nazionale a scala 1:100.000. Esso si estende dall'alveo del Brembo a W sino a Rovetta verso E, e dall'allineamento Isola di Fondra (Val Brembana) - Gandellino (Val Seriana) a N sino agli abitati di Zogno in Val Brembana e di Gandino in Val Seriana.

Il territorio in esame appartiene nel settore occidentale al bacino idrografico del Brembo, mentre in quello orientale è compreso il medio tratto del bacino del Serio e una ridotta porzione del bacino idrografico dell'Oglio (Val Borlezza). Il valico che separa attualmente questi due bacini si presenta come un ampio settore a debole pendenza esteso fra gli abitati di Clusone e Rovetta, ed è a sua volta una depressione colmata da sedimenti continentali neogenico-quadernari, indicata nella letteratura geologica (CHARDON, 1969; FERLIGA, 2000) come "bacino di Clusone".

L'area del Foglio 077-Clusone appartiene al dominio paleogeografico-strutturale della Alpi Meridionali, ed è caratterizzata da una successione sedimentaria di età permo-mesozoica, su cui 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 relativo ai depositi neogenico-quadernari dei bacini Serio e Oglio è stato invece realizzato - analogamente a quanto già fatto per la Carta Geologica della Provincia di Bergamo (JADOUL *et alii*, 2000) - alla scala 1:5.000, usando come base topografica le carte delle Comunità Montane della Val Seriana Superiore, della Media Val Seriana e dell'Alto Sebino, ed è poi stato sintetizzato alla scala 1:10.000. Tutti i dati ricavati sono confluiti nella Carta Geologica Regionale alla scala 1:10.000, dalla quale è stato derivato per generalizzazione il Foglio 077-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 stratigrafiche a limiti inconformi) (BINI *et alii*, 1990, 1991).

Le attività di rilevamento geologico sono state svolte negli anni 1996-2004, col coordinamento scientifico del prof. Arrigo Gregnanin e sotto la direzione del prof. Flavio Jadoul. Del gruppo di lavoro preposto al rilevamento hanno fatto parte:

- il prof. Flavio Jadoul e i dott. Fabrizio Berra, Daria Mazzoccola e Gian Luigi Trombetta, per le unità permo-mesozoiche;
- il prof. Alfredo Bini, coordinatore per le unità continentali neogenico-quadernarie
- i dott. Stefano Rossi, Andrea Piccin, Riccardo Rossi (bacino del Brembo), e il dott. Carla Ferliga (bacini dei fiumi Serio e Oglio), per le unità continentali neogenico-quadernarie.

Per le unità permo-mesozoiche sono state inoltre consultate le tesi di laurea inedite di Carlo Toffaloni, di Enrica Pagnoncelli (relatore prof. F. Jadoul, Università degli Studi di Milano) e di Paolo D'Adda (relatore prof. A. Zanchi, Università degli Studi di Milano-Bicocca); per l'anfiteatro del Serio e l'area fra questo e la Val Borlezza sono stati utilizzati anche i dati rilevati da C. Ferliga negli anni 1989-1995 e la tesi di laurea inedita di Daniela Motta (1996; relatore prof. G. Orombelli, Università degli Studi di Milano).

L'informatizzazione dei dati è stata eseguita da Regione Lombardia (F. Berra, M. Cetti, F. Mandozzi, S. Racchetti, S. Rossi, F. Torri G.L. Trombetta) con la supervisione di F. Berra.

1. - CRITERI ADOTTATI PER I DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

(a cura di A. Bini, D. Corbari, C. Ferliga)

I depositi continentali neogenico-quaternari sono stati rilevati *ex-novo* alla scala 1:10.000 o 1:5000 (valli del Serio e del Gera-Valeggia-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 - 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.

Nella cartografia sono state adottate sia unità litostratigrafiche sia unità a limiti inconformi (UBSU), come prescritto in SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992, e successive circolari integrative):

- UBSU: sono state usate tutte le volte che i corpi geologici presentino superfici limite caratteristiche, riconoscibili e tracciabili, mentre i caratteri interni risultino insignificanti al fine del riconoscimento 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, a 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 a *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 siano identificabili superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici siano riconoscibili per le loro caratteristiche interne, quali la cementazione, la completa alterazione del corpo geologico o la composizione petrografica dei clasti che lo costituiscono.

L'utilizzo di questo approccio ha consentito sia la classificazione sia la ricostruzione della cronologia relativa, dell'evoluzione e della paleogeografia delle successioni sedimentarie presenti nei singoli bacini. 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).

1.1 - 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 mostrino una sostanziale concordanza di significato e definizioni, sebbene siano collocate in differenti bacini e non abbiano continuità fisica tra di loro. In particolare, relativamente al 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 sintema o un supersintema che racchiuda i depositi legati allo LGM, a lor volta suddivisi in:

- un sintema relativo ai sedimenti glaciali del ghiacciaio vallivo principale e dei ghiacciai delle valli laterali a esso connessi

- singoli sintemi o subsintemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate da ghiacciai non in continuità con il ghiacciaio vallivo principale.

In questo schema concettuale, il supersintema indistinto viene utilizzato per la cartografia dei depositi non riferibili con certezza a un dato sintema (es. nel *sandur* dell'asse vallivo principale possono trovarsi miscelati i depositi fluvioglaciali di tutti i sintemi).

Nella realizzazione della cartografia in scala 1:50000 esso è stato altresì usato, per ragioni di semplificazione, ogniqualvolta i singoli sintemi rappresentino apparati di ghiacciai locali ben identificabili e delimitabili arealmente su base topografica, in modo da ridurre il numero di unità distinte e semplificare così la legenda.

b) Depositi pre-LGM degli anfiteatri

Negli anfiteatri, come nelle aree a essi assimilabili (es.: grandi diffluenze del ghiacciaio principale in valli laterali sufficientemente ampie) e nella porzione bassa delle valli a ridosso degli anfiteatri, a differenza di quanto avviene nelle valli, i depositi glacigenici corrispondenti alle glaciazioni pre-LGM sono solitamente ben riconoscibili e cartografabili; pertanto per i 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 e 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.

Nell'ambito del supersintema sono state poi istituite unità informali a limiti inconformi o litostratigrafiche per singoli lembi di depositi, sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica locale. 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 rappresentino un singolo evento sedimentario valido a livello bacinale ma siano di significato strettamente locale.

Dato che il supersintema della Colma del Piano comprende i depositi glacigenici 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. All'interno di un dato bacino, però, le singole unità locali

presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala bacinale; pertanto esse di fatto restano unità distinte in base al bacino di appartenenza, anche se in una sintesi a scala minore quale la presente carta in scala 1:50000 esse vengono rappresentate entro il supersintema indistinto.

d) Singole unità litostratigrafiche: depositi cementati antichi, dei quali spesso è difficile determinare in dettaglio la facies, e che si presentino completamente isolati dall'erosione e/o alterati, nonché spesso carsificati, sono stati cartografati come singole unità litostratigrafiche di significato locale.

1.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Sotto questa dicitura - oltre al supersintema della Colma del Piano relativo a unità prevalentemente glacigeniche - sono stati raggruppati tutti i depositi legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane, etc...), la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio.

Vengono cartografati senza distinzioni a scala di bacino anche tutti i depositi successivi all'ultimo massimo glaciale (LGM) in quanto messi in posto nel medesimo arco temporale e secondo modalità e caratteristiche omogenee su tutto il territorio.

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 quindi (Fig. 1):

a) sintema del Po: racchiude tutti i depositi - indipendentemente dall'agente deposizionale - formatisi posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione e abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene. Nelle aree di alta quota glacializzate nel corso dell'Olocene, entro esso viene distinto un subsintema che raggruppa tutti i depositi glacigenici relativi all'avanzata della Piccola Età Glaciale (PEG), un subsintema relativo ai sedimenti delle avanzate oloceniche anteriori alla PEG - ove presenti - e un terzo comprendente i depositi della fase successiva alla PEG.

b) supersintema della Colma del Piano, nel significato sopra specificato, ovvero come unità comprendente tutti i depositi glacigenici anteriori all'LGM entro le valli.

c) 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.

d) supersintemi o gruppi definiti per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al sistema del Po:

- supersistema di Palazzago (non affiorante nel Foglio 077-Clusone): comprende principalmente depositi colluviali e di trasporto in massa 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 Pleistocene 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 successive di depositi colluviali alimentati dalla medesima sorgente alteritica, e spesso privi di espressione morfologica propria. I depositi di ciascun singolo evento sedimentario - legato a 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. Rientrano in questa definizione anche le porzioni di versante disarticolato e ribassato per gravità all'interno delle quali non sia più ricostruibile l'originaria successione stratigrafica, nonché gli accumuli di blocchi - non alimentati dall'alto ma generati comunque dal movimento per gravità del proprio substrato - che costituiscono la porzione superiore di versanti interessati da DGPV.

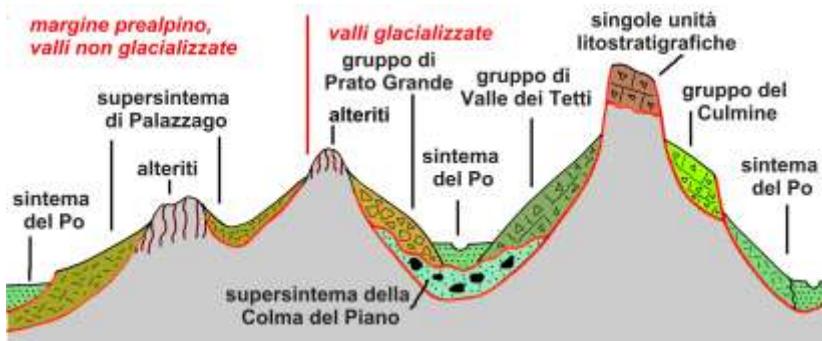


Fig. 1 – Unità non distinte in base al bacino di appartenenza: schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura e in media valle.

- gruppo della 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 a 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 della 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).

1.3 - CRITERI PER LA SINTESI CARTOGRAFICA

Nell'ambito dei corpi sedimentari definiti come UBSU, ove la cartografabilità lo consentiva, sono state differenziate - mediante sovrassegni sul colore dell'unità di appartenenza - le singole porzioni caratterizzate da specifiche facies sedimentarie, allo scopo di meglio precisarne il contesto deposizionale e la paleogeografia relativa. Tale notazione non è stata utilizzata nel caso di unità litostratigrafiche, di per sé già distinte in base a litologia e quindi facies sedimentaria.

Nel testo quindi, 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 sottounità 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.

Particolare attenzione è stata posta nell'utilizzo della tradizionale simbologia geomorfologica, riportando cartograficamente solo le forme significative ai fini di una migliore comprensione della successione stratigrafica.

Il simbolo "orlo di terrazzo" è stato utilizzato esclusivamente per indicare l'evidenza morfologica di superfici erosionali che siano limiti di unità, indipendentemente dal grado gerarchico delle stesse, e in maniera totalmente svincolata da una qualsivoglia genesi "alluvionale". Esso quindi indica scarpate erosionali che tronchino depositi di facies varia (versante, glaciale, lacustre, alluvionale etc.), e che rappresentino l'evidenza morfologica di un limite stratigrafico per erosione. Come tale, esso viene utilizzato:

a - quando un'unità litostratigrafica continentale è troncata dall'escavazione di una superficie entro cui si è poi deposta un'unità successiva; in questo caso le due unità possono non essere in contatto diretto fra di loro, ma la scarpata erosionale comunque evidenzia i loro rapporti reciproci, ovvero che l'unità più bassa è quella di più recente deposizione, incassata entro l'unità più alta, e non viceversa come nella stratigrafia classica.

b - entro una UBSU di rango superiore che venga cartografata senza distinguere al suo interno le unità di rango inferiore che la costituiscono (es: un supersistema che riunisca più sistemi e/o subsistemi cronologicamente successivi), per evidenziare come questa sia il prodotto di più fasi di erosione e deposizione ben distinguibili a scala maggiore. Soprattutto nelle aree di pianura, ove la scala della carta non permette di evidenziare topograficamente dislivelli e gradini morfologici significativi, diviene infatti fondamentale poter rintracciare, entro le unità di rango superiore cartografate come indistinte, le evidenze di terreno dei limiti delle unità di rango inferiore che le compongono e ne giustificano la collocazione gerarchica; in assenza di tali indicazioni, accorpamenti di unità in contatto laterale fra loro apparirebbero come "eteropici", rendendone ingiustificata la distinzione, mentre nel dettaglio essi non risultano mai isocroni, bensì costituiti da singole unità lateralmente incassate entro le unità del corpo limitrofo più antiche.

c - quando una UBSU tronca un'altra UBSU, indipendentemente dalla morfologia cartografata; a esempio, la scarpata-limite può venire a costituire l'orlo di un conoide più antico reinciso, oppure l'orlo di una morena troncata in discordanza dall'incisione entro cui sedimenta l'unità successiva.

Forme di origine glaciogenica: sono state selezionate quelle indicative della massima estensione e/o della geometria dei singoli ghiacciai nelle

varie fasi. In quest'ottica, fra le forme deposizionali sono stati privilegiati, per ciascuna unità, i cordoni morenici più esterni o, all'interno di essa, quelli che comunque indichino pulsazioni minori anche se non distinte cartograficamente. Analogamente, vengono indicati esclusivamente singoli massi - o gruppi di massi - erratici, significativi in quanto elementi che permettano di ricostruire il margine della lingua glaciale in una specifica fase; anche entro aree con copertura continua di depositi glaciali, essi costituiscono spesso il dato più evidente che permette di tracciare - per interpolazione - il limite fra due unità, in assenza di spaccati significativi. Fra le forme di esarazione, dossi montonati e strie glaciali appaiono diffusi su tutti i litotipi silicatici a grana fine; essi vengono quindi segnalati solo laddove utili per delineare una *trimline*.

Forme legate a depositi alluvionali: vengono evidenziati morfologicamente i conoidi la cui genesi appaia strettamente legata a correnti trattive ovvero dinamiche di tipo alluvionale.

In molti casi si osservano allo sbocco delle valli laterali corpi complessi - solo grossolanamente a forma di cono - entro i quali sono distinguibili più fasi di aggradazione a opera di fenomeni gravitativi a carattere catastrofico, e incassata entro questi un'ultima fase prettamente alluvionale: in questo caso il simbolo morfologico viene utilizzato per il cono alluvionale s.s., evidenziando così la genesi polifasica dell'intero corpo.

Forme legate a depositi per gravità: per evitare il proliferare di simboli, non vengono invece distinte tutte quelle forme apparentemente riconducibili a un cono, ma legate all'espansione entro la valle principale di depositi di frana provenienti dal canalone a monte; in questi casi, viene privilegiata l'informazione relativa alla facies.

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 E GEOMORFOLOGICO

1. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO

Il foglio è caratterizzato da aree di media e alta montagna, con quote che tendono a decrescere da N verso S a partire dai 2600 m circa nel settore settentrionale sino ai 1000 m circa nella fascia meridionale. Due grandi assi fluviali con andamento meridiano drenano il territorio: il Brembo a W e il Serio a E, incidendo vallate relativamente strette e con andamento peculiare (Fig. 2).

Il bacino del Brembo è caratterizzato, nella parte alta, dalla confluenza dei due bacini dei cosiddetti Brembo di Mezzoldo, a occidente, e Brembo di Carona a oriente, che si riuniscono all'altezza di Piazza Brembana - Lenna. Il Foglio 077-Clusone comprende gran parte del bacino del Brembo di Carona, oltre ad una limitata porzione in sponda sinistra del Brembo di Mezzoldo (valle di Piazzatorre), nonché il versante sinistro del medio corso del Brembo con i suoi affluenti. Dato che molti dei corpi geologici presenti nell'asse della valle principale affiorano su ambedue i versanti, per una miglior comprensione delle caratteristiche e dell'evoluzione del territorio, nella descrizione delle unità stratigrafiche si farà quindi riferimento anche ai depositi brembani presenti nel limitrofo Foglio 076-Lecco.

Il bacino del Serio presenta un decorso apparentemente regolare, con un asse principale ad andamento meridiano e numerose valli laterali di una

certa estensione ed importanza. Fra il massiccio dell'Alben e quello del Formico però, in corrispondenza di un piastrone di dolomie noriche poco erodibili ma intensamente fratturate, la valle principale si trasforma in una stretta forra scavata nella roccia e lunga circa 4 km (forra di Ponte del Costone); lungo questo tratto significativa è stata l'azione erosiva del corso d'acqua nonché il rimodellamento ad opera della gravità, cosicché scarsi sono i lembi di depositi continentali pleistocenici conservati, in genere isolati e sospesi sul fondovalle attuale. Mancando per i singoli litosomi qualsiasi continuità laterale, la correlazione fra le successioni presenti a N di Ponte del Costone e quelle conservate a S di tale località sino alla pianura risulta impossibile; la forra di Ponte del Costone assume quindi il significato di un vero e proprio elemento separatore fra un bacino dell'alto Serio, caratterizzato nel corso del Pleistocene da ripetute avanzate del ghiacciaio locale, e un bacino del basso Serio, che da Ponte del Costone si allarga via via sino alla pianura.

L'impostazione dell'intero asse seriano è comunque di età miocenica (BINI, 2007), con un fondovalle inciso sino a q. 565 m s.l.m. presso Ponte Nossa (conglomerati della Corna di Lader); durante il Messiniano la valle si approfondisce, per poi essere nel Pliocene occupata dal mare, che entra in essa sino quasi al margine meridionale del foglio (dati biostratigrafici in: MARTINIS, 1948, 1951; SIDDI *et alii*, 1988). Viene successivamente riempita nel corso del Pliocene e del Pleistocene inferiore da depositi alluvionali, caratterizzati anche a S della stretta di Ponte del Costone dalla presenza di clasti della successione permiana e del basamento affioranti nell'alta valle (conglomerati di Semonte; bacino di Leffe, Pleistocene inf., in RAVAZZI, 1992; POMICINO *et alii*, 2001).

Il settore sud-orientale del foglio infine comprende un tratto del bacino del Gera-Valeggia-Borlezza, attualmente affluente dell'Oglio, e caratterizzato dalla presenza di un anfiteatro glaciale locale, costruito da una diffluenza del ghiacciaio camuno.

Oltre alla partizione sopradetta, relativa alla fisiografia attuale, occorre tenere conto della presenza, nel settore carbonatico nord-orientale, di corpi sedimentari continentali “vecchi” - di età presumibilmente neogenica sino al Pleistocene inferiore - e non in equilibrio con la fisiografia attuale. In alcuni casi si tratta di segmenti di fondovalle, e relativi sedimenti, conservati in posizione di cresta, quindi riferibili ad una paleogeografia completamente svincolata rispetto alla situazione presente; in altri casi i litosomi, pur inseriti entro una fisiografia confrontabile con quella attuale, sono legati a corsi d'acqua di cui non è più possibile determinare il bacino di recapito. Essi suggeriscono assetti del territorio completamente diversi da quello odierno ma, data la frammentarietà delle testimonianze conservate, appare impossibile delinearne con precisione i contorni.

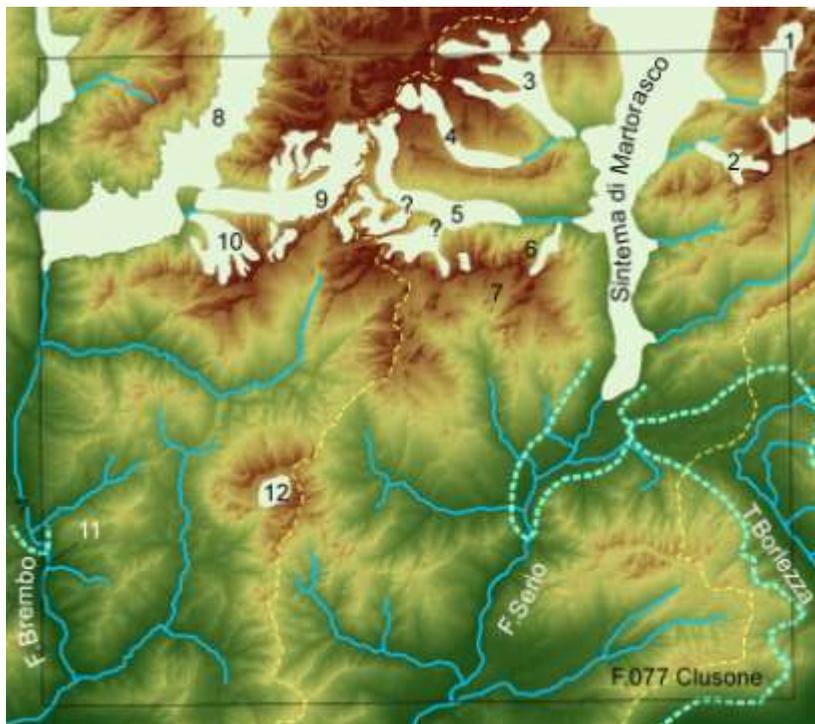


Fig. 2 - Schema dell'area del foglio con evidenziati gli spartiacque dei bacini idrografici descritti e l'estensione dei ghiacciai durante MEG e LGM, ricostruita in base alle evidenze di terreno. Numeri riferiti alle tabelle 1 e 2: confluenza ipotizzata; trattini gialli: spartiacque Brembo-Serio-Oglio; tratti azzurri: massima espansione glaciale (MEG).

Dato che gli eventi che hanno modellato il territorio fanno parte integrante dei complessi cicli di deposizione delle unità continentali neogenico-quadernarie, ben definibili e correlabili solo 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 (bacino del Brembo), e tenendo conto della suddivisione del bacino del Serio in due contesti geologico-morfologici assolutamente distinti. Le unità conglomeratiche di collocazione paleogeografica non determinabile presenti nel settore carbonatico nord-orientale verranno trattate in un raggruppamento a sè stante, come "unità non riferibili alla fisiografia attuale".

1.1 - BACINO DEL BREMBO

(a cura di S. Rossi)

Nell'ambito del Foglio 077-Clusone, il bacino del Brembo comprende parte della Val Brembana - soprattutto in sponda sinistra dato che il margine occidentale del foglio coincide con il corso del fiume stesso - e numerose valli affluenti di sinistra che, da N a S, sono la Valsecca, la Val Parina e, nel tratto a S di San Pellegrino, la valle dell'Ambria. Queste valli hanno orientamento compreso tra ENE-WSW e NE-SW, parallelo al ramo del Brembo tra Lenna e Fondra, così come alcune valli laterali minori. Al vertice NW il foglio comprende parte del vallone di Piazzatorre, vallone laterale al ramo del Brembo di Mezzoldo.

Queste valli presentano tratti morfologici differenti a causa della marcata influenza della litologia sulla morfologia. La Valsecca è una valle strutturale impostata sul fianco meridionale dell'Anticlinale Orobica; presenta il versante settentrionale con morfologie molto arrotondate, impostato sui litotipi del basamento e della serie permo-triassica dell'Anticlinale Orobica, mentre il versante meridionale è impostato sulla serie dei carbonati triassici del Pizzo Arera, con morfologie più aspre e dirupate; a questa impronta sono sovrapposte le forme legate ai ghiacciai locali. La Val Parina è anch'essa controllata strutturalmente, ma da un sistema di fratturazione entro il medesimo piastrone di calcare di Esino, e è quindi stretta, profondamente incisa e si apre solo verso oriente dove intercetta termini litologici differenti. La valle dell'Ambria presenta morfologia più articolata e complessa, innanzitutto perché è impostata su litotipi maggiormente erodibili (Argillite di Riva di Solto, Calcare di Zorzino) a contatto con unità competenti (Dolomia Principale).

Alcuni versanti della Val Brembana sono interessati da frane di scivolamento (Ambria) che coinvolgono litotipi competenti (essenzialmente Dolomia Principale) che poggiano, per contatto tettonico, su litotipi plastici come l'Argillite di Riva di Solto. Forme ruinformi con torrioni, pinnacoli, pareti e versanti ripidi caratterizzano invece il paesaggio della Dolomia.

La Valsecca di Roncobello è stata interessata da un ghiacciaio locale di entità ridotta e da una serie di ghiacciai minori attestati in ognuno dei valloni laterali. Questi ghiacciai non erano generalmente coalescenti con la lingua principale della Valsecca, e di alcuni restano apparati morenici ben delineati, come a valle del Passo della Marogella. Il ghiacciaio principale proveniva dalla valle del Brembo di Valleve e durante l'ultima avanzata glaciale (LGM) terminava con le morene frontali all'altezza di Lenna. Sia in Valsecca sia nella Val Brembana sono presenti forme definibili come pseudomorene, modellate dai ghiacciai in litotipi teneri (Servino, Calcare di Angolo) e ammantate da una sottilissima coltre di *till* di ablazione.

La Val Brembana, con andamento N-S, è anch'essa una valle strutturale poiché è localizzata in corrispondenza di una *transverse zone* (SCHÖNBORN, 1994; LAUBSCHER, 1985; GHISELLI, 2007) che divide un settore orientale, in cui affiora la successione medio triassica, da un settore occidentale ove il Triassico medio è assente e la Dolomia Principale del Triassico superiore appoggia direttamente sulla copertura permiana. La Val Brembana era già ben formata prima della crisi di salinità del Messiniano, quando il suo fondovalle presso San Pellegrino si trovava tra i 500 e i 600 m di quota attuali (sintema di Endenna e alteriti).

I depositi conglomeratici più antichi (conglomerato della Corna Buca, conglomerato di Zorzone e conglomerato di Val Vedra) testimoniano la forte erosione che ha avuto luogo al termine del loro ciclo di deposizione, cementazione e carsificazione (Miocene medio e superiore). La valle è stata approfondita durante il Messiniano e occupata dal mare durante il Pliocene inferiore, quando il mare è risalito sino a Camerata Cornelio, nel limitrofo Foglio 076-Lecco (BINI & ZUCCOLI, 2005). Durante il Pliocene superiore e in parte del Pleistocene inferiore, la valle è stata riempita da sedimenti dapprima deltizi, poi fluviali e, probabilmente, nella parte alta della valle, anche da sedimenti glaciali; nel Gelasiano infatti il Brembo sfociava in mare costruendo un delta nella zona di Almenno S. Salvatore, a SW del Foglio 077-Clusone (conglomerato di Madonna del Castello) (CORSELLI *et alii*, 1985b).

1.2 - BACINO DELL'ALTO SERIO

(a cura di C. Ferliga)

Nell'ambito del foglio il corso dell'alto Serio presenta decorso N-S sino a Villa d'Ogna, per poi assumere a S di tale abitato un andamento NNE-SSW.

Il bacino idrografico è compreso in questo tratto tra i 2600 delle cime a settentrione (M. Pradella, 2619 m s.l.m.), e i 450 m circa del fondovalle in corrispondenza della stretta di Ponte del Costone. Numerose sono le valli tributarie, spesso impostate lungo lineamenti tettonici trasversali rispetto all'asse principale e con morfologia fortemente condizionata dall'erodibilità dei litotipi presenti. Tra queste spicca la valle dell'Acqualina, affluente di destra impostata lungo una direttrice tettonica regionale - la Linea Valtorta-Valcanale - e caratterizzata da una successione sedimentaria complessa e talora di difficile interpretazione.

Tra Villa d'Ogna, Clusone e lo sbocco della valle del Riso, la valle del Serio si amplia (Fig. 3), affacciandosi su di un vasto ripiano poco rilevato, che sale impercettibilmente verso E sino allo spartiacque con il bacino dell'Oglio, qui insolitamente basso (630 m s.l.m.); i sedimenti sottesi a tale

superficie colmano una profonda e articolata depressione intramontana nota nella letteratura geologica come "bacino di Clusone" (CHARDON, 1969). Durante le glaciazioni pleistoceniche, la fronte del ghiacciaio seriano si è ripetutamente attestata in corrispondenza di tale ampliamento, che ha reso possibile la costruzione di un anfiteatro morenico articolato.



Fig. 3 - Val Seriana e conca di Clusone dalla zona dell'altipiano di Falcchio, vista verso W (Foto D. Marsetti, volo elicottero ottobre 2007; per CAMOZZI et alii, 2007).

1.2.1. - Alto Serio: asse vallivo e suoi affluenti.

Il fondovalle principale sino al Ponte Nuovo di Ardesio è caratterizzato da estese coperture di depositi glaciali relativamente recenti, che ammantano un substrato costituito da rocce silicee del basamento e della successione permiana; essi appaiono quindi non cementati, e spesso rimobilizzati per colata, mentre mancano quasi completamente testimonianze dei cicli sedimentari più antichi.

Da Ardesio verso S invece l'asse vallivo principale è caratterizzato da ampie superfici sospese sull'alveo attuale e terrazze, sostenute da depositi conglomeratici alluvionali; ad esse si raccordano corpi conglomeratici originati da frane o da trasporto in massa provenienti dalle valli laterali. La notevole conservazione di tali depositi è dovuta alla cementazione che interessa pervasivamente i corpi più antichi e le porzioni superficiali di quelli più recenti, legata a sua volta al contesto geologico locale caratterizzato da rocce prevalentemente carbonatiche.

Durante le glaciazioni pleistoceniche, il ghiacciaio seriano scendeva sino alla zona di anfiteatro (Parre - Ponte Nossa - Clusone), ricevendo le lingue glaciali confluenti dalle valli laterali più settentrionali. In genere i depositi glaciali anteriori all'ultimo massimo (LGM) risultano di difficile identificazione e correlazione, se non in specifiche situazioni locali; sono stati quindi cartografati come supersintema della Colma del Piano indistinto. In particolare, nella valle del Goglio sono distinguibili, fra Masone e Valgoglio, tre successive avanzate della lingua locale - posteriori alle fasi di massima espansione in cui il ghiacciaio seriano raggiungeva in quest'area quasi quota 1700 m s.l.m. - con morene via via meglio conservate (sintemi di Bodrotti, di Masone, di Ratti, non distinti cartograficamente); analogamente nella valle di Boario di Gromo sono conservate le morene del ghiacciaio locale in una fase relativamente recente, in cui non arrivava a congiungersi al ghiacciaio seriano (sintema della Valle dei Molini); presso Nasolino, infine, la successione conservata presenta alla base, attorno a q. 600 m s.l.m., un *till* sovraconsolidato (*till* di Oltressenda), "protetto" da una successione di conglomerati alluvionali locali (conglomerato di Nasolino) deposti presumibilmente in una fase in cui il ghiacciaio principale sbarrava la valle dell'Ogna.

Durante l'ultimo massimo glaciale (Fig. 2), il ghiacciaio seriano non si spingeva oltre l'abitato di Piario, mentre risultavano svincolati da esso i ghiacciai locali della valle del Goglio, della Val Sanguigno, della valle dell'Acqualina (sintemi di Valgoglio, di Val Sanguigno, di Valcanale) nonché della valle di Boario (sintema di Benfit); data la facile reperibilità in carta, tutti sono stati cartografati entro il supersintema della Selva di Clusone indistinto.

Nella porzione carbonatica del bacino, contrariamente a quanto ritenuto in passato, il modellamento dei versanti a opera del ghiacciaio è estremamente ridotto, come mostra la presenza di depositi interglaciali con morfologie perfettamente conservate; l'escavazione della valle è da considerarsi di origine fluviale, con un marcato rimodellamento a opera della gravità (Fig. 4). Molti dei versanti infatti mostrano scarpate di frana, trincee e contropendenze in corrispondenza delle quali la porzione inferiore degli stessi assume profilo convesso; si tratta di deformazioni gravitative profonde e scivolamenti in blocco che interessano porzioni di versante estese sino a parecchi km (es: Monte Secco – Cima Vaccaro tra Cacciamali e Ludrigno, versante destro a N di Gromo, in FORCELLA, 2000; forra di Ponte del Costone). Entro questi corpi sono poi individuabili frane di minori dimensioni caratterizzate da collasso di porzioni di versante, accumulo di grossi blocchi o scivolamento di materiali prevalentemente fini. Il movimento di questi corpi si presenta quasi sempre polifasico, e in molti casi le relazioni con i depositi alluvionali (es: *sacking* di M. Secco – Cima

Vaccaro, suturato da conglomerati attribuiti al Pleistocene medio) o con i depositi glaciali che li ammantano e che risultano coinvolti nella dislocazione (es: ambedue i versanti a N di Gromo) mostrano che essa inizia anteriormente all'ultimo massimo glaciale e spesso si protrae successivamente a questo.



Fig. 4 - Val Seriana, destra idrografica: porzioni di versante ribassato per gravità in corrispondenza di Ludrigno (foto C. Ferliga).

1.2.2. - Alto Serio: l'anfiteatro

La successione di depositi continentali pleistocenici caratteristica del bacino dell'alto Serio raggiunge piena espressione in corrispondenza dell'allargamento della valle fra Piario e Ponte Nossa, alla confluenza del ripiano di Clusone, oggi solcato da un corso d'acqua minore e privo di nome (Fig. 5).

In quest'area si sono infatti potuti conservare estesi lembi di depositi del Pleistocene inferiore, in gran parte cementati e sospesi sino a 150 m sull'alveo attuale, che costituiscono il substrato su cui si ammantano i depositi glaciali del Pleistocene medio e superiore. La successione sedimentaria conservata appare complessa, caratterizzata da più fasi di aggradazione separate da importanti superfici erosionali. Alcuni litosomi conglomeratici presentano altresì una buona continuità laterale, mantenendosi riconoscibili sia entro il bacino dell'alto Serio a N dell'anfiteatro stesso sia sino entro la forra che lo delimita verso S. E' il caso del conglomerato di Villa d'Ogna, riconoscibile entro l'anfiteatro - come

pertanto descritti come unità litostratigrafiche. Su questa sequenza si ammantano depositi identificabili sulla base delle caratteristiche della superficie limite superiore tutt'oggi conservata, e distinti quindi come UBSU.

Si può riconoscere una prima avanzata glaciale (tillite inferiore di Parre) non distinta in carta per motivi di scala, a cui segue l'avanzata testimoniata dal *till* di Fornaci; dubbia resta invece la correlazione con una placca isolata di tilliti (tillite del *Barrage*) già segnalata da CHARDON (1975) nell'alveo del Serio, e non riportata alla scala della carta. I depositi dei sintemi della Trinità e di Vac testimoniano altrettante avanzate glaciali successive, mentre l'intera serie è chiusa dalle alluvioni del sintema di Ceradello.

I depositi successivi sono depositi entro la superficie erosionale che tronca questa prima sequenza, e sono caratterizzati da corpi conglomeratici alluvionali che riempiono la valle, incassati gli uni negli altri, e su cui si ammantano di volta in volta i depositi glaciali delle successive avanzate del Pleistocene medio e superiore (sintema di Prati Mini, di Morti Vecchi, della Pineta). Questi ultimi assumono forme ben espresse: archi morenici via via meno conservati dall'interno verso l'esterno modellano infatti la superficie de La Selva di Clusone (toponimo IGMI 1:25.000, 33IINE, 1976).

Problematica appare la correlazione fra le facies glaciali e i relativi fluvioglaciali. Il ghiacciaio seriano infatti si appoggiava su superfici conglomeratiche terrazzate precedenti, lasciando preferenzialmente depositi di ablazione su di esse, mentre lo scaricatore glaciale si incanalava presumibilmente nell'incisione del fondovalle; è venuta in tal modo a mancare qualsiasi continuità laterale fra facies glaciali e facies fluvioglaciali, anche le più prossimali. Alcuni dei corpi alluvionali terrazzati più bassi in questo settore potevano quindi essere collegati ad una fronte glaciale.

L'ultima avanzata glaciale (supersintema della Selva di Clusone) si spinge sino al margine settentrionale dell'area dell'anfiteatro, con fronte sottolineata da dossi ormai arrotondati dall'attività antropica, entro l'abitato di Piario.

1.3 - BACINO DEL BASSO SERIO

(a cura di C. Ferliga)

In corrispondenza del piastrone di dolomie noriche dei massicci dell'Alben e del Formico, la valle del Serio diviene stretta e con pareti ripide, talora subverticali, scomposte da fratture beanti che isolano singoli pinnacoli. Tutta l'area fra il Pizzo Frol e la Cima di Cavlera - in sinistra idrografica - e tutto il versante nordorientale del Formico fra Cima Tagliate e il Pizzo di Casnigo appaiono interessati da vaste deformazioni gravitative

profonde, evidenziate da contropendenze, segmenti di versante ribassato, grandi trincee da rilascio; il collasso gravitativo dell'intero settore è responsabile, almeno in parte, del restringimento della valle in questo tratto.

Superata la forra, la valle si allarga nuovamente, assumendo le caratteristiche delle aree non glacializzate, con versanti coperti da estese ma discontinue coltri di alterazione soggette a rimobilizzazione.

Il racordo fra versante e fondovalle è sottolineato in destra idrografica da un netto gradino morfologico attorno a 500-550 m di quota, costituito da un'ossatura in roccia su cui poggiano lembi di conglomerati alluvionali litificati, ormai privi di morfologia propria (conglomerato di Semonte) ammantati da coltri di alterazione sviluppate a spese di depositi alluvionali del Serio (formazione di Masserini, sintema di Piodera). Tale gradino è troncato da una superficie erosionale incisa sino alla successione norica - che in scavo edilizio appare scomposta da lineamenti tettonici N-S - entro la quale sedimentano corpi conglomeratici alluvionali del Pleistocene medio (gruppo di Vertova, supersintema di Fiorano).

Sul versante sinistro invece la valle è caratterizzata dall'imponente bastionata del "terrazzo di Casnigo" ampia superficie sospesa sino a 60 m sull'alveo attuale, degradante verso S e modellata su unità conglomeratiche (Fig. 6). A ridosso di esso si apre l'ampia vallata della Romna – meglio nota nella letteratura geologica come “bacino di Leffe” - caratterizzata da estese superfici pianeggianti e terrazzate.



Fig. 6 - La superficie terrazzata di Casnigo, vista dal santuario di San Patrizio di Colzate; essa appare delimitata verso il Serio da una netta scarpata; sullo sfondo a sinistra si apre la vallata della Romna con il "bacino lacustre di Leffe" (foto C. Ferliga).

L'intera area, caratterizzata da un'anomala profondità del fondo in roccia (m 294 s.l.m.; RAVAZZI, 1992), presenta un complesso riempimento di depositi di versante e frana a cui seguono depositi palustri-lacustri del Pleistocene inferiore (formazione di Leffe), eteropici nelle porzioni più interne a depositi di versante cementati. La parte alta della successione è costituita da più eventi di sedimentazione alluvionale di alimentazione seriana (conglomerati della Val Bronesca e del Castello di Casnigo), suturati

da una coltre di alteriti su depositi alluvionali seriani e depositi eolici pedogenizzati (formazione di Tribulina del Castello). Allo stato attuale delle conoscenze non ci sono elementi per correlare la successione del "terrazzo di Casnigo" e di Lefte con i depositi del versante destro presenti nella medesima fascia altimetrica.

1.4 - L'AREA DI CLUSONE-CERETE ALTA

(a cura di C. Ferliga)

L'anfiteatro del Serio si apre a E nel cosiddetto "bacino di Clusone" (CHARDON, 1969). Compreso tra il Passo della Presolana (Foglio 078-Breno), Clusone e Cerete alta, quest'ultimo è un'ampia depressione intramontana allungata in senso E-W e controllata da lineamenti tettonici, che - successivamente all'emersione della catena - ha rivestito il ruolo di bacino sinorogenico con sedimentazione di tipo continentale.

Il suo fondo in roccia ha morfologia estremamente articolata, con dossi conici che emergono nettamente dalla piana, accanto a tratti scavati per oltre 120 m sotto il piano campagna attuale: si tratta di una superficie erosionale composita e polifasica, che tronca nettamente depositi conglomeratici alluvionali e glaciali più antichi (superfici di Castione e Bratto, altopiano del Falechio, al margine occidentale del Foglio 078-Breno) sospesi per parecchie centinaia di metri (par. 1.6)(Fig. 5).

Attualmente la zona fra Dosso Foppe e Maninetti è un vero e proprio valico tra il bacino del Serio e quello dell'Oglio, posto a quote relativamente basse (attorno ai 600 m) e modellato su di una complessa successione di depositi alluvionali, lacustri e glaciali in gran parte sepolti, di potenza in alcuni punti superiore al centinaio di metri.

La superficie subpianeggiante, terrazzata, lievemente pendente verso W, è interrotta da dossi allungati modellati in dolomie noriche o in conglomerati alluvionali depositi da un antico corso d'acqua forse tributario del Serio. Su di essi si ammantano i depositi glaciali di una diffluenza del ghiacciaio camuno penetrata nell'area attraverso la Val Borlezza nel Pleistocene medio, dando luogo a cordoni morenici molto arrotondati e smembrati dall'erosione. Il Gera-Valeggia attuale incide profondamente tali depositi, prima di cambiare bruscamente direzione da NE-SW a NW-SE, catturato dal Borlezza (Fig. 7).

L'intera area appare tutt'ora di problematica interpretazione a causa della scarsa conoscenza della successione sepolta; appare evidente comunque come la sua evoluzione post emersione sia stata complessa, conservando evidenze di un riassetto tettonico (par. 1.7) dell'intero settore, nonché di fenomeni di cattura del drenaggio.



Fig. 7 - Area di Clusone – Cerete alta, vista verso oriente da località S. Lucio. In primo piano la grande ansa incassata generata dalla cattura del Valeggia da parte del Borlezza (Foto D. Marsetti, volo elicottero ottobre 2007, per CAMOZZI et alii., 2007).

1.5 - BACINO DELL'OGLIO: L'ANFITEATRO DELLA VAL BORLEZZA

(a cura di C. Ferliga)

All'estremo orientale del foglio, la Val Borlezza si approfondisce rapidamente verso il Lago d'Iseo. L'ampia sezione trasversale è caratterizzata da versanti a profilo concavo-convesso, legato a diffusi fenomeni di rilascio per gravità.

Nel corso del Pleistocene l'area corrispondente all'attuale Val Borlezza è stata occupata ripetutamente da una diffluenza del ghiacciaio dell'Oglio, tanto da sviluppare un vero e proprio anfiteatro laterale, con una successione sedimentaria complessa.

Nelle fasi più antiche, la superficie della lingua diffuente raggiungeva quote tali da poter colare entro la Val Borlezza, risalendola controflusso sino ad appoggiarsi al ripiano di Clusone; fra Rovetta, il dosso di Valeda e Songavazzo sono riconoscibili almeno tre fasi, ben distinte per geometria e alterazione (sintemi di Stalle d'Onito, di Prati di Sta e di Bossico), in cui la fronte del ghiacciaio si espandeva verso NW, sbarrando l'alto corso del Gera-Valeggia. Questa porzione più esterna dell'anfiteatro drenava verso la valle del Serio, e presenta le morfologie classiche per un anfitatro, con piane fluvio-glaciali raccordate ai cordoni più esterni e scaricatori ben riconoscibili, che troncano i cordoni morenici più antichi.

Successivamente, in fasi a estensione e spessore di ghiaccio minori, la lingua glaciale rimaneva entro la Val Borlezza sbarrando la valle senza più raggiungere il ripiano di Clusone; ad ogni avanzata provocava in tal modo

l'aggradazione di una piana alluvionale drenante verso la fronte del ghiacciaio che le sosteneva, e alla quale si raccordavano conoidi da trasporto in massa (Fig. 8). A ogni ritirata del ghiacciaio tali piane venivano reincise dal corso d'acqua locale, affluente nel Lago d'Iseo. Si è così venuta a creare una serie di terrazzi alluvionali successivi, incassati l'uno nell'altro, che terminano in corrispondenza dei depositi frontali (erratici, *till*, morene conservate) della rispettiva lingua glaciale (FERLIGA, 2007a).

Depositi glaciali e di contatto glaciale (prevalentemente lacustri) a N ed E di Cerete sottolineano una fase in cui la diffluenza arrivava a colmare l'intera Val Borlezza (sintema di Cedrini); successivamente, essa si arrestava via via più indietro, cosicché entro il Foglio 077-Clusone le unità più recenti (sintemi di Fonteno, Morti del Contagio, Piazza di Sovere, Sovere) sono testimoniate solo dalla porzione alluvionale locale.

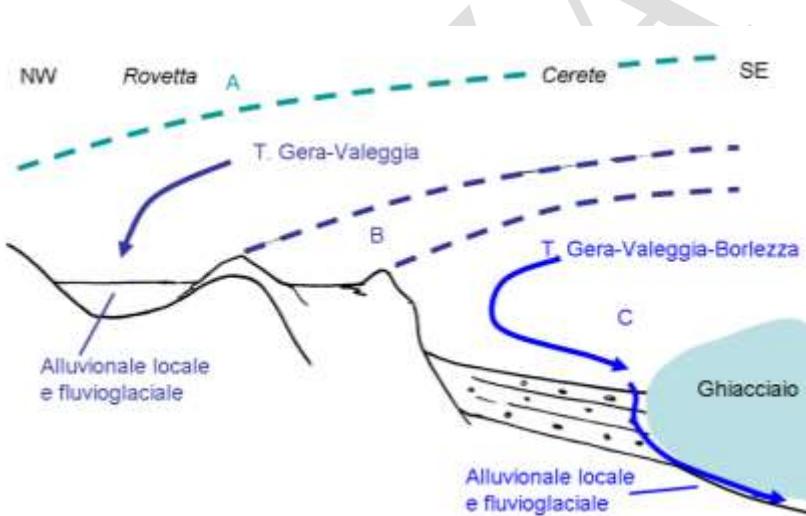


Fig. 8 - Schema delle relazioni fra fronte glaciale, depositi alluvionali locali e fluvio-glaciali camuni desunte dai dati di terreno. A) fase in cui il ghiacciaio colmava tutta l'area; B) fasi in cui il ghiacciaio si affacciava sulla piana di Clusone e la sua piana fluvio-glaciale scendeva verso il Serio; C) fasi in cui il ghiacciaio si attestava in Val Borlezza e sia il drenaggio locale sia le acque di fusione trovavano deflusso verso il Lago d'Iseo, incanalandosi presumibilmente alla base del ghiacciaio stesso. (ridisegnato, da FERLIGA, 2007a).

1.6 - UNITÀ NON RIFERIBILI ALLA FISOGRAFIA ATTUALE

(a cura di C. Ferliga)

Entro l'area del foglio sono presenti sporadicamente unità conglomeratiche - per lo più litificate - in lembi isolati dall'erosione e non in equilibrio con l'attuale fisiografia, che testimoniano più fasi di

modellamento del territorio durante le quali il reticolato idrografico doveva essere sensibilmente diverso da quello attuale.

Nel bacino del Serio presentano una certa estensione areale i conglomerati di versante e frana conservati sul versante meridionale del Monte Secco (conglomerato di Baita della Forcella); essi attualmente costituiscono un dosso rilevato, separato dal versante di alimentazione a monte, e suturano un paleofondovalle attualmente a q. 1700 m s.l.m., con evidente inversione del rilievo. Durante la loro deposizione, il reticolato idrografico attuale non era ancora impostato ed appare quindi impossibile ricostruirne il paleobacino di pertinenza.

Il fondo in roccia della Val Borlezza appare profondamente inciso, e tronca una serie di paleovalli orientate ortogonalmente (Foglio 078-Breno), sospese sino a oltre 900 m rispetto ad esso, riempite da sedimenti glaciali e alluvionali (FERLIGA, 2000; 2007b) (Fig. 5), ed ammantate da un ultimo episodio glaciale: lungo le creste del versante sinistro sono conservati infatti piastroni di tilliti di fondo litificate, con profili di alterazione estremamente evoluti, e correlabili per alterazione, litologia e quota agli analoghi depositi presenti sul versante opposto sopra Rovetta (sintema di Corno Ceresa). Entro il Foglio 077-Clusone tali depositi rappresentano la fase glaciale più antica conservata - coincidente con il MEG locale - e analogamente a quanto accade nel limitrofo Foglio 078-Breno, appaiono completamente troncati dalla fisiografia attuale, rispetto alla quale sarebbero quindi anteriori.

Tale elemento - assieme alla presenza di un'intercalazione di tilliti entro le paleovalli del Foglio 078-Breno (tillite di Sant'Antonio) - porta a ritenere l'apertura dell'intero ramo della Val Borlezza attuale come successiva all'inizio delle avanzate glaciali, quindi di età non anteriore al Pleistocene inferiore.

In accordo con tale interpretazione, i primi sedimenti che poggiano sul fondo in roccia risultano essere megabrecce derivate dal rapido smantellamento dei versanti, forse legato a una fase di attività tettonica (MARSETTI & RAVAZZI, 2007), a cui segue una successione di argille lacustri correlabili secondo gli autori alla Formazione di Pianico (MOSCARIELLO *et alii*, 2000), affiorante più a valle, e datata agli inizi del Pleistocene medio (0.8-0.7 Ma).

Di problematica attribuzione paleogeografica risulta essere anche la successione di corpi conglomeratici in facies alluvionale, incassati gli uni negli altri e che costituiscono il gradino morfologico su cui sorgono i centri abitati di Rovetta, Fino del Monte e Castione (nel limitrofo Foglio 078-Breno). L'intera successione è deposta entro una fisiografia già confrontabile con quella attuale, seppure in un paleo-asse vallivo meno scavato rispetto alla valle del Gera-Valeggia, ed affiora con continuità sino

a Fino del Monte - Songavazzo con il termine più recente (conglomerato di Fino del Monte); ridotti lembi di conglomerati ad esso dubitativamente correlabili sono presenti sino a Valeda - Dosso Foppe. Oltre tale limite non sono stati riconosciuti litosomi con caratteristiche analoghe, né verso il bacino dell'alto Serio, né verso l'attuale Val Borlezza. Risulta quindi impossibile definire se rappresentino fasi anteriori alla cattura del Gera-Valeggia e drenanti quindi verso il Serio, piuttosto che una fase in cui la Val Borlezza era già delineata ma non ancora approfondita sino ai livelli attuali.

1.7 - INDIZI DI TETTONICA RECENTE

(a cura di C. Ferliga)

Nel modellamento di tutto il settore considerato, particolare rilievo sembra assumere l'attività tettonica recente: l'area infatti presenta una serie di evidenze fra loro discordanti e che presuppongono l'esistenza di movimenti tettonici sinsedimentari.

L'andamento del fondo in roccia della valle del Serio e delle grandi valli tributarie, per quanto desumibile, è estremamente irregolare. Mentre a Leffe il sondaggio Fornace Martinelli (RAVAZZI, 1992) raggiunge la roccia a 294 m s.l.m., nell'asse della valle principale la roccia affiora con continuità nell'alveo del fiume, posto a quota 390 m s.l.m., e in numerosi scavi edilizi sui terrazzi più bassi; a valle, presso Cene (Foglio 098-Bergamo) l'intera sezione della valle è in roccia, con fondo a q. 360 m s.l.m. Nell'assetto attuale quindi il fondo dell'ampia depressione di Leffe appare non avere deflusso verso l'esterno. Analogamente presso Piario (Fig. 9, a) i pozzi raggiungono la roccia attorno a q. 380 m s.l.m., mentre nella stretta di Ponte del Costone l'attuale alveo in roccia è a 430 m s.l.m.

Verso E, oltre il Colle Crosio, il fondo in roccia è attorno a q. 220 m s.l.m. (Fig. 9, b: DE FRANCO *et alii*, 2004), mentre si innalza nuovamente sino a affiorare all'altezza di Dosso Foppe - San Francesco (Fig. 9, c: q. 610 m s.l.m.); si tratta in questo caso della culminazione di un *plateau* evidenziato dalla sismica (DE FRANCO *et alii*, 2004), che continua lateralmente nella cosiddetta "dorsale Maninetti-Songavazzo" (Fig. 9, d: MARSETTI, 2004; 2007).

A ridosso di quest'ultima, verso N, il profilo sismico (Fig. 9, e) mostra, sotto l'abitato di Rovetta, una paleovalle con fondo attorno a 420 m s.l.m.; appena entro il Foglio 078-Breno, presso Onore, il fondo in roccia è raggiunto a 559 m s.l.m. (Fig. 9, f: pozzo *Stradunsel*; in MARSETTI, 2007), in corrispondenza di un asse di drenaggio sepolto che si prolunga verso la paleovalle di Rovetta (MARSETTI, 2004).

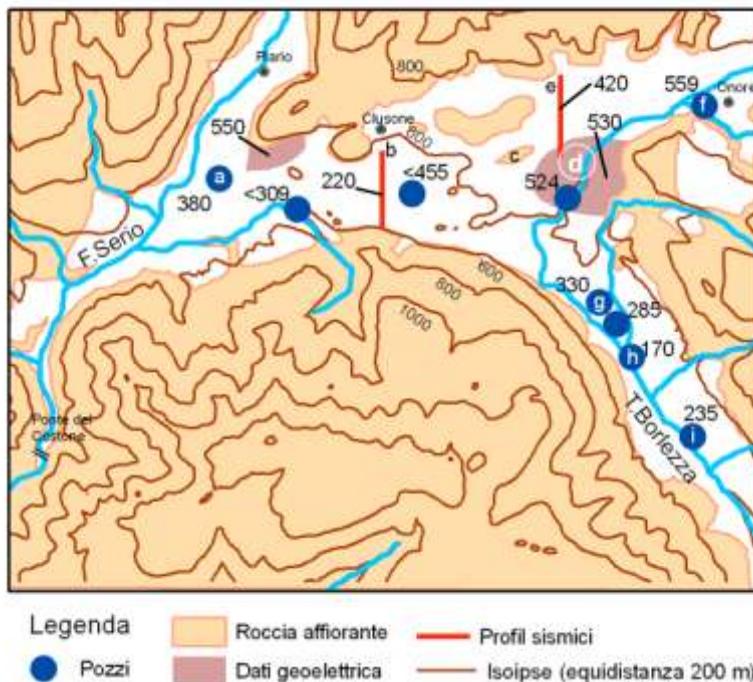


Fig. 9 - Quota del fondo in roccia (m s.l.m.) nell'area Val Seriana - Val Borlezza: dati da profili sismici (cfr. Fig. 10), pozzi e sondaggi geoelettrici. Le lettere si riferiscono agli elementi (pozzi, profili sismici, affioramenti e alti in roccia) specificatamente citati nel testo.

Spostandosi verso SE invece - nell'incisione dell'attuale Val Borlezza - il fondo in roccia, posto attorno a q. 330 m s.l.m. presso Cerete (Fig. 9, g), sprofonda bruscamente sino a q. 170 m s.l.m presso Fonteno (Fig. 9, h), per poi risalire più a S a q. 235 m s.l.m. (Fig. 9, i: MARSETTI & RAVAZZI, 2007).

Si è quindi in presenza di più superfici erosionali in roccia, di cui la più profonda, non databile direttamente in quanto sepolta, tronca verso E (Foglio 078-Breno) tutta la successione conglomeratica che costituisce le superfici sospese di Castione e Bratto, nonché la successione interglaciale della paleovalle del Falecchio (FERLIGA, 2000, 2007b). Sempre nel limitrofo Foglio 078-Breno, l'intera Val Borlezza mostra relazioni analoghe con successioni pre e interglaciali conservate in lembi isolati completamente svincolati dalla topografia attuale. I dislivelli registrati fra paleovalli sospese e fondo attuale, sino al migliaio di metri, non possono essere attribuiti esclusivamente a escavazione fluviale, senza alcun movimento differenziale fra comparti limitrofi.

I sedimenti registrano a loro volta dislocazioni anomale. Nel centro della piana di Clusone, in corrispondenza del dosso di Fiorine, affiorano conglomerati alluvionali di incerta correlazione (conglomerato del Dosso di Fiorine) in giacitura secondaria, immergenti verso SW con inclinazione di 30°. Una giacitura secondaria anomala è presentata anche dalla base della successione (supersintema della Colma del Piano) affiorante nella forra del Valeggia (FERLIGA, 2000).

Tutti questi elementi indicano l'esistenza, in epoche relativamente recenti, di configurazioni del territorio e del drenaggio diverse da quella attuale, e suggeriscono un riassetto dell'intera area successivo alle prime avanzate glaciali pleistoceniche. Mancano tuttavia studi strutturali organici e dettagliati che tengano conto di tali evidenze, e che permettano quindi di correlare fra loro i singoli dati di terreno.

2. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

(a cura di F. Berra e F. Jadoul)

L'area compresa nel Foglio 077-Clusone può essere suddivisa in tre porzioni con diverso significato stratigrafico-strutturale, sulla base degli affioramenti delle unità permio-mesozoiche (cap. V). Tali zone sono separate da faglie che attraversano con andamento prevalente E-W tutto il foglio. Le aree di affioramento di basamento metamorfico sono limitate al settore della Val Seriana, nell'estremo nord-orientale del foglio.

2.1 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE PRE-TRIASSICA

Costituisce la zona settentrionale del foglio e è rappresentata principalmente dalle successioni permiane del conglomerato basale, della vulcanite del Monte Cabianca, della formazione del Pizzo del Diavolo (questa ultime unità corrispondono alla Formazione di Collio *Auct.*) e del Verrucano Lombardo. L'inizio della sedimentazione successiva all'evento orogenico varisico è rappresentato dai conglomerati e arenarie aporfiriche del conglomerato basale, che precede l'intensa fase vulcanica costituita dai depositi eterogenei di origine mista, prevalentemente vulcanici alla base (vulcanite del Monte Cabianca) e sedimentari di ambiente continentale al tetto (formazione del Pizzo del Diavolo). Queste due unità sono state distinte in questo foglio in differenti litofacies, che documentano una notevole variabilità ambientale controllata da un'intensa attività tettonica sindeposizionale. La fine dell'attività tettonica è marcata da una discontinuità sottolineata dalla evidente discordanza angolare al passaggio tra la successione del Permiano inferiore e il Verrucano Lombardo. Il

Verrucano Lombardo, deposti in un regime fluviale tipo *braided*, è ricoperto da sedimenti riferiti al Servino (Induano) che documentano l'ingressione marina alla base del Triassico.

Dal punto di vista strutturale, l'area è riferibile al settore dell'Anticlinale Trabuchello-Cabianca, che rappresenta la culminazione centrale delle cosiddette Anticlinali Orobiche. Questa zona è separata da quella immediatamente a meridione da un'importante linea tettonica (Linea Valtorta-Valcanale), interpretabile come uno scollamento regionale impostatosi lungo un intervallo stratigrafico con caratteristiche geomeccaniche scadenti, rappresentato dalla carniola di Bovegno. Questa faglia (ripida nel settore di affioramento, ma probabilmente con un andamento a basso angolo verso S) separa due domini distinguibili per l'età delle rocce che li costituiscono. Di conseguenza, la ricostruzione stratigrafica al passaggio tra il Triassico inferiore e medio presenta problemi a causa dell'assenza di successioni stratigraficamente continue.

2.2 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE INDUANO-CARNICA

È costituita da più ripetizioni tettoniche di scaglie variamente impilate, costituite prevalentemente da corpi carbonatici di età anisico-ladinica. Tale zona è limitata a S dalla Faglia di Clusone.

Le successioni presenti in questa fascia sono rappresentate prevalentemente da unità di piattaforma carbonatica di mare basso, localmente separate da unità di mare più profondo (es. calcare di Prezzo). La successione anisica è caratterizzata da un'evoluzione differente nel settore occidentale del foglio (facies neritiche del Calcare di Angolo ricoperte da facies di mare più basso sino a peritidali, Calcare di Camorelli) e in quello orientale (facies esclusivamente neritiche del Calcare di Angolo). Al passaggio tra i due settori è stata identificata una porzione di margine biocostruito con coralli (BERRA *et alii*, 2005). Dopo l'annegamento regionale documentato dalle facies calcareo-argillose del calcare di Prezzo, si sviluppa una potente piattaforma ladinica (calcare di Esino) che tende a progradare, nei settori orientali del foglio, su facies bacinali (calcare di Prezzo, Formazione di Buchenstein, Formazione di Wengen). All'interno della piattaforma del calcare di Esino sono presenti solchi intrapiattaforma (bordati da facies di margine talora progradanti) caratterizzati dalla deposizione di calcari scuri stratificati (calcare di Perledo-Varenna).

Al di sopra della piattaforma ladinica (calcare di Esino) è registrato un importante evento di emersione regionale (rappresentato da paleosuoli con terra rossa e brecce residuali) documentato dal calcare rosso, oggetto in media Val Brembana di una importante attività estrattiva (pietra ornamentale nota come "Arabescato Orobico"). La successione carbonatica del Triassico medio è ricoperta prima da carbonati peritidali (Formazione di

Breno e Calcare Metallifero Bergamasco), poi da depositi terrigeno-carbonatici del Carnico inferiore (arenaria di Val Sabbia e formazione di Gorno) tra di loro parzialmente eteropici, e infine dalla successione carnica superiore, eterogenea e d'ambiente costiero-evaporitico, della formazione di San Giovanni Bianco.

All'interno di questa fascia centrale del foglio, vengono riconosciute diverse unità strutturali: alla base è presente un'estesa unità (Parautoctono; GAETANI & JADOUL, 1979) che è continua, al di sotto delle unità più alte, dalla zona della Linea Valtorta-Valcanale sino alla Faglia di Clusone, dove s'immerge al di sotto della successione post-carnica. Superiormente sono presenti diverse unità alloctone (talora non continue lateralmente) che costituiscono le parti più alte dei massicci Menna-Arera-Presolana. Alcune di queste unità (es. Unità Timogno) mostrano una notevole continuità laterale e sono correlabili su ampie distanze. Queste unità costituiscono una struttura più complessa di quanto ritenuto in precedenza, costituita prevalentemente da successioni anisico-ladiniche che compongono nel loro insieme un classico *antiformal stack*, all'interno del quale sono comuni anticlinali di rampa e sinclinali nel *footwall*, soprattutto quando quest'ultimo è costituito dalla successione a comportamento più plastico del Carnico. Verso S si passa a una struttura monoclinale, lungo la quale affiorano prevalentemente successioni carniche, mentre le unità più alte dell'edificio strutturale presenti a N tendono a chiudersi.

Un significato di importante scollamento viene riconosciuto per la Faglia di Clusone, che divide la successione stratigrafica a livello della formazione di San Giovanni Bianco: in questo caso, la superficie di scollamento corre costantemente lungo la formazione di San Giovanni Bianco e si mantiene parallela alla giacitura sia della successione posta a S sia di quella posta a N della faglia.

2.3 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE NORICO-GIURASSICA INFERIORE

Costituisce la parte meridionale del foglio e è dominata dalla potente successione norica della Dolomia Principale con il suo "Membro Basale" e le facies eteropiche, che permettono di riconoscere zone di alto stratigrafico-strutturale, sede di deposizione di facies di piattaforma carbonatica peritidale e di margine (Pizzo Formico, zona di San Pellegrino), distinte da aree più subsidenti, sede di accumulo di successioni carbonatiche stratificate di pendio e bacino intrapiattaforma (brecce di pendio delle dolomie zonate, dolomie zonate e Calcare di Zorzino), che documentano una tettonica transtensiva norica nel Bacino Lombardo. Al di sotto della Dolomia Principale sono presenti, in maniera discontinua per motivi tettonici, le brecce calcaree intraformazionali della Formazione di Castro Sebino,

mentre superiormente compaiono le facies argilloso-calcaree di età norico sup. - retiche dell'Argillite di Riva di Solto e del Calcare di Zu, che colmano le depressioni preesistenti, portando a una uniformità di sedimentazione in un contesto di piattaforma carbonatica al passaggio Triassico-Giurassico (formazione dell'Albenza, corrispondente alla Dolomia a Conchodon *Auct.*). Le successioni giurassiche affiorano solo in limitati settori del foglio (parte sud-occidentale, Cima di Cavlera).

Nel settore a meridione della Faglia di Clusone, dove affiora la successione norico-giurassica, il raccorciamento legato alla compressione alpina è stato meno intenso di quello verificatosi più a settentrione. In questa fascia è riconoscibile un numero minore di unità strutturali sovrapposte all'interno della successione post-carnica: tali raddoppi sono chiaramente osservabili nelle parti più meridionali del foglio (valle di Gandino, valle dell'Ambria, San Pellegrino), dove gli accavallamenti sono generalmente responsabili del raddoppio della successione della Dolomia Principale.

3. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

Il basamento cristallino metamorfico delle Alpi Orobie prodotto dal ciclo tettono-metamorfico varisco subì dal Permiano un processo d'estensione crostale i cui effetti si fecero risentire sia nell'ambito del basamento cristallino, sia a livello della superficie topografica. Si delinearono depressioni tettoniche e bacini di *pull-apart* più volte riattivati entro i quali si raccoglievano i prodotti vulcanici, vulcanoclastici e terrigeni delle varie unità del gruppo dei Laghi Gemelli che caratterizzano la successione del Permiano inferiore delle Prealpi Bergamasche (Bacino Brembano). La direzione dei lineamenti paleogeografici e paleotettonici permiani nel Foglio 077-Clusone non è riconoscibile per le limitate aree d'affioramento e per la comune ripresa di tali lineamenti durante le successive fasi alpine (es. BLOM & PASSCHIER, 1997).

Nell'area immediatamente a N del Foglio 077-Clusone, osservazioni di dettaglio lungo gallerie minerarie tra la Val Vedello e la valle di Fiumenero (Foglio 056-Sondrio) hanno mostrato faglie permiane associate a livelli di miloniti e cataclasiti sedi della mineralizzazione uranifera (CADEL *et alii*, 1996). Nelle zone prossimali alle paleoscarpate si rinvennero intercalazioni conglomeratiche, costituite in massima parte da clasti di vulcaniti e quarzo, che testimoniano il ringiovanimento del rilievo e la presenza di vulcaniti nelle aree circostanti. Una dettagliata ricostruzione paleogeografica è

proposta da CADEL *et alii* (1996), mentre evidenze di attività tettonica sindeposizionale sono riportate da BERRA & FELLETTI, 2011.

Le direzioni di questi lineamenti estensionali tardo-paleozoici sono confrontabili con quelle registrate nelle successive fasi di *rifting* tardo triassico (Carnico sup. e Norico medio-sup., JADOUL *et alii*, 1992a, b).

La successione triassica affiorante nel Foglio 077-Clusone è costituita da una potente (4-6 km di spessore) e differenziata successione di litofacies in prevalenza carbonatiche e di mare basso ma con significative intercalazioni d'unità terrigene o miste. L'evoluzione sedimentaria della successione triassica affiorante nel Foglio 077-Clusone appare, alla luce delle più recenti sintesi stratigrafiche locali e regionali (ASSERETO & CASATI, 1965; JADOUL & ROSSI, 1982; JADOUL *et alii*, 1992b; GAETANI *et alii*, 1996), essere stata controllata da numerosi fattori (tettonismo sinsedimentario, subsidenza, vulcanismo, variazioni eustatiche del livello del mare e cambiamenti climatici), in buona parte esterni ai sistemi deposizionali locali e connessi all'evoluzione geodinamica della Tetide occidentale.

La base della successione triassica è ovunque rappresentata da quarzareniti, argilliti e marne dolomitico-siltose (Servino inferiore) che documentano la progressiva e eterocrona trasgressione marina da W a E su aree emerse durante il Permiano superiore. Ciò ha comportato una lacuna stratigrafica, non ben quantificabile temporalmente, che ha interessato parte del Permiano sommitale e la base del Triassico inferiore. La successione del membro superiore del Servino evidenzia sempre ambienti marini costieri a sedimentazione fine terrigeno-carbonatica ma localmente più aperti. Nell'Olenekiano superiore una progressiva diminuzione degli apporti terrigeni e un *trend* regressivo permette l'instaurarsi quasi ovunque d'ambienti lagunari e di *sabkha* a sedimentazione carbonatico-pelitica (carniola di Bovegno). Nell'insieme la successione del Triassico inferiore rappresenta un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo entro il quale GAETANI *et alii* (1996) hanno riconosciuto due sequenze deposizionali (S1, S2).

Al limite Olenekiano-Anisico, la sedimentazione diventò francamente marina carbonatica con prevalenti ambienti subtidali nel Calcarea di Angolo, che evolvono a ambienti intertidali con il Calcarea di Camorelli che, verso occidente, presenta alla base sporadiche intercalazioni terrigene quarzosomicacee che documentano una loro contiguità con gli ambienti costieri a sedimentazione terrigena del Gruppo delle Grigne (GAETANI *et alii*, 1987). L'organizzazione delle facies della successione dell'Anisico inferiore-medio (Calcarea di Angolo, Calcarea di Camorelli) affioranti nel foglio evidenzia un *trend* regressivo che ben s'inquadra con la regressione regionale (fine dell'Anisico medio) che provocò locali emersioni e possibili lacune nella successione (fine della prima sequenza anisica, A1 in GAETANI *et alii*,

1996). La base dell'Anisico superiore si caratterizza per un evento trasgressivo regionale evidenziato dai calcari e marne bacinali del calcare di Prezzo.

Al limite Anisico-Ladinico si verificò una prima consistente differenziazione paleogeografica con sviluppo di localizzate depressioni bacinali verso settentrione (Formazione di Buchenstein, calcare di Perledo-Varenna) delimitate da articolate piattaforme carbonatiche (calcare di Esino) sviluppate soprattutto nel settore centrale del Foglio 077-Clusone (Cima di Menna – Pizzo Arera). Le prime piattaforme carbonatiche del calcare di Esino inferiore si svilupparono in aree ristrette già nell'Anisico superiore (Cima di Menna, Pizzo Arera); durante il Ladinico esse progredirono sui bacini adiacenti (BRUSCA *et alii*, 1981; JADOUŁ *et alii*, 1992d). Le aree bacinali a sedimentazione prevalentemente carbonatica (F. di Buchenstein) erano presenti nei settori più orientali dell'attuale Val Seriana e delimitavano, a settentrione e meridione, le prime enucleazioni della "dorsale carbonatica centrale bergamasca" (BRUSCA *et alii*, 1981). Durante il Ladinico le piattaforme progredirono progressivamente colonizzando la maggior parte dei bacini con sedimentazione carbonatica (calcare di Perledo-Varenna) o mista con vulcanoclastiti (F. di Wengen). La presenza nelle successioni ladiniche bacinali di orizzonti tufitici testimonia l'attività vulcano-tettonica prossimale al bordo meridionale prealpino e la prima attivazione della "Fascia Mobile Meridionale" lombarda (BRUSCA *et alii*, 1981). I bacini più persistenti erano verosimilmente ubicati nei settori a S di Val Parina - Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco) e nord-orientali (serie alloctone della valle dell'Ogna). Lo sviluppo della piattaforma carbonatica ladinica (calcare di Esino) si presenta articolato, con ambienti comprensivi anche delle facies di margine biocostruito con coralli, spugne, *Tubiphytes* e molte cavità primarie o diagenetiche precoci riempite da cementi (evinosponge). La conservazione delle successioni di margine/pendio è attualmente limitata a causa della tettonica alpina che si è imposta preferenzialmente in corrispondenza di questi passaggi laterali di facies.

Durante il Ladinico superiore si realizzò la massima diffusione delle piattaforme carbonatiche interne con cicli peritidali e consistenti accumuli di dasycladacee. Il *trend* regressivo riscontrato nel calcare di Esino superiore si concluse con una generalizzata emersione della piattaforma documentata dalle tasche di breccie carbonatiche e paleosuoli a "terra rossa", *caliche*, filoni e cavità carsiche (calcare rosso: M. Vaccaregio - Val Parina, Ardesio). In Val Brembana e Val Seriana affiora la successione del calcare rosso tipico (Ladinico sommitale) con carbonati di piana tidale e ricorrenti esposizioni subaeree documentate da *tepee*, paleosuoli a "terra rossa" e varie generazioni di sedimenti e cementi di cavità-fratture che documentano la

complessa storia diagenetica di quest'unità (ASSERETO & KENDALL, 1971; 1977; ASSERETO & FOLK, 1977, 1980; MUTTI, 1992, 1994). Gli altri settori dove il calcare rosso non è rappresentato dovrebbero evidenziare le aree meno subsidenti e lungamente emerse durante il Ladinico sommitale. La presenza di argilliti tufacee nelle facies connesse alle emersioni può documentare anche una concomitante attività vulcano-tettonica. Questo vulcanismo, inizialmente solo di tipo esplosivo, troverà testimonianze nella soprastante successione del Carnico inferiore (arenaria di Val Sabbia). In corrispondenza del tetto del calcare di Esino si chiude il principale ciclo sedimentario ladinico (sequenza maggiore A2-L, GAETANI *et alii*, 1996).

Il Carnico è un periodo di drastici mutamenti ambientali e probabilmente climatici (BERRA & JADOUL, 2002) connessi al particolare assetto geodinamico che si realizza in corrispondenza della "Fascia Mobile Meridionale" (Sudalpino meridionale). La rapida messa in posto e l'altrettanto consistente smantellamento di un sistema di edifici vulcanici in questo dominio a meridione delle Prealpi Lombarde (BRUSCA *et alii*, 1981; GARZANTI, 1985b; GARZANTI & JADOUL, 1985) condizionò l'evoluzione dei sistemi deposizionali carnici delle Prealpi Bergamasche. Nei settori più meridionali e occidentali si instaurò un sistema fluvio-deltizio (Val Brembana) con distribuzione verso N dei sedimenti vulcanoclastici di chimismo calcareo (GARZANTI, 1985a,b; GARZANTI & JADOUL, 1985). Le facies fluviali e deltizie progradarono e regredirono più volte entro ambienti lagunari e di baia poco profonda a sedimentazione mista carbonatico-marnoso-siltosa (f. di Gorno). Verso NE continuò invece la crescita delle piattaforme carbonatiche peritidali (F. di Breno della alta Val Seriana - valle dell'Ogna – Val Camonica) che facevano transizione laterale alle lagune/baie epicontinentali della f. di Gorno (GNACCOLINI, 1988; GNACCOLINI & JADOUL, 1988, 1990). Una temporanea ritirata verso meridione degli apparati clastici determinò nel Carnico, probabilmente Julico, un'estensione delle lagune-baia epicontinentali a sedimentazione calcareo-marnosa (parte superiore della f. di Gorno). Una seconda e più generalizzata diffusione delle piane alluvionali-deltizie continentali e marino-transizionali progradanti verso settentrione si verificò nel Carnico superiore (facies basali arenacee della f. di S. Giovanni Bianco della Val Brembana). Durante il Carnico superiore questo *trend* regressivo della successione si accentuò con la diffusione generalizzata di ambienti marini di bassa profondità, con ambienti vari comprensivi di piane tidali, *sabkha* a sedimentazione mista carbonatico-argillosa e comprensive di piccoli bacini evaporitici. Nella successione carnica delle Prealpi Bergamasche sono stati riconosciuti 4 *trend* trasgressivo-regressivi interpretati come sequenze deposizionali (GNACCOLINI & JADOUL, 1990; GAETANI *et alii*, 1996).

Con la deposizione della F. di Castro Sebino avvenne un ulteriore cambiamento paleogeografico-climatico caratterizzato da una generalizzata sedimentazione carbonatica di mare basso che interessò la parte sommitale del Carnico e il Norico inferiore e medio. Il settore orientale del Foglio 077-Clusone, in questo nuovo contesto geodinamico, viene a costituire uno dei settori lombardi caratterizzato dai più alti valori di subsidenza e di velocità di sedimentazione (3-3.5 km di sedimenti non decompattati deposti in circa 10 Ma). In particolare l'unità basale di questa successione, ricca in breccie intraformazionali carbonatiche (F. di Castro Sebino), evidenzia la presenza di ambienti marino-transizionali a salinità fluttuante da ipo- a ipersalino e attività tettonica sinsedimentaria. La potente successione della Dolomia Principale è caratterizzata alla base da ambienti lagunari ristretti e di piana tidale (membro basale) e superiormente da più tipici carbonati di piattaforma interna. Le litofacies che caratterizzano la parte medio-sommitale di questa formazione documentano anche una maggiore differenziazione degli ambienti, con vari margini biocostruiti (prevalenti *patch reef* a Porostromata, Serpulidi, *mound* microbialitici dell'Alben e del Pizzo Formico) che delimitavano solchi intrapiattaforma, con fondali in prevalenza anossici dove si depositavano fanghi, torbiditi e *debris flow* carbonatici (dolomie zonate e Calcarea di Zorzino). L'abbondanza di breccie e megabreccie (Breccie sommitali della Dolomia Principale: S. Pellegrino, Casnigo) documenta inoltre la presenza di margini della piattaforma controllati da tettonica distensiva-transtensiva (JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1992b). Durante il Norico superiore la produttività carbonatica della Dolomia Principale subì una crisi messa in relazione da JADOUL *et alii* (1992b) a un importante cambiamento dell'assetto geodinamico del Sudalpino occidentale, connesso a una fase precoce del *rifting* della Tetide alpina.

Questa particolare situazione geodinamica, unitamente a un possibile cambiamento climatico e a una trasgressione regionale (BERRA *et alii*, 2010), con dispersione nel Bacino Lombardo di terrigeni fini, determinò la definitiva crisi della Dolomia Principale. La successione composta dalla Formazione di Castro Sebino, dalla Dolomia Principale e dal gruppo dell'Aralalta costituisce un lungo ciclo trasgressivo-regressivo (sequenza N1, GAETANI *et alii*, 1996).

Nel Norico superiore - Retico la sedimentazione fu caratterizzata da una successione calcareo-pelitica (Argillite di Riva di Solto, Calcarea di Zu). Le ricorrenti alternanze di argilliti-marne e calcari evidenziano processi sedimentari ripetitivi che determinarono nella successione una ciclicità a alta frequenza che è stata interpretata come connessa a variazioni periodiche del livello del mare per cause orbitali (MASETTI *et alii*, 1989) o subsidenza tettonica (LAKEW, 1990). L'organizzazione della successione Norico sup. -

Hettangiano (Argillite di Riva di Solto, Calcare di Zu e formazione dell'Albenza) ha permesso di riconoscere più cicli *shallowing upward* di terzo ordine (LAKEW, 1990; JADOUL & GNACCOLINI, 1992; JADOUL *et alii*, 1994) aventi la medesima organizzazione delle facies dei cicli minori a alta frequenza. I cicli maggiori sono stati interpretati come sequenze deposizionali (N2-R1, R2, R3-H) da JADOUL *et alii* (1994) e GAETANI *et alii* (1996). L'ambiente deposizionale dell'Argillite di Riva di Solto inferiore doveva corrispondere a una serie di bacini poco profondi con fondali anossici-disossici; i livelli di paraconglomerati in questa successione evidenziano ancora il controllo della tettonica sinsedimentaria. Le soprastanti facies dell'Argillite di Riva di Solto superiore e Calcarea di Zu rappresentano ambienti subtidali a sedimentazione mista di rampa carbonatica intermedia-esterna caratterizzata da fondali progressivamente più ossigenati e dominati dalle tempeste. Le potenti intercalazioni carbonatiche contenenti piccole biocostruzioni (LAKEW, 1990) presenti nel Calcarea di Zu medio e superiore evidenziano due episodi di progradazione regionale della rampa interna, ben evidenti nel settore meridionale del Foglio 077-Clusone (cima quotata 1092 m, fra San Salvatore e San Marco di Zogno: M. Castello).

Il limite tra il Triassico e il Giurassico è stato recentemente rivisto (CIRILLI *et alii*, 2000; GALLI *et alii*, 2005) e ubicato in corrispondenza del *trend* trasgressivo documentato dai calcari scuri sottilmente stratificati e di ambiente subtidale aperto tipici del Calcarea di Zu sommitale (Zu4 di JADOUL *et alii*, 1994, serie Cima di Cavlera, GALLI, 2002). La soprastante formazione dell'Albenza rappresenta quindi - nel Foglio 077-Clusone - l'ultima progradazione (Hettangiano inferiore) di una piattaforma carbonatica, con ambienti in prevalenza subtidali e di bassa energia nel settore seriano, e più prossimali, con calcareniti oolitiche, nel settore brembano (M. Castello). I soprastanti calcari micritici con noduli di selce (Calcarea di Sedrina del M. Castello e di Cima di Cavlera) documentano un progressivo cambiamento ambientale verso ambienti subtidali più aperti e profondi.

La complessa articolazione stratigrafico-paleogeografica e paleostrutturale della successione sinemuriana dell'area bergamasca nel Foglio 077-Clusone risulta poco documentabile a causa dei limitati affioramenti. Il calcarea di Moltrasio della media Val Seriana risulta mediamente poco potente e caratterizzato dalla presenza di lenti di breccie poligeniche ("Breccie Liassiche", BERSEZIO *et alii*, 1997) che documentano la prossimalità a un alto strutturale (Poieto - Cavlera) sovrimposto a un preesistente paleoalto norico-retico (ZANCHI *et alii*, 1990b).

4. - AREA DI CLUSONE: ANALISI SPECIFICHE

(a cura di F. Berra)

Nell'ambito delle attività svolte nel corso del rilevamento del Foglio 077-Clusone, sono state eseguite da Regione Lombardia, con il supporto del C.N.R., Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali di Milano, analisi geofisiche e sismometriche nel bacino intramontano di Clusone. Tali analisi sono state finalizzate alla ricostruzione dei possibili meccanismi responsabili di una sismicità di basso grado documentata da tempo nell'area e alla ricostruzione delle geometrie dei corpi recenti che colmano la depressione di Clusone.

4.1 - STUDIO SISMOMETRICO

Da anni è nota nel settore orientale del "bacino di Clusone" (area di Rovetta) una attività sismica di bassa intensità documentata da lievi scosse percepibili dagli abitanti talora accompagnate da fenomeni sonori (boati). Per monitorare questi fenomeni è stata realizzata una rete di sismografi (cinque stazioni) che per un anno ha registrato in continuo l'attività sismica della zona. L'analisi delle registrazioni ha permesso di identificare due eventi sismogenetici verificatisi nella zona - dei quali uno accompagnato da un boato - che hanno avuto come epicentro il settore immediatamente a N dell'abitato di Rovetta. I fenomeni hanno mostrato una bassa intensità: il fenomeno accompagnato da boato (23/5/01) ha avuto una magnitudo di 0,7-1,0, anche se tali valori potrebbero essere fortemente influenzati dalla vicinanza dell'evento alle stazioni.

Va segnalato che la massima frequenza di fenomeni sismici nella zona è stata registrata, in tempi recenti, durante l'inverno 2000-2001, in associazione a intense precipitazioni. Considerando la superficialità degli ipocentri e la loro ubicazione, è probabile ritenere che la attività sismica del settore di Rovetta possa essere attribuita alla Faglia di Clusone, che costituisce un importante elemento di scollamento all'interno della successione triassica. L'attività lungo questa faglia - lungo la quale sono presenti lenti di gesso e di altre litologie con proprietà meccaniche scadenti - potrebbe essere innescata dalla presenza di notevoli quantità di acqua che avrebbero favorito lo sviluppo di piccoli movimenti lungo la faglia stessa. Non si tratterebbe pertanto di una sismicità legata a tettonica attiva (cosa che potrebbe aumentare gli scenari di rischio) ma di una sismicità legata a fattori particolari di origine locale, che non farebbero propendere per un possibile sviluppo catastrofico della situazione.

Uno dei fattori che più caratterizza la sismicità della zona di Rovetta è però la presenza di boati che spesso accompagnano i fenomeni sismici e che

in molti casi vengono registrati dalla popolazione anche non associati a scosse sismiche: il fatto che i boati vengano sentiti sia associati sia non associati alle scosse porta a ritenere che la loro origine sia da attribuire a fenomeni sismici di bassa intensità che non sempre sono avvertiti dalla popolazione. La trasformazione delle onde sismiche in onde sonore resta un fenomeno ancora da chiarire: una delle ipotesi emerse durante questi studi è che corpi geologici recenti a bassissima velocità presenti nel settore a monte di Rovetta (documentati dal profilo sismico effettuato nel settore di Rovetta, cap. 4.2) possano aver favorito la trasformazione delle onde sismiche in onde sonore.

4.2 - STUDIO GEOFISICO

(a cura di F. Berra, R. de Franco, G. Biella, G. Caielli, F. Lazzati)

Con lo scopo di ricostruire la morfologia del substrato roccioso e le geometrie dei depositi di colmamento della depressione intramontana del "bacino di Clusone" (CHARDON, 1969), sono stati realizzati tre profili sismici per un totale di circa 2500 metri, con spaziatura geofonica di 10 metri, e spaziatura di energizzazione di 5 metri (DE FRANCO *et alii*, 2004). Nel settore del "bacino di Clusone" (che ricopre un'area di oltre 10 km²) lo spessore dei depositi recenti supera i 200 metri, come documentato dai dati di pozzo disponibili.

L'analisi dei dati è stata effettuata su profili sia a riflessione sia a rifrazione. I dati ottenuti hanno permesso sia di ricostruire la geometria del substrato sia di riconoscere i riflettori principali all'interno dei depositi che colmano il "bacino di Clusone" (Fig. 10). Le analisi effettuate consentono di ricostruire rispettivamente per il profilo di Rovetta (a in Fig. 6 - che però non attraversa tutto il "bacino di Clusone") e per quello di Fiorine (b in Fig. 6), una profondità massima di circa 250 e 350 metri rispettivamente (corrispondenti a circa 380 e 220 m s.l.m.).

Le geometrie dei riflettori principali indicano un riempimento polifasico del bacino stesso, con sedimenti caratterizzati da differenti facies sismiche che probabilmente indicano diversi ambienti deposizionali e tipologie di depositi. Il terzo profilo è stato realizzato lungo il Serio a valle della stretta di Ponte del Costone: in prossimità di questa stretta il substrato costituito da Dolomia Principale affiora a una quota (fondovalle) di circa 430 metri s.l.m. Il profilo in questione (ubicato circa 1550 metri a valle di Ponte del Costone) ha evidenziato il substrato a profondità attorno ai 400 m s.l.m., mentre il profilo di Fiorine documenta una profondità attorno a quota 210 metri, testimoniando l'esistenza di una depressione in corrispondenza del "bacino di Clusone".

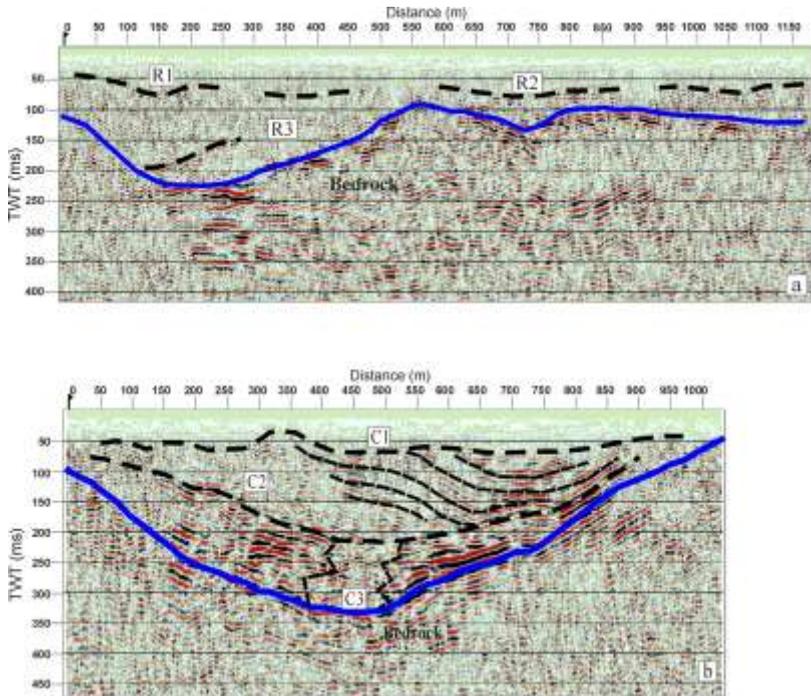


Fig. 10 - Profili sismici e loro interpretazione. In alto: profilo di Rovetta (elemento e in Fig. 9). In basso: profilo di Fiorine (elemento b in Fig. 9). In entrambi i profili il N è a sinistra (da DE FRANCO et alii, 2004).

BOZZA

III - STUDI PRECEDENTI

1. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

(a cura di F. Berra e F. Jadoul)

Nell'area del Foglio 077-Clusone affiora una successione che dal basamento metamorfico varisico arriva sino al Giurassico inferiore. Per quanto riguarda il settore più settentrionale del foglio, zona di affioramento delle unità pre-triassiche e di piccoli lembi di basamento metamorfico, la conoscenza delle problematiche geologiche è piuttosto scarsa, soprattutto a causa della incompleta ricostruzione della stratigrafia della successione permiana. I principali lavori di riferimento per questo settore sono: CASATI & GNACCOLINI (1967) e SCIUNNACH (2001) per il settore occidentale del foglio; CASSINIS *et alii* (1986) e il più recente CADEL *et alii* (1996) per il settore orientale (alta Val Seriana) BERRA & FELLETTI (2011). I lavori di CASATI & GNACCOLINI (1967) e CADEL *et alii* (1996) sono corredati da carte geologiche a scala 1:25.000 che ricadono però solo in piccolissima parte nel Foglio 077-Clusone. Questi lavori hanno prevalentemente analizzato e suddiviso la successione del Permiano inferiore in unità sia formali (CASATI & GNACCOLINI, 1967) sia in facies a significato stratigrafico-paleogeografico (CADEL *et alii*, 1996) inquadrate in un contesto di evoluzione ambientale di un bacino continentale con importante controllo tettonico sindeposizionale legato a episodi vulcanici in un regime distensivo-transtensivo.

Per il settore centro-meridionale del Foglio 077-Clusone, i riferimenti bibliografici sono numerosi, comprendendo sia lavori di carattere locale sia sintesi più ampie. Tra le sintesi si ricordano i lavori della scuola olandese (riassunti in DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS, 1949, lavoro monografico a carattere stratigrafico e strutturale corredato da una carta geologica a scala 1:50.000 e numerose carte tematiche), DE JONG (1979), incentrato sulla tettonica del settore centro-settentrionale della Val Seriana e SCHÖNBORN (1992), che propone una sintesi strutturale delle Prealpi Lombarde centrali e di parte del settore sudalpino. Numerosi lavori di ampio respiro riferiti a aree adiacenti sono comunque utili, soprattutto per l'aspetto stratigrafico: un riferimento classico è ASSERETO & CASATI (1965), lavoro nel quale vengono istituite numerose delle unità litostratigrafiche permo-triassiche del Bacino Lombardo, formalizzate successivamente (ASSERETO & CASATI, 1968 a,b,c). I lavori più dettagliati sono numerosi e riguardano sia aspetti stratigrafico-sedimentologici della successione triassica (JADOUL *et alii*, 1992b, 1992d, 1994; GARZANTI *et alii* 1995; MUTTI, 1994; BERRA & JADOUL, 1996, 2002) sia aspetti tettonico-strutturali (GAETANI *et alii*, 1981; GAETANI & JADOUL, 1987; FORCELLA, 1988; FORCELLA & JADOUL, 1990; FORCELLA *et alii*, 1996; ZANCHI *et alii*, 1990b). Una parte della porzione più meridionale del Foglio 077-Clusone è compresa nella recente carta a scala 1:25.000 di BERSEZIO *et alii* (1997), incentrata sulla successione giurassica del Bacino Lombardo. Il settore del Foglio 077-Clusone è attraversato da un profilo sismico CROP (MONTRASIO *et alii*, 1994). Recentemente sono state elaborate curve di subsidenza tettonica nel settore Lombardo (alcune curve ricadono all'interno del Foglio 077-Clusone) che hanno permesso di ricostruire quantitativamente tassi di subsidenza e loro differenze tra porzioni diverse del settore lombardo (BERRA & CARMINATI, 2010).

Il territorio del Foglio 077-Clusone ricade interamente nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo a scala 1:50.000 (*a cura di* FORCELLA & JADOUL, 2000), corredata da un volume monografico contenente una descrizione delle unità. Questa opera è stata prodotta compilando, per i dati relativi alla successione permo-mesozoica, materiale edito e inedito del Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" dell'Università degli Studi di Milano, integrata con dettagliate verifiche di terreno. Questo lavoro contiene anche una accurata analisi della bibliografia precedente. Nel testo delle presenti note illustrative il riferimento a questa opera è da considerarsi sempre implicito.

La cartografia geologica disponibile comprende anche i Fogli della Carta Geologica d'Italia 33 Bergamo alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) e 34 Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA,

1971) e la carta geologica di PARODI (1936) relativa al versante N della valle del Riso.

I risultati delle indagini riportate nelle fonti bibliografiche forniscono un quadro litostratigrafico e biostratigrafico ben definito e affidabile per la successione sedimentaria permo-mesozoica.

2. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

2.1 - BACINO DEL BREMBO

(a cura di S. Rossi)

Cenni ai depositi quaternari del bacino del Brembo sono presenti saltuariamente tra gli autori del XIX secolo e della prima metà del XX (es. CAFFI, 1921), ma il primo lavoro esplicitamente dedicato all'evoluzione neogenico-quaternalia del territorio è quello di DESIO (1952) dove viene riconosciuta l'esistenza di fasi glaciali e vengono correttamente identificati alcuni depositi. Dopo questo lavoro gli aspetti di geologia del Quaternario sono ripresi solamente in JADOUL *et alii* (2000) dove, sulla base di un rilevamento nuovo su basi allostratigrafiche, viene per la prima volta tentativamente avanzata una stratigrafia relativa dei depositi superficiali.

2.2 - BACINO DEL SERIO

(a cura di C. Ferliga)

I primi studi sui depositi continentali post-emersione della catena presenti nella valle del Serio datano al diciannovesimo secolo: già TARAMELLI (1896) infatti segnala le "morene della Selva" appoggiate su "l'alluvione del *diluvium*", riconoscendo quindi l'esistenza di una fronte glaciale nella valle del Serio. Successivamente (LEVY, 1915; HAUPT, 1938 *vide* DESIO 1945) è stata data grande importanza alla presenza di tale ghiacciaio, la cui fronte durante le glaciazioni "classiche" (Würm, Riss, Mindell *Auctorum*) si attestava nella zona di Clusone; e alla presenza di una diffidenza del ghiacciaio dell'Oglio attraverso la Val Borlezza, la cui fronte sarebbe giunta in contatto con quella seriana. Importanza nettamente minore assumono invece i depositi conglomeratici di origine alluvionale e di versante presenti lungo l'asse vallivo principale e nelle valli tributarie, tanto da non essere spesso né riconosciuti né cartografati.

A S di Ponte del Costone, altra area di "interesse geologico precoce" è stata, sin dal 1800, il bacino di Lefte, a causa dei ritrovamenti paleontologici nel corso dello sfruttamento delle miniere di torba e lignite.

La successione lacustre ivi conservata è stata per tale motivo oggetto di numerosissimi studi stratigrafici o paleontologici per oltre un secolo (RAVAZZI, 1992 per una bibliografia esaustiva).

Studi più organici risalgono agli anni '50 del secolo scorso, quando DESIO (1945, 1952) descrive le successioni affioranti presso Parre e nell'area tra Ponte della Selva e Fiorine (La Selva di Clusone, Val Flex, Villa Perelli: toponimi in Tav. 33 II NE, IGMI, 1976)

CHARDON (1975) considera i terrazzi alluvionali della valle come forme erosionali; interpreta quindi i depositi affioranti lungo la scarpata del terrazzo di Parre superiore (q. 520–590: attuali conglomerato della Corna de Par, tillite di Fornaci, conglomerato di Villa Perelli) come stratigraficamente sovrapposti - cioè più recenti - rispetto a quelli che affiorano lungo la scarpata del terrazzo più basso (conglomerato di Groppino). Sostiene quindi che i conglomerati fagliati che affiorano a Villa d'Ogna sotto il conglomerato di Groppino siano un fluvioglaciale del Donau, e attribuisce il conglomerato di Groppino stesso alla glaciazione Gunz II; sopra essi colloca i depositi glaciali della rampa di Parre, attribuendoli al Gunz III; la successione sarebbe infine chiusa da alluvioni locali attribuite all'interglaciale Gunz-Mindel, e dai depositi glaciali "ferrettizzati" del Mindel.

Alla fine degli anni '80 l'intero territorio in esame diviene oggetto del rilevamento geologico per la Carta Geologica della Provincia di Bergamo in scala 1:50.000 (JADOUL *et alii*, 2000); l'approccio, per quanto riguarda i depositi continentali neogenico-quadernari, è radicalmente nuovo, di tipo stratigrafico anziché geomorfologico.

Nella zona di anfiteatro del Serio viene così distinta (FERLIGA & CORBARI, 2000) una successione di corpi conglomeratici - raggruppati informalmente in unità e complessi che rivestono in gran parte un significato litostratigrafico (Complesso di Parre, Complesso di Casnigo) - affiorante fra Parre, Clusone e Ponte Nossia; essi sono caratterizzati da cementazione ottima, diffusa carsificazione, morfologie in gran parte non conservate, e risultano sospesi e troncati dall'alveo attuale del Serio. Al loro interno sono presenti cospicue intercalazioni di depositi glaciali; la loro deposizione viene collocata perciò in un intervallo di tempo esteso dal Pliocene superiore sino al Pleistocene inferiore. Una successione di unità conglomeratiche più recenti riempiono il solco vallivo (Complesso di Oltressenda, Complesso di Piario), costituendo i terrazzi deposizionali su cui sorgono i principali centri abitati.

Entro i depositi glaciali viene distinta un'unità con il rango di allogruppo (Complesso del Monte Trevasco), comprendente una serie di lembi non correlabili di *till* pedogenizzati, tilliti e singoli massi erratici, segnalati sino a quota 820 m sopra Ponte Nossia, di cui non viene più rilevata traccia a S.

Nel tratto fra Ardesio e Ponte della Selva viene cartografata una seconda unità, con il significato di alloformazione (Unità di Prati Mini), comprendente depositi glaciali con morfologia ancora riconoscibile, legati a un'avanzata glaciale pleistocenica durante la quale la fronte del ghiacciaio seriano si attestava nei dintorni di Clusone (località Prati Mini). Una terza unità con il significato di allogruppo (Complesso del Serio), comprende invece i depositi glaciali e di contatto glaciale più recenti, con morfologia ben conservata, formanti un evidente anfiteatro morenico fra Ponte della Selva e Prati Mini; ritenuti dagli Autori precedenti come espressione dell'ultima avanzata glaciale, essi vengono considerati nella Carta della Provincia di Bergamo come prodotto di più avanzate glaciali distinte, comprendenti anche l'ultima, sulla base di considerazioni geometriche e di conservazione delle forme.

Negli ultimi vent'anni, l'area del bacino lacustre di Leffe è stata oggetto di nuove analisi sedimentologiche, palinologiche e paleomagnetiche - purtroppo non agganciate alla pubblicazione di alcun rilevamento geologico di dettaglio - condotte da un'*équipe* facente capo al CNR-IDPA (RAVAZZI, 2003, a cui si rimanda per gli aggiornamenti bibliografici). Entro la successione di Leffe, RAVAZZI (2003) distingue un'unità conglomeratica di alimentazione seriana (Conglomerati di Casnigo) costituente l'omonimo terrazzo, che sutura in discordanza la successione del bacino, costituendone lo sbarramento solo nelle fasi finali della sua evoluzione; tale unità è interpretata come il terrazzo più alto presente nella valle (MUTTONI *et alii*, 2007), ben riconoscibile sino allo sbocco in pianura, e viene collegata alla prima grande avanzata glaciale del Pleistocene medio. Sulla base dei dati dei sondaggi delle miniere e del sondaggio condotto appositamente dal CNR in località Fornace Martinelli, descrive inoltre una "unità inferiore", sepolta, che costituisce il primo riempimento del bacino da parte di depositi provenienti dai versanti; l'"unità biogenica" caratterizzata da sedimenti carbonatici a cui sono intercalati i banchi di lignite coltivati nel secolo scorso, e affiorante nell'alveo del Re, affluente di destra della Romna; e l'"unità sommitale" caratterizzata da sedimentazione fine terrigena. La successione del bacino risulta chiusa da argille grige ("Argille di Ca Manot") interpretate come eteropiche ai conglomerati del terrazzo di Casnigo.

2.3 - AREA DI CLUSONE-CERETE E VAL BORLEZZA

(a cura di C. Ferliga)

Nel settore a E di Clusone, sino agli anni '90 del secolo scorso, tutti gli autori citati nel precedente paragrafo concordano nel riconoscere fra San Lorenzo e Songavazzo un anfiteatro morenico costruito da una diffluenza

del ghiacciaio dell'Oglio, attribuendone le morene più evidenti all'ultima glaciazione. Nella cartografia successiva viene avanzata l'ipotesi che l'anfiteatro di San Lorenzo sia invece riferibile a glaciazioni del Pleistocene medio (FERLIGA *et alii*, 2000); viene quindi attribuito al Complesso dell'Oglio, unità del rango di allogruppo che comprende depositi di più avanzate glaciali del Pleistocene, compresa l'ultima. In FERLIGA & BINI (2007), infine, nell'area di San Lorenzo vengono riconosciute tre alloformazioni, tutte del Pleistocene medio, equivalenti ai sintemi di Bossico, di Stalle d'Onito e di Prati di Sta della presente carta.

L'area di Clusone è stata oggetto di uno studio specifico (DE FRANCO *et alii*, 2004) condotto dal CNR nell'ambito del Progetto CARG, attraverso l'analisi di profili sismici a riflessione e rifrazione. Un profilo N-S completo attraverso il bacino, appena a E di Colle Crosio, mostra una superficie in roccia che si approfondisce sino a 220 m s.l.m. Un secondo profilo N-S, purtroppo incompleto, si estende da Rovetta sino all'alto in roccia di Maninetti, evidenziando una paleovalle con fondo in roccia attorno a q. 420 m s.l.m.; esso viene prolungato in direzione NW-SE, attraverso dati di pozzi idropotabili, sino alla limitrofa valle del Borlezza, evidenziando la profonda superficie erosionale della valle attuale. Questi dati, uniti a quelli derivati da un terzo profilo - non pubblicato - realizzato lungo il Serio a valle di Ponte del Costone, portano gli Autori a ipotizzare che - probabilmente nel Messiniano - il paleo-Serio drenasse verso la Val Borlezza, mentre il corso attuale si sarebbe impostato solo in una fase successiva.

Per quanto riguarda la Val Borlezza, numerosi lavori (RAVAZZI & MARINONI, 2007, a cui si rimanda per la bibliografia completa) analizzano in dettaglio i banchi di torba intercalati entro depositi ghiaiosi terrazzati presenti lungo l'alveo principale in corrispondenza di Cerete; le analisi radiometriche hanno dato per essi un intervallo di deposizione compreso tra 13000 e 3000 anni BP (OROMBELLI & RAVAZZI, 1995; RAVAZZI *et alii*, 1996).

Una sintesi di tutti i dati di sottosuolo noti - ricavati dalle stratigrafie di pozzi idropotabili e dalle indagini geoelettriche - è stata recentemente pubblicata da MARSETTI & RAVAZZI (2007): nelle sezioni idrogeologiche tracciate fra Rovetta e Fonteno di Cerete (Foglio 078-Breno), gli autori evidenziano il brusco abbassamento del *bedrock* fra San Lorenzo di Rovetta (q. 524 m s.l.m.), Cerete (q. 327 m s.l.m.) e Piazza di Cerete (q. 170 m s.l.m.), sottolineando altresì la risalita della roccia sino a q. 250 m s.l.m. in corrispondenza di Fonteno; la depressione risulta colmata alla base da un corpo di brecce a clasti carbonatici potente oltre 100 m, su cui appoggiano verso SE (Fonteno) argille bianche, correlate a quelle del bacino lacustre di Pianico (MOSCARIELLO *et alii*, 2000; PINTI *et alii*, 2001), posto allo sbocco della Val Borlezza (Foglio 078-Breno).

Da segnalare infine - nel medesimo volume - 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 078-Breno.

BOZZA

BOZZA

IV - STRATIGRAFIA

1. - BASAMENTO E SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

(a cura di F. Berra, F. Jadoul e G.L. Trombetta)

1.1 - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI

1.1.1. - *Scisti di Edolo – Filloniti (Filladi di Ambria Auct.) (EDO_F)*

Gli affioramenti di basamento metamorfico presenti nel Foglio 077-Clusone sono estremamente limitati e si riducono alla zona di fondovalle dell'alta Val Seriana, nel settore di Gromo-Valgoglio, alla base della successione permiana. Questi affioramenti erano stati riferiti nelle carte precedenti (BIANCHI *et alii*, 1971; CADEL *et alii*, 1996) agli Scisti di Edolo, metasedimenti metamorfosati durante l'orogenesi varisica.

Degli Scisti di Edolo affiora esclusivamente la litofacies fillonitica (EDO_F) costituita da rocce a grana fine di colore verde-grigio, caratterizzate da una fitta scistosità intensamente crenulata. Sono presenti alternanze di *film* fillosilicatici (clorite e sericite) e *lithon* quarzoso-feldspatici, distinguibili a occhio nudo solo negli orizzonti più grossolani. Molto abbondanti le lenti di quarzo. Sono presenti numerose intercalazioni di quarziti. I costituenti fondamentali sono quarzo, muscovite, clorite e plagioclasio; spesso sono presenti granato e abbondanti minerali opachi.

L'unità è direttamente ricoperta dal conglomerato basale, primo termine della successione sedimentaria sudalpina.

Età: pre-Varisico.

1.2 - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-MESOZOICA DELLE ALPI MERIDIONALI

1.2.1. - Gruppo dei Laghi Gemelli

La successione del Permiano inferiore del settore centrale lombardo presenta notevoli problematiche nomenclaturali, soprattutto legate all'utilizzo del termine "Formazione di Collio" da parte degli autori precedenti, con una accezione litostratigrafica differente da quella utilizzata nell'area tipo di questa unità (settore della Val Trompia). Mentre in Val Trompia il termine descrive una successione prevalentemente costituita da sedimenti fini (membro di Pian delle Baste) ricoperti da materiale arenaceo e flussi piroclastici (membro della Val Dorizzo), nel settore orobico questo termine è stato utilizzato per distinguere litologie estremamente differenti (facies arenacee, pelitiche, ignimbriti, flussi piroclastici, etc.) generando confusione sul significato dello stesso. Alla luce di queste considerazioni, nell'ambito del progetto CARG della regione Lombardia e in accordo con il Comitato di Coordinamento delle Alpi, si è provveduta a una profonda revisione nomenclaturale della successione del Permiano inferiore. In particolare si propone l'abbandono del termine "Formazione di Collio" per il settore orobico e l'introduzione di nuove unità che descrivano in maniera più corretta l'intera successione. Tali unità rientrano nel gruppo dei Laghi Gemelli, che definisce l'intera successione vulcanica e sedimentaria compresa tra l'*unconformity* tra il basamento ercinico e la copertura sedimentaria alpina e la superficie di discordanza/paraconcordanza che separa queste unità dal soprastante Verrucano Lombardo. In altri termini, il gruppo dei Laghi Gemelli rappresenta una porzione locale, con una sua peculiare evoluzione stratigrafica, di una più estesa UBSU riconoscibile in tutte le Alpi Meridionali.

1.2.1.1. - Conglomerato basale (CGB)

L'unità è stata individuata per la prima volta da PORRO (1899, 1903) che la definì con il nome di "Conglomerati aporfirici", per sottolineare l'assenza di clasti d'origine vulcanica all'interno di questa unità. DOZY & TIMMERMANS (1935) la denominarono "*Basalkonglomerate*", termine che tradotto letteralmente in "Conglomerato basale" fu da allora utilizzato per definire questa unità. Dal punto di vista regionale, per posizione e significato stratigrafico (conglomerati prevalentemente aporfirici presenti

alla base della successione post-ercinica) può essere considerato un equivalente occidentale del Conglomerato di Ponte Gardena.

Il conglomerato basale affiora principalmente nel settore nordorientale del Foglio 077-Clusone (Val Sanguigno e Val Sedornia), dove è esposto in affioramenti discontinui. L'unità è rappresentata da conglomerati a clasti di quarzo e di basamento metamorfico ercinico; sono assenti clasti vulcanici che caratterizzeranno i conglomerati presenti nella soprastante formazione del Pizzo del Diavolo. Solo nella parte più alta dell'unità è localmente segnalata (JADOUL *et alii*, 2000) la presenza di subordinati clasti di vulcaniti. Il fatto che in molti casi la soprastante vulcanite del Monte Cабianca giaccia direttamente sul basamento metamorfico ercinico rende talora problematica l'attribuzione di facies conglomeratiche, tipicamente alla base della successione permiana inferiore, alla vulcanite del Monte Cабianca piuttosto che al conglomerato basale. Nel Foglio 077-Clusone si è privilegiata l'accezione di PORRO (1899, 1903), definendo come conglomerato basale un'unità priva di clasti vulcanitici sottostante alla vulcanite del Monte Cабianca. Lo spessore dell'unità, probabilmente soggetto a notevoli variazioni locali, è difficilmente valutabile a causa delle condizioni di copertura; in Val Sanguigno lo spessore del conglomerato basale arriva a almeno 35-40 metri.

Il conglomerato basale è separato da una superficie di non conformità (*unconformity*) dal sottostante basamento metamorfico ercinico. Il limite superiore del conglomerato basale è con la vulcanite del Monte Cабianca: questo limite è stato osservato in dettaglio in Val Sanguigno, dove i conglomerati sono direttamente ricoperti da livelli piroclastici con subordinate lenti di arenarie e conglomerati con prevalente componente vulcanica.

All'interno dell'unità non sono stati rinvenuti fossili. Sulla base della posizione stratigrafica, viene riportata per questa unità un'età Carbonifero superiore – Permiano inferiore; considerate le caratteristiche deposizionali di questa unità è da ritenersi probabile un'eterocronia nella deposizione.

Le caratteristiche litologico-petrografiche, la presenza discontinua di questa unità e la sua variazione notevole di spessore portano a ritenere che il conglomerato basale si sia verosimilmente depositato in condizioni continentali, ammantellando una topografia peneplanata ma irregolare, con accumulo maggiore nelle aree più depresse. Il trasporto del materiale era probabilmente legato a una dinamica di tipo fluviale a media energia.

Età: Carbonifero superiore? - Permiano inferiore?

1.2.1.2. - Vulcanite del Monte Cабianca (VUC)

Questa nuova unità litostratigrafica corrisponde al "Membro Vulcanico della Formazione di Collio" *Auct.* (JADOUL *et alii*, 2000). L'unità affiora

nella fascia settentrionale del Foglio 077-Clusone. Le successioni più complete si hanno nelle aree più incise, come in alta Val Brembana (settore di Isola di Fondra) e alta Val Seriana (Novazza-Valgoglio). L'unità, presente nella zona a N della Linea Valtorta-Valcanale (Anticlinale Trabuchello-Cabianca), è caratterizzata da una notevole variazione laterale e pertanto non esistono settori in cui essa possa essere considerata più rappresentativa.

La vulcanite del Monte Cabianca è prevalentemente costituita da ignimbriti di colore da grigio biancastro a rossovinato - meno comune - spesso verdastre per riduzione dei minerali di ferro; la struttura porfirica è frequente, ma spesso si osservano strutture afiriche povere o prive di fenocristalli. Nella parte bassa dell'unità, affiorante in Val Seriana, sono frequenti le intercalazioni di livelli arenacei e più raramente pelitici, frequentemente associati a cineriti.

I livelli ignimbritici - soprattutto quelli di colore chiaro - localmente arrivano a raggiungere spessori di qualche decina di metri, costituendo bancate massicce con evidenza morfologica, che caratterizzano la parte alta dell'unità.

A livello cartografico sono stati distinti i livelli riolitico-riodacitici ignimbritici massivi (**VUC_g**), le alternanze di facies epiclastiche e vulcanoclastiche spesso costituite in gran parte da cineriti (**VUC_b**), le facies alluvionali arenaceo-pelitiche intercalate (**VUC_d**) e i rari corpi andesitici (**VUC_c**) che sono stati osservati nelle aree rilevate. È possibile riconoscere notevoli variazioni di spessore della vulcanite del Monte Cabianca, che può raggiungere spessori massimi valutati attorno agli 800 metri (Isola di Fondra). Nella parte alta dell'unità si intercalano nel settore occidentale del foglio delle colate di lave vacuolari in genere molto alterate, con un chimismo probabilmente basico (andesiti). Lo spessore dei depositi di questo tipo si aggira attorno ai 10-20 metri.

Il limite superiore della vulcanite del Monte Cabianca è con la formazione del Pizzo del Diavolo: si tratta di un limite generalmente di tipo transizionale, anche se di tipo piuttosto rapido: la transizione avviene in genere nel giro di pochi metri. Localmente (Lago Nero - Monte Pradella) il limite è netto e al di sopra di facies riolitiche della vulcanite del Monte Cabianca compaiono arenarie fini e peliti riferibili all'unità soprastante, con sottili intercalazioni di tufiti e livelli ignimbritici centimetrici. Analisi preliminari su zirconi contenuti in un livello cineritico alla base dell'unità, immediatamente al di sopra del conglomerato basale, in bassa Val Sanguigno hanno fornito una età di $279,5 \pm 1,1$ Ma per l'inizio dell'attività vulcanica. L'età di tetto si aggira attorno ai 270 Ma. Le datazioni sono state ottenute tramite analisi con microsonda laser su zirconi presso i laboratori CNR di Pavia dal Dott. M. Tiepolo (BERRA *et alii*, 2008).

Dal punto di vista ambientale, la deposizione della vulcanite del Monte Cabianca è avvenuta in condizioni continentali in prossimità di centri eruttivi, in un contesto geodinamico caratterizzato da intensa attività vulcanica e da attività tettonica responsabile della formazione di aree più o meno depresse, all'interno delle quali si accumulavano, con velocità di sedimentazione verosimilmente elevate, i prodotti diretti e indiretti dell'attività vulcanica.

Età: Permiano inferiore.

1.2.1.3. - Formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ)

Corrisponde alle facies sedimentarie della “Formazione di Collio superiore” *Auct.* L'unità affiora per pochi chilometri quadri esclusivamente nella parte settentrionale del foglio, costituendo una fascia discontinua particolarmente evidente nel settore dello spartiacque tra Val Seriana e Val Brembana e nel settore dei Laghi Gemelli.

È costituita prevalentemente da conglomerati, arenarie e peliti alimentate dallo smantellamento dei prodotti vulcanici sottostanti. A queste facies detritiche, soprattutto nella parte superiore dell'unità, possono essere associati sottili livelli vulcanitici (prevalentemente piroclastici, **FPZ_e**) e orizzonti ricchi in pomici. Nel settore della Val Seriana è possibile riconoscere una porzione inferiore, con conglomerati a S e facies via via più fini verso N, caratterizzata da un trend *fining upward*, e una porzione superiore, più omogenea dal punto di vista litologico, costituita in prevalenza da arenarie, siltiti e tufiti, spesso associate a carbonati oncolitici (BERRA & FELLETTI, 2011). Dal punto di vista litologico, le arenarie sono in strati da decimetrici a plurimetrici, presentano generalmente colore grigio-verde e frequenti strutture sedimentarie (laminazioni parallele, incrociate, *ripple mark*, *clay chip*, gradazioni). Localmente sono presenti corpi conglomeratici (**FPZ_c**) arealmente estesi e di spessore significativo (tipici del settore meridionale di affioramento e presenti nella parte inferiore dell'unità), di colore generalmente verdastro e contenenti prevalentemente clasti provenienti dallo smantellamento di corpi vulcanici (Val Sanguigno). Talora livelli conglomeratici sono intercalati alle facies arenacee, in quantità generalmente subordinate. Le facies pelitiche (**FPZ_b**) sono generalmente di colore scuro, presentano localmente livelli più grossolani con laminazioni e *ripple mark*, sono talora lastroidi e fittamente laminate. Nella parte intermedia dell'unità (zona del Pradella) è riconoscibile un livello pelitico molto continuo lateralmente caratterizzato dalla presenza di facies carbonatiche (dolomie ankeritiche, ocracee all'alterazione, di colore grigio scuro su frattura fresca) in strati e noduli, talora con abbondanti laminazioni microbialitiche. La parte alta della formazione del Pizzo del Diavolo è

prevalentemente costituita da facies fini (peliti prevalenti con subordinate arenarie fini, spesso con abbondanti impronte di tetrapodi) con livelli continui, di spessore da pochi sino a 40 cm, di carbonati ankeritici con abbondanti grossi oncoidi, di diametro sino a 4 cm (**FPZ_f**). Nella parte media dell'unità, al passaggio tra la porzione inferiore e superiore, sono concentrate evidenze di attività sismica sindeposizionale (sismiti a scala da centimetrica a plurimetrica) che documentano indirettamente una vivace attività tettonica all'interno del bacino (BERRA & FELLETTI, 2011).

Dal punto di vista cartografico sono state distinte le intercalazioni prevalentemente vulcanitiche (**FPZ_v**), le litofacies prevalentemente arenacee con subordinate peliti e conglomerati (**FPZ_a**), i corpi conglomeratici (**FPZ_c**) e le facies prevalentemente pelitiche localmente con intercalazioni di carbonati (dolomie ankeritiche) talora microbialitici (**FPZ_b**) e con oncoliti (**FPZ_o**).

La formazione del Pizzo del Diavolo presenta notevoli variazioni di facies e di spessore, in parte imputabili a un'originaria paleogeografia articolata. L'unità è localmente assente a causa della importante superficie di erosione, accompagnata da una discordanza angolare di pochi gradi, alla base del Verrucano Lombardo, che in alcune località (alta valle dell'Acqualina) poggia direttamente sulla vulcanite del Monte Cabianca. Lo spessore massimo raggiunto da quest'unità nel Foglio 077-Clusone si aggira attorno ai 1000 metri (versante orientale del Pradella).

La formazione del Pizzo del Diavolo è sempre ricoperta dal Verrucano Lombardo: il limite è netto e documentato dal passaggio dalle differenti facies della formazione del Pizzo del Diavolo alle arenarie e conglomerati rossi quarzosi del Verrucano Lombardo. Il limite è stato osservato in dettaglio presso il Monte Pradella e i Laghi Gemelli, dove le alternanze d'arenarie e peliti della "Formazione di Collio" sono ricoperte direttamente da arenarie e conglomerati del Verrucano Lombardo. Nel settore del Pizzo dell'Orto (versante sinistro della Val Brembana) al passaggio tra le due unità si sono sviluppate, nelle facies pelitiche conservate al tetto della formazione del Pizzo del Diavolo, noduli e concrezioni carbonatiche, interpretate come il risultato di pedogenesi sviluppatasi durante le fasi precedenti la deposizione del Verrucano Lombardo. Il Verrucano Lombardo e la formazione del Pizzo del Diavolo sono in evidente discordanza angolare (valutata in 10-15°, Fig. 11), che registra una fase tettonica documentata in tutto il Bacino Lombardo. Si segnala come la discordanza angolare tra le due unità porti a una maggiore erosione della successione del Permiano inferiore verso meridione, indicando un generale basculamento con sollevamento dei settori meridionali e loro erosione prima della deposizione della successione del Permiano superiore.

Nell'area rilevata sono state rinvenute impronte di tetrapodi (rettili e anfibi; SANTI, 2003). In altre località sono segnalati resti vegetali (*Walchia* sp., *Cassinisia orobica*) che indicano un'età Permiano inferiore. Sulla base della posizione stratigrafica, l'unità è riferita alla parte alta del Permiano inferiore.

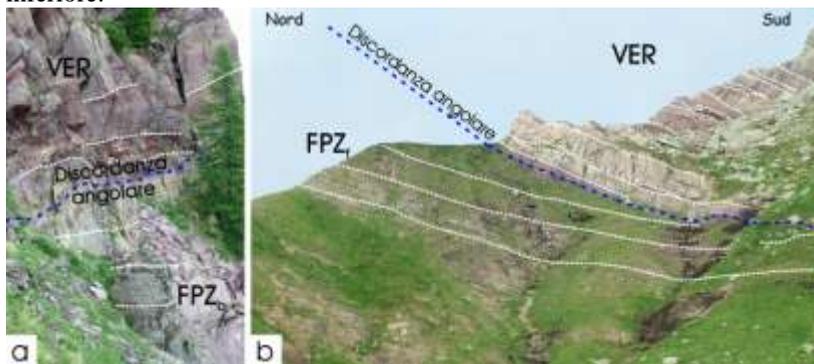


Fig. 11 - a) Siltiti rosse del Verrucano Lombardo (VER) giacciono con una debole discordanza angolare sulle peliti e arenarie fini della formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ) al Pizzo dell'Orto; b) Panorama della discordanza angolare tra le due unità al Passo di Val Sanguigno, versante N del M. Corte: verso S, VER poggia su porzioni sempre più antiche di FPZ.

La deposizione di quest'unità è avvenuta in condizioni continentali, in facies di conoide alluvionale prossimale (corpi conglomeratici), facies di conoide distale (caratterizzate da dominanti processi fluviali di *sheet flow*) e di piana distale documentate dalle peliti con carbonati.

Età: Permiano inferiore.

1.2.2. - Verrucano Lombardo (VER)

Il Verrucano Lombardo è stato istituito da ASSERETO & CASATI (1965); la scelta del nome si rifà al più recente (Triassico) Verrucano toscano per analogia litologica; l'aggettivazione "Lombardo" ne identifica in maniera univoca la distinzione da quest'unità appenninica. Il Verrucano Lombardo costituisce la facies più prossimale dei depositi terrigeni del Permiano superiore, che nel settore dolomitico e in Alpi orientali prendono il nome di Arenaria di Val Gardena. Il Verrucano Lombardo è riportato tra le Unità tradizionali nel fascicolo VII del Quaderno 7, serie III, SGN-APAT (CASSINIS, 2007).

Il Verrucano Lombardo affiora estesamente nella parte settentrionale del Foglio 077-Clusone, a N della Linea Valtorta-Valcanale, nell'ambito dell'Anticlinale Orobica. La successione è esposta dalla base al tetto nel settore del Vigna Soliva (alta Val Seriana) e nella zona del Monte Torcola (alta Val Brembana) dove presenta spessori ridotti; affioramenti estesi di

quest'unità sono anche presenti nel settore dei Laghi Gemelli - Monte Pradella.

L'unità è prevalentemente costituita da conglomerati a clasti di rocce vulcaniche di colore rosso-violaceo (prevalentemente porfidi quarziferi) e di quarzo latteo di vena, più raramente a clasti di rocce metamorfiche scistose, con selezione moderata e grado d'arrotondamento da medio per i ciottoli di quarzite a buono per i ciottoli vulcanici. La massa di fondo è costituita da litareniti rossastre di composizione analoga a quella dei conglomerati. Nei conglomerati s'intercalano frequentemente livelli di arenarie rosso-violacee grossolane, a ciottoli sparsi, talora con laminazioni incrociate a alto angolo. Più rare sono le intercalazioni di siltiti micacee di colore rosso cupo, talora con bioturbazioni. I depositi presentano frequentemente laminazioni incrociate da corrente, spesso i livelli sono troncati superiormente da superfici erosionali. Le facies sono spesso organizzate in cicli *fining upward* di spessore da metrico a plurimetrico.

Lo spessore dell'unità tende a crescere dal settore occidentale (gruppo del Pradella), dove sono presenti circa 150 m di Verrucano Lombardo, al settore orientale (Val Sedornia), dove l'unità supera i 400 metri.

Il limite superiore del Verrucano Lombardo è sempre in paraconcordanza con il Servino. Al di sopra delle facies sommitali prevalentemente arenacee o siltose del Verrucano Lombardo compaiono arenarie ricche in quarzo (spesso quarzareniti) a cemento quarzoso o, più raramente, carbonatico, che costituiscono la base del Servino (membro di Prato Solaro, SCIUNNACH *et alii*, 1996).

Il Verrucano Lombardo è privo di fossili. Al di fuori dell'area di studio si segnalano orme di tetrapodi che indicano un'età Permiano superiore.

L'insieme di questi litotipi, sovente organizzati in ciclotemi metrici a gradazione normale, indica un ambiente di deposizione continentale, con evoluzione verticale da conoidi alluvionali prossimali a una piana alluvionale solcata da corsi d'acqua di tipo intrecciato. Il passaggio frequente da episodi a bassa a episodi a alta energia sembra suggerire l'alternanza di fasi a piovosità ridotta e momenti di piogge intense.

Età: Permiano superiore.

1.2.3. - *Servino (SRV)*

Questa unità ancora oggi utilizza lo storico nome usato in Val Trompia sin dagli inizi del secolo scorso (BROCCHI, 1808). Recentemente alcuni autori (FARABEGOLI & DE ZANCHE, 1984; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1988) hanno proposto di utilizzare anche in Lombardia il nome di Formazione di Werfen invece di Servino per le molte analogie litologiche e d'evoluzione stratigrafica che presentano queste unità. Nell'ambito del progetto CARG si è mantenuta la denominazione Servino a W delle

Giudicarie. Il Servino è riportato tra le Unità tradizionali nel fascicolo VI del Quaderno 7, serie III, SGN-APAT (SCIUNNACH, 2007).

Questa formazione affiora alla sommità del M. Torcola - dove, sul versante orientale, tra quota 1750 e 1600 m, è presente la sezione più rappresentativa, potente circa 200 m - e in modo discontinuo dal fondovalle della Val Brembana - Val Secca sino al versante settentrionale della valle dell'Acqualina, immediatamente a N della Linea Valtorta-Valcanale.

Nel settore brembano occidentale sono state riconosciute due principali associazioni di litofacies, interpretate come membri secondo CASATI & GNACCOLINI (1967). Quella inferiore (**SRV_a**) è prevalentemente costituita da arenarie quarzose a cemento dolomitico giallastro, ben stratificate, con laminazioni parallele o oblique da *ripple* d'onda e di corrente; a esse si intercalano siltiti, marne, argilliti giallastre o verdastre e localmente sottili orizzonti-lenti di calcareniti oolitiche e bioclastiche. La litofacies superiore (**SRV_b**) è invece caratterizzata da alternanze di siltiti, siltiti marnose spesso micacee, arenarie, marne dolomitiche e dolomie marnoso-siltose in strati decimetrici. Tra le due litofacies è spesso riconoscibile un livello di calcari fini e associate calcareniti oolitico-bioclastiche ricche in gasteropodi e bivalvi, di colore da grigie a rossastre, in banchi di 40-80 cm. Questo livello corrisponde all'"Oolite a Gasteropodi" *Auct.* La suddivisione del Servino in due litozone si mantiene verso oriente, anche se più sfumata, mentre aumentano in tutta la successione le intercalazioni di dolomie arenacee o marnoso-arenacee giallastre. Recentemente SCIUNNACH *et alii* (1999) hanno ulteriormente dettagliato la successione del Servino delle Prealpi Lombarde riconoscendo sei membri: a) conglomerati e arenarie del membro di Prato Solaro, b) arenarie quarzose del membro Ca' S. Marco, c) calcari oolitici e bioclastici del membro Oolite a Gasteropodi, d) arenarie arcosiche del membro Acquaseria, e) calcari, dolomie e marne degli "Strati a *Myophoria*", f) siltiti e marne variegiate del membro superiore. Tale suddivisione non è comunque applicabile a livello cartografico nell'area del Foglio 077-Clusone.

Le microfacies di quest'unità sono molto eterogenee: si associano quarzeniti, areniti arcosiche, *grainstone* oolitici con gasteropodi, bivalvi e foraminiferi, *mudstone-wackestone* dolomitici microspatizzati.

Lo spessore del Servino è di difficile valutazione a causa dei frequenti disturbi tettonici; sulla base delle osservazioni di campagna varia da 90 a 200 m in alta Val Brembana - valle dell'Acqualina.

Il Servino è limitato inferiormente dal Verrucano Lombardo; il passaggio fra le due formazioni, sempre netto, è caratterizzato dalla comparsa di conglomerati fini, arenarie quarzose e siltiti carbonatiche ben stratificate paraconcordanti sopra i conglomerati minuti rossi e le arenarie grossolane verdi in grossi banchi del Verrucano Lombardo. Il limite

superiore con la carniola di Bovegno è più transizionale, evidenziato dalla progressiva riduzione delle intercalazioni policrome e aumento delle dolomie. A causa di questo tipo di limite, non è sempre possibile riferire con certezza alla parte sommitale del Servino o alla soprastante carniola di Bovegno gli affioramenti prevalentemente dolomitici.

Il Servino presenta in genere faune scarse e oligotipiche, fra cui sono segnalati (PORRO, 1933; CASATI & GNACCOLINI, 1967) i gasteropodi *Natiria costata* (Münster), *N. semicostata*, *Turbo* cfr. *rectecostatus*; i bivalvi *Neoschizodus laevigatus*, *Unionites canalensis*, *Claraia intermedia*, *C. cf. clarai*, *C. aurita*, *Neoschizodus ovatus*, *Costatoria costata* (Zenker), *Miophoria costata* Zenker; il foraminifero *Meandrospira pusilla* e rari crinoidi e ammonoidi (*Tirolites* sp., *Dinarites* sp.) nella parte superiore. Sulla base del contenuto faunistico esso viene concordemente attribuito al Triassico inferiore (Induano e Olenekiano).

Il Servino rappresenta l'inizio della trasgressione marina triassica progressiva da E verso W (ASSERETO *et alii*, 1973) sui depositi continentali del Verrucano Lombardo. Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche e le associazioni faunistiche indicano infatti un progressivo passaggio da ambienti litorali-epineritici a condizioni di mare più aperto.

Età: Induano-Olenekiano.

1.2.4. - Carniola di Bovegno (BOV)

L'unità, descritta inizialmente da CURIONI (1855) come unità "calcarea farinacea", è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica e cartografata in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971). È compresa tra le formazioni del Servino e del Calcarea di Angolo. L'area di riferimento è l'alta Val Trompia presso la località omonima; non esiste una sezione stratigrafica di riferimento per mancanza di successioni ben esposte, complete o poco tettonizzate, a causa delle intense deformazioni tettoniche d'età alpina e per gli scollamenti e sovrascorrimenti regionali che s'impongono preferenzialmente in questa successione a sedimentazione mista terrigeno-carbonatico-evaporitica.

La carniola di Bovegno affiora in modo discontinuo, a causa della copertura superficiale e per elisioni tettoniche, alla base dei versanti dei massicci carbonatici medio triassici compresi tra i monti Valbona - Cima di Menna e la valle dell'Acqualina, mentre a oriente affiora alla base dei monti Avert e Corru. L'unità è spesso conservata sottoforma di lenti tettoniche lungo la Linea Valtorta-Valcanale. In particolare, la parte inferiore dell'unità è pressoché sempre tettonizzata. A S di Bordogna (Valle del Drago), tra le quote 700 e 750 m, e nel settore a N del Pizzo Arera affiora la parte superiore dell'unità con conservato il limite transizionale con il Calcarea di Angolo.

La carniola di Bovegno è costituita da calcari dolomitici e dolomie marnose, ocracee sulla superficie d'alterazione e da grigio biancastro a grigio scuro alla frattura fresca, con sottili intercalazioni argillose da ocre a grigio verdi e alla base localmente rosse (M. Corrà), localmente finemente laminate in strati da centimetrici a pluridecimetrici. La stratificazione in grossi banchi metrici o indistinta è tipica delle intercalazioni di dolomie calcaree vacuolari (carniole). I carbonati vacuolari sono permeati da un fitto reticolato di fratture calcitiche e localmente (Passo della Marogella - Corno Branchino) presentano intercalazioni da decimetriche sino a plurimetriche, lenticolari strato-concordanti, ma anche in tasche-filoni discordanti con la stratificazione, di breccie in prevalenza intraformazionali costituite da clasti angolosi centimetrici di calcari dolomitici, dolomie marnose e subordinate argilliti e marne ocre, verdi e rossovinate. Queste breccie possono essere interessate da più recenti tasche e filoncelli sedimentari con riempimenti interni carbonatico-marnosi ocracei, caratterizzati da strutture sedimentarie (granoclassazione e laminazioni nella Valle del Drago, infiltrazione di sedimenti pleistocenici?). Queste particolari litologie e tessiture della carniola di Bovegno sono ritenute solo in parte di origine primaria o diagenetica, buona parte delle carniole e delle breccie associate sono imputabili a successive deformazioni in profondità connesse alla dinamica e alla circolazione di fluidi associati ai sovrascorrimenti alpini. Queste carniole o "*rauhwacke*" sono state descritte e interpretate come breccie autoclastiche di possibile origine tettonica da METZELTIN & VEZOLI, (1977). L'unità considerata, infatti, costituisce il primo degli orizzonti plastici di distacco del Triassico, in corrispondenza dei quali si sono imposte preferenzialmente le estese superfici di scollamento tettonico d'età alpina. Localmente (valle dell'Acqualina) sono riconoscibili porzioni di spessore decametrico di dolomie stratificate con laminazioni e stromatoliti, che documentano l'esistenza d'ambienti peritidali confrontabili con la Dolomia del Serla Inferiore del Sudalpino orientale.

L'analisi delle poche microfacies rappresentative ha evidenziato un'elevata ricristallizzazione, con prevalenti microspariti e pseudospariti debolmente argillose con diffusi piccoli romboedri di dolomite e molte generazioni di fratture cementate da cemento calcitico spatico (sparite *equant*). Le osservazioni in catodoluminescenza hanno evidenziato molte fratture con cementi luminescenti e zonati; le fratture tettoniche tardive invece risultano costituite da calcite non luminescente. In alcuni campioni sono stati osservati ostracodi e pseudomorfi carbonatici di minerali evaporitici.

Lo spessore dell'unità non è determinabile a causa della tettonizzazione e per gli affioramenti discontinui; lo spessore massimo valutato si aggira sui 50 m nella valle dell'Acqualina.

Il limite inferiore con il Servino è definito da una transizione rapida (alta valle dell'Acqualina) da siltiti verdi e rossastre con intercalazioni di marne e dolomie marnose grigio ocracee (membro superiore del Servino SCHIUNNACH *et alii*, 1999) a alternanze di dolomie calcaree e marnose, di colore ocraceo e argilliti e marne dolomitiche. Il limite superiore con il Calcare di Angolo è generalmente transizionale (Val Brembana), evidenziato dalla progressiva ma rapida scomparsa delle intercalazioni delle marne e dolomie marnose sottilmente stratificate sostituite da calcari e calcari dolomitici grigi o grigio-scuri in strati medi, a volte sottili, un poco nodulari e amalgamati ma contenenti ancora qualche intercalazione decimetrico-metrica di calcari dolomitici vacuolari e carniolate ocracee (parte inferiore del Calcare di Angolo). CASATI & GNACCOLINI (1967) propongono, per la successione delle Orobie occidentali, una parziale eteropia tra la carniola di Bovegno e il Calcare di Angolo basale.

Nel Foglio 077-Clusone non si hanno evidenze di variazioni laterali delle litofacies della carniola di Bovegno e risultano mancanti o non affioranti le lenti evaporitiche (es. Anidrite di Costa Volpino, ASSERETO & CASATI, 1965).

L'unità è scarsamente fossilifera: in base alla sola posizione stratigrafica la carniola di Bovegno è stata attribuita all'Olenekiano-Anisico inferiore (ASSERETO & CASATI, 1965). Recentemente studi stratigrafici di dettaglio sul Servino le hanno attribuito un'età Anisico inferiore (Egeico, SCHIUNNACH *et alii*, 1999).

L'ambiente deposizionale della carniola di Bovegno è attribuibile a pianie costiere in prevalenza sopratidali (*sabkha*) e di laguna a sedimentazione mista carbonatico-pelitica in condizioni climatiche aride, confrontabili con le attuali coste del Golfo Persico settentrionale. Nella parte superiore della successione erano presenti, localmente verso SE, saline evaporitiche. Verso occidente probabilmente questi ambienti costieri passavano a aree emerse (conglomerati della F. di Bellano in Valsassina, F. 076-Lecco).

La genesi delle breccie intraformazionali / carniolate è ancora controversa: possono derivare dalla dissoluzione delle evaporiti con collassamenti degli strati carbonatici intercalati, oppure dalla fratturazione idraulica della roccia sotto forti pressioni di fluidi derivanti dalla disidratazione delle evaporiti stesse (METZELTIN & VEZOLI, 1977) e/o dalla circolazione di fluidi tardivi lungo le superfici dei sovrascorrimenti alpini (JEANBOURQUIN & LUALDI, 1994).

Età: Olenekiano superiore - Anisico inferiore.

1.2.5. - *Calcare di Angolo – Litofacies calcarea (ANG_a)*

L'unità è stata riconosciuta e descritta in passato da numerosi Autori con varie terminologie lito-cronostratigrafiche, comprendendo a volte anche il soprastante calcare di Prezzo ("Scisti a *gracilis*", "Gruppo di Valsecca, "dolomie grigio scure in strati sottili", *etc.*). Il Calcare di Angolo è stato formalizzato da ASSERETO & CASATI (1968a) in Val Camonica e cartografato in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971). L'area di riferimento interessa tutta la bassa Val Camonica, in particolare la confluenza con la Val di Scalve.

Il Calcare di Angolo affiora lungo una fascia ristretta ma continua nella porzione settentrionale del Foglio 077-Clusone, dalla Val Brembana sino al margine orientale del foglio.

Le sezioni più rappresentative, meglio esposte e complete sono ubicate:

- lungo l'incisione della Valle del Drago, a valle del paese di Bordogna, tra le quote 730 e 1000 m (sezione di difficile accesso);
- sul versante orientale della Cima di Menna (Valle Pizzadelle) a quote comprese tra 1450 e 1700 m.;
- sul versante meridionale della valle dell'Acqualina, alla base della successione alloctona del Pizzo Arera: la sezione affiora lungo lo sperone NE che scende dalla vetta, a quote comprese tra 1600 e 1900 m.

Al Calcare di Angolo sono state in passato riferite, in accordo con le più recenti ricerche stratigrafiche sul Triassico medio della Val Brembana (JADOUL *et alii*, 1992d), anche facies in parte dolomitiche ("Membro delle Dolomie Peritidali", JADOUL & ROSSI, 1982) che occupano una posizione stratigrafica in genere superiore al Calcare di Angolo, e ora riferite al Calcare di Camorelli (BERRA *et alii*, 2005).

Il Calcare di Angolo è rappresentato da calcari grigio-scuro localmente in strati pluridecimetrici planari, localmente con intercalazioni di orizzonti costituiti da strati più sottili, amalgamati, debolmente nodulari, bioturbati e con interstrati millimetrico-centimetrici marnosi (litofacies calcarea ANG_a). Nel Foglio 077-Clusone non affiora la litofacies siltosa (ANG_b) presente in Valsassina nel limitrofo (Foglio 076-Lecco). I calcari sono in prevalenza fini, con locali intercalazioni calcarenitiche con dispersi crinoidi e laminazioni parallele. Lo spessore di questa litozona, in genere non ben affiorante, varia da 60 m a circa 120 m nel settore a occidente della Val Seriana, mentre a oriente questa facies costituisce interamente l'unità, raggiungendo uno spessore di circa 400 metri. Nella porzione più occidentale del Foglio 077-Clusone questa litofacies contiene una piccola porzione terrigena fine, sottolineata dalla presenza di lamelle di muscovite. Alla base dell'unità sono anche intercalati dei livelli di spessore da decimetrico a plurimetrico di dolomie calcaree vacuolari, simili a quelle della carniola di Bovegno.

L'analisi in sezione sottile ha evidenziato la presenza di prevalenti microfacies date da *wackestone-packstone* bioturbati con echinodermi e bivalvi in gran parte ricristallizzati.

Il limite inferiore con la carniola di Bovegno è transizionale; il limite superiore è con il Calcare di Camorelli nel settore occidentale del foglio (limite transizionale) o con il calcare di Prezzo nel settore a oriente della Val Seriana (limite netto).

Il contenuto paleontologico del Calcare di Angolo è piuttosto ricco e variato. Sono stati segnalati infatti bivalvi e gasteropodi non determinabili, ammoniti, crinoidi fra cui *Dadocrinus gracilis* (Buch) e *Encrinus liliiformis* (Lamarck) e foraminiferi. In base al contenuto paleontologico e alla posizione stratigrafica, sottostante al ben datato calcare di Prezzo, l'età del Calcare di Angolo è attribuita all'Anisico inferiore-medio; le faune presenti nel "Banco a Brachiopodi" (unità riferita al calcare di Prezzo) documentano un'età Pelsonico terminale. Dove è presente il Calcare di Camorelli, l'unità interrompe il suo sviluppo a partire dal Bitinico (BERRA *et alii*, 2005).

Il Calcare di Angolo rappresenta un articolato ambiente deposizionale a sedimentazione prevalentemente carbonatica di baia subtidale, caratterizzato da fondali sufficientemente ossigenati per consentire lo sviluppo di una ricca fauna di organismi molli responsabili della bioturbazione che caratterizza l'unità.

Età: Anisico inferiore – medio.

1.2.6. - Calcare di Camorelli (CMR)

Nel settore del Foglio 077-Clusone questa unità è per la prima volta distinta cartograficamente dal Calcare di Angolo. Il Calcare di Camorelli raccoglie le successioni di mare prevalentemente basso che caratterizzano la successione anisica del Bacino Lombardo. Il Calcare di Camorelli è stato formalizzato in DELFRATI *et alii* (2000). All'interno del Calcare di Camorelli sono distinte, nel Foglio 077-Clusone, le facies con rari coralli (membro del calcare del Monte Guglielmo **CMR₂**) e le facies prevalentemente dolomitiche (**CMR_a**). Queste ultime corrispondono alle "Dolomie peritidali" di JADOU & ROSSI (1982). L'unità affiora nel settore a occidente della Val Seriana, raggiungendo in Val Brembana spessori superiori ai 200 m; non è invece presente a oriente della Val Seriana.

La parte inferiore del **CMR_a** è costituita da calcareniti bio-intraclastiche, localmente oolitiche o ricche in crinoidi che passano superiormente a calcari con cicli da subtidali a peritidali con diffuse alghe dasycladaceae e laminazioni stromatolitiche planari. Un'intercalazione metrica di calcari neri micritici, sottilmente stratificati, nodulari e bioturbati, con intercalazioni di marne argillose nere evidenzia localmente (gruppo della Cima di Menna) l'inizio della successione calcareo-dolomitica più ricca in cicli peritidali che

caratterizza l'unità. Litologicamente l'unità **CMR_a** è costituita prevalentemente da carbonati peritidali in strati planari di spessore pluricentimetrico-metrico che presentano dolomitizzazioni precoci degli intervalli inter-sopratidali. La dolomitizzazione diventa più pervasiva in prossimità del tetto dell'unità. I carbonati subtidali contengono alghe dasycladacee e sono spesso bioturbati; quelli inter-sopratidali presentano laminazioni stromatolitiche e brecciole a clasti piatti dolomitizzati precocemente. Si intercalano sporadici orizzonti di spessore centimetrico di marne e marne siltose ricche in mica e quarzo; queste intercalazioni diventano più frequenti, più potenti (sino a qualche decimetro) e più arenacee (clasti di quarzo e mica bianca) nel settore più occidentale (Lenna - Piazza Brembana, facies di transizione al "Calcare di Angolo" della Valsassina, Foglio 076-Lecco).

Sono distinte cartograficamente facies di margine (**CMR₂**) costituite da calcari massivi ricchi in crinoidi e con coralli in posizione di vita (BERRA *et alii*, 2005), che costituiscono la vetta del Monte Corrù. Queste facies limitavano verosimilmente verso oriente il settore con facies peritidali a W dal settore subtidale a E. Le microfacies della litofacies superiore contengono prevalenti *wackestone* bioturbati, *packstone* e *grainstone* intraclastico-bioclastici con oncoidi, peloidi, diffuse dasycladacee e piccoli foraminiferi bentonici (*Meandrospira dinarica*, *Trochammina almtalensis*, *Nodosaria* sp., *Endotriadella* sp., *Diploremmina astrofimbriata*, *Duostomina* sp.).

Il Calcare di Camorelli può raggiungere i 200-220 m nel settore centro-occidentale, mentre passa lateralmente al Calcare di Angolo in maniera piuttosto rapida in direzione orientale, a causa della transizione ai calcari subtidali sottilmente stratificati del Calcare di Angolo superiore ("Facies Camuna" di ASSERETO e CASATI, 1965). Il passaggio avviene in corrispondenza della Val Seriana, dove sono presenti facies bioclastiche con organismi di margine (BERRA *et alii*, 2005). Verso occidente, nel Foglio 076-Lecco, (Valsassina-Grigne, GAETANI *et alii*, 1987) la litofacies superiore del Calcare di Angolo passa a facies miste più costiere e dolomitizzate.

Il limite superiore con il calcare di Prezzo è ovunque netto, evidenziato dalla comparsa di calcari e calcari marnosi neri bioclastici con crinoidi, brachiopodi e ammonoidi ("Banco a Brachiopodi" *Auct.*) che ricoprono le dolomie e i calcari stratificati del Calcare di Camorelli. Al tetto del Calcare di Camorelli sono spesso presenti evidenze di emersione (brecciole, livelli argillosi rossastri). Il limite inferiore con il Calcare di Angolo è transizionale, posto in corrispondenza delle prime intercalazioni di calcari dolomitici con laminazioni stromatolitiche e *fenestrae*.

Nel Calcare di Camorelli si osservano variazioni laterali di facies nel settore brembano a seguito dei frequenti cambiamenti nella percentuale tra le facies subtidali rispetto alle intertidali, all'intensità dei processi di dolomitizzazione selettiva di alcuni orizzonti e alle intercalazioni silicoclastiche (siltiti e litareniti quarzoso-micacee).

Le facies dolomitiche peritidali sono in genere povere di fossili, tuttavia la presenza di ricche faune a foraminiferi nel settore marginale (Monte Corrà, BERRA *et alii*, 2005) consentono di attribuire un'età bitinico-pelsonica a questa unità. Il limite con il soprastante "Banco a Brachiopodi" indica come l'unità non superi il limite Pelsonico-Illirico.

Il Calcare di Camorelli documenta lo sviluppo di estese piane carbonatiche tidali e, più raramente, di piccoli edifici carbonatici biocostruiti che delimitano i settori occidentali, meno subsidenti, da quelli orientali caratterizzati da successioni più potenti e di mare più profondo. Verso occidente iniziano a essere presenti anche ambienti carbonatici lagunari e di piana tidale maggiormente costieri.

Età: Anisico medio - superiore (Bitinico-Pelsonico).

1.2.7. - *Calcare di Prezzo (PRZ)*

Questa successione calcareo-marnosa ben stratificata, nota per il contenuto fossilifero, è stata oggetto sin dal XIX secolo di molte indagini paleontologiche e biostratigrafiche. Essa è stata istituita come unità litostratigrafica da ASSERETO & CASATI (1965). L'area di riferimento sono le Valli Giudicarie.

Il calcare di Prezzo affiora in modo discontinuo a causa del ridotto spessore e delle caratteristiche litologiche. La sua presenza è evidenziata morfologicamente da una piccola cengia tra il Calcare di Angolo e il calcare di Esino. Gli affioramenti costituiscono una ristretta fascia, presente in Val Brembana tra i massicci dell'Ortighera e della Cima di Menna; in valle dell'Acqualina affiora solo nelle successioni alloctone del Pizzo Arera - Cima del Pop, non è presente invece nella sottostante successione medio-triassica parautoctona. Verso oriente affiora nella successione medio-triassica alloctona dell'unità tettonica Timogno (valle dell'Ogna), dove presenta gli spessori massimi.

Nel Foglio 077-Clusone le sezioni più rappresentative (VENZO & PELOSIO, 1968; ASSERETO *et alii*, 1977, BALINI, 1992) si trovano:

- presso Lenna, alla base del versante settentrionale dell'Ortighera, tra le quote 500-550 m;
- in Val Pizzadelle (versante orientale della Cima di Menna) a quote comprese tra 1680 e 1720 m.

A E della Val Seriana il calcare di Prezzo è caratterizzato dall'alternanza ritmica, con spessori decimetrici, di calcilutiti nere spesso marnose e

bioturbate, in strati da 10 a 40 cm da piano-paralleli a leggermente nodulari, marne e argilliti nere con mica (GAETANI *et alii*, 1987; BALINI, 1992). A W la successione è ridotta e molto più ricca in carbonati.

In Val Brembana sono presenti nella parte sommitale, di transizione al calcare di Esino o alla Formazione di Buchenstein, sottili intercalazioni tufacee e *packstone* bio-intraclastici. Nelle successioni più orientali della valle dell'Ogna il calcare di Prezzo presenta una prevalenza delle marne e dei calcari marnosi; i calcari sono prevalenti solo nella parte superiore dell'unità.

L'analisi in sezione sottile di vari campioni rappresentativi provenienti dalle sezioni stratigrafiche della Val Brembana ha evidenziato la presenza di prevalenti microspariti a volte argillose, *wackestone* bioturbati con dispersi bioclasti di bivalvi pelagici, ammonioidi, crinoidi, brachiopodi, echinodermi, ostracodi e localmente frammenti di sostanza organica e fosfati. Nella parte superiore, nei settori di passaggio alla soprastante piattaforma carbonatica del calcare di Esino, sono presenti *packstone* intra-bioclastici tra cui rare dasycladacee e ooliti rimaneggiate. La compattazione diagenetica è evidenziata da stiloliti.

Lo spessore complessivo dell'unità si mantiene in quasi tutto il settore occidentale del Foglio 077-Clusone su valori compresi tra i 7-10 m (versante N della Cima di Menna) e 26 m (Valle Pizzadelle). Nella valle dell'Acqualina l'unità presenta spessori compresi tra 10 e 20 m e localmente si azzerà perché sostituita da facies carbonatiche del calcare di Esino basale (successione parautoctona della valle dell'Acqualina, settore del Passo Branchino). Nella valle dell'Ogna il calcare di Prezzo presenta spessori superiori, non sempre ben determinabili, ma che localmente possono raggiungere uno spessore di circa 100 metri.

Il limite superiore del calcare di Prezzo, nelle successioni più potenti e con *trend* bacinale, è con la Formazione di Buchenstein; nelle successioni meno potenti e con maggiore sviluppo delle piattaforme anisico-ladiniche, è con il calcare di Esino (Fig. 12), oppure tramite una facies di transizione Formazione di Buchenstein - calcare di Esino. Il limite con la F. di Buchenstein è ovunque abbastanza netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigio-scuri generalmente in strati planari con noduli, liste di selce nera e intercalazioni di tuffiti, e vulcanoclastiti siltoso-arenacee (Val Parina inferiore). Il limite con il calcare di Esino basale (serie parautoctona della valle dell'Acqualina, serie di Ghegna allo sbocco della Val Secca di Roncobello) o con le sue facies di transizione alla F. di Buchenstein (Valle Pizzadelle; Lenna) è in genere transizionale anche se rapido, e si realizza in corrispondenza della comparsa di calcareniti in strati alla base nodulari e con scarsi interstati marnosi, sovrastati da banchi amalgamati con *trend*

thickening e *coarsening upward* e con colorazione che passa dal grigio scuro al grigio.

Il calcare di Prezzo della Val Brembana è ricco di fossili, in particolare ammonoidi (ASSERETO, 1969; BALINI, 1992); fra queste ricordiamo: *Paraceratites brebmanus*, *P. trinodosus*, *Ptychites oppeli*, *Beyrichites benekey*, *Judicarites meneghini*, *Flexoptychites gibbus*, *Semiornites aviticus*, *Discoptychites megalodiscus*, *Lardoceras* n. sp., *Asseretoceras camunum*. Abbondanti sono i bivalvi pelagici, fra cui *Daonella sturi* Benecke. L'unità è caratterizzata dalla presenza di brachiopodi, fra cui *Tetractinella trigonella*, *Koeveskallina koeveskallensis*, *Mentzelia mentzelii*, *Coenothyris vulgaris*, *Piarorhynchia trinodosi* (ASSERETO & CASATI, 1965; CASATI & GNACCOLINI, 1967), soprattutto nel settore centro-occidentale brebmano (GAETANI *et alii*, 1987; JADOU *et alii*, 1992d; JADOU, 1994; "Calcare a Brachiopodi" della Val Trompia, ASSERETO & CASATI, 1965).

Sulla base del contenuto paleontologico (ammonoidi e conodonti), il calcare di Prezzo può essere riferito alla parte superiore dell'Anisico, zona a *Trinodosus* (ASSERETO, 1969, BALINI, 1992, MONNET *et alii*, 2008).

Le lito- e biofacies uniformi estese su vaste aree e le loro graduali variazioni di spessore evidenziano un sistema deposizionale bacinale con condizioni di mare aperto ma non eccessivamente profondo, con sedimentazione mista e circolazione al fondo ristretta. I bacini in parte erano delimitati dalle facies carbonatiche di pendio delle prime biocostruzioni carbonatiche d'età anisico superiore - ladinica che rappresentavano i nuclei di sviluppo delle progredazioni delle piattaforme ladiniche (calcare di Esino). Gli apporti terrigeni fini provenivano da aree emerse situate verosimilmente a NW. Il rapporto fra organismi bentonici e forme necto-planctoniche mostra una prevalenza delle seconde verso oriente, e questo indicherebbe diminuzione delle condizioni di ossigenazione al fondo piuttosto che incremento di profondità del bacino verso E (GAETANI *et alii*, 1987).

In questo settore la base dell'unità è caratterizzata dalla presenza di un noto orizzonte *marker*, dello spessore di 0,5-4 m, costituito da calcari grigio-scuro, bioturbati alla base, e calcareniti bioclastiche ricche in crinoidi e localmente in brachiopodi (*Tetractinella trigonella*) (Calcare di Cimego o "Banco a Brachiopodi" *Auct.*, ASSERETO *et alii*, 1977). Il contatto inferiore tra questo orizzonte e la sottostante successione carbonatica peritidale è netto, marcato da una discontinuità (paraconcordanza) che evidenzia l'inizio della trasgressione marina che si svilupperà durante la deposizione del calcare di Prezzo. In alcuni settori (versante orientale e settentrionale della Cima di Menna) al tetto delle facies peritidali è presente una superficie di erosione sottolineata da sottili livelli di brecciole e, localmente, da veli di argille rossastre. Dal punto di vista litologico, dell'evoluzione

paleoambientale e della stratigrafia sequenziale, il “Banco a Brachiopodi” trova una migliore ubicazione stratigrafica nel soprastante calcare di Prezzo. Pertanto, pur essendo stato riferito in precedenza al Calcare di Angolo, si ritiene corretto considerarlo una facies all’interno del calcare di Prezzo piuttosto che del Calcare di Camorelli (in precedenza non distinto dal Calcare di Angolo in questo settore del Sudalpino). Il “Banco a Brachiopodi” è caratterizzato da *packstone* e *rudstone* in prevalenza bioclastici con prevalenti crinoidi, valve di bivalvi, brachiopodi; la matrice contiene sovente peloidi, piccoli foraminiferi bentonici (*Pilamina* sp.) e rare dasycladacee. In corrispondenza del contatto inferiore con le dolomie peritidali del Calcare di Camorelli della Valle Pizzadelle sono state caratterizzate anche le facies trasgressive alla base del “Banco a Brachiopodi” costituite da *wackestone* con intraclasti, peloidi associati a molti bivalvi pelagici e crinoidi.

Età: Anisico superiore (Illirico *p.p.*).

1.2.8. - *Formazione di Buchenstein (BUC)*

Questa unità rappresenta una storica unità di estensione interregionale, inizialmente descritta e denominata in Dolomiti, il cui nome è stato utilizzato nelle ricerche crono- e litostratigrafiche e nella cartografia geologica di tutto il Sudalpino per caratterizzare le successioni bacinali del Ladinico inferiore a sedimentazione calcareo-silicea e con importanti apporti vulcanoclastici. In Lombardia non esiste un’area di riferimento anche se esiste una successione ben studiata presso Bagolino (BRACK & RIEBER, 1993). L’unità è confrontabile con la Formazione di Livinallongo descritta in Dolomiti, sin dal secolo scorso, da vari autori (bibliografia in VIEL, 1979; “*Buchensteiner Schichten*” di VON RICHTHOFEN, 1860). La Formazione di Buchenstein è stata recentemente formalizzata da BALINI (2007).

L’unità affiora molto limitatamente nel settore occidentale del Foglio 077-Clusone (parte centrale della Val Parina e galleria stradale di Piazza Brembana). Nel settore orientale del foglio è presente, con maggiore continuità e spessore, in corrispondenza del versante destro della valle dell’Ogna, nell’unità strutturale Timogno, e nel settore della Val Sedornia.

Nel Foglio 077-Clusone non esiste una sezione di riferimento ben studiata, potente e completa di tutte le sue associazioni di facies, a causa della sua marcata eteropia con il calcare di Esino.

Una sezione di riferimento, valida solo per la facies basali, è la sezione che affiora sul fondovalle della Val Parina, a valle della forra di Valpiana, a quota di circa 670 m. Una sezione più completa si trova nella valle dell’Ogna nella valletta a monte dell’abitato di Valzurio.

Nel settore orientale del Foglio 077-Clusone (valle dell'Ogna, Val Sedornia) la Formazione di Buchenstein presenta la successione più tipica, caratterizzata da strati calcilutitici planari con noduli e liste di selce nera e interstrati argilloso-tufacei. Alla sommità sono maggiormente intercalate vulcanoclastiti e tufiti ("pietra verde") in strati decimetrici, localmente di spessore sino a metrico.

Nel settore brebano la Formazione di Buchenstein è generalmente sostituita da pochi metri di facies di passaggio tra il calcare di Prezzo e il calcare di Esino. La tipica facies "*knollenkalke*" *Auct.* è rara, presente alla base con qualche metro di calcari compatti micritici, nodulari grigio scuri, in Val Parina dolomitizzati. Alle calcilutiti sono frequentemente intercalate calcareniti fini, a volte in strati lenticolari sino a decimetrici, con sparsi noduli di selce e, più raramente, areniti e siltiti vulcanoclastiche (litareniti con presenza anche di molti granuli di quarzo e plagioclasio) grigio-verdi, granoclassate, con laminazioni parallele e oblique e base erosionale (un livello supera 1 m di spessore in Val Parina). Superiormente prevalgono le calcareniti medio-fini, localmente con frammenti di crinoidi, oncoidi, dasycladacee rimaneggiate, in strati decimetrici amalgamati o nodulari e con selce, che passano gradualmente a calcareniti intra-bioclastiche e calciruditi con clasti di piattaforma carbonatica grigio-chiari del calcare di Esino ("Facies di transizione Buchenstein-Esino", JADOUL *et alii* 1992d). Questa associazione di litofacies, presente nel settore brebano, è stata cartografata come calcare di Esino.

Le microfacies carbonatiche fini di questa formazione sono costituite da *mudstone-wackestone* con peloidi, piccoli intraclasti e localmente abbondanti radiolari calcitizzati, filamenti pelagici, bioclasti di crinoidi e echinoidi spesso risedimentati da trasporti in massa. Le microfacies calcarenitiche delle facies di transizione al calcare di Esino sono *packstone* intra-bioclastici con litoclasti provenienti dalla piattaforma e intraclasti di origine bacinale. In queste microfacies si trovano frequentemente oncoidi, peloidi, *lump* algali e bioclasti di dasycladacee (*Diplopora* sp.), crinoidi, echinodermi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, ostracodi. Le microfacies di alcune tufiti più arenitiche campionate in Val Parina evidenziano una intensa calcitizzazione diagenetica con alterazione dei minerali originari; in alcune microfacies è risultato abbondante il quarzo e il vetro vulcanico parzialmente devetrificato (sino al 50-60%); sono riconoscibili localmente feldspati alcalini con fenomeni di smistamento al nucleo (sanidino con geminazione Karlsbad) che sembrano indicare per le vulcanoclastiti della Formazione di Buchenstein una composizione riolitica.

Nel settore occidentale del Foglio 077-Clusone questa unità non è presente o affiora con limitati spessori (19 m in Val Parina). Il limite inferiore della Formazione di Buchenstein è sempre con il calcare di Prezzo;

quello superiore, nel settore brembano, si realizza in modo transizionale con il calcare di Esino, con il quale presenta anche rapporti di eteropia (facies di transizione piattaforma-bacino, JADOUL *et alii*, 1992d). Sul versante N della Cima di Menna (sezione di Baita dei Muffi) costituisce la porzione basale poco affiorante della successione di calcari scuri, ben stratificati del calcare di Perledo-Varenna.

Nel settore orientale (valle dell'Ogna) l'unità raggiunge circa 50 m di spessore. Il limite superiore con la Formazione di Wengen è netto e evidenziato dalla comparsa di litareniti grigie e grigio scure, con clasti in prevalenza di origine vulcanica e vulcanoclastica, in strati e banchi di spessore sino a metrico.

La Formazione di Buchenstein presenta un'evidente transizione laterale con le facies calcarenitico-ruditiche del calcare di Esino basale le quali, nel settore centro-occidentale del foglio, tendono a sostituirlo completamente.

Nell'area del Foglio 077-Clusone non sono stati rinvenuti fossili significativi in questa unità. In aree limitrofe al settore orientale sono stati segnalati ammonoidi: *Protrachyceras curionii* (Mojsisovic), *Ptychites* sp., *Protrachyceras* sp., *Daonella* sp. (ASSERETO & CASATI, 1965). L'unità viene attribuita alla parte sommitale dell'Anisico e al Ladinico inferiore (Fassanico) sulla base della sua posizione stratigrafica e soprattutto per le correlazioni con le successioni fossilifere del Bresciano (BRACK & RIEBER, 1986, 1993). Le successioni ridotte della Val Brembana rappresentano verosimilmente solo la parte sommitale dell'Anisico e forse, in Val Parina inferiore, anche la porzione basale del Ladinico.

Le scarse strutture sedimentologiche presenti nella Formazione di Buchenstein, le microfacies e le relazioni stratigrafiche con il calcare di Esino indicano processi deposizionali entro bacini intrapiattaforma aperti delimitati dalla piattaforma carbonatica anisico sommitale - ladinica, con significativi, ma localizzati, apporti vulcanoclastici provenienti verosimilmente dai settori più meridionali e occidentali del Sudalpino lombardo. Le facies di transizione al calcare di Esino della Val Brembana rappresentano invece le facies di bacino prossimale - pendio della piattaforma del calcare di Esino.

Età: Anisico superiore (Illirico *p.p.*) – Ladinico inferiore.

1.2.9. - Formazione di Wengen (WEN)

Questa unità, descritta e denominata in Dolomiti, è costituita da successioni in prevalenza arenacee e vulcanoclastiche di bacino del Ladinico superiore e è stata formalizzata da GIANOLLA & NERI (2007).

L'unità affiora unicamente nel settore orientale, lungo una fascia continua che corre lungo il versante destro della valle dell'Ogna, nell'ambito dell'unità tettonica Timogno, e in Val Sedornia. A causa dei limitati

affioramenti e per la copertura, non viene proposta, per il Foglio 077-Clusone, una sezione di riferimento.

La F. di Wengen è rappresentata, nella successione più potente e completa, da una litozona basale costituita da prevalenti arenarie quarzoso-vulcanoclastiche, siltiti e tufiti grigio-scure/verdi, in strati e banchi planari di spessore decimetrico; sono presenti granoclassazioni, bioturbazioni, rare laminazioni parallele, clasti molli e *chip* argillosi neri. Alle arenarie si intercalano calcari micritici grigio scuri. La litozona superiore si presenta litologicamente più eterogenea, con calcari grigio scuri micritici ben stratificati con laminazioni parallele, interstrati di marne argillose e alternanze pluridecimetriche di areniti fini, siltiti, argilliti nere e marne siltose laminate; nella parte sommitale prevalgono le calcareniti grigio scure e localmente le calciruditi (evoluzione *coarsening upward*). Localmente sono presenti livelletti conglomeratici a supporto clastico, con elementi da spigolosi a subarrotondati di dimensioni sino a 2-3 cm, costituiti da materiale vulcanico (alta valle dell'Ogna).

Le microfacies delle arenarie sono litareniti vulcanoclastiche con clasti spigolosi di quarzo (mono e policristallino), feldspati e plagioclasti, associati a biotite, muscovite e clorite come minerali accessori; la matrice è costituita da minuti frammenti di vulcaniti alterate e da calcite diagenetica che sostituisce parzialmente anche i granuli. Le microfacies carbonatiche sono *mudstone* e *wackestone*, a volte bioturbati e con crinoidi, echinoidi, bioclasti di bivalvi pelagici e *packstone* in prevalenza intraclastici con extraclasti di quarzo.

L'unità nella valle dell'Ogna presenta spessori variabili da 40-50 m verso occidente (Cima Ba) sino a oltre 100 m verso oriente (Spinelli). In Val Sedornia lo spessore si aggira attorno ai 60-70 metri.

In valle dell'Ogna il limite inferiore è con la Formazione di Buchenstein, evidenziato dalla comparsa, al di sopra di calcari nodulari scuri con selce e con spesse intercalazioni di pietra verde, di arenarie grigio-scure/verdi stratificate. Il limite superiore è dato dalla progressiva diminuzione della stratificazione nelle calcareniti grigio scure e dalla comparsa di carbonati (calcareniti-ruditi) grigio-nocciola del calcare di Esino. Tale limite è generalmente netto, soprattutto quando il contatto è tra le arenarie e i carbonati alla base del calcare di Esino.

Nell'unità sono presenti bivalvi pelagici e ammonoidi, che non sono stati oggetto di studi paleontologici dettagliati. In altri settori dove l'unità è caratterizzata da un contenuto paleontologico più ricco (es. Foglio 078-Breno), la F. di Wengen viene attribuita al Ladinico superiore - Carnico inferiore (BALINI *et alii*, 2000). Tale età e quindi estesa anche all'unità nel Foglio 077-Clusone, anche se è possibile che in questo foglio non siano presenti i termini più giovani.

L'ambiente deposizionale della F. di Wengen è un sistema bacinale articolato, che si imposta alla sommità delle successioni bacinali anisico sup. - ladiniche lombarde. Esso richiama quello dell'eteropico calcare di Perledo-Varenna, dal quale si differenzia per la natura degli apporti sedimentari, molto più ricchi in vulcaniti risedimentate e in peliti. Gli apporti carbonatici tendono a prevalere, in genere, solo nella parte sommitale della formazione e documentano l'inizio della progradazione della piattaforma carbonatica (calcare di Esino).

Età: Ladinico superiore – Carnico inferiore?

1.2.10. - *Calcare di Perledo-Varenna (CPV)*

L'unità, proposta nel Gruppo delle Grigne da TRÜMPY (1930), è stata successivamente studiata da PASQUARÈ & ROSSI (1969) e GAETANI *et alii* (1992) che propongono anche l'istituzione di due membri: Calcare di Varenna e Membro di Perledo. Nell'area del Foglio 077-Clusone il calcare di Perledo-Varenna, in passato cartografato come successione anisica (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), è stato riconosciuto in JADOUŁ & ROSSI (1982) e JADOUŁ *et alii* (1992d) e cartografato con l'attuale nome in JADOUŁ *et alii* (2000). Il calcare di Perledo-Varenna presenta molte analogie di associazioni di litofacies e aspetti sedimentologici con il Calcare di Meride della Lombardia occidentale e con il calcare di Pratotondo del settore occidentale della Val di Scalve e della valle di Lozio (ROSSETTI, 1967; BERRA, 2007)

Nel Foglio 077-Clusone questa unità affiora esclusivamente in alta Val Brembana in corrispondenza del versante N della Cima di Menna, alla testata della conca di Baita dei Muffi. L'unica sezione particolarmente potente e rappresentativa della parte medio-superiore della formazione affiora da Baita dei Muffi sino al crinale che collega il Passo del Menna con il Passo dell'Orso a quote comprese tra 1600 e 1900 m. Nel vallone laterale a Baita dei Muffi, tra le quote 1230 e 1500 m affiora in modo discontinuo la porzione inferiore di questa successione caratterizzata da calcari micritici neri, fetidi, in strati di 10-15 cm, con frammenti di crinoidi, interstrati calcareo marnosi bioturbati e, superiormente, anche intercalazioni di calcareniti laminate e localmente granoclassate. La porzione mediana si caratterizza per la comparsa nei calcari fini, parzialmente dolomitizzati, di selce nera in noduli o liste. Sono in essa intercalate calcareniti intra-bioclastiche ricche di dasycladacee, calcari marnosi, marne argillose associate a tufiti di spessore sino a pluridecimetrico con laminazioni parallele e granoclassazione e al tetto calcari dolomitici con piccoli *slump* e calcareniti fini laminate o bioturbate. Un orizzonte tufaceo-argilloso, lenticolare, potente sino oltre 5 m con intercalazioni tufacee arenaceo-siltose granoclassate, di colore grigio chiaro, ricco di pirite e colore di alterazione

localmente rugginoso è tipico della parte centrale del calcare di Perledo-Varenna di Baita dei Muffi. La parte sommitale di questa unità (litozona superiore, non distinta in carta) è costituita da prevalenti calcareniti grigio scure, localmente con intercalazioni ruditiche intraformazionali, supporto di matrice e geometrie spesso lenticolari (*debris flow*). A esse si associano calciluti con selce stratoide, dolomie e calcari dolomitici e marnosi in strati sottili (2-30 cm) e tufiti fini e grossolani in strati lenticolari da 1 a 200 cm, alcuni contenenti lapilli accrezionari. In prossimità del tetto della successione si intercala un orizzonte lenticolare (spessore sino a 3 m) caratterizzato da intercalazioni pluridecimetriche di litareniti vulcanoclastiche medio-grossolane ricche di frammenti vulcanici e quarzo. La litozona superiore del calcare di Perledo-Varenna della sezione stratigrafica di Baita dei Muffi presenta spettacolari variazioni laterali delle facies e dello spessore degli strati, in relazione a un'evidente interdigitazione con i calcari clinostratificati del soprastante e laterale calcare di Esino del Passo del Menna. Questa associazione di facies ricorda le arenarie vulcanoclastiche della F. di Wengen affiorante nei settori N-orientali della Val Seriana. Le microfacies provenienti dalla sezione stratigrafica di Baita dei Muffi evidenziano, nella parte inferiore e media del calcare di Perledo-Varenna, prevalenti *wackestone* e *packstone* fini microspartitici, con intraclasti, peloidi, bioturbazioni e bioclasti di bivalvi pelagici, gasteropodi, crinoidi e echinoidi. Nella litozona superiore sono frequenti anche i *floatstone* e *rudstone* litoclastici con locali addensamenti di bivalvi a guscio sottile, ostracodi, bioclasti di dasycladacee (*Diplopora annulata*, *D. cf. annulatissima*) e frammenti di *Tubiphytes* sp., *bindstone* microbialitici e extraclasti di quarzo subangolosi. Le facies tufitiche e vulcanoclastiche sono spesso caratterizzate da granuli di quarzo con accrescimenti sintassiali, K-feldspato idiomorfo, raro plagioclasio, sferuliti carbonatate, rara muscovite e zircone come minerale accessorio. La composizione mineralogica permette di classificare queste vulcanoclastiti nell'ambito delle rioliti (SCIUNNACH, com. pers.).

Lo spessore massimo rilevato nella sezione stratigrafica di Baita Muffi è superiore a 300 m ma lateralmente questa unità si chiude rapidamente, anche per la presenza di discontinuità tettoniche, che delimitano a N e S la successione bacinale.

Il limite stratigrafico inferiore non è ben affiorante; esso viene posto in corrispondenza della rapida transizione ai calcari grigio chiari o scuri massivi con accumuli bioclastici (addensamenti a prevalenti bivalvi del calcare di Esino, membro basale della "Lumachella di Ghegna"). Il limite superiore con il calcare di Esino sommitale è rapido, ma lateralmente evidenzia una marcata eteropia tra le due formazioni. Esso è evidenziato dalla comparsa di calcareniti grigio-nocciola e calcari bioclastici in grossi

banchi clinostratificati (calcare di Esino) che si sfrangiano lateralmente nei calcari stratificati del calcare di Perledo-Varenna. Le caratteristiche geometriche di questo limite mostrano un'evidente eteropia tra le litofacies di queste due unità.

Verso meridione, oriente e occidente il calcare di Perledo-Varenna passa rapidamente ai carbonati della piattaforma ladinica affiorante sui versanti della Val Parina (JADOUL *et alii*, 1992d). È molto probabile che la potente successione del calcare di Perledo-Varenna di Baita dei Muffi si sviluppasse più a settentrione e si collegasse con gli affioramenti della stessa formazione riconosciuti in alta Val Brembana (M. Valgussera e versante N del Pegherolo, Foglio 076-Lecco).

Nella successione del calcare di Perledo-Varenna di Baita dei Muffi non sono stati rinvenuti fossili significativi; nella litozona centrale alcune calcareniti sono particolarmente ricche in accumuli di dasycladacee (*Diplopora annulata*, ? *D. cf. annulatissima*) e gasteropodi, mentre nelle litozone media e superiore alcuni campioni per conodonti hanno fornito un'associazione del Ladinico superiore (*Budurovignatus mungoensis*, NICORA, com. pers.). Il calcare di Perledo-Varenna, sulla base della sua posizione stratigrafica al di sopra delle facies basali del calcare di Esino ("Lumachella di Ghegna" attribuita all'Anisico sommitale o in prossimità del limite Anisico-Ladinico, JADOUL *et alii*, 1992d) viene attribuita al Ladinico. In particolare le litozone medio-superiori sono datate Ladinico superiore per il loro contenuto in conodonti (NICORA, com. pers.). Questa datazione è in accordo con la datazione biostratigrafica di questa unità nell'area delle Grigne (GAETANI *et alii*, 1992).

L'ambiente deposizionale del calcare di Perledo-Varenna di Baita dei Muffi è un ristretto solco intrapiattaforma che rappresenta un'insenatura meridionale di un più articolato sistema di bacini intrapiattaforma sviluppati in alta Val Brembana e connessi verosimilmente con analoghi bacini situati più a NW (GAETANI *et alii*, 1992; JADOUL, 1994). I processi sedimentari che caratterizzano questa unità sono in prevalenza connessi a torbide e *debris flow* alimentati dai margini della coeva piattaforma carbonatica ladinica; anche le tuffiti-vulcanoclastiti intercalate sono risedimentate. Età: Ladinico superiore.

1.2.11. - *Calcare di Esino (ESI)*

Questa nota e estesa formazione è stata descritta per la prima volta con il significato di unità litostratigrafica da HAUER (1858). Nelle Prealpi Bergamasche occidentali VARISCO (1881) descrive questa unità con il nome di "Dolomia di Esino-Lenna". L'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica, ma non è mai stata proposta un'area e una sezione di riferimento. Studi più recenti sono stati effettuati da CASATI &

GNACCOLINI (1967), ASSERETO *et alii* (1977), JADOUL *et alii* (1992d) in Val Brembana e BALINI *et alii* (2000) e BERRA (2007) verso la Val Camonica. L'unità presenta analogie litologiche e di età con la Dolomia dello Sciliar del Sudalpino orientale.

Il calcare di Esino costituisce l'unità con gli affioramenti più estesi e continui del Foglio 077-Clusone; esso costituisce la maggior parte dei massicci carbonatici settentrionali (Ortighera - Cima di Menna, Pizzo Arera - M. Secco, M. Redondo - Vigna Vaga e il fondovalle della valle dell'Ogna) che attraversano in senso E-W la parte centro-settentrionale del foglio.

Le sezioni più potenti e complete (700-900 m di spessore) di questa formazione sono presenti nel settore brembano (massiccio del Menna-Ortighera) e sono state descritte sinteticamente da ASSERETO *et alii* (1977); JADOUL *et alii* (1992d). Gli impervi versanti impostati su questa unità e la copertura vegetale rendono queste sezioni stratigrafiche pericolose, incomplete e poco percorribili.

Una sezione stratigrafica rappresentativa delle porzioni inferiore e media del calcare di Esino si trova in Val Pizzadelle (Cima di Menna), con inizio della sezione a 1730 m e fine in corrispondenza del crinale che sale alla vetta (circa 2100 m). Le litofacies superiori stratificate tipiche della piattaforma interna affiorano bene lungo la strada comunale che sale da Zorzone al Cascinetto di Menna (da 1250 a 1390 m). Le associazioni di litofacies massive più tipiche del pendio e del margine di piattaforma affiorano nell'impluvio della Val Parina inferiore e sul suo versante meridionale. Nel settore del Pizzo Arera - Monte Secco l'unità è preservata parzialmente in diverse unità tettoniche sovrapposte.

Varie associazioni di facies carbonatiche di piattaforma sono state descritte nel calcare di Esino della Val Brembana da ASSERETO *et alii* (1977), JADOUL *et alii* (1992d); alcune presentano significato solo ambientale, altre anche stratigrafico. Per la cartografia geologica del Foglio 077-Clusone queste associazioni di litofacies sono state ridotte, per una più agevole distinzione sul terreno, a due sole unità cartografiche che identificano porzioni differenti della stessa piattaforma carbonatica:

ESI_a - carbonati biocostruiti, breccie, calcareniti e calciruditi in prevalenza massivi, contenenti organismi e strutture tipiche di piattaforma marginale e di pendio;

ESI_b - carbonati in strati e banchi, con strutture caratteristiche degli ambienti della piattaforma interna.

Il calcare di Esino di piattaforma marginale - pendio (**ESI_a**) presenta colorazione grigio-chiara/nocciola passante a grigio scuro e è caratterizzato dalla presenza di calcari compatti, sovente bioclastici, localmente con biocostruzioni (prevalenti croste microbialitiche e *Tubiphytes*, coralli e alghe) e/o intercalazioni calcarenitico-ruditiche, interessati da numerose

cavità dai contorni mammellonari e riempite da cementi calcitici e microbialiti, sovente di colore grigio scuro, in croste isopache (evinosponge medio-piccole e grandi; JADOUL & FRISIA, 1988; FRISIA *et alii*, 1989). Localmente si associano e diventano prevalenti le calcareniti grossolane granoclassate e laminate, intercalate a calciruditi intraclastiche e bioclastiche spesso ricche in bivalvi e a breccie-megabreccie caotiche amalgamate, con clasti intraformazionali di dimensioni sino a metriche, cementate e permeate da un esteso e irregolare reticolato di cavità, fratture tensionali subverticali con croste isopache del tipo evinosponge e locali filoni sedimentari con cementi e anche localmente sedimenti interni argillosi. Una particolare e peculiare associazione di queste litofacies costituisce anche la porzione basale del calcare di Esino in alta Val Brembana (Membro della Lumachella di Ghegna, JADOUL *et alii* 1992d), caratterizzata da calcari massivi, generalmente di colore grigio scuro, con diffuse lenti e tasche bioclastiche ricche in bivalvi e brachiopodi o con molti *Tubiphytes*. Anche le facies progradanti alla sommità della successione di Baita dei Muffi (Passo del Menna) presentano facies peculiari, caratterizzate dalla presenza di moltissimi bivalvi disarticolati di dimensioni centimetriche, che in alcune delle clinoforni costituiscono il sostegno del deposito. In queste litofacies sono praticamente assenti i depositi di pendio più grossolani comuni invece nel settore della Val Parina e della Val Sedornia - valle dell'Ogna. Facies calciruditiche con breccie di pendio sono presenti alla base del calcare di Esino dell'unità strutturale che costituisce la Cima del Fop (versante meridionale della valle dell'Acqualina): le breccie sono subito ricoperte da carbonati stratificati di piattaforma interna che documentano la limitata profondità del bacino antistante la piattaforma in questo settore del Foglio 077-Clusone (Fig. 12).

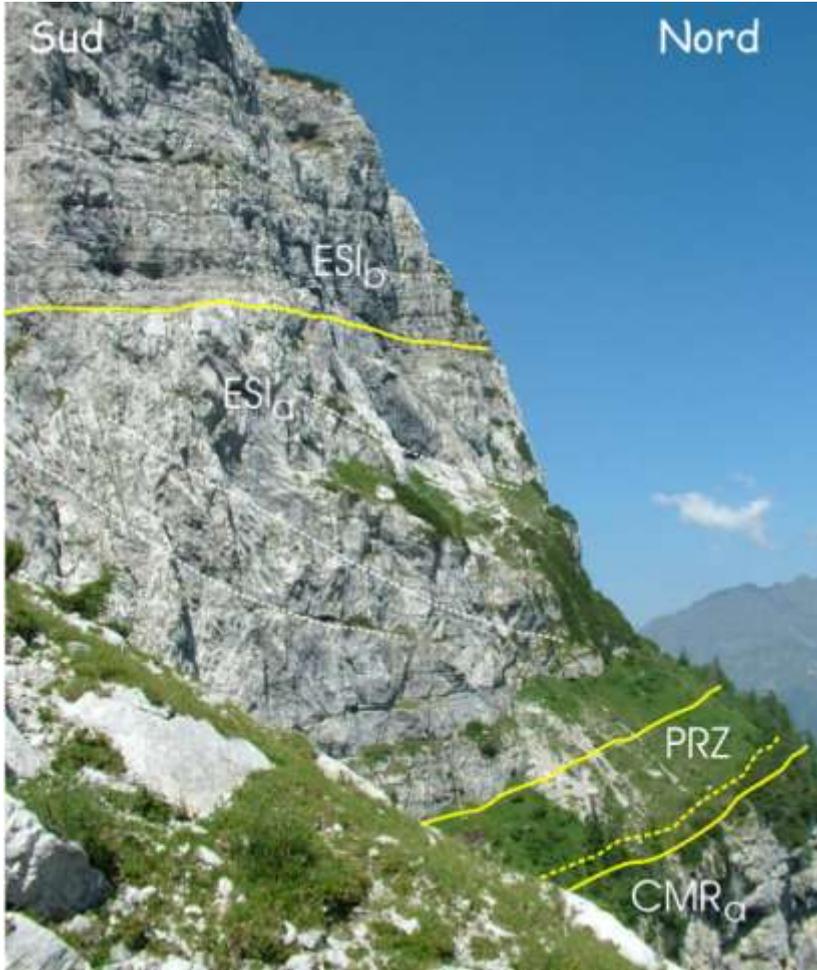


Fig.12 - Particolare delle facies basali della piattaforma del calcare di Esino nel settore della valle dell'Acqualina (Passo del Re): al di sopra delle facies peritidali del Calcare di Camorelli è documentata la trasgressione illirica del calcare di Prezzo (caratterizzato alla base da facies bioclastiche riferibili al "Banco a Brachiopodi" Auct.). Si noti la parte massiccia del calcare di Esino (circa 50 metri, ESI_a) costituita da breccie di pendio clinostratificate sulle quali progradano facies ben stratificate di piattaforma interna (ESI_b).

Il calcare di Esino della piattaforma interna (ESI_b) è costituito da calcari grigio chiari fossiliferi con dasycladacee, oncoliti e dispersi gasteropodi e da calcareniti bioclastiche grigio-chiare/nocciola in strati o in grossi banchi di spessore sino a metrico. Alcuni orizzonti, in particolare alla base del calcare di Esino della Val Brembana (Lenna, Valle Pizzadelle) presentano

intercalazioni di calcari e calcari dolomitici peritidali con *fenestrae*, stromatoliti, tasche con pisoliti, *caliche* e piccoli *tepee*. Nella parte superiore dell'unità - soprattutto sulla Cima di Menna, sulla Cima di Grem e sul Pizzo Arera - diventano prevalenti i calcari ciclotemici con accumuli di dasycladacee intercalati con sottili orizzonti con stromatoliti e *fenestrae*. La sommità del calcare di Esino in alcuni aree della Val Parina presenta tasche con pisoliti, lenti di calcari grigio scuri, cementi in cavità stratoconcordanti o in filoncelli sedimentari, piccoli *tepee* e tasche/filoncelli sedimentari con brecciole cementate da croste isopache di calcite fibroso-radiale simile a quella delle evinosponge e localmente con "raggioni" neri (M. Valbona - Cascinetto di Menna). Localmente le tasche/filoni sedimentari sono riempiti da sedimenti argillosi e calcareo-marnosi ocra (Val Parina inferiore, Val Seriana) provenienti da soprastanti paleosuoli a "terra rossa". Questa particolare litofacies di transizione al calcare rosso è connessa con l'emersione regionale alla sommità del calcare di Esino e è riconoscibile in quasi tutto il Foglio 077-Clusone (ASSERETO *et alii*, 1977). Il calcare di Esino localmente presenta una dolomitizzazione che interessa più frequentemente i carbonati peritidali alla base della successione e i carbonati massivi dell'Esino superiore della bassa Val Parina - Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco) (litofacies di margine-pendio).

Lo studio microscopico di numerosi campioni di questa unità ha evidenziato la presenza di differenziate associazioni di microfacies che permettono di riconoscere pressoché tutti gli ambienti di una piattaforma carbonatica.

Le microfacies della piattaforma marginale-pendio (**ESI_a**) sono caratterizzate da *packstone*, *wackestone* e *rudstone* intra- e bioclastici, con abbondanti frammenti di *Tubiphytes* sp., lamine incrostanti microbialitiche e subordinate spugne calcaree e coralli, a cui si associano *boundstone* microbialitici, con *Tubiphytes*, e localmente *patch reef* con coralli e più raramente spugne calcaree, ma sempre associati con incrostazioni microbialitiche e *Tubiphytes*. In queste microfacies sono molto diffuse la cavità interparticellari e di dissoluzione riempite da sedimenti interni geopetali e molte generazioni di cementi calcarei (*reef cement*, evinosponge). Nelle facies di margine-pendio di Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco) sono anche presenti nella parte superiore del calcare di Esino sistemi di grandi cavità associate a un sistema subverticale di fratture ("grandi evinosponge" di JADOUL & FRISIA 1988).

Le microfacies della piattaforma interna (**ESI_b**) sono costituite da prevalenti *packstone* con bioclasti (dasycladacee, gasteropodi, bivalvi, Porostromata e i seguenti foraminiferi bentonici *Trochammina* sp., *Endothyra* sp., *Ammobaculites* sp., *Erlandinita* sp., *Alpinophragmium perforatum*, *Diplotremina* sp.), oncoidi, intraclasti, peloidi, *grapestone*.

Sono diffusi anche i *grainstone* a prevalenti dasycladacee (*Diplopora annulata*, *Teutloporella erculea*, *T. nodosa*, *T. echinata*). Le facies intersopratidali sono costituite da prevalenti *grainstone-packstone* con intraclasti, dasycladacee e *fenestrae* associati a laminazioni stromatolitiche planari.

Gli spessori del calcare di Esino sono variabili. Nel settore occidentale del Foglio 077-Clusone, caratterizzato da una successione medio-triassica prevalentemente di piattaforma carbonatica, la potenza si mantiene tra 700 e 1000 m; nelle aree orientali, a evoluzione più bacinale, dove sono presenti le eteropiche unità di Buchenstein, Wengen e/o Perledo-Varenna, il calcare di Esino presenta spessori compresi tra 400 e 500 m. In particolare le facies di pendio (**ESI_a**) raggiungono in bassa Val Parina il maggiore sviluppo e spessore (circa 600 m) e costituiscono la maggior parte della successione del calcare di Esino; le facies di piattaforma interna (**ESI_b**) sono invece molto potenti (oltre 700 m) in Val Nossana - Cima di Grem.

Le due diverse facies distinte all'interno del calcare di Esino presentano tra di loro passaggi graduali piuttosto rapidi, caratterizzati da un cambio granulometrico (facies più grossolane e di alta energia presso i margini, facies più fini nella piattaforma interna) e da un passaggio da aspetto massiccio (**ESI_a**) a stratificato (**ESI_b**). Il calcare di Esino presenta un limite stratigrafico inferiore con varie unità: C. di Angolo, calcare di Prezzo, F. di Buchenstein e F. di Wengen; in tutti questi casi il limite, da netto a transizionale, viene posto in corrispondenza della prevalenza delle facies calcarenitiche e calciruditiche grigio-nocciola stratificate o massive che caratterizzano la base di questa formazione. Il limite superiore con i carbonati peritidali del calcare rosso in genere è netto, evidenziato dalla presenza di una discontinuità stratigrafica localmente evidenziata anche da un livello a "terra rossa" e/o tasche con diverse tipologie di breccie, localmente pedogenizzate, permeate da argille e con clasti carbonatici e argillosi policromi. Nei casi in cui la discontinuità non è evidente (settore orientale della valle dell'Ogna) il limite viene posto in corrispondenza della comparsa di calcari meglio stratificati. Si segnala che il calcare di Esino poggia direttamente sul calcare di Prezzo, e talora sul Calcare di Angolo, nel settore a occidente della Val Seriana, mentre verso oriente sono più diffuse alla base le facies bacinali eteropiche della Formazione di Wengen e della Formazione di Buchenstein.

I calcari di pendio e del margine (**ESI_a**) presentano una più differenziata e ricca associazione di fossili, a volte concentrati in tasche bioclastiche costituite da bivalvi, brachiopodi, gasteropodi, ammonoidi, crinoidi. In particolare la litofacies basale di questa unità affiorante in Val Secca di Roncobello (Lumachella di Ghegna, JADOUL *et alii* 1992d) risulta molto ricca in bivalvi, brachiopodi e raramente in ammonoidi (TOMMASI, 1911,

1913). Nelle facies di retromargine del calcare di Esino della Val Parina inferiore sono presenti tasche (JADOUL *et alii*, 1992d) con grandi gasteropodi (prevalenti *Trachynerites* sp.), bivalvi (PATRINI, 1927), ammonoidi e brachiopodi (TORTI & ANGIOLINI, 1997). Le associazioni a ammonoidi (FANTINI SESTINI, 1994) sono costituite in particolare da: *Norites dieneri*, *Epigymnites moelleri*, *E. paronae*, *E. frequens*, *Celtites* sp., *Argolites* sp., *Protrachyceras longobardicum*, *P. steinmanni*, *P. irregulare*, *Eoprotrachyceras gervasuttii*, *Rossiceras orobicum*, *Chiesiceras perticaense*, *Detoniceras raricostatum*, *Monophyllites wengenensis*, *Aploceras* sp.

L'età delle successioni più potenti del calcare di Esino comprende la parte sommitale dell'Anisico e tutto il Ladinico. In particolare gli studi stratigrafici e paleontologici condotti sulla successione della Val Brembana hanno documentato la presenza di biozone dell'Anisico sommitale (zona a *Nevadites*), del Ladinico inferiore (zona a *Curioni*) e della parte basale del superiore (zona a *Archelaus*) (JADOUL *et alii*, 1992d; FANTINI SESTINI, 1994). La parte stratigraficamente più alta di questa piattaforma, spesso caratterizzata da cicli peritidali e troncata dalla soprastante discontinuità stratigrafica al passaggio con il calcare rosso, dovrebbe presentare una età Ladinico sommitale – Carnico basale.

La potente e differenziata associazione di litofacies del calcare di Esino documenta l'evoluzione areale e temporale di un articolato sistema deposizionale di piattaforma carbonatica, comprensivo di numerosi ambienti deposizionali, dai transizionali alle successioni di bacino (facies di pendio) ai margini biocostruiti (*reef*) sino alla piattaforma interna (lagune subtidali aperte, ristrette e piane tidali). In particolare la piattaforma anisico sup. - ladinica del settore centro-occidentale del Foglio 077-Clusone presenta un prevalente sviluppo in direzione E-W, marginata a meridione da un bacino - in parte supposto in quanto indicato dal prevalere di facies di pendio associata alla piattaforma interna esistente verso N (JADOUL *et alii*, 1992d) - con sedimentazione più vulcanoclastica (F. di Buchenstein e F. di Wengen) rispetto ai bacini settentrionali con prevalenti carbonati (calcare di Perledo-Varenna) e presenti anche in posizioni stratigrafiche più alte.

Età: Anisico sommitale – Carnico inferiore?

1.2.12. - *Calcare rosso* (KLR)

L'unità è stata istituita da ASSERETO *et alii* (1977) come membro sommitale del calcare di Esino e è stata cartografata nella carta geologica della Provincia di Bergamo (JADOUL *et alii*, 2000). Per le sue buone caratteristiche litologiche e le inconfondibili forti variazioni cromatiche è stata nel recente passato intensamente coltivata come pietra ornamentale

(“marmo arabescato orobico” coltivato in molte cave dislocate a monte di Camerata Cornello; Foglio 076–Lecco).

Gli affioramenti del calcare rosso costituiscono una sottile e irregolare fascia compresa tra il calcare di Esino e la Formazione di Breno presente dalla Val Brembana sino alla media Val Seriana. Più a oriente (valle dell'Ogna) questa unità non sembra essere presente. Le sezioni stratigrafiche più rappresentative e potenti affiorano alla confluenza della Val Parina con la Val Brembana; in particolare la sezione della cava Remuzzi (quota 920 m, ASSERETO *et alii*, 1977) può essere ritenuta la sezione di riferimento di questa unità; un'altra sezione significativa affiora sul fondovalle seriano presso Ardesio. In molti settori settentrionali e orientali del Foglio 077-Clusone questa unità presenta differenti associazioni di litofacies carbonatiche, meno policrome, potenti, caratterizzate dalla presenza di paleosuoli e breccie carbonatiche paleocarsiche, che non sono state distinte nella cartografia geologica dalla facies tipica (Fig. 13).

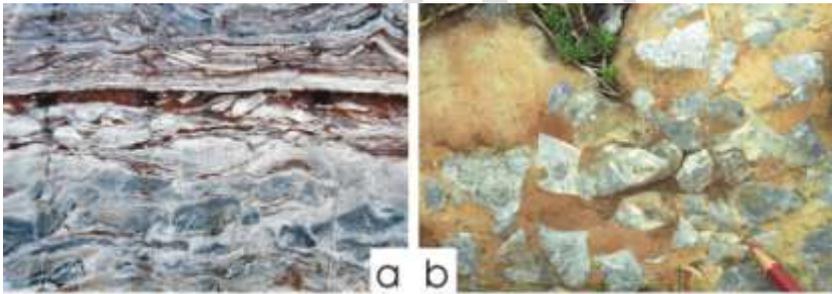


Fig. 13 - Facies differenti del calcare rosso: a) facies tipica con *tepee* e paleosuoli (Cava Remuzzi, bassa Val Parina); b) facies residuale, costituita da breccie calcaree in una matrice rossastra (presso Baita di M.te Leten, Val Seriana).

Calcare rosso in facies tipica con orizzonti a *tepee*: la facies tipica affiora in alcune lenti, di cui la maggiore si trova in Val Parina inferiore, mentre altre minori affiorano presso Ardesio, nell'area della valle del Riso e nel sottosuolo delle miniere di Gorno (VACHÈ, 1966) e sul M.Vaccaro; essa è costituita da calcari stratificati di colore da grigio chiaro a grigio scuro con orizzonti rosati e rossovinati e con alcune intercalazioni di spessore sino a pluridecimetrico di paleosuoli a "terra rossa". I livelli carbonatici sono costituiti da originari calcari peritidali, interessati da complesse e polifasiche esposizioni subaeree evidenziate dalla fratturazione e inarcamento degli strati (*tepee*, ASSERETO & KENDALL, 1977; ASSERETO *et alii*, 1977; MUTTI, 1992, 1994), dalle tasche a pisoliti e dalla presenza di cavità strato-concordanti e filoni discordanti riempiti da numerose generazioni di sedimenti interni laminati e cementi calcitici in croste

isopache o in aggregati fibroso-raggiati (“raggioni”, ASSERETO & FOLK, 1977, 1980). I sedimenti originari sono *packstone* e *grainstone* con intraclasti, peloidi, bioclasti di gasteropodi, oncoidi, rare dasycladacee, *mudstone-wackestone a fenestrae* e con ostracodi e *rudstone* a pisoliti. La percentuale di cementi rispetto al sedimento originario è talora prevalente. Localmente alcuni strati risultano dolomitizzati e sono presenti intercalazioni argillose grigio-verdi (tufiti alterate?). Nel settore tra la Cima di Menna e l'Ortighera, l'unità presenta una colorazione tipicamente grigio-scura, mancando quasi completamente i termini rossastri. Le microfacies dei livelli con *tepee* mostrano un'intensa impronta diagenetica polifasica, con pronunciati e localmente distruttivi fenomeni di ricristallizzazione e una dominanza dei sedimenti interni associati a varie generazioni di cementi calcitici di cavità e fratture sindiagenetiche.

Tasche di breccie carbonatiche, paleosuoli e vulcaniti (facies residuale): la facies residuale e le breccie sostituiscono lateralmente quella tipica fra Passo del Vindiolo e Passo Branchino (cima quotata 2057 m: M. Vetro), al M. Vaccaregio e a Parre; essa è rappresentata da tasche di spessore metrico di breccie calcaree con clasti poligenici subangolosi in matrice marnoso-calcareo o argilloso-marnoso da rossovinata a grigio-ocra. Nella zona di Zorzone le breccie carbonatiche costituiscono anche la sommità della facies tipica. In Val Seriana la facies residuale è costituita da lenti di prevalente "terra rossa". In località Monte Alino, a monte di Parre, è presente una facies particolare caratterizzata da breccie vulcaniche (probabili ialoclastiti) di spessore sino a circa 20-30 metri.

In tutte le microfacies del calcare rosso è diffuso il quarzo e, più raramente, i feldspati autigeni.

Gli spessori massimi della facies tipica - circa 55 m - si riscontrano nella *ex cava* Cadei e presso Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco); verso N e E l'unità rapidamente si riduce di spessore (ASSERETO *et alii*, 1977). In Val Seriana la facies tipica del calcare rosso non supera i 15-20 m di spessore. Sul versante N della Val Parina, al M. Vaccaregio, al M. Vetro e a Parre l'unità è sostituita da corpi lenticolari di spessore 2-6 m di breccie carbonatiche con intercalazioni marnoso-argilloso-tufacee da grigio-ocree a rossovinate (facies residuale).

Il limite inferiore con il calcare di Esino è netto, evidenziato da una discontinuità stratigrafica con presenza di un paleosuolo o tasche di breccie carbonatiche; il limite superiore con la Formazione di Breno è anch'esso netto, ubicato in corrispondenza delle ultime intercalazioni di argilliti verdi e rosse e per comparsa di calcari grigio chiari, ben stratificati, con cicli peritidali. Lateralmente la facies tipica di questa unità viene sostituita da un'unica superficie di discontinuità con associate tasche di breccie e

paleosuoli a "terra rossa" (facies residuale), che nelle Prealpi Bergamasche documenta un'emersione prolungata alla fine del Ladinico.

I fossili significativi in questa unità sono rari, in prevalenza dasycladacee (*Teutloporella echinata* e *Clypeina besici*) e gasteropodi. L'età del calcare rosso, sulla base degli scarsi fossili rinvenuti (MUTTI, 1992) e per la sua posizione stratigrafica, corrisponde al Ladinico sommitale.

La deposizione dell'unità è avvenuta in ambiente di piattaforma carbonatica peritidale con periodiche e lunghe parentesi sopratidali, delimitata - soprattutto verso oriente e settentrione - da aree carbonatiche emerse.

Età: Ladinico sommitale?- Carnico inferiore?

1.2.13. - Formazione di Breno (BRE)

L'unità è stata istituita in bassa Val Camonica da ASSERETO & CASATI (1965), formalizzata nel 1968 e ripresa da DELFRATI *et alii* nel 2002 con la sezione tipo presso Ossimo Inferiore. Nella Bergamasca centro-occidentale è stata riconosciuta e descritta da ASSERETO *et alii* (1977) una facies di calcari peritidali grigio chiari, estesa anche nel limitrofo Foglio 076-Lecco (BRE). Nei lavori precedenti questa unità era considerata parte integrante del calcare di Esino o del "Metallifero", unità informale utilizzata nelle ricerche giacimentologiche (VACHÈ, 1966; OMENETTO & VAILATI, 1977; RODEGHIERO & VAILATI, 1978).

La Formazione di Breno (BRE) affiora estesamente in modo continuo al tetto del calcare di Esino dalla Val Brembana sino alla valle dell'Ogna. La sezione più rappresentativa e studiata per il settore centro-occidentale si trova in Val Brembana a N di Dossena, presso la miniera di Paglio Pignolino (ASSERETO *et alii*, 1977). Nel settore orientale una sezione di riferimento è presso Ardesio (*ex* cava di pietra ornamentale in sinistra idrografica presso il km 38 della S.P. 671, a quota 600 m).

La Formazione di Breno è caratterizzata da una successione di calcari grigio-chiari, in strati e banchi di spessore sino al metro, che costituiscono ripide scarpate al tetto del calcare di Esino. Questi carbonati sono organizzati in cicli peritidali regressivi di spessore decimetrico-metrico. Le porzioni subtidali sono costituite da calcari grigio-chiari micritici e bioclastici con dasycladacee, gasteropodi, oncoidi e bioturbazioni. Gli intervalli inter-sopratidali presentano *fenestrae*, dolomitizzazioni selettive precoci, laminazioni stromatolitiche planari e clasti intraformazionali piatti al tetto dei ciclotemi. In Val Brembana e presso Ardesio (ASSERETO *et alii*, 1977) la porzione basale dell'unità presenta alcuni orizzonti con *tepee* di colore grigio o grigio scuro. In Val Brembana e Seriana, nei lavori minerari del "distretto minerario piombo-zincifero di Gorno" sono stati correlati alcuni livelli, di spessore sino a decimetrico, di argilliti tufacee biancastre

(ASSERETO *et alii* 1977; VACHÈ, 1966). In questi settori l'unità risulta inoltre localmente interessata da mineralizzazioni strato-concordanti a fluorite, sfalerite e galena (OMENETTO, 1966; ASSERETO *et alii*, 1977; RODEGHIERO & VAILATI, 1978), localmente associate con croste e tasche di breccie silicee (M. Vaccaregio - Pedrozzio, ASSERETO *et alii*, 1977). A E della Val Seriana, ai margini occidentali del massiccio della Presolana, la Formazione di Breno presenta caratteristiche stratigrafiche e facies simili a quelle dell'area tipo (Foglio 078-Breno) dove vengono distinti i Membri dell'Annunciata (**BRE**₁) e di Campolungo (**BRE**₂). Nel Foglio 077-Clusone il **BRE**₁ è costituito da calcari peritidali in grossi banchi e è potente sino a 200 m; il **BRE**₂, potente alcune decine di metri, affiora unicamente nella valle del Rino; è costituito da dolomie ben stratificate ed è interposto tra le formazioni di Gorno e San Giovanni Bianco. Presso la cresta di Cima Blum il Membro dell'Annunciata presenta rapporti di eteropia con la f. di Gorno.

Nella porzione subtidale dei cicli peritidali sono prevalenti i *packstone* e *wackestone* intra-bioclastici con *dasycladacee* (*Clypeina besici*), gasteropodi, oncoidi e foraminiferi bentonici (*Trocholina procerca*, *Involutina* sp., *Glomospira* sp.). La porzione intertidale si caratterizza per la presenza di laminazioni micritico-peloidali (*bindstone* stromatolitici planari) con diffuse cavità di contrazione e dissoluzione (*fenestrate*). Tutte le microfacies contengono cristalli di quarzo autigeno, particolarmente concentrato in prossimità delle mineralizzazioni. L'analisi delle tufiti argillose di Paglio Pignolino ha evidenziato un elevato grado di alterazione diagenetica con prevalenza di illite aperta.

Lo spessore massimo, circa 200 m, è raggiunto nel settore nordorientale (valle dell'Ogna) e in media Val Brembana (100-140 m), ma si riduce a circa 50 metri verso N e lungo il versante destro della Val Seriana.

Il limite inferiore è generalmente con il calcare rosso, solo localmente (valle dell'Ogna) con il calcare di Esino. Il limite superiore con il Calcare Metallifero Bergamasco è in genere netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigio-scuri e meglio stratificati. Le variazioni reciproche di spessore tra la Formazione di Breno e il Calcare Metallifero Bergamasco suggeriscono una loro parziale eteropia. La parte superiore della successione carnica di Cima Blum (U. tettonica Timogno) presenta invece un'evidente eteropia con la formazione di Gorno inferiore, simile alle relazioni stratigrafiche delle facies carniche della Val Camonica (ASSERETO & CASATI, 1965; GNACCOLINI & JADOUL, 1988, 1990).

I fossili più significativi sono costituiti da prevalenti alghe *dasycladacee*, gasteropodi e piccoli bivalvi. In relazione al contenuto in alghe *dasycladacee* (*Clypeina besici*) e alla sua posizione stratigrafica l'unità viene attribuita al Carnico inferiore.

L'ambiente deposizionale della F. di Breno è una piattaforma carbonatica interna, con ambienti lagunari e di piana tidale.

Nel settore orientale del foglio (Ave) è presente, nella parte alta dell'unità, un corpo dolomitico di spessore attorno ai 20-25 metri che tende a aumentare verso E. Si tratta di dolomie giallastre in alterazione e grigie su frattura fresca, con frequenti lamine stromatolitiche, *fenestrae* e piccole geodi ricoperte da cristalli di dolomite. Questa unità è riferita al membro di Campolungo (**BRE₂**, istituito da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica, dove presenta il massimo spessore. Il membro di Campolungo è ricoperto con limite netto dall'Argillite di Lozio. L'unità si è deposta in condizioni peritidali in un ambiente a forte evaporazione.

Età: Carnico inferiore.

1.2.14. - Argillite di Lozio (**LOZ**)

L'unità, introdotta da ROSSETTI (1967) e formalizzata da ASSERETO & CASATI (1968), presenta la sua area tipo nel settore immediatamente a S del massiccio della Concarena (Foglio 057-Malonno). Nel Foglio 077-Clusone l'Argillite di Lozio affiora nel settore orientale (Ave), dove è costituita da argille e siltiti micacee estremamente povere in carbonato di calcio, con uno spessore massimo attorno ai 10-15 m. Sono spesso presenti laminazioni parallele e più raramente incrociate. Il limite inferiore dell'unità con il Membro di Campolungo della Formazione di Breno, è netto. L'unità evolve superiormente verso facies calcaree spesso bioclastiche della formazione di San Giovanni Bianco.

Nel settore studiato non sono stati osservati fossili. Sulla base della posizione stratigrafica e delle datazioni disponibili nei settori limitrofi, l'Argillite di Lozio viene considerata di età Carnico inferiore.

La posizione stratigrafica dell'Argillite di Lozio nel Foglio 077-Clusone è più giovane rispetto all'area tipo e si ritiene che ciò sia dovuto al graduale colmamento del bacino di Lozio e alla successiva distribuzione delle facies argillose nei settori adiacenti dove si depositavano le facies carbonatiche di mare basso della Formazione di Breno (BERRA & JADOUL, 2002). L'unità registra un importante evento di *input* di materiale terrigeno fine nel settore settentrionale del Bacino Lombardo, depositosi su fondali scarsamente ossigenati (fenomeni di bioturbazione piuttosto rari). I settori di provenienza del materiale argilloso erano probabilmente posizionati verso N (BERRA & JADOUL, 2002).

Età: Carnico inferiore.

1.2.15. - Calcarea Metallifera Bergamasco (**CMB**)

Quest'unità è stata introdotta da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica e formalizzata DELFRATI & JADOUL (2000). Il termine minerario

di "Metallifero", utilizzato in passato negli studi giacimentologici, è più estensivo in quanto comprende questa unità e la sottostante Formazione di Breno (OMENETTO 1966; RODEGHIERO & VAILATI, 1978); un significato simile è stato dato alla "Dolomia Metallifera" in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954).

Gli affioramenti di questa unità seguono la distribuzione della sottostante F. di Breno dalla Val Brembana sino alla valle dell'Ogna. Nel settore brembano questa formazione è stata descritta in dettaglio da ASSERETO *et alii* (1977). La sezione più rappresentativa si trova presso la miniera di Paglio Pignolino (bassa Val Parina, quota 960 m) lungo la strada privata che da Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco) sale alle cave. Una sezione di riferimento per la Val Seriana affiora in corrispondenza della cava di pietra in località Campello, lungo la strada provinciale per Oneta (quota 710 m).

Il Calcare Metallifero Bergamasco è costituito da calcari grigio-scuri ben stratificati (10-40 cm) micritici e da calcareniti fini, localmente con ooliti (Val Brembana) organizzati localmente in cicli peritidali di spessore decimetrico, con livelletti stromatolitici planari parzialmente dolomitizzati, *fenestrae* e bioturbazioni particolarmente diffuse nelle facies subtidali. Nella parte sommitale dell'unità sono più frequenti sottili intercalazioni marnose e fenomeni di silicizzazione con liste di selce nera, soprattutto in corrispondenza della media Val Brembana. Nelle zone dove il Calcare Metallifero Bergamasco risulta mineralizzato sono presenti tasche sino a pluridecimetriche spesso strato-concordanti riempite da sedimenti interni carbonatici, silicei, calcite o dolomite spatiche, breccie di collasso e mineralizzazioni a fluorite, barite, blenda, galena. Le strutture sono considerate di origine paleocarsica (Paglio Pignolino, Vaccareggio-Pedrozzio, ASSERETO *et alii*, 1977).

Le microfacies più diffuse sono:

- *packstone* bio-intraclastici bioturbati, con peloidi, *grapestone*, grani rivestiti, piccoli oncoidi. I bioclasti sono di bivalvi, gasteropodi, dasycladacee, ostracodi e localmente echinodermi;
- *mudstone-wackestone* fenestrati;
- *grainstone* oolitici.

Gli spessori di questa unità in Val Brembana variano da pochi metri a circa 20 m; più a oriente (valle del Riso – Val Seriana) la potenza media si mantiene sui 50-60 m.

Il limite inferiore è con la F. di Breno, e si realizza con passaggio da netto a transizionale ma rapido, da calcari grigio-scuri ben stratificati con stromatoliti e localmente liste di selce nera. Superiormente l'unità passa rapidamente a marne nere della "lingua inferiore" della f. di Gorno (Val Brembana) (ASSERETO *et alii*, 1977) o a arenarie e siltiti verdi dell'arenaria

di Val Sabbia. In Val Seriana il limite superiore è evidenziato dalla rapida comparsa di calcari e calcari marnosi scuri bioturbati della f. di Gorno.

I fossili sono scarsi e limitati a dasycladacee (*Clypeina besici*), piccoli gasteropodi, bivalvi e foraminiferi bentonici. Per la posizione stratigrafica e il contenuto in dasycladacee questa formazione è attribuita al Carnico inferiore.

L'ambiente deposizionale del Calcarea Metallifero Bergamasco è una piana tidale, prospiciente a lagune costiere (ASSERETO *et alii*, 1977; GARZANTI & JADOUL, 1985).

Età: Carnico inferiore.

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

Questa formazione è stata istituita nel 1965 da ASSERETO & CASATI; in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954) è cartografata come "Facies arenacea" del Carnico.

Questa formazione affiora estesamente nel settore occidentale tra Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco) e Oltre il Colle; più a oriente gli affioramenti diventano discontinui e lenticolari, per la progressiva chiusura dell'unità nell'eteropica formazione di Gorno. Le sezioni stratigrafiche più rappresentative e studiate affiorano lungo il fondovalle della Val Brembana, lungo la strada statale dismessa a valle di Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco; GNACCOLINI, 1983) e lungo la strada che da Dossena sale a Valpiana (ASSERETO *et alii*, 1977; GNACCOLINI, 1983).

L'unità è caratterizzata da siltiti e arenarie grigie, verdi o rossovinate, molto compatte e ben stratificate in banchi di spessore anche plurimetrico (Val Brembana) e con geometrie localmente lenticolari. Nel settore occidentale dal basso verso l'alto si può distinguere una porzione basale di colore grigio-verdastro, seguita da arenarie di colore rosso cupo e infine un secondo intervallo di arenarie verdi (GARZANTI, 1988). La successione è organizzata in sequenze cicliche di tipo *fining-upward* di spessore decametrico, con base spesso erosionale, irregolarmente ondulata. Alla base di ciascun ciclo possono essere presenti conglomerati intraformazionali a clasti pelitici rosso cupo o grigio-nerastri; seguono areniti con laminazioni oblique a festoni e localmente laminazioni piano-parallele, passanti verso l'alto a siltiti massive spesso contenenti noduli calcareo-cloritici di origine pedogenetica (CASATI & PACE, 1968), cristalli di pirite (Camerata Cornello; Foglio 076-Lecco) e intercalati livelli di areniti fini (GNACCOLINI, 1983, 1986).

Il rapporto tra litareniti e siltiti è molto variabile; complessivamente la granulometria aumenta verso l'alto nella parte inferiore dell'unità (GARZANTI, 1988). Nel sondaggio presso S. Gallo, a N di S. Pellegrino,

sono stati rinvenuti sottili intercalazioni di gessi nella parte inferiore dell'unità (GARZANTI & JADOUL, 1985).

Nel settore orientale (settore di Gorno) l'unità è caratterizzata da arenarie fini e siltiti in prevalenza grigio-verdi, intercalate con calcari marnosi e siltosi, calcari arenacei e calcareniti bioclastiche (facies di transizione alla f. di Gorno).

Lo studio petrografico ha evidenziato la prevalenza di litareniti vulcaniche plagioclastiche con scarsissimo quarzo ($Q_7/F_{38}/L_{55}$), arenarie immature o submature (CASATI & PACE, 1968; GARZANTI, 1985a, b; GARZANTI & JADOUL, 1985) e da litareniti feldspatiche da fini a medie. Le litoareniti presentano una moderata selezione, i granuli di quarzo si presentano da subangolosi a angolosi, più arrotondati risultano i litici vulcanici; la matrice è in genere presente in proporzioni variabili (arenarie immature o submature, GARZANTI, 1985a, b). Il chimismo dei litici vulcanici è di tipo andesitico. Localmente sono abbondanti cristalli di pirite.

L'arenaria di Val Sabbia raggiunge in media Val Brembana uno spessore massimo di circa 500 m (sondaggio S. Gallo, GARZANTI & JADOUL, 1985); presso Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco) si riduce a 250-150 m e tende a chiudersi progressivamente verso N e E. Infatti da Oltre il Colle verso la valle del Riso lo spessore si riduce progressivamente da 120 m a qualche decina di metri e tende a azzerarsi verso Ardesio in quanto totalmente sostituita dall'eteropica f. di Gorno.

In Val Brembana l'unità poggia su marne argillose e calcari marnosi neri della "lingua inferiore" della f. di Gorno (ASSERETO *et alii*, 1977) oppure direttamente sul Calcere Metallifero Bergamasco. Questo limite è generalmente netto, posto in corrispondenza della comparsa di arenarie fini e siltiti verdastre ben stratificate. Superiormente l'unità passa in modo più graduale e eterocrono ai calcari micritici, marnoso-siltosi grigio-scuri e facies miste calcarenitico-arenacee della f. di Gorno. Negli affioramenti di Oltre il Colle - valle del Riso, i limiti inferiore e superiore sono sempre con i calcari e calcari marnosi della f. di Gorno, con cui presenta rapporti di eteropia per le evidenti interdigitazioni tra le facies carbonatico-marnose e quelle silicoclastiche.

L'arenaria di Val Sabbia non contiene fossili; solo localmente nella arenite verdi dei settori più settentrionali sono state rinvenute concrezioni contenenti al nucleo piccoli bivalvi. Questa unità è attribuita al Carnico, e in particolare al Cordevolico, sulla base dell'eteropia con la porzione medio-inferiore della f. di Gorno.

L'arenaria di Val Sabbia affiorante nel Foglio 077-Clusone rappresenta la porzione orientale di un esteso e potente cuneo clastico, con ambienti prevalentemente fluviale e di piana alluvionale a meridione e deltizio-marino verso settentrione e oriente, delimitato da lagune costiere a

sedimentazione carbonatico-pelitica della f. di Gorno (GNACCOLINI, 1983). I sedimenti silicoclastici di questa formazione derivano prevalentemente dallo smantellamento di effimeri e coevi edifici vulcanici posti a meridione (bassa Val Brembana, Lecchese, "Fascia Mobile Meridionale" di BRUSCA *et alii*, 1981, GARZANTI, 1985a, b) e possibilmente anche dalle sottostanti unità vulcanoclastiche (F. di Wengen) (GARZANTI & JADOUL, 1985). Il chimismo andesitico dei litici vulcanici, in particolare, porta a ipotizzare una deposizione entro un bacino di retroarco ensialico (GARZANTI, 1985b, 1986).

Età: Carnico inferiore.

1.2.17. - *Formazione di Gorno (GOR)*

La formazione di Gorno è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965), in passato questa unità è stata descritta come "Strati di Gorno e Dossena" e cartografata come "facies marnoso calcarea del Carnico medio" in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954).

Affiora ampiamente sul versante sinistro della media Val Brembana, da Camera Cornello a Dossena, e con continuità si estende dall'alta Val Parina - conca di Oltre il Colle alla valle del Riso, sino alla media Val Seriana (Ardesio - Villa d'Ogna). La sezione tipo è stata proposta da ALLASINAZ (1968b) nella valle del Riso: questa sezione è attualmente poco affiorante e priva dei limiti di tetto e di letto, per cui si propone la sezione lungo la strada tra Dossena e Valpiana come nuova sezione di riferimento (GNACCOLINI, 1986).

La formazione di Gorno è costituita da una successione mista carbonatico-pelitica; le litofacies prevalenti sono costituite da alternanze di calcari grigio-scuri micritici, marnosi, marnoso-siltosi, calcarenitici, sovente ricchi in bivalvi e bioturbazioni, e peliti e marne grigio-nerastre raramente laminate. Gli strati hanno spessori pluridecimetrici, sono piano-paralleli, raramente nodulari o con geometrie lenticolari. Areniti e calcareniti ibride, con laminazioni parallele, *ripple* da onda e da corrente e bioturbazioni, sono localmente intercalate nella parte inferiore presso S. Giovanni Bianco, Dossena e in Val Vedra (GNACCOLINI, 1986) e al tetto dell'unità (Valle Asnera inferiore). Nella successione di Dossena l'unità è caratterizzata da una litozona mediana prevalentemente carbonatica, di spessore decametrico, in strati e banchi amalgamati con dispersi noduli di selce nera (GNACCOLINI & JADOUL, 1988). Nelle successioni alloctone più settentrionali (Pizzo Arera, crinale di Cima Blum) sono presenti alcune intercalazioni metriche di calcari grigio-chiari di piattaforma carbonatica (F. di Breno). Nella valle del Rino, la locale successione della f. di Gorno presenta anche intercalazioni di argilliti verdi, calcari dolomitici grigi e dolomie marnose vacuolari di colore ocreo (litofacies simili a quelle della f. di S. Giovanni Bianco).

Nel settore occidentale (Camerata Cornello - Oltre il Colle) la facies tipica della “lingua inferiore” è costituita da *black shale*, marne e siltiti grigio-scure laminate, con intercalazioni di calcari dolomitici marnosi (ASSERETO & CASATI, 1965; ASSERETO *et alii*, 1977). Lo spessore di questa facies è di 6-10 m, ma raggiunge i 22 m nel sondaggio San Gallo (GARZANTI & JADOUL, 1985). Lungo il versante N della valle del Riso all'interno della formazione di Gorno sono presenti lenti di dolomie e carniole ocracee e siltiti verdi, simili alle facies di *sabkha* della formazione di San Giovanni Bianco ma in una posizione stratigraficamente più bassa.

Le microfacies carbonatiche più frequenti sono *wackestone* fossiliferi e bioturbati e *packstone* a peloidi, bioclasti (prevalenti bivalvi) e intraclasti, localmente sono diffusi *packstone* con aulotortidi ricristallizzati (litozona mediana calcarea di Dossena), oncoidi e con noduli di quarzo calcedonioso; nettamente subordinati risultano i *grainstone* oolitico-bioclastici, presenti essenzialmente nelle porzioni inferiore e media dell'unità.

Lo spessore della formazione di Gorno è estremamente variabile, anche a causa delle eteropie presenti; varia da 70 a 140 m tra S. Giovanni Bianco e Lenna, raggiunge valori medi di 140-180 m nel settore Dossena - Oltre il Colle e supera i 250 m nella valle del Riso e presso Ardesio.

L'unità poggia in genere sul Calcarea Metallifero Bergamasco nel settore orientale, o sull'arenaria di Val Sabbia nel settore occidentale. Il limite inferiore con il Calcarea Metallifero Bergamasco è generalmente netto, posto in corrispondenza dalla comparsa di marne e/o calcari marnosi grigio scuri. Nel settore meridionale (Val Brembana) la f. di Gorno sovrasta l'arenaria di Val Sabbia e il relativo limite è più graduale, evidenziato dal progressivo incremento di calcareniti ibride e calcari marnoso-siltosi di colore grigio scuro. Superiormente l'unità passa gradualmente alle arenarie e peliti verdastre della formazione di San Giovanni Bianco. Nelle successioni alloctone del settore nord-orientale (valle del Rino, Cima di Blum) l'unità è invece limitata a tetto da una zona di transizione ai calcari chiari stratificati della soprastante e, lateralmente (Cima di Campo: Foglio 078-Breno) eteropica, F. di Breno.

La f. di Gorno risulta eteropica con l'arenaria di Val Sabbia (Val Brembana) e in parte con la F. di Breno nei settori più settentrionali e orientali.

La f. di Gorno è nota nella letteratura geologica sin dal secolo scorso per l'abbondante contenuto faunistico. Nei livelli calcareao-marnosi sono infatti frequenti le associazioni oligotipiche a bivalvi *Myophoria kefersteini*, *Myoconcha lombardica*, *Modiolus raiblianus*, *Amussium filusius*, *Curionia curionii* e livelli con coproliti. Vari altri organismi tra cui nautiloidi, rari ammonoidi (*Trachyceras* sp.), problematica (*Hydrosclera plumosa*, GAETANI & FOIS, 1978) sono stati rinvenuti in questa unità. Nella porzione

sommitale dell'unità sono state rinvenuti resti vegetali nella zona di Zambra (PAGANONI, com. pers.). L'associazione di facies della parte inferiore della f. di Gorno evidenzia un ambiente deposizionale di ampia laguna-baia a sedimentazione mista carbonatico-terrigena fine (ASSERETO & CASATI, 1965; GNACCOLINI, 1986). I silicoclasti intercalati rappresentano le porzioni distali del sistema fluvio-deltizio dell'arenaria di Val Sabbia, mentre i *grainstone* oolitici vengono interpretati come aree marginali della laguna, più protette dagli apporti terrigeni (GNACCOLINI, 1986, 1988). Le strutture sedimentarie presenti indicano ambienti relativamente poco profondi soggetti a correnti trattive e localmente all'azione del moto ondoso, con condizioni di buona ossigenazione al fondo (livelli bioturbati); localmente potevano instaurarsi condizioni di circolazione ristretta, testimoniate dallo sviluppo di faune oligotipiche. Verso settentrione e oriente la laguna faceva transizione alla piattaforma carbonatica tidale della F. di Breno.

Età: sulla base delle faune a bivalvi e agli ammonoidi della Presolana l'unità è stata attribuita al Carnico inferiore (Cordevolico e Julico, ALLASINAZ, 1968a,b).

1.2.18. - *Formazione di San Giovanni Bianco (SGB)*

L'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) con l'area tipo proposta presso la località omonima; in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954) è stata cartografata come "facies lagunare" del Carnico superiore.

L'unità affiora in modo discontinuo lungo il versante sinistro della media Val Brembana da San Giovanni Bianco sino alla valle del Riso, alla base delle pareti rocciose della Dolomia Principale, le cui falde di detrito ricoprono la maggior parte degli affioramenti. In Val Seriana affiora saltuariamente nella valle del Rino. Questa unità è priva di una sezione di riferimento per la mancanza di una successione ben affiorante, completa e non tettonizzata. Gli affioramenti più rappresentativi della porzione inferiore arenaceo-siltosa sono presenti in Val Brembana presso S. Giovanni Bianco: lungo la vecchia sede ferroviaria e lungo la strada per la Val Taleggio (Foglio 076-Lecco) in prossimità del cimitero. La successione sommitale con evaporiti affiora nella cava di gesso di Dossena (vallone che scende da *Tribulina Streccia* a circa 900 m di quota). Affioramenti significativi sono anche presenti in Val Vedra e nella valle del Rino.

La f. di S. Giovanni Bianco si caratterizza per l'eterogeneità dei litotipi presenti. Sono riconoscibili due litofacies (ASSERETO *et alii*, 1977; GARZANTI, 1985a; GARZANTI *et alii*, 1995), più evidenti nel settore brembano e meno identificabili nel settore seriano: una è prevalentemente arenaceo-siltosa e occupa una posizione stratigrafica inferiore, l'altra è carbonatico-pelitica e è tipica della parte alta dell'unità; nella parte superiore della formazione vi sono anche locali lenti di evaporiti. Dal punto

di vista cartografico, dove possibile, sono stati distinte la litofacies inferiore (**SGB_a**), quella superiore (**SGB_b**) e i corpi di evaporiti (**SGB_c**). Localmente, ove questa suddivisione sia problematica o di difficile applicazione, nell'unità non sono state distinte litofacies (San Giovanni Bianco).

SGB_a – litofacies prevalentemente arenacea: nei settori occidentali e più meridionali prevalgono arenarie medio-fini e siltiti verdastre, localmente rossastre (alveo del Brembo presso il ponte per Dossena), in strati planari o lenticolari, con laminazioni parallele e oblique, ricche in clasti pelitici. Nelle areniti verdi sono diffusi i noduli e cristalli di pirite e frustoli vegetali (S. Giovanni B., Dossena), nelle peliti i noduli e le concrezioni diagenetiche (septarie). La petrografia dei silicoclastici di questa litofacies ha evidenziato la prevalenza di areniti vulcaniche plagioclastiche ($Q_{13}/F_{27}/L_{60}$) e litareniti vulcaniche ($Q_{17}/F_{17}/L_{65}$), con incremento del contenuto in quarzo rispetto alle areniti dell'arenaria di Val Sabbia (GARZANTI, 1985).

SGB_b – litofacies carbonatico-pelitica: la maggior parte della successione della f. di S. Giovanni Bianco del settore orientale e la porzione superiore di quello occidentale sono caratterizzati da litofacies miste, ben stratificate, pelitico-carbonatico-evaporitiche. I carbonati sono rappresentati da dolomie grigie, talora con laminazioni stromatolitiche, *fenestrae*, dolomie marnose, calcari dolomitici vacuolari di colore bruno-giallastro con intercalazioni sino a decimetriche di argilliti verdi (GARZANTI *et alii*, 1995). Localmente sono presenti calcareniti bioclastiche (Val Seriana) costituite da *packstone-rudstone* a crinoidi, brachiopodi, foraminiferi (aulotortidi), oncoidi e rari coralli, spugne, idrozoi, alghe rosse (BERRA & JADOUL, 2002).

SGB_c – la parte alta della f. di S. Giovanni Bianco è localmente costituita da lenti di gesso e anidridi di spessore pluridecamentrico, di colore bianco-grigio chiaro e caratterizzate da laminazioni parallele millimetriche spesso deformate dalla tettonica. I gessi e anidridi sono associate a carniole e dolomie grigie di aspetto terroso. Nel settore di Dossena (Val Brembana) queste lenti affiorano estesamente e sono oggetto di coltivazione.

Nelle valli dei torrenti Riso e Rino, alla base della formazione di San Giovanni Bianco è presente un orizzonte di spessore vario (in genere pochi metri) di calcari fossiliferi e calcareniti bioclastiche grigio scure associate con marne (JADOUL *et alii*, 1992a; GARZANTI *et alii*, 1995, BERRA & JADOUL, 2002), non cartografato a causa dell'esiguo spessore.

Lo spessore della formazione risulta difficilmente valutabile a causa delle deformazioni tettoniche alpine, i valori medi si mantengono attorno ai 120-160 m, mentre quelli massimi superano nel settore occidentale i 200 m (GARZANTI *et alii*, 1995). In particolare il membro inferiore presenta spessori massimi di 80 m presso S. Giovanni Bianco, il superiore presenta spessori compresi tra 50 e 150 m (massimi nella valle del Riso), le lenti di gesso possono superare i 50 m nelle cave di Dossena.

L'unità poggia in genere sulla f. di Gorno. Nel settore brembano il limite inferiore è caratterizzato dalla graduale comparsa di strati arenacei grigio-verdi via via più frequenti entro le marne e i calcari neri dell'unità sottostante; verso E (valle del Riso) il limite è invece segnato dalla comparsa di peliti verdine associate a dolomie calcaree grigio scure. Nel settore della Cima di Menna l'unità poggia sulla arenaria di Val Sabbia. In questo settore il limite è di tipo transizionale e è posto dove le arenarie grigio-verdi iniziano a contenere livelli di dolomie ocre di spessore variabile tra pochi e 30 cm. Solo nel settore nord-orientale (Unità tettonica Timogno) l'unità poggia sulla Argillite di Lozio (BERRA & JADOUL, 2002); il limite è qui segnato dalla comparsa di dolomie grigie farinose e dolomie grigio scure, a cui fanno seguito alternanze di argilliti verdi e dolomie marnose ocracee soprastanti argilliti e siltiti nere. Il limite stratigrafico superiore non è generalmente preservato a causa di discontinuità tettoniche (la formazione di San Giovanni Bianco rappresenta uno dei principali livelli di scollamento della successione mesozoica del bacino lombardo). Nei settori in cui gli scollamenti avvengono a livello più basso nella formazione, il limite, di tipo graduale, con la soprastante Formazione di Castro Sebino è evidenziato dall'incremento delle carniole e dalla comparsa di breccie intraformazionali calcareo-dolomitiche. I limiti stratigrafici verticali e laterali tra le associazioni di litofacies cartografate di questa formazione sono in prevalenza transizionali.

I fossili rinvenuti in questa unità sono generalmente scarsi (bivalvi, gasteropodi, ostracodi) o assenti, a eccezione del sopracitato orizzonte di calcari fossiliferi con organismi di mare aperto (crinoidi, brachiopodi, bivalvi, rari coralli, spugne, idrozoi) della Val Seriana e di sporadiche segnalazioni di *Neomegalodon gornensis* Allasinaz e *Neomegalodon triqueter* (Wulfen) in Valle del Frucc (ASSERETO & CASATI, 1965; ALLASINAZ, 1968a). Tali faune confermerebbero l'attribuzione dell'unità al Carnico superiore (Tuvalico), compatibile con la sua posizione stratigrafica.

Le caratteristiche sedimentologiche della f. di S. Giovanni Bianco indicano una deposizione entro un'area costiera poco profonda, a sedimentazione mista carbonatico-terrigena (*sabkha*) delimitata a meridione da un apparato fluviale-deltizio (f. di S. Giovanni B. inferiore, settore brembano) (GARZANTI *et alii*, 1995), con una evoluzione verticale caratterizzata dalla progressiva diminuzione degli apporti terrigeni. Le arenarie presenti nella porzione inferiore della formazione nel settore brembano documentano una ripresa degli apporti silicoclastici da W e SW, legata a un abbassamento del livello di base dell'erosione che determina in quest'area la progradazione del secondo sistema deposizionale fluviale-deltizio del Carnico lombardo. Dal punto di vista petrografico, le arenarie della formazione di San Giovanni Bianco indicano l'inizio dell'erosione

anche di porzioni di basamento cristallino (crosta continentale della "Fascia Mobile Meridionale" di BRUSCA *et alii*, 1981; GARZANTI, 1985a, b), non documentato nei depositi della sottostante arenaria di Val Sabbia.

Età: Carnico superiore (Tuvalico).

1.2.19. - *Formazione di Castro Sebino (CSO)*

Unità proposta da JADOUL *et alii* (1992a) con area tipo compresa tra il Lago d'Iseo e il Passo della Presolana, in passato considerata parte integrante della Dolomia Principale e da alcuni autori denominata come "Brecce Basali della Dolomia Principale" (POLLINI, 1958; ASSERETO & CASATI, 1965; JADOUL & ROSSI, 1982). L'unità è stata formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000).

La F. di Castro Sebino affiora limitatamente e in modo discontinuo alla base della Dolomia Principale nell'alta valle di Dossena-Corone, nel settore di Lepreno - Val Serina, a monte di Clusone e, più estesamente, in alta Valle Piana sino al crinale della Corna Lunga.

Nel Foglio 077-Clusone è presente una delle sezioni di riferimento dell'unità, affiorante in modo discontinuo lungo la strada che risale la Valle Piana, dove è esposta soprattutto la parte inferiore (Membro inferiore, JADOUL *et alii*, 1992a).

Le litofacies sono costituite in prevalenza da brecce calcaree, irregolarmente stratificate o in banchi massivi amalgamati, con clasti da grigio nocciola a grigio scuri spigolosi mediamente centimetrici, intraformazionali di calcari grigio chiari e scuri ricristallizzati, molto compattati, con numerose fratture tensionali primarie e tardo-diagenetiche. Sono presenti locali intercalazioni di calcari grigio chiari e scuri in prevalenza micritici e, alla base, orizzonti di carniole, banchi di brecce a clasti calcarei e dolomitici, calcari dolomitici con qualche sottile intercalazione marnosa (transizione alla f. di S. Giovanni B. e membro basale della F. di Castro Sebino, JADOUL *et alii*, 1992a). In questa successione sono diffuse inoltre brecce tettoniche connesse alle deformazioni alpine che hanno interessato preferenzialmente questa successione per la sua posizione stratigrafica immediatamente al di sopra di uno dei principali orizzonti di scollamento tettonico delle Prealpi Lombarde (tetto della f. di S. Giovanni Bianco).

L'analisi delle microfacies delle brecce ha evidenziato la prevalenza di clasti microsparitici e pseudosparitici contenenti molte fratture tensionali di varie generazioni e contatti intergranulari stilolittizzati. Alcuni clasti contengono addensamenti di ostracodi e laminazioni microbialitiche o algali. I carbonati più fini sono *packstone* e *wackestone* intraclastici e microspariti argilloso-ferrifere.

Lo spessore dell'unità è di difficile valutazione a causa delle coperture e delle deformazioni tettoniche; mediamente è quantificabile in 50-100 m presso Corone (Serina) con massimi attorno ai 150 metri (Val Seriana).

Il limite inferiore è di difficile ubicazione, presso Corone si osserva un graduale passaggio dalle facies evaporitiche e soprastanti carbonati grigi stratificati (**SGB_c**) a breccie carbonatiche intraformazionali grigio-nocciola in banchi amalgamati localmente con intercalati calcari o calcari dolomitici. Anche il limite superiore è raramente osservabile e di tipo transizionale, posto in corrispondenza della comparsa di dolomie e calcari dolomitici grigio scuri, ben stratificati (membro basale della Dolomia Principale). Localmente (Val Borlezza) al passaggio tra Formazione di Castro Sebino e Membro Basale della Dolomia Principale sono presenti alcuni metri di calcari scuri in strati parzialmente amalgamati di spessore medio attorno ai 20 cm.

In questa formazione sono stati riscontrati solamente rari ostracodi.

La ricostruzione paleoambientale della F. di Castro Sebino appare problematica sia per le particolari litofacies e sia per l'intensa tettonizzazione alpina subita da questa unità. JADOUL *et alii* (1992a), dopo aver preso in considerazione varie ipotesi genetiche, propendono per un ambiente marino transizionale, privo di apporti terrigeni, in un contesto tettonicamente attivo di *rifting* e con possibili interferenze a opera di modificazioni diagenetiche precoci e tardive (compresa la dedolomitizzazione) iniziate nei sottostanti gessi-anidriti della f. di S. Giovanni Bianco.

L'età dell'unità, unicamente sulla base della sua posizione stratigrafica, è attribuita al Carnico superiore.

1.2.20. - Nota sulle età della successione norico-retica

In assenza di un GSSP del limite Norico-Retico resta ancora aperta l'attribuzione cronostatigrafica delle unità depostesi in questo intervallo di tempo. In particolare resta aperta l'attribuzione della zona a *Misikella hernsteini* al Norico superiore o al Retico: alcuni autori propendono per ubicare il limite Norico-Retico alla base della zona, altri al tetto (si veda anche la discussione in BERRA *et alii*, 2010). La deposizione dell'Argillite di Riva di Solto avviene prevalentemente in questa zona, che se riferita al Norico porta ad attribuire un'età Norico superiore all'unità, che passerebbe invece ad avere una età Retica qualora si utilizzasse come limite tra i due piani la base di questa zona. In queste note illustrative, senza entrare nel merito della validità delle due soluzioni attualmente in discussione, si preferisce (per omogeneità con buona parte della letteratura disponibile) considerare il limite Norico-Retico al tetto della zona a *Misikella hernsteini*, attribuendo quindi una età Norico superiore all'Argillite di Riva di Solto.

Resta comunque importante tener presente questa problematica per il confronto tra le età riportate in queste note con la letteratura, soprattutto una volta che verrà definito il GSSP del limite Norico-Retico.

1.2.21. - Dolomia Principale (DPR)

Questa storica formazione ha sempre mantenuto la denominazione introdotta nel Sudalpino da LEPSIUS (1876) equivalente alla *Hauptdolomit* della letteratura tedesca. E' riportata tra le Unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VI Quaderno 7 del SGN-APAT (BERRA *et alii*, 2007).

Gli affioramenti della Dolomia Principale caratterizzano il settore meridionale del foglio e rappresentano la successione più potente e estesa che costituisce i gruppi montuosi del M. Zucco, dell'Alben e del Pizzo Formico.

La sezione stratigrafica più completa affiora sul versante E dell'Alben, lungo il vallone da quota 1000 m sino al crinale di vetta. Una sezione di riferimento per il membro inferiore (DPR₅) affiora presso la confluenza della valle del Riso con la Val Seriana; una sezione per le facies sommitali di transizione al gruppo dell'Aralalta affiora sul crinale SW del Pizzo Formico. Gli spessori maggiori della Dolomia Principale, oltre 1100 m, vengono raggiunti nella successione dell'Alben. Il membro inferiore presenta spessori variabili da 100 a 250 m, quelli massimi si raggiungono in Val Seriana. Le associazioni di litofacies della piattaforma carbonatica interna raggiungono i 500-700 m sul versante N del Pizzo Formico, quelli della piattaforma marginale - pendio variano da 100 a un massimo di 350 m (Val Seriana e versante E dell'Alben).

Il limite inferiore con la F. di Castro Sebino è raramente osservabile (sondaggi geognostici dell'ANAS eseguiti presso S. Pellegrino Terme); esso risulta transizionale, evidenziato dalla comparsa di dolomie scure, ben stratificate, entro le brecce calcaree dell'unità sottostante. Il limite superiore è transizionale con le dolomie zonate, evidenziato dalla comparsa di calcareniti e calcisiltiti dolomitizzate grigio scure stratificate e netto con l'Argillite di Riva di Solto (Cima di Cavlera, Bondo, Casinò di S. Pellegrino Terme), localmente con *hard ground* fosfatici. La Dolomia Principale è eteropica, nella sua parte superiore, con il gruppo dell'Aralalta (JADOUL, 1986) che caratterizza le successioni dei solchi intrapiattaforma di S. Pellegrino Terme e delle valli Seriana, Borlezza e Cavallina.

L'unità è dolomitizzata pervasivamente: le microfacies risultano spesso ricristallizzate, ma la dolomitizzazione precoce preserva le strutture primarie.

La Dolomia Principale, in base alla posizione stratigrafica e alle faune a bivalvi e dasycladacee, è ritenuta di età Norico inferiore e medio (JADOUL *et*

alii, 1994); il suo membro basale potrebbe però essere attribuito al Carnico superiore (presenza di *Clypeina besici*). L'ambiente deposizionale della Dolomia Principale è una vasta piattaforma carbonatica, dolomitizzata precocemente (FRISIA, 1991) con prevalenti facies lagunari e di piana tidale nella porzione medio-inferiore. La parte superiore evidenzia ambienti differenziati in connessione all'individuazione di solchi intrapiattaforma e sviluppo di margini con peculiari biocostruzioni (microbialiti, serpulidi) (BERRA & JADOUL, 1996; ZAMPARELLI *et alii*, 1999).

L'unità è stata cartografata distinguendo un membro e due associazioni di litofacies principali (JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1992a, b) che presentano spesso rapporti eteropici (Fig. 10): a) dolomie scure stratificate basali (**DPR₅**), b) dolomie grigie in banchi spessi di piattaforma interna (**DPR_b**), c) breccie dolomitiche massive di piattaforma marginale-pendio associate a dolomie con biocostruzioni a serpulidi e microbialiti (**DPR_a**).

DPR₅: corrisponde al "membro Basale della Dolomia Principale" distinto in JADOUL & ROSSI (1982) e parzialmente al membro della Val Vestino cartografato nel Foglio 080-Riva del Garda; è costituito da calcareniti fini e calcisiltiti dolomitizzate di colore scuro generalmente ben stratificate, laminate, con clasti pelitici, lenti di breccie intraformazionali e sottili intercalazioni marnoso-dolomitiche. Localmente, a valle di Ponte Nossa, sono intercalate dolomie con laminazioni microbialitiche, dolareniti con dasycladacee, grandi megalodontidi e *slump*. La deposizione di questa litofacies è avvenuta in laguna poco profonda - rampa prossimale con occasionale sedimentazione da trasporto in massa.

DPR_b: raggruppa tutte le facies tipiche della Dolomia Principale rappresentate da dolomie grigie subtidali in banchi sino a metrici e dolomie in spessi cicli peritidali *shallowing upward*, a prevalenti facies subtidali (Fig. 14). Comprende facies doloarenitiche bioclastiche corrispondenti al membro di Bondo del Foglio 080-Riva del Garda. La base dei cicli presenta localmente brecciole intraformazionali mentre la sommità è caratterizzata da stromatoliti planari con *fenestrae* o da livelli con grossi pisoidi-oncoidi di dimensioni sino a decimetriche e da brecciole loferitiche con cavità e filoncelli con sedimenti interni neri (massiccio dell'Alben). Negli intervalli subtidali sono frequenti gli accumuli di alghe dasycladacee, bivalvi (*Isognomon exilis*) e gasteropodi (*Worthenia* sp.). Le microfacies subtidali sono costituite da *packstone* con intraclasti, peloidi, oncoidi e bioclasti di dasycladacee (*Heteroporella zankli*, *Giroporella* sp., *Uragella* cf. *supratriassica*, nella pozione basale anche *Clypeina besici*), *Porostromata* (*Cayeuxia* sp.), *Problematica* (*Thaumatoporella parvovesiculifera*), bivalvi, gasteropodi; *bindstone* microbialitici e microspatizzati con dispersi ostracodi; più raramente *grainstone* totalmente ricristallizzati con fantasmi di ooidi, intraclasti e bioclasti. Le microfacies intertidali sono costituite da

prevalenti *packstone-bindstone* ricristallizzati, con intraclasti e cavità di dissoluzione (*fenestrae*). Le associazioni di macro e microfacies indicano un ambiente di piattaforma interna soggetta a correnti tidali e periodicamente con locali emersioni.

DPR_a: questa litofacies affiora in diversi settori della media Val Brembana (San Pellegrino Terme), della Val Serina, del Pizzo Formico e dell'Alben. Le litologie sono breccie-megabreccie massive, caotiche, di spessore da metrico a plurimetrico, con clasti eterometrici di Dolomia Principale (dimensioni da pochi centimetri a oltre mezzo metro). Le microfacies dei clasti riflettono quelle delle unità di provenienza (Dolomia Principale, sia in facies di piattaforma interna, sia in facies marginale e dolomie zonate); la matrice delle breccie è generalmente costituita da *packstone* grossolani o da *wackestone* fangosi. Le breccie sono associate nei settori subtidali adiacenti alla piattaforma interna a *patch reef* con serpulidi e *mound* microbialitici a grandi oncoidi, laminazioni planari e ondulate (JADOUL *et alii*, 1994; BERRA & JADOUL, 1996, ZAMPARELLI *et alii*, 1999), associati a lenti bioclastiche (bivalvi, gasteropodi e dasycladacee). Le facies biocostruite presenti in questa unità sono comparabili con il membo del Monte Zenone del Foglio 080-Riva del Garda. Le microfacies sono costituite da *packstone-rudstone* litoclastici e bioclastici, ricristallizzati; *packstone-rudstone*, *boundstone* con microbialiti, colonie di serpulidi, alghe blu-verdi, *Problematica*, foraminiferi sessili e sedimenti interni laminati.

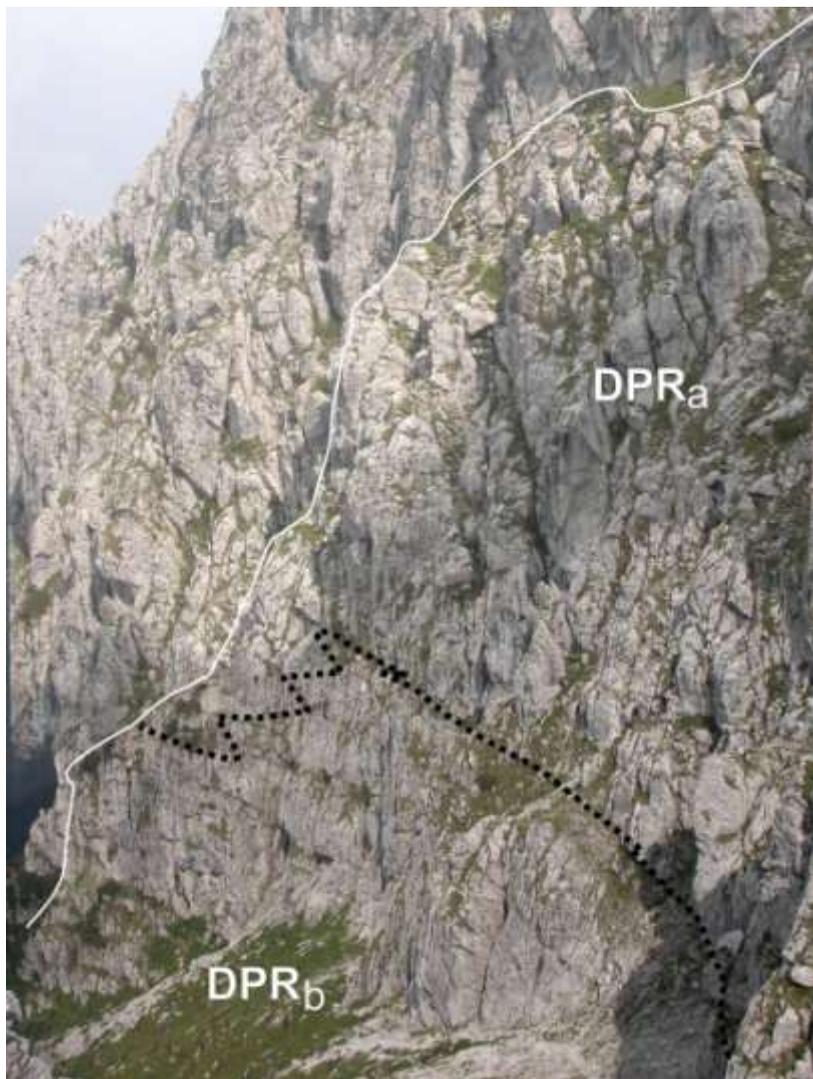


Fig. 14 - Panorama del passaggio tra le facies più stratificate (DPR_b , alla base) e le facies massicce a breccie (DPR_a) sul versante settentrionale del massiccio dell'Alben.

La litofacies DPR_a si è deposta nella zona di margine e pendio superiore, di raccordo tra piattaforma interna e bacino. La parte prossimale è caratterizzata dalle biocostruzioni a serpulidi, che compaiono come clasti nelle facies di pendio più profonde.

La litofacies DPR_a ha spessori molto variabili, compresi tra pochi metri e 200-300 m.

Questa unità passa a facies di piattaforma interna della Dolomia Principale con un limite che in genere è graduale. Dal punto di vista paleontologico, i fossili presenti sono gli stessi osservabili nella Dolomia Principale, dal cui smantellamento l'unità deriva. Sulla base della posizione stratigrafica questa litofacies è riferita al Norico.

L'unità si è deposta a ridosso su pendio e scarpate in prevalenza legate alla fase tettonica distensiva norica (JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1992b) e è alimentata dal franamento di materiale dai settori di alto (Dolomia Principale), localmente in grado di coinvolgere anche depositi di pendio più fini parzialmente litificati.

Età: Carnico superiore – Norico.

1.2.22. - Gruppo dell'*Aralalta*

Istituito da JADOUL (1986), originariamente comprendeva dolomie zonate, Calcare di Zorzino, "Brecce sommitali della Dolomia Principale" e "Membro di Artavaggio". In queste note viene limitato alle dolomie zonate e al Calcare di Zorzino, mentre le "Brecce sommitali della Dolomia Principale" vengono ridefinite come litofacies all'interno della Dolomia Principale.

1.2.21.1 - Dolomie zonate (**DZN**)

L'unità comprende le facies carbonatiche noriche, ben stratificate e di bacino intrapiattaforma eteropiche alla Dolomia Principale. L'unità è stata introdotta da Desio e Venzo, (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) ed è stata istituita da JADOUL (1986).

In Val Brembana le dolomie zonate affiorano estesamente nelle successioni parautoctone e alloctone di S. Pellegrino Terme, Spettino - M. Zucco, nella valle dell'Ambria e sul versante occidentale dell'Alben sino a Selvino. Nel settore orientale l'unità affiora nel gruppo montuoso del Pizzo Formico - M. Grione, in Val Gandino e in Val Rossa. Le sezioni stratigrafiche più caratteristiche e accessibili, anche se non complete, affiorano lungo la strada che sale a Spettino e lungo la strada che collega Aviatico con Costa Serina.

Le dolomie zonate sono costituite da alternanze di calciruditi e calcareniti-calcisiltiti dolomitizzate grigio scure, in strati sino a pluridecimetrici piano-paralleli, ma anche con geometrie lenticolari, con clasti millimetrici chiari e scuri, con clasti pelitici (*clay chip*). Le facies medio-grossolane possono presentare granoclassazione, laminazioni parallele, oblique, *ripple* di corrente e superfici erosive. Sono intercalate anche ritmici grigio nerastre di spessore centimetrico caratterizzate da

alternanze di laminazioni parallele chiare e scure (da cui il nome dell'unità) in cui possono essere presenti intercalazioni, sino a 10 cm di spessore, di marne dolomitiche scure finemente laminate, con ossidi di Fe e colore di alterazione bruno-rossastro. Nelle litofacies più fini sono localmente presenti piccoli noduli e liste di selce nera, livelletti parzialmente silicizzati e fratture-cavità geodiche (Selvino, Valle Bracca) con cristalli di quarzo autigeno e, più raramente, di fluorite e celestina (JADOUL *et alii*, 1992c). Localmente sono intercalate lenti e lingue di spessore anche plurimetrico di paraconglomerati e megabrecce (**DZN_a**) a clasti intraformazionali e della Dolomia Principale. (corrispondono alle “*brecce sommitali della Dolomia Principale*”, JADOUL, 1986). Queste associazioni di litofacies si sono deposte sul pendio-scarpata tra la piattaforma della Dolomia Principale e i bacini intrapiattaforma del Calcare di Zorzino. Le microfacies delle dolareniti sono caratterizzate da prevalenti *packstone* intraclastici a volte granoclassati; i processi di dolomitizzazione sono pervasivi e distruttivi delle strutture microscopiche. Le microfacies fini degli interstrati sono costituite da microspariti dolomitiche laminate e debolmente argillose. Le breccie sono costituite da *rudstone* e *floatstone* con prevalenti clasti intrformazionali semiconsolidati e subordinati litoclasti ricristallizzati della Dolomia Principale.

Lo spessore delle dolomie zonate è estremamente variabile: nullo in alcuni settori della Val Brembana (S. Pellegrino Terme), aumenta rapidamente verso E raggiungendo oltre 150 m sul versante occidentale dell'Alben e in Val Seriana (Valle Rossa, Val Vertova).

Inferiormente le dolomie zonate sono in contatto transizionale con la Dolomia Principale, con la quale risultano eteropiche e localmente intercalate (versante E dell'Alben, Val Vertova). Questo limite viene ubicato in corrispondenza della prevalenza delle dolomie grigie o grigio scure stratificate sulle dolomie grigie della Dolomia Principale. Superiormente e lateralmente l'unità passa, con limite transizionale, ai calcari neri ben stratificati del soprastante e eteropico Calcare di Zorzino e, più raramente, è in contatto netto con l'Argillite di Riva di Solto (fondovalle presso S. Pellegrino Terme).

Il contenuto paleontologico di questa unità è scarso, rappresentato essenzialmente da bioclasti (gasteropodi, bivalvi, dasycladacee) rimaneggiati. Sul massiccio dell'Alben sono stati segnalati resti di *Saurichthys* sp. e denti di rettili (BINI *et alii*, 1991). Le dolomie zonate vengono datate al Norico medio esclusivamente sulla base della loro posizione stratigrafica e della datazione con palinomorfi dell'eteropico Calcare di Zorzino (JADOUL *et alii*, 1994).

Le associazioni di litofacies delle dolomie zonate sono interpretate come prevalenti processi di risedimentazione a opera di torbiditi e *debris flow*

carbonatici. Le strutture e le geometrie individuate testimoniano l'esistenza di blandi pendii che raccordavano la piattaforma carbonatica della Dolomia Principale a ristretti bacini intrapiattaforma con fondali prevalentemente anossici. I corpi di brecce e megabrecce (**DZN_a**), preferenzialmente distribuite sui margini occidentali dei solchi intrapiattaforma (*semigraben*), documentano l'esistenza di tettonica sinsedimentaria e di fluttuazioni tettono-eustatiche in un contesto distensivo-transtensivo (JADOUL *et alii*, 1992b).

Età: Norico medio.

1.2.21.2 - Calcare di Zorzino (**ZOR**)

Il Calcare di Zorzino è stato istituito da CASATI (1964) e formalizzato dallo stesso nel 1968 con area e sezione tipo sul versante occidentale del Lago d'Iseo presso la località omonima. L'autore include nel C. di Zorzino anche la successione di dolomie ben stratificate affioranti presso Selvino (Membro di Selvino). Negli studi precedenti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) questa unità è stata cartografata come "calcarei neri compatti in strati sottili" o compresa nelle "Dolomie zonate". L'unità è ripresa nel fascicolo III del Quaderno 7 del SGN da DELFRATI *et alii* (2002).

L'unità affiora estesamente e con continuità sul versante sinistro della Val Seriana e in Val Borlezza, al di sopra delle dolomie zonate. Una sezione rappresentativa, ma non completa della parte sommitale, affiora lungo la strada comunale che da Barzizza sale alla cresta del Farno.

Il C. di Zorzino è costituito in prevalenza da una successione monotona di calcari micritici neri, fetidi, in strati piano-paralleli di spessore da centimetrico a pluridecimetrico, con sottili intercalazioni di marne nere, più diffuse nella parte superiore dove si associano anche ritmiti millimetrico-centimetriche di calcari marnosi e calcilutiti nere lastroidi, ricchi in sostanza organica e localmente fossiliferi. Nelle porzioni inferiori e nei settori dove si osservano interdigitazioni con le dolomie zonate (Pizzo Formico) l'unità presenta intercalazioni di calcareniti-calcisiltiti, sovente granoclassate, laminate, con *chip* pelitici neri isorientati e rare lenti calciruditiche a supporto di matrice, base erosiva e clasti centimetrici, in prevalenza intraformazionali (*debris flow*). Queste litofacies sono spesso associate con orizzonti che presentano piccoli *slum*. Nel settore di Selvino sono presenti minuti cristalli di feldspati autigeni (CASATI, 1964), quarzo autigeno, piccole mineralizzazioni a fluorite e barite (JADOUL *et alii*, 1992c) e rari noduli di selce nera.

Le microfacies più tipiche sono caratterizzate da *mudstone* e *wackestone* microspartitici. Le ritmiti sono costituite da alternanze millimetriche di *mudstone* argillosi e di *packstone* finissimi anche granoclassati. Le litofacies più grossolane sono *packstone* fini e subordinati *rudstone* intraclastici con

rari bioclasti di bivalvi, crinoidi, echinoidi, ostracodi e frammenti fosfatici di vertebrati. Le analisi chimiche di alcuni campioni di questa unità hanno evidenziato un elevato contenuto in sostanza organica (il TOC può raggiungere 0,1-0,2 %) e elevate concentrazioni in Sr e Ba.

Lo spessore del C. di Zorzino presenta variazioni significative: presso S. Pellegrino T. e in Valle Bracca gli spessori sono nulli o poche decine di metri, sul versante sinistro della Val Seriana e in Val Borlezza gli spessori aumentano rapidamente sino a 400-500 m; in Val Gandino raggiungono probabilmente i 700-800 metri.

Il C. di Zorzino poggia sulle dolomie zonate, con le quali presenta rapporti di eteropia; il limite è transizionale, caratterizzato dalla comparsa di calcari scuri in prevalenza micritici e meglio stratificati rispetto alle dolomie sottostanti. Solo nella zona fra Vertova e Fiorano l'unità è a diretto contatto con la Dolomia Principale, qui si passa direttamente da dolomie grigie in grossi banchi a calcari neri ben stratificati. Superiormente il Calcare di Zorzino passa, con limite netto, a argilliti nere contenenti rare e sottili intercalazioni di calcari micritici (Argillite di Riva di Solto). Tale limite riflette probabilmente un importante cambiamento climatico associato a una caduta del livello del mare (BERRA *et alii*, 2010).

Il contenuto paleontologico è in genere scarso; nella parte inferiore dell'unità, nei pressi di Clusone, è stata segnalata da CASATI (1964) una fauna con *Worthenia escheri* (Stoppani), *Worthenia cf. meriani* (Stoppani), *Wortheniopsis budensis* Kutassy, *Isognomon exilis* (Stoppani). La parte sommitale della formazione risulta invece localmente riccamente fossilifera; numerose località in Val Brembana (Endenna, Poscante) e in Val Seriana (Cene) hanno permesso di raccogliere e studiare una ricca, numerosa e peculiare fauna a pesci, pesci volanti, vertebrati, crostacei e rari coralli e echinodermi (TINTORI, 1982, 1990, 1995; TINTORI *et alii*, 1985; PINNA, 1986; ZAMBELLI, 1986; WILD, 1989; STEFANI *et alii*, 1992). Sulla base della biostratigrafia con palinomorfi (CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994) e per la sua posizione stratigrafica il Calcare di Zorzino viene attribuito al Norico medio. Il limite cronostratigrafico Norico medio-superiore, in Val Brembana, è stato ubicato in prossimità del tetto di questa formazione, anche se, in assenza di una definizione del GSSP del limite Norico-Retico, tale attribuzione è suscettibile di modifiche.

Le associazioni di lito-biofacies del C. di Zorzino documentano ambienti deposizionali di bacino intrapiattaforma non molto profondi, ma subsidenti, e con un elevato tasso di accumulo dei fanghi carbonatici esportati dalla piattaforma della Dolomia Principale (torbiditi carbonatiche diluite). Le locali lenti di breccia a supporto di matrice, le calcareniti granoclassate e gli *slumping* caratterizzano i processi deposizionali (torbiditi, *debris flow*) nelle aree più prossimali dei solchi intrapiattaforma. Nelle facies fini le sottili

laminazioni, l'assenza di fauna bentonica (non rimaneggiata) e delle bioturbazioni evidenziano la presenza di fondali in prevalenza anossici.

Età: Norico medio.

1.2.23. - Argillite di Riva di Solto (ARS)

L'unità è stata istituita da GNACCOLINI (1965) e formalizzata dallo stesso nel 1968 con area e sezione di riferimento sul versante occidentale del Lago d'Iseo; in precedenza è stata cartografata come "*scisti marnosi neri con calcari marnosi*" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) e descritta come "*Retico inferiore*" o "*facies sveva*" (DESIO, 1929).

L'unità affiora presso S. Pellegrino Terme. e, più estesamente, nelle valli dei torrenti Ambria e Ambriola, in Val Vertova e sulle pendici del Cima di Cavlera. La sezione più completa e accessibile affiora lungo il fondovalle della Valle Ambra a monte della Fonte Bracca; serie molto più condensate sono osservabili sul versante destro della Val Seriana (Pizzo Frol). L'Argillite di Riva di Solto è stata distinta in due unità informali (JADOU, 1986; JADOU *et alii*, 1994), non cartografate separatamente nel presente lavoro: l'inferiore è prevalentemente argilloso-marnosa, la superiore è costituita da alternanze argilliti-marne e calcilutiti nerastre.

La litozona inferiore è caratterizzata da argilliti e argilliti marnose nere, molto compatte, fogliettate, organizzate in banchi planari di spessore plurimetrico. A esse si intercalano orizzonti marnoso-calcarei, fetidi, a volte con laminazioni parallele, *slumping*, ritmiti e patina d'alterazione ocracea, in singoli strati decimetrici a superficie ondulata, spesso lenticolari, per compattazione. La litozona inferiore è sviluppata solo nelle aree di massimo spessore dell'unità, in corrispondenza dei depocentri dei bacini (JADOU *et alii*, 1994; BERRA *et alii*, 2010).

La litozona superiore è caratterizzata da una evidente ciclicità delle litofacies (cicli asimmetrici, MASETTI *et alii*, 1989). Ciascun ciclo è caratterizzato da una porzione inferiore argillitico-marnosa, una porzione mediana meglio stratificata con intercalazioni di carbonati e una superiore quasi completamente costituita da calcilutiti ben stratificate (localmente con *trend thickening upward*). La sommità dei cicli asimmetrici può presentare spesso impregnazioni di ossidi di Fe; alla base prevalgono le lumachelle a piccoli bivalvi di spessore sino a decimetrico (associazioni oligotipiche interpretate come tempestiti da MASETTI *et alii*, 1989, JADOU *et alii*, 1994).

Le successioni di S. Pellegrino Terme e della media Val Serina presentano alla base alcuni orizzonti lenticolari con *slumping* che passano a brecce intraformazionali. Presso S. Pellegrino Terme (Casinò) alla base di questa unità affiora una lente di spessore plurimetrico di calcari neri con bioclasti di dasycladacee e colonie di serpulidi con laminazioni microbialitiche ("membro d'Artavaggio" di JADOU *et alii*, 1994). Nella

valle dell'Ambria è presente barite e celestina in fratture (JADOUL *et alii*, 1992c).

Le microfacies carbonatiche sono costituite da prevalenti *mudstone* microspartitici e, più raramente nelle parti superiori dell'unità, da *wackestone-packstone* fini a peloidi, intraclasti e bioclasti di bivalvi e rari echinodermi. Le argilliti presentano minuti clasti di quarzo e mica bianca. Un sondaggio geognostico effettuato per la galleria stradale di S. Pellegrino Terme ha evidenziato la presenza nelle argilliti basali di un *hard ground* con pirite, bioclasti fosfatizzati, pseudomorfi d'evaporiti e cristalli di barite e blenda. Il contenuto organico di quest'unità (TOC) è compreso tra 0,5 e 1,5%.

Lo spessore dell'Argillite di Riva di Solto è difficilmente valutabile a causa delle frequenti deformazioni tettoniche, ma presenta consistenti variazioni areali; gli spessori massimi, circa 320 m, si trovano nella sezione di Fonte Bracca; in altri settori della Val Brembana e della Val Seriana gli spessori variano da 80-100 m (N e W del Cima di Cavlera) a oltre 200 m. Gli spessori massimi della litozona argillosa basale raggiungono i 95 m (Fonte Bracca) e localmente possono ridursi a una decina di metri (Cima Cavlera)

In tutto il settore centro-occidentale il limite inferiore è sempre netto e evidenziato dalla comparsa di argilliti e argilliti marnose nere sopra le dolomie zonate; solo in ristrette aree (Casinò di S. Pellegrino e presso Cima di Cavlera) si ha un contatto diretto con la Dolomia Principale. In alcuni settori (S. Pellegrino T., Pizzo Formico - Pizzo di Casnigo), al limite inferiore sono presenti croste nere e/o filoncelli con fosfato di calcio (*hard ground*, JADOUL *et alii*, 1994). Superiormente l'unità passa transizionalmente al Calcarea di Zu, questo limite è di difficile individuazione per la presenza della copertura vegetale e per le associazioni di litofacies di transizione potenti sino a 50 m. Dove è osservabile esso viene caratterizzato dalla comparsa di cicli con carbonati (anche *packstone* fini) prevalenti sulle marne-argillose e da un maggiore contenuto fossilifero nei calcari. Le facies sommitali dell'Argillite di Riva di Solto sono verosimilmente eteropiche con la parte basale del Calcarea di Zu.

Il contenuto faunistico dell'Argillite di Riva di Solto varia in funzione del contenuto in carbonato. Gli intervalli argillosi di base si presentano in genere sterili, ma in quelli della litozona superiore sono presenti lumachelle a piccoli bivalvi e alcuni strati fossiliferi con bivalvi endobionti nelle marne e forme epibionti nei carbonati: *Miophoriopsis isoscele* (Stoppani), *Corbula azzarolae* (Stoppani), *Laternula rhaetica* (Gumbel), *Promathildia hemes* (D'Orbigny), *Rhaeticavicula contorta* (Portlock), *Modiolus ervensis* (Stoppani). Livelli marnosi con coproliti (*Bactrillium* sp.) sono noti sin dal secolo scorso. Queste specie sono state descritte in vari lavori stratigrafici

degli anni '50-'60 (VECCHIA, 1950; BELLONI, 1960; GNACCOLINI, 1965) e attribuite al Retico inferiore; più recentemente studi sui vertebrati (WILD, 1989, TINTORI & RENESTO, com. pers.) e la biostratigrafia a palinomorfi (CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994) hanno attribuito questa unità al Norico superiore.

Il sistema deposizionale è rappresentato da solchi bacinali ereditati dal gruppo dell'Aralalta, ancora subsidenti, ma relativamente poco profondi, con elevato tasso di sedimentazione e fondali in prevalenza anossici. L'evoluzione stratigrafico-paleogeografica dell'Argillite di Riva di Soltò evidenzia un graduale passaggio a ambienti di baia subtidale a sedimentazione mista argilloso-carbonatica (facies di rampa distale). La variabilità laterale dello spessore riflette la persistenza di zone d'alto strutturale (JADOUL *et alii*, 1994).

La sedimentazione ciclica argille-marne-calcarei potrebbe risentire delle pulsazioni a alta frequenza, correlabili a variazioni climatico-eustatiche che avrebbero condizionato gli apporti terrigeni finì da terre emerse (cicli a alta frequenza di V e IV ordine sino al III ordine, MASETTI *et alii*, 1989; BURCHELL *et alii*, 1990; JADOUL *et alii*, 1994).

Età: Norico superiore.

1.2.24. - *Calcare di Zu (ZUU)*

Anche quest'unità è stata formalizzata da GNACCOLINI (1968a), in precedenza è stata cartografata nel Foglio 33 Bergamo a scala 1:100.000 come "calcarei madreporici grigio-azzurri con coralli e intercalazioni di marne" del Retico indistinto (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954).

Le sezioni stratigrafiche più complete di questa unità affiorano sul versante N delM. Castello (Valle Sparta) e da Cornalta (q. 570 m) sino a Miragolo (q. 1050 m). L'unità affiora estesamente sulla Cima di Cavlera, a Bondo e presso Gazzaniga-Orezzo.

Questa formazione è stata suddivisa in tre (LAKEW, 1990; GALLI *et alii*, 2007) o quattro unità (JADOUL *et alii*, 1994); nel presente lavoro queste unità di rango inferiore sono state accorpate e semplificate per la cartografia geologica in due litozone cartografate separatamente: Calcare di Zu - litozona inferiore (**ZUU_a**) e Calcare di Zu - litozona superiore (**ZUU_b**) (rispettivamente corrispondenti a Zu1+Zu2 e Zu3+Zu4 di JADOUL *et alii*, 1994). Si precisa che lo Zu 4 è stato nel 2008 elevato a rango formazionale da GALLI *et alii*, 2007 (formazione di Malanotte), tuttavia nel presente lavoro di cartografia geologica questa formazione è rimasta accorpata con lo Zu superiore (**ZUU_b**) a causa dello suo limitato spessore. Queste litozone non sono facilmente correlabili con i membri distinti nella successione retica dei Fogli 042-Malè, 080-Riva del Garda, 059-Tione di Trento dove spessori e contesto paleogeografico sono differenti.

Litozona inferiore (ZUU_a) – È costituita alla base da cicli asimmetrici ad alta frequenza *thickening upward* e localmente *coarsening upward* spessi da 3 m a 10 m, costituiti da prevalenti calcari micritici grigio scuri, raramente bioclastici e calcarenitici e da calcari marnosi da grigi a nerastri, in strati decimetrici piano-paralleli o in banchi plurimetrici costituiti da strati amalgamati; alla base dei cicli vi sono intercalazioni, di spessore metrico, di marne e calcari marnosi localmente fossiliferi e, più raramente, argilliti marnose nerastre. La sommità della litozona inferiore è caratterizzata da un orizzonte pluridecamentrico prevalentemente carbonatico costituito da intercalazioni di calcareniti grigie e grigio scure, bioclastiche, raramente oolitiche, calcari fossiliferi (coralli, brachiopodi, bivalvi, megalodontidi, crinoidi) e piccole biocostruzioni a coralli (Zu2 o “Primo Banco a Coralli”, LAKEW, 1990; JADOUL *et alii*, 1994) associate a localmente dominanti calcilutiti spesso bioturbate.

Litozona superiore (ZUU_b) – La litozona superiore presenta ancora cicli asimmetrici costituiti da alternanze di marne grigio ocree associate superiormente con calcari marnosi e poi da prevalenti calcari micritici e calcisiltiti, spesso con laminazioni parallele, ondulate, oblique a basso angolo e con brecciole intraformazionali. La sommità dei cicli è sovente evidenziata da una sottile crosta d’ossidi di Fe. Al M. Castello sono intercalati alcuni orizzonti di calcari vacuolari e calcari marnosi ocrei di possibile origine evaporitica. La sommità della litozona superiore ritorna prevalentemente calcarea e molto fossilifera, caratterizzata da calcari micritici (prevalenti a Cima di Cavlera) con intercalazioni calcarenitiche grigie, oolitiche e/o bioclastiche con granoclassazioni, *hummocky* e laminazioni oblique, associate a calcari con coralli, spugne calcaree, oncoidi e megalodonti (M. Castello, “Il banco a Coralli”, litozona Zu3c di JADOUL *et alii*, 1994). In corrispondenza del limite con la formazione dell’Albenza sono presenti 15-25 m di calcilutiti grigio scure, sottilmente stratificate e con rari noduletti di selce nera alla sommità e frequenti piccoli *slumping*. Questi calcari sottilmente stratificati documentano un ambiente deposizionale maggiormente bacinale e costituiscono la Formazione di Malanotte datata all’Hettangiano basale per la associazione di palinomorfi, bivalvi e correlazioni chemostratigrafiche (GALLI *et alii*, 2007). Nella presente cartografia geologica questa unità rimane accorpata con il Calcare di Zu.

Le microfacies del Calcare di Zu sono differenziate: nella litozona inferiore prevalgono *mudstone-wackestone* sovente bioturbati con sparsi bioclasti di bivalvi, echinodermi, crinoidi, ostracodi e peloidi. I banchi a coralli (al tetto della litozona inferiore e superiore) sono costituiti da *packstone* in prevalenza bioclastici con coralli, spugne calcaree, porostromata, idrozoi e molti foraminiferi bentonici (*Triasina hantkeni*,

Auloconus sp. e vari generi d'aulotortidi, LAKEW, 1990). Sono molto frequenti anche gli oncoidi e i grani micritizzati, rivestiti. Le biocostruzioni di dimensioni metriche (*patch reef* e *mound*) sono costituite da *boundstone* a prevalenti coralli e organismi incrostanti sessili e *rudstone* bioclastici. Le facies fini sono *wackestone* e *packstone* con peloidi e coproliti (*Parafavreina* sp.). Alla sommità del Calcarea di Zu superiore sono diffusi anche *grainstone* oolitici e oolitico-bioclastici frequentemente micritizzati. I calcari della f. di Malanotte sono costituiti da prevalenti *mudstone* microspartitici più o meno bioturbati con piccoli bioclasti di bivalvi, echinodermi e localmente spicole di spugne al tetto.

Lo spessore del C. di Zu nel Foglio 077-Clusone tende a ridursi da W a E: 500 m al M. Castello, 350 m a Cima di Cavlera - Val Vertova, sino a circa 250 m sul Poieto. A E della Val Seriana lo spessore aumenta sino a 750 m in Valle Cavallina. Gli spessori delle due litozone cartografate del Calcarea di Zu sono rispettivamente di 300-200 m l'inferiore, e 150-200 m la superiore.

L'unità passa inferiormente all'Argillite di Riva di Solto con limite graduale posto dove i banchi carbonatici divengono potenti, più fossiliferi e prevalgono sulle intercalazioni marnose (GNACCOLINI, 1965). Superiormente l'unità passa, con limite netto, a calcari micritici sottilmente stratificati della f. di Malanotte.

Le due litozone cartografate all'interno del C. di Zu (unitamente alla più dettagliata suddivisione nei tre membri proposti da JADOUL *et alii*, 1994 e rivisitati da GALLI *et alii*, 2007) presentano una distribuzione areale estesa a tutte le Prealpi Bergamasche e non sembrano subire evidenti variazioni laterali di facies nel Foglio 077-Clusone.

Il Calcarea di Zu è in genere molto fossilifero, in particolare le facies carbonatiche medio-superiori e quelle marnose immediatamente sottostanti presentano diversificate associazioni a bivalvi - *Rhaetavicula contorta* (Portlock), *Cardita austriaca* Hauer, *Chlamis aviculoides* (Stoppani), *Protocardia rhaetica* (Merian) - nonché brachiopodi (*Rhaetina gregaria* (Suess) (VECCHIA, 1950, ALLASINAZ, 1962), *Porostromata*, *Problematica*, coralli coloniali e solitari (*Thecosmilia* sp., *Retiophylla* sp. e *Astreomorpha* sp.; LAKEW, 1990, FANTINI SESTINI, 1990), spugne calcaree, foraminiferi bentonici (LAKEW, 1990) e coproliti. Alla base dello Zu inferiore (Valle Sparsa) è presente un orizzonte marnoso con grandi bivalvi (*Gervillia* sp.). Sulla base del ricco contenuto macro e micro paleontologico (recentemente anche conodonti, RIGO *et alii*, 2009) il Calcarea di Zu è stato attribuito al Retico. Le analisi biostratigrafiche con palinomorfi (CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994) hanno ubicato il limite Norico-Retico entro lo Zu Inferiore, poco al di sotto del primo orizzonte carbonatico a coralli. I recenti rinvenimenti di conodonti - *Misikella posthernsteini* Kozur & Mock, *Misikella hernsteini*

(Mostler) and *Misikella* n. sp. (RIGO *et alii*, 2009) - in diversi orizzonti del C. di Zu della Valle Imagna ha permesso di attribuire interamente al Retico tutta questa unità. Il limite Retico-Hettangiano è stato anch'esso recentemente riposizionato in corrispondenza del limite C. di Zu - f. di Malanotte (CIRILLI *et alii*, 2000, GALLI *et alii* 2005, 2007).

L'associazione delle macro-microfacies evidenzia un ambiente deposizionale di profondità generalmente medio-bassa, a sedimentazione mista carbonatica-marnosa, inquadrabile in un sistema deposizionale di rampa carbonatica (LAKEW,1990; JADOUL *et alii*, 1994, GALLI *et alii* 2007) caratterizzato dalla sedimentazione ciclica di facies da bassa a alta energia (ambienti di rampa da intermedia a prossimale). I due episodi di progradazione regionale (carbonati di rampa prossimale al tetto dello Zu Inferiore e Superiore) sono stati interpretati come connessi a variazioni relative del livello del mare e permettono di identificare all'interno del Calcere di Zu due sequenze deposizionali (LAKEW,1990; JADOUL *et alii*, 1994; GAETANI *et alii*, 1996; GALLI *et alii*, 2007).

Età: Retico.

1.2.25. - *Formazione dell'Albenza (ALZ)*

Questa caratteristica unità carbonatica, nota da tempo come Dolomia a Conchodon (STOPPANI 1860; GNACCOLINI, 1964) è stata recentemente rivisitata dal punto di vista stratigrafico-sedimentologico da JADOUL & GALLI (2008) e indicata con il nome di formazione dell'Albenza e con la sezione di riferimento sul monte omonimo (Foglio 076-Lecco).

L'unità affiora limitatamente in località Miragolo di Endenna (cima quotata 1092: M. Castello), sul Cavlera e in Val Vertova.

Le litofacies sono prevalentemente calcaree, localmente dolomitizzate, di colore grigio-nocciola, in strati e banchi amalgamati. Alla base prevalgono le calcareniti oolitiche con laminazioni oblique, in lenti con superfici erosionali e con noduli di selce nocciola (M. Castello); superiormente si alternano prevalenti calcari nocciola fini, localmente laminati, con livelletti di brecciole intraformazionali e qualche intercalazione di calcareniti fini. Nel F. 077-Clusone le calcareniti oolitiche e gli orizzonti dolomitizzati sono meno rappresentati rispetto alla successione più tipica delle Prealpi Bergamasche (JADOUL *et alii*, 2000)

Le microfacies sono spesso interessate da pervasive ricristallizzazioni; i calcari fini sono *packstone* intra-bioclastici con granuli micritizzati e raro quarzo autigeno e prevalenti *packstone* fini a peloidi, localmente laminati e microspartiti. Le calcareniti sono *grainstone* oolitici con intraclasti, oncoidi e bioclasti (bivalvi, microbialiti, gasteropodi, echinodermi, brachiopodi, ostracodi, rare dasycladacee); i grani sono spesso rivestiti, micritizzati e localmente sostituiti da calcedonio.

Lo spessore è mediamente inferiore rispetto a quello delle sezioni di riferimento: al M. Castello è stato valutato circa 80 m (POLLINI, 1955) mentre sul Cavlera (BERSEZIO *et alii*, 1997) supera i 40 m. In valle della Vertova lo spessore si mantiene attorno a 80-90 m.

Il limite inferiore con la formazione di Malanotte è netto, evidenziato dalla comparsa di calcareniti oolitiche nocciola in banchi amalgamati. Il limite superiore con il Calcarea di Sedrino è pure netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigi ben stratificati con sparsi noduli di selce e (Cima di Cavlera) calcari con fossili silicizzati (corrisponde al “*Grenzbivalvenbank*” KRONEKER, 1910). I macrofossili sono rari, per lo più piccoli bivalvi (pectinidi). Questa unità in passato era attribuita al Retico superiore con la sola parte sommitale datata Hettangiano basale (zona a *Angulata*) sulla base di faune presenti nel soprastante Calcarea di Sedrino, (zona a *Liasicum*) (GAETANI, 1970; LOZAR, 1992; MCROBERTS, 1994). I più recenti studi biostratigrafici con palinomorfi e bivalvi (GALLI *et alii*, 2005, MCROBERTS com. pers.) per individuare il limite T/G in Lombardia hanno permesso di attribuire interamente quest’unità all’Hettangiano inferiore.

L’ambiente deposizionale è un’estesa piattaforma carbonatica, in prevalenza subtidale, caratterizzata da un’elevata produttività in ooliti, fanghi pellettiferi e micrite.

Età: Hettangiano inferiore.

1.2.26. - *Calcarea di Sedrino* (SED)

Il Calcarea di Sedrino è stato istituito da FRANCANI (1967) e formalizzato dallo stesso l’anno successivo (FRANCANI, 1968), con area-tipo in Val Brembana nella località omonima. Nel Foglio Bergamo a scala 1:100000 (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1954) è cartografato come “facies calcaree fossilifere dell’Hettangiano”.

Questa formazione affiora limitatamente in corrispondenza delle cime dei monti Castello (Miragolo), Cavlera e Cedrina. La sezione più rappresentativa affiora lungo la strada che sale il versante E del Cavlera da quota 1060 a q. 1100 m.

L’unità è costituita da calcari grigi e grigio-scuri in strati decimetrici con superfici di strato leggermente ondulate per la presenza di sottili giunti marnosi e stilolitici; prevalgono nettamente le calcilutiti con dispersi noduli di selce. Alla base è presente (gruppo del Cavlera) un livello fossilifero con bivalvi silicizzati (prevalentemente ostreidi, *Grenzbivalvenbank* di KRONEKER, 1910) e alla sommità intercalazioni di calcareniti (“Banco a Brachiopodi”; RASSMUSS, 1912). Nel Foglio 077-Clusone sembrano assenti le calcareniti oolitiche con selci bianche e brachiopodi (FRANCANI, 1967; GAETANI, 1970).

Le microfacies sono in prevalenza *mudstone* e *wackestone* localmente bioturbati e con dispersi bioclasti di crinoidi, echinodermi, brachiopodi, bivalvi e rare spicole di spugne. Subordinati sono i *packstone* fini peloidali con piccole oncoliti e laminazioni microbialitiche.

Lo spessore massimo di questa unità, nella successione del Cavlera, è stato stimato in 70-80 m, in Val Vertova supera i 100 m, mentre sul M. Castello affiora solo la parte basale dell'unità (circa 10 m).

Il limite inferiore con la f. dell'Albenza è abbastanza netto e viene ubicato in corrispondenza della comparsa di calcari, meglio stratificati e di colore grigio, che presentano sottili interstati marnosi e noduletti di selce scura.

Nel Foglio 077-Clusone quest'unità non è molto fossilifera a eccezione dell'orizzonte basale con bivalvi silicizzati (ostreidi, brachiopodi) e serpulidi rivestiti da incrostazioni microbialitiche rinvenuto sul Cavlera. Il Calcare di Sedrina, in base alla biostratigrafia a ammoniti, brachiopodi (GAETANI, 1970) e alla sua posizione stratigrafica è datato Hettangiano medio-superiore.

L'ambiente deposizionale è uno *shelf* carbonatico subtidale - rampa distale, con fondali al di sotto dell'azione delle onde e sedimentazione fangosa micritico-peloidale derivante, verosimilmente, dalla piattaforma carbonatica orientale della Corna (Lago d'Iseo). Questa unità rappresenta, nelle Prealpi Lombarde centro-occidentali, l'episodio trasgressivo più importante responsabile dell'annegamento della piattaforma hettangiana inferiore.

Età: Hettangiano medio-superiore.

1.2.27. - *Calcare di Moltrasio (MOT)*

L'unità mantiene il nome storico proposto da STOPPANI (1857) nel settore lariano ("*Lombardische Kiesenalk*" di BERNOULLI, 1964); essa presenta analogie con il Calcare di Gardone Valtrompia del settore a E del Lago d'Iseo e costituisce, con il Calcare di Domaro, il Gruppo del Medolo. L'unità affiora unicamente sulle cime dei monti Cedrina e Cavlera; l'unica sezione rappresentativa affiora lungo la strada Orezza-Aviatico. Le facies più caratteristiche sono calcari grigio scuri in prevalenza micritici, sovente bioturbati, in strati planari di spessore sino a pluridecimetrico con intercalazioni centimetrico-decimetriche di marne e calcari marnosi. Sono presenti grandi noduli di selce nera con caratteristica silicizzazione progressiva, incompleta, che procede dai bordi degli strati, e qualche intercalazione calcarenitica fine con laminazioni parallele. Nella parte basale (M. Cavlera) si intercalano orizzonti lenticolari, di spessore sino a plurimetrico, di breccie caotiche sia intraformazionali che poligeniche (**MOT_a**, "Breccie Liassiche" di BERSEZIO *et alii* 1997). I clasti,

subarrotondati, sono in prevalenza di calcilutiti e calcari marnosi grigi e grigio-scuro intrabacinali e presentano spesso un supporto di matrice (paraconglomerati). Questa litofacies che caratterizza la base delle successioni marginali gli alti strutturali liassici del Bacino Lombardo è stata cartografata separatamente dalle facies tipiche del calcare di Moltrasio nonostante i suoi limitati affioramenti.

Le microfacies sono costituite da *mudstone* bioturbati, *wackestone* e *packstone* in prevalenza intraclastici, localmente bioclastici con molte spicole di spugna, radiolari calcitizzati, echinidi, crinoidi. Le “Brecce Liassiche” sono costituite da *rudstone* e *floatstone* con clasti di prevalenti *mudstone* intraformazionali e litoclasti del sottostante Calcare di Sedrina.

Lo spessore è superiore a 150 m (M. Cedrina); le “Brecce Liassiche” raggiungono lo spessore massimo di 10-15 m (M. Cavlera).

Il limite inferiore con il Calcare di Sedrina nel Foglio 077-Clusone è generalmente transizionale ma rapido, ed è evidenziato dalla comparsa di calcari e calcari marnosi grigio scuro con tipica patina di alterazione grigio-ocra. Il limite superiore con il C. di Domaro non affiora nel Foglio 077-Clusone.

I limitati affioramenti di questa unità non presentano fossili significativi. Il calcare di Moltrasio è attribuito al Sinemuriano-Pliensbachiano *p.p.* in base alla biostratigrafia a ammoniti (GAETANI, 1975, con bibliografia) anche se non si esclude un’età Hettangiano sommitale per la base dell’unità. Nel Foglio 077-Clusone non affiora la parte sommitale dell’unità.

Le associazioni di facies evidenziano un ambiente di pendio-bacino caratterizzato da una sedimentazione mista calcareo-marnosa (torbiditi carbonatiche diluite); la locale risedimentazione grossolana (“Brecce Liassiche”) documenta i movimenti e gli accumuli gravitativi (*debris flow*) sul pendio o al piede della scarpata tettonica che delimitava verso oriente il paleoalto del M. Poieto - M. Rena. Nel complesso il calcare di Moltrasio segnala la fase di strutturazione principale del Bacino Lombardo durante il Lias inferiore, nel corso della quale si individuano i contrapposti domini di alto strutturale e di bacino, delimitati da faglie normali sinsedimentarie, tettonicamente attive.

Età: Sinemuriano.

1.3 - FILONI PORFIRITICI E PICCOLI CORPI IPOABISSALI

1.3.1. - Filoni andesitici (fn)

Nel Foglio 077-Clusone affiorano, sottoforma di piccoli ammassi e soprattutto filoni stratoconcordanti e discordanti, corpi ipoabissali definiti generalmente in bibliografia con il termine di “porfiriti”. La loro presenza è stata già segnalata alla fine del 1700, ma il loro significato genetico viene

discusso nella seconda metà dell'800 a partire da STOPPANI (1871) che li considerava come effusioni di età retica. CACCIAMALI (1920) considera questi corpi, già riconosciuti filoniani da FORNI (1888) e TARAMELLI (1898), di età terziaria, come accettato anche da DE SITTER e DE SITTER-KOOMANS (1949). Desio (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) ritorna all'età mesozoica, mentre l'età terziaria viene riproposta da MOTTANA (1966), DE MICHELE & ZEZZA (1973; 1978) e BECCALUVA *et alii* (1983). Datazioni isotopiche ottenute da CASATI *et alii* (1976) ripropongono una età mesozoica, mentre le datazioni numeriche più recenti (ZANCHI *et alii*, 1990a; FANTONI *et alii*, 1999) li attribuiscono al Terziario. Recentemente datazioni su zirconi (D'ADDA *et alii*, 2011) hanno fornito età affidabili di 39 ± 1 Ma per le daciti e andesiti di Gandino.

I corpi ipoabissali sono particolarmente diffusi nell'area sud-orientale del Foglio 077-Clusone, soprattutto nel settore della Val Gandino, dove è riconoscibile anche un piccolo *stock* sul fondovalle della Val d'Agro e sul versante meridionale del Pizzo Formico. Altri filoni sono presenti in maniera sporadica più a N, nelle valli dei torrenti Ognà e Rino. Presso Premolo (Costa Belloro) è presente un corpo filoniano di spessore plurimetrico che affiora estesamente grazie alle condizioni di giacitura.

Si tratta generalmente di corpi con struttura porfirica, caratterizzati da fenocristalli sino a centimetrici di plagioclasio e orneblenda, con più rara biotite e localmente quarzo; tra i minerali accessori si rinviene apatite, zircone, ilmenite, titanite, magnetite e pirite. In genere i filoni sono intensamente alterati, con formazione di zeoliti, calcite, idrossidi di ferro, clorite e epidoto. La massa di fondo è in genere a grana molto minuta, cosa che rende complessa una corretta e precisa analisi modale (DE MICHELE *et alii*, 1983). Dal punto di vista litologico, le porfiriti affioranti nel Foglio 077-Clusone sono costituite da andesiti. Analisi sul chimismo di alcuni affioramenti (Costa Belloro, Gandino, Fiorano al Serio, Lefte, Endine) consentono di riferire le porfiriti a una serie tholeitica-calcicalina; il carattere calcicalino di questi corpi è anche evidenziato dalla analisi delle terre rare (DE MICHELE *et alii*, 1983). Confronti con analisi effettuate su campioni provenienti da masse periferiche basiche e tonaliti del massiccio dell'Adamello (DE MICHELE & ZEZZA, 1973; 1978) hanno evidenziato una possibile correlazione, anche se le manifestazioni della bergamasca presentano un tenore di K_2O più basso, che potrebbe essere indice di una relativa antecedenza genetica.

Molti dei filoni osservati si impostano lungo lineamenti tettonici (sovrascorrimenti e faglie verticali) indicando una messa in posto successiva a una importante fase tettonica. Rapporti analoghi sono riportati da ZANCHI *et alii* (1990a) e D'ADDA *et alii* (2011), che hanno datato un filone che attraversa un sovrascorrimento nel settore della Presolana ottenendo età

(K/Ar) di 49.7 ± 1.3 e 55.2 ± 1.4 Ma. Un datazione più recente e più affidabile (U/Pb su zirconi) dello stesso filone (D'ADDA *et alii*, 2011) ha fornito una età di 42 ± 1 Ma. Queste osservazioni portano a ritenere che la messa in posto dei filoni sia successiva, o al massimo contemporanea, alla messa in posto delle principali unità tettoniche delle Prealpi bergamasche (fase eoalpina) e che probabilmente preceda di pochi milioni di anni l'intrusione dell'Adamello (discussione in cap.V), consentendo di definire una età minima per la messa in posto delle unità tettoniche principali delle Alpi Meridionali (D'ADDA *et alii*, 2011).

Età: Terziario.

2. - SIGNIFICATO GEODINAMICO DELL'EVOLUZIONE STRATIGRAFICA DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA

(a cura di F. Berra, F. Jadoul)

L'evoluzione stratigrafica della successione affiorante nel Foglio 077-Clusone e settori limitrofi (Fig. 15) ha consentito di costruire curve di subsidenza totale e tettonica tra il Permiano inferiore e il Cretacico superiore attraverso ideali transetti orientati N-S Val Brembana (BERRA & CARMINATI, 2010). Le curve di subsidenza presentate da BERRA & CARMINATI (2010) coprono un settore compreso tra il Piemonte orientale e la Val Camonica e sono state ottenute decompattando la successione sedimentaria secondo il modello proposto da ALLEN & ALLEN (1990). Le curve non considerano le variazioni eustatiche assolute in quanto di difficile quantificazione. Anche la correlazione delle variazioni eustatiche globali con quelle osservate nella serie affiorante nel Foglio 077-Clusone è talora problematica a causa della risoluzione biostratigrafia delle successioni mesozoiche alpine, che non consente una correlazione sicura con la curva di HAQ *et alii*, 1987 (MIALL & MIALL, 2001).

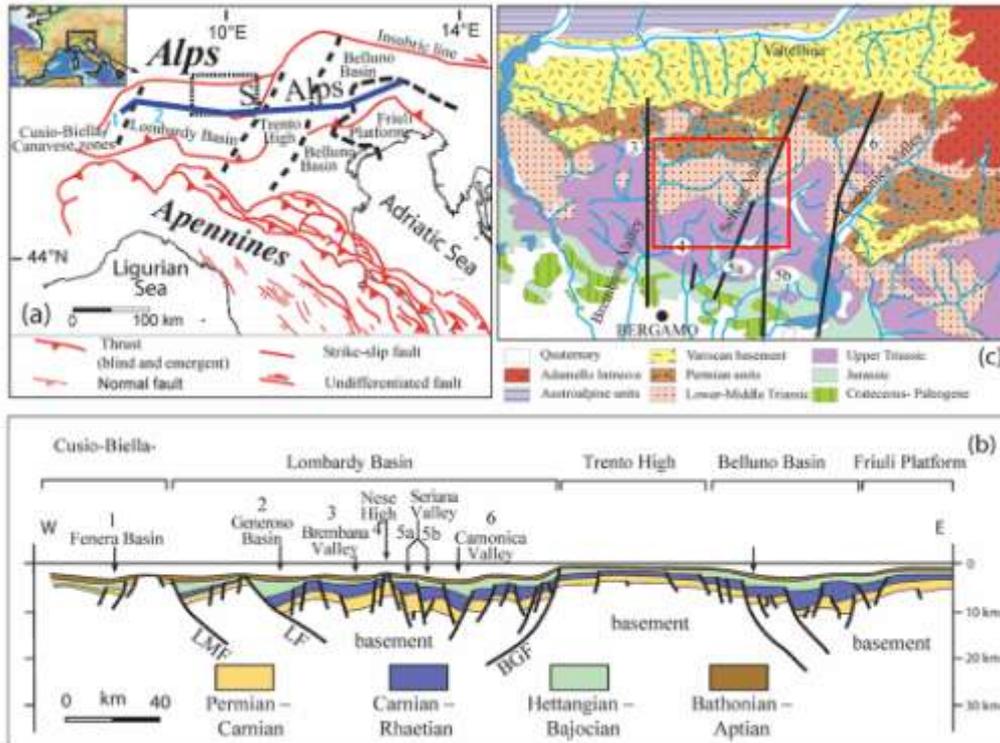


Fig. 15- Posizione delle curve di subsidenza disponibili per le Alpi Meridionali centro-occidentali, con l'ubicazione (riquadro rosso) del Foglio 077-Clusone (modificato, da BERRA & CARMINATI, 2010).

Le curve di subsidenza tettoniche e totali (Fig. 16) sono state ottenute sottraendo l'effetto del carico dei sedimenti sulla subsidenza, secondo il modello classico di questi autori. Le correzioni batimetriche sono particolarmente problematiche per la successione giurassico-cretacica, dove sono limitati i vincoli disponibili, mentre le incertezze sono minori nella successione triassica, con l'esclusione di alcuni intervalli stratigrafici. Le curve ottenute evidenziano una netta separazione tra la storia del Permiano inferiore e quella successiva, separate da una lunga lacuna che individua due differenti storie evolutive. La successione del Permiano inferiore (gruppo dei Laghi Gemelli) presenta notevoli problemi di datazione legati alla scarsità di strumenti paleontologici: utilizzando le età disponibili in letteratura si ricava una curva con elevati tassi di subsidenza tettonica (la più elevata nell'intervallo studiato) che ben si coniuga con le evidenze stratigrafiche di una tettonica sindeposizionale distensiva o transtensiva.

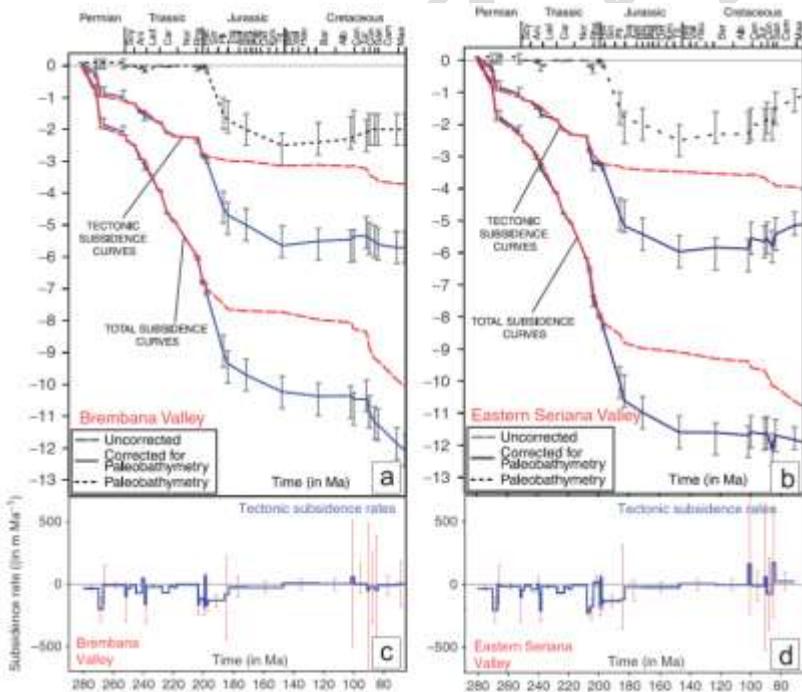


Fig.16 – Curve di subsidenza per la Val Brembana e la Val Seriana occidentale (a, b rispettivamente) e ricostruzione dei tassi di subsidenza per i due settori (c, d) (modificato, da BERRA & CARMINATI, 2010).

La successiva evoluzione iniziata con la deposizione del Verrucano Lombardo evidenzia una storia caratterizzata da una subsidenza

generalmente costante, interrotta da un aumento di subsidenza coincidente con l'annegamento dell'Anisico superiore (calcare di Prezzo): questo aumento di subsidenza potrebbe in realtà essere apparente e dovuto a una risalita del livello del mare di qualche decina di metri; ipotizzando una risalita eustatica di qualche decina di metri l'evidenza di un aumento di subsidenza tende a scomparire. La curva in generale è compatibile con l'evoluzione di un margine passivo: sia i tassi di subsidenza (circa 40 m per Ma) che l'andamento della curva sono compatibili con la subsidenza che doveva svilupparsi all'interno del golfo della Tetide. In alcuni intervalli (Permiano, Anisico e Norico) i tassi di subsidenza raggiungono anche i 200 m/Ma, evidenziando anche differenti tassi nelle diverse curve. Il significativo sollevamento che si evidenzia attorno al passaggio Triassico-Giurassico non sembra legato né a variazioni batimetriche (che, al contrario, indicano un passaggio a situazioni più profonde dalla formazione dell'Albenza al Calcare di Sedrina) né a variazioni eustatiche significative: questo sollevamento tettonico potrebbe essere legato alle prime fasi di sviluppo del *rifting* liassico che porterà all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese. Tale *rifting* è documentato dalla potente successione giurassica (in particolare dal Gruppo del Medolo) e dall'aumento della batimetria: in questo quadro geodinamico il sollevamento documentato durante l'Hettangiano potrebbe essere interpretato come una evidenza del rigonfiamento crostale che nei modelli di sviluppo di *rifting* precede la fase di fratturazione crostale e il successivo sviluppo di un bacino oceanico.

La differenza tra le curve nei diversi settori (Val Seriana e Val Brembana per quanto riguarda il Foglio 077-Clusone) evidenzia la presenza di faglie sindeposizionali attive in alcuni intervalli di tempo, permettendo di evidenziare i tempi e tassi di attività di queste faglie semplicemente dal confronto tra le curve di subsidenza (BERRA & CARMINATI, 2010).

3. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE

3.1 - UNITÀ NON RIFERIBILI ALLA FISOGRAFIA ATTUALE

(a cura di C. Ferliga)

3.1.1. - Conglomerato di Baita della Forcella (BAF)

DEFINIZIONE - Diamictiti litificate a clasti spigolosi carbonatici locali (depositi di versante). Lembi isolati dall'erosione e non in equilibrio con la morfologia attuale.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione; litosoma cartografato come calcare di Esino in FORCELLA & JADOUL (2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Testata della Val Nossana, dosso a E dell'omonima baita; litotipi analoghi sono presenti anche sul versante meridionale di Cima di Grem presso Baita Alta (quota 1361).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su calcare di Esino o formazione di Gorno, limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica. Troncato dall'idrografia attuale, con dislivello superiore agli 800 m.

LITOLOGIA – Depositi di frana: diamictiti massive a supporto clastico o di matrice arenacea grossolana e clasti sino a metrici spigolosi; conglomerati a supporto clastico e matrice arenacea, clasti da centimetrici a 20 cm, spigolosi; intercalazioni metriche di arenarie grossolane e conglomerati fini, a clasti spigolosi; nella parte sommitale blocchi metrici sparsi. Clasti costituiti da calcare di Esino, localmente presenti livelli con clasti esclusivamente di Calcare Metallifero Bergamasco. Depositi litificati, con superficie sommitale carsificata e priva di cementazione.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Piastroni conservati alla sommità di dossi rilevati, completamente svincolati dalla morfologia attuale: versante di alimentazione assente, depositi appoggiati su ripiani sospesi per oltre 800 m rispetto alle valli in cui sedimenta la successione continentale plio-pleistocenica.

ETÀ - Posizione stratigrafica, quota e geometria dei depositi implicano un'età premessiniana, quindi entro un generico Neogene.

3.1.2. - *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 pluricentimetrico.

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).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti a monte di Rovetta, da quota 800 m a quota 1110 m s.l.m.

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 in discordanza sui conglomerati di Campos (gruppo del Culmine) o direttamente sulla successione norica.

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.

MORFOLOGIA - Non conservata. Placche di depositi glaciali in posizione di cresta e nettamente troncate dai versanti attuali (Fig. 17).

ETÀ – Gelasiano.

3.1.3. - 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, 1974); Complesso di Castione *p.p.*, (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO -Versante destro della valle del Valeggia (Fino del Monte) e versante sinistro di fronte al ponte vecchio che unisce Rovetta a Songavazzo; scarpata di Dosso Foppe.

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; clasti 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 clasti 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 ocraceo-rosata e abbondanti clasti 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 San Giovanni Bianco). Cementazione buona nei litotipi a granulometria più grossolana; talora scarsa in quelli più fini.

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. Presso Dosso Foppe, morfologia non conservata.

PALEOGEOGRAFIA - Il conglomerato di Fino del Monte è più antico (Fig. 17) 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, nel limitrofo Foglio 078–Breno, e per il quale non sono identificabili a valle di San Lorenzo di Rovetta-Songavazzo - entro l'attuale Val Borlezza - affioramenti correlabili per quote e litologia (Fig. 5). Dai dati di terreno non appare quindi possibile definire l'originario bacino di pertinenza (Serio? Oglio?) del paleo-Gera durante queste fasi, anteriori all'apertura del profondo solco della Val Borlezza attuale. L'unità viene per tale motivo descritta fra quelle non riferibili alla fisiografia attuale.

ETÀ - Pleistocene inferiore.

3.2 - BACINO DELL'OGLIO: ANFITEATRO DEL GERA VALEGGIA BORLEZZA

(a cura di C. Ferliga)

3.2.1. - 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 arenizzati nei depositi alluvionali locali, assenti in quelli glaciali; morfologie non conservate.

SINONIMI – Unità di Stalle d'Onito (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Stalle d'Onito (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fra Songavazzo e Rovetta.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato; nei depositi glaciali: arenarie del Verrucano arenizzate,

conglomerati con *cortex* centimetrico friabile, marne ocra argillificate, carbonati assenti, colore matrice 5YR.

Limite inferiore erosionale su Dolomia Principale (depositi glaciali); limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica; troncato dalla superficie erosionale entro cui sedimenta il sintema di Prati di Sta (Fig. 17).

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con clasti e blocchi silicatici residuali di provenienza camuna.

- Depositi alluvionali locali e di *debris-flow*: ghiaie stratificate a supporto clastico e matrice sabbiosa pedogenizzata, clasti subarrotondati carbonatici locali; diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa e clasti carbonatici subangolosi di alimentazione dalla Val Borlezza o dai versanti soprastanti.

MORFOLOGIA - Non conservata per i depositi glaciali. Parzialmente conservata, in erosione, per quelli alluvionali locali, terrazzati.

ETÀ – Calabriano.

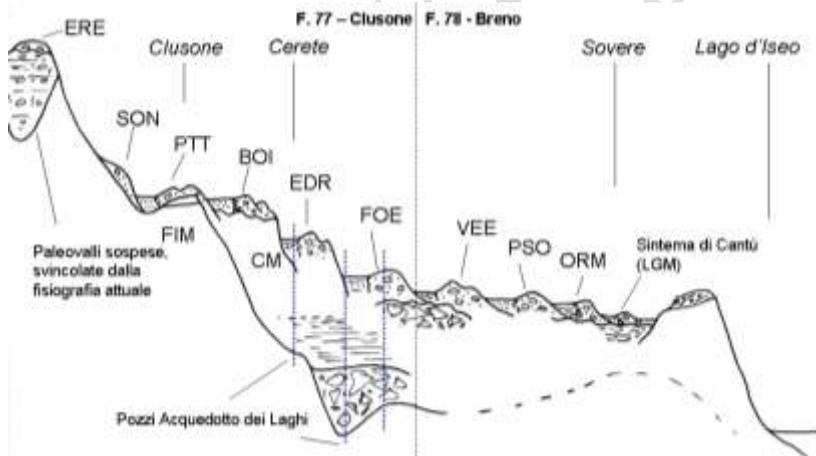


Fig. 17 - Schema dei rapporti stratigrafici fra le unità dell'anfiteatro della Val Borlezza.

3.2.2. - Sintema di Prati di Sta (PTT)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti camuni (*till* di alloggiamento); conglomerati a cementazione ottima, con clasti arrotondati (depositi fluvioglaciali); diamicton con clasti spigolosi locali

SINONIMI - fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa un metro (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1974); morene fresche raccordabili alle cerchie interne (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1974); 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).

AREA DI AFFIORAMENTO - Piana di Clusone, fra Fiorine e Dosso San Francesco.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - 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.

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 (Fig. 17).

LITOLOGIA - Depositi fluvioglaciali: conglomerati grossolanamente stratificati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti mal selezionati a spigoli arrotondati e forma irregolare; conglomerati in corpi stratoidi, supporto clastico, matrice scarsa o assente, con clasti 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 clasti 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.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata, in erosione. Cordoni morenici frontali molto arrotondati e difficilmente distinguibili, a cui si raccorda un'evidente superficie reincipa che scende verso il bacino del Serio.

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.

3.2.3. - 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); ghiaie stratificate a clasti locali o di alimentazione camuna (depositi alluvionali e fluvioglaciali). Profilo di alterazione troncato, silicoclasti arenizzati, colore 7.5YR-5YR.

SINONIMI - Morene fresche raccordabili alle cerchie interne, alluvioni antiche terrazzate (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1974); morene fresche

(ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Bossico (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Porzione interna dell'anfiteatro morenico di San Lorenzo di Rovetta, sino a Cerete alta.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Nella piana fra San Lorenzo e Cerete alta, 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 clasti 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 o sui depositi della successione del Valeggia (supersistema della Colma del Piano, Tab. 8); limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica, e troncato dalla superficie entro cui sedimenta il sistema di Cedrini (Fig. 17).

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.

- Depositi alluvionali: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa in strati suborizzontali, clasti da subarrotondati a arrotondati, selezione buona, carbonatici locali e silicatici camuni.

MORFOLOGIA - Ben conservata, in erosione. Cordoni morenici a profilo arrotondato sezionati da scaricatori glaciali presenti in più ordini fra San Lorenzo e Vogno; morena su cui sorge la chiesa di Cerete alta e evidenti morene (Foglio 078-Breno) di Palà basso.

PALEOGEOGRAFIA - Fase in cui la diffluenza camuna arriva sino al ripiano di San Lorenzo di Rovetta, ammantando i depositi più antichi quivi presenti; i depositi alluvionali locali e fluvio-glaciali drenano quindi verso la valle del Serio.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.2.4. - *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); ghiaie clinostratificate a supporto di matrice, clasti mal selezionati (depositi di contatto glaciale); diamicton massivo a

supporto di matrice e ghiaie a clasti subangolosi carbonatici locali (depositi di versante). Profilo di alterazione troncato, carbonati assenti, silicoclasti arenizzati, colore 7.5YR-5YR.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, comprendente depositi glaciali attribuiti in passato all'ultima avanzata glaciale: morene fresche raccordabili alle cerchie interne (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1974); morene fresche (ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Cedrini (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Parte bassa del versante sinistro della Val Borlezza, sino al ripiano a monte di Cerete bassa.

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 (Fig. 17).

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.

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 alta e Cerete bassa, e formando un limitato bacino lacustre di contatto a N di Cerete bassa.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.2.5. - 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 con clasti carbonatici locali, cementazione variabile (depositi alluvionali); limi e argille limose laminate (depositi lacustri). 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, 1974); morene fresche (ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Fonteno (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle del Borlezza, terrazzo che risale verso NW da q. 480 (conoide di Covale) sino a q. 520 a N di Cerete bassa.

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; metamorfiti 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 (Fig. 17).

LITOLOGIA - Deposit 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.

- Deposit 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.

- Deposit 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.

- Deposit lacustri: limi e argille limose laminate, con intercalazioni di sabbie fini.

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. A S di Piazza, sul versante destro, piana di origine lacustre sospesa e terrazzata, al contatto con i depositi glaciali frontali.

PALEOGEOGRAFIA - Piana alluvionale del Gera-Valeggia con deflusso sbarrato dalla diffiuenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle, e la cui fronte si attestava in corrispondenza del margine del foglio.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.2.6. - *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, con 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, 1974); 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).

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 bassa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato dall'attività antropica. Su depositi glaciali (Foglio 078-Breno) 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 giustappongono i depositi del sintema di Piazza di Sovere (Fig. 17).

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.

MORFOLOGIA - Ben conservata. Depositi alluvionali incisi e terrazzati, con scarpate sospese sino a 20 m sull'alveo attuale, sostenuti dai depositi glaciali correlati presenti nel limitrofo Foglio 078-Breno; 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 diffluenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle ostacolandone il deflusso, attestandosi presso il margine del limitrofo Foglio 078-Breno.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.2.7. - *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 con clasti carbonatici locali (depositi alluvionali). 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, 1974); 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).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle della Val Borlezza, presso Cerete bassa; superficie terrazzata ben riconoscibile a partire da q. 425 sino a q. 475-480 entro l'abitato di Cerete bassa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo d'alterazione troncato; su depositi glaciali (Foglio 078-Breno) 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 (Fig. 17). Limite superiore localmente sepolto da depositi di colata riferibili al sintema del Po.

LITOLOGIA - Depositi 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.

- Depositi 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.

MORFOLOGIA - Ben conservata; terrazzi alluvionali e corpi legati a trasporto in massa, raccordati ai depositi glaciali presenti nel limitrofo Foglio 078-Breno.

PALEOGEOGRAFIA - Depositi alluvionali alimentati dalla valle Gera-Valeggia, sbarrati dalla diffluenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle ostacolandone il deflusso, e la cui fronte si attesta presso Piazza di Sovere, nel limitrofo Foglio 078-Breno.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.2.8. - *Sintema di Sovere (VEE)*

DEFINIZIONE - Ghiaie a supporto di matrice con clasti subangolosi (depositi di *debris-flow*); ghiaie e sabbie medie e fini stratificate (depositi alluvionali). Clasti carbonatici locali. 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, 1974; ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Sovere (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle della Val Borlezza, presso Cerete bassa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo d'alterazione troncato; su depositi glaciali (Foglio 078-Breno) 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 (Fig. 17).

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.

MORFOLOGIA - Ben conservata; lembi di terrazzi alluvionali sospesi sino a 15 m rispetto all'alveo attuale.

PALEOGEOGRAFIA - A E del limite del foglio, appena a monte di Sovere, i depositi alluvionali si raccordano ai depositi glaciali frontali della diffidenza del ghiacciaio camuno, responsabile dello sbarramento della Val Borlezza e della loro aggradazione.

ETÀ - Pleistocene medio o superiore.

3.3 - BACINO DELL'ALTO SERIO: UNITÀ DISTINTE NEGLI ASSI VALLIVI

(a cura di C. Ferliga)

3.3.1. - Conglomerato del Vendulo (VED)

DEFINIZIONE - Conglomerati e arenarie in corpi lenticolari (depositi alluvionali); conglomerati in corpi clinostatificati a clasti spigolosi (depositi di versante). Clasti locali (calcare di Esino). Litificati e carsificati. SINONIMI – Unità del Vendulo (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante orientale del Monte Secco, a W di Ludrigno, a partire da quota 900 m sino a q. 1400 m circa.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore su calcare di Esino; limite superiore coincidente con la superficie topografica alle quote minori, coperto da depositi di versante del sistema del Po alle quote più elevate. Troncati dalla valle attuale e sospesi sino a oltre 400 m.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in corpi lenticolari, a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti mediamente selezionati sino a decimetrici subarrotondati; conglomerati in corpi lenticolari a base erosionale, supporto clastico e abbondante matrice, clasti sino a metrici subarrotondati, talora con evidenze di gradazione da inversa a diretta; arenarie grossolane in livelli decimetrici o lenti di estensione metrica, spesso gradate.

- Depositi di versante: conglomerati in corpi clinostatificati a supporto clastico con scarsa matrice limosa ocraceo-rosata, clasti ben selezionati, spigolosi, di forma appiattita, disposti parallelamente alla stratificazione, pellicole discontinue di cemento calcitico al contatto fra clasti; conglomerati in corpi clinostatificati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti mal selezionati spigolosi; diamictiti in corpi di spessore plurimetrico, a supporto di matrice fine litificata con abbondanti clasti sino a metrici spigolosi.

Clasti carbonatici di alimentazione locale. Facies fittamente intercalate e eteropiche, non distinguibili cartograficamente. Ammasso litificato, con clasti non separabili dalla matrice e superficie coperta da patina d'alterazione che impedisce di distinguere i singoli elementi, tanto che in passato è stato ritenuto calcare di Esino stratificato.

MORFOLOGIA - Piastrone a inclinazione minore rispetto ai versanti in roccia del Monte Secco, sospeso sino a 400 m rispetto alla valle entro cui sedimentano le unità plio-pleistoceniche (Fig. 18), e interrotto da un evidente lineamento NW-SE legato a deformazione gravitativa profonda. Carsificato al contatto col calcare di Esino (grotta LOBG47 – La Poderizza).

ETÀ - Posizione stratigrafica e geometria implicano un'età miocenica, anteriore all'approfondimento messiniano della Val Seriana.



Fig. 18 – Versante orientale del M. Secco: il piastrone dei conglomerati del Vendulo (VED) evidenzia un paleofondovalle sospeso, troncato dalla valle attuale e dislocato da piani di scivolamento gravitativo (in rosso). Il conglomerato di Groppino (ROP) è successivo rispetto alla dislocazione principale da esso suturata (foto C. Ferliga).

3.3.2. - Conglomerato del Dosso (OSO)

DEFINIZIONE – Conglomerati e diamictiti massive litificate, con clasti spigolosi sino a metrici, alimentati dalle pareti soprastanti (depositi di versante e di frana). Sospesi sino a 550 m rispetto al fondovalle attuale.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione; cartografato come calcare di Esino in FORCELLA & JADOUL (2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante destro della bassa valle dell'Ogna, a monte dell'abitato di Nasolino, da q. 970 sino a q. 1150 m s.l.m.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore su Formazione di Breno; limite superiore erosionale, su cui si giustappone il conglomerato di Foppello (gruppo del Culmine, Tab. 5) (Fig. 19b).

LITOLOGIA – Depositi di versante e di frana:

- conglomerati in banchi sino a metrici a supporto clastico e clasti spigolosi, con alternanze di livelli con matrice arenacea e clasti a minor selezione, da

centimetrici a decimetrici, e livelli con scarsa matrice e meglio selezionati, con clasti da 1 a 4 cm;

- diamictiti massive in banchi plurimetrici discontinui lateralmente, a supporto di matrice, con clasti spigolosi da centimetrici a metrici.

Clasti costituiti da calcari alimentati dalle pareti soprastanti. Depositi litificati, con spesso *case hardening* che maschera la tessitura.

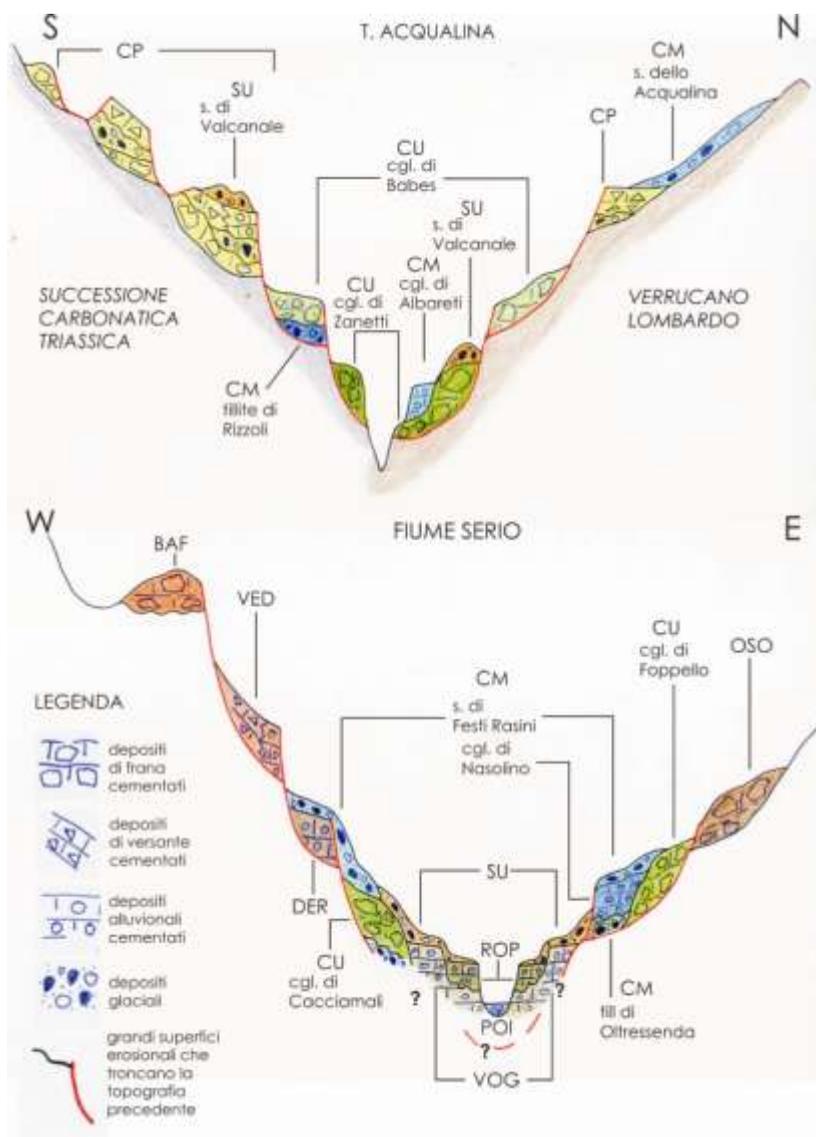


Fig. 19 - Schema dei rapporti stratigrafici fra le unità affioranti nella valle principale a N di Ponte Costone: a) valle del T. Acqualina e asse seriano (in basso) Il conglomerato di Gropino, descritto entro la successione dell'anfiteatro del Serio (3.4.12) ove presenta precise relazioni geometrico-stratigrafiche con le altre unità, viene mantenuto distinto anche entro la valle quale "livello marker" di aggancio fra successioni di eventi non altrimenti correlabili tra loro. Scala verticale maggiore rispetto a quella orizzontale.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Corpo di frana potente circa 350 m, appoggiato su di un paleofondovalle a quota stimata 800 m s.l.m., profondamente cementato in tutto lo spessore e successivamente re inciso dall'approfondimento della valle dell'Ogna sino a q. 600 m s.l.m. I conglomerati di Foppello (gruppo del Culmine) appoggiano lateralmente su di esso, e sedimentano entro l'incisione della valle attuale, affiorando sino all'alveo dell'Ogna; essi pertanto suturano l'evento polifasico attraverso cui si è impostato il reticolato idrografico attuale, la cui componente maggiore è collocabile nel Messiniano (BINI & CITA, 1978).

ETÀ – Non determinabile direttamente. Posizione stratigrafica, quota e geometrie implicano un'età miocenica, anteriore al Messiniano.

3.3.3. - *Conglomerato della Corna di Lader (DER)*

DEFINIZIONE – Conglomerati in strati o in lenti a stratificazione obliqua con clasti ben selezionati e arrotondati, arenarie laminate o gradate in strati decimetrici (depositi alluvionali); conglomerati clinostratificati (depositi di versante e di frana). Cementazione ottima; carsificati; lembi isolati dall'erosione, sospesi di 120 m sul fondovalle attuale.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione; vengono attribuiti a essa anche i conglomerati affioranti a Ceradello e indicati da TARAMELLI (1896) come "Alluvione villafranchiana".

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante settentrionale di Corno Falò, da quota 565 m sino a q. 870 m; ripiano di q. 650 a Ceradello; versante sopra Sant'Alberto e Martorasco.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sulla successione carnico-norica, inciso a quote nettamente inferiori a quelle della paleovalle a cui si raccordavano i conglomerati del Vendulo (Fig. 19b); troncati da una superficie erosionale polifasica che si approfondisce per almeno 180 m, entro cui sedimenta la successione dell'anfiteatro del Serio. Localmente ammantati da depositi glaciali del supersintema della Colma o dei sintemi della Trinità di Parre e di Vac.

LITOLOGIA – Depositati alluvionali: conglomerati in banchi metrici, a supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti con selezione da buona a ottima, da 1 a 3 cm, arrotondati; alla base conglomerati massivi a supporto clastico con matrice arenacea, mal selezionati, clasti arrotondati da 1 a 15 cm e sparsi blocchi sino a 40 cm; arenarie medie e grossolane in strati decimetrici, laminate e gradate; arenarie medie e grossolane in corpi metrici con stratificazione obliqua da barra. Clasti prevalentemente carbonatici: Dolomia Principale, calcari grigi (Esino), sparsi calcari neri; subordinate areniti fini verdine (<10 %), Verrucano (<10 %), gneiss (<10 %).

- Depositi di versante: conglomerati clinostratificati a supporto clastico e matrice arenacea scarsa, clasti spigolosi mal selezionati, sino a blocchi metrici, carbonatici provenienti dalle pareti soprastanti.

Facies eteropiche o intercalate a scala non cartografabile. Da ottimamente cementati sino a litificati, con pellicole millimetriche di cemento calcitico che riveste i clasti; localmente, nei livelli privi di matrice, vuoti riempiti da cementi microcristallini rosati.

MORFOLOGIA - Piastroni isolati dall'erosione e sospesi sino a 120 m rispetto al fondovalle attuale, profondamente carsificati in falda, con cavità decametriche e condotte freatiche.

ETÀ - Posizione stratigrafica e geometria dei corpi implicano un'età posteriore rispetto ai conglomerati del Vendulo, e anteriore a quella della valle attuale; si propone quindi un'età miocenica.

3.3.4. - Gruppo di Baita di Piazza Alta (CP)

DEFINIZIONE - Conglomerati stratificati con clasti carbonatici arrotondati (depositi alluvionali). Conglomerati clinostratificati con clasti mal selezionati e spigolosi (depositi di versante). Diamictiti con ciottoli e blocchi spigolosi (depositi di frana). Diamictiti a supporto di matrice fine con sparsi clasti carbonatici sagomati e striati (depositi glaciali). Da ottimamente cementati sino a litificati.

SINONIMI – Breccie villafranchiane (CHARDON, 1975); Unità di Baita di Piazza Alta (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Media e alta valle dell'Acqualina, tra i 1250 e i 1680 m di quota, sia lungo il versante meridionale sia sul versante settentrionale sopra l'abitato di Valcanale.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su unità della successione permiana o triassica; limite superiore erosionale polifasico, in parte ammantato dal sintema di Valcanale (supersintema della Selva di Clusone, Tab. 1). Depositi troncati dall'incisione entro cui sedimentano la tillite di Rizzoli (ss. della Colma del Piano, Tab. 7) e il conglomerato di Babes (gruppo del Culmine, Tab. 5) (Fig. 19a). Il gruppo riunisce placche discontinue di depositi isolati dall'erosione, al cui interno si osservano successioni confrontabili, caratterizzate da episodi di frana e/o trasporto in massa alla base, a cui segue un orizzonte discontinuo di tilliti di alimentazione locale, suturate da depositi alluvionali ben organizzati e depositi di versante e di frana ad essi eteropici.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: conglomerati grossolanamente stratificati in banchi decametrici, a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, ciottoli sino a decimetrici ben selezionati e arrotondati; conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto clastico e matrice scarsa o assente. Clasti prevalentemente carbonatici. Clasti di dimensioni

inferiori al decimetro talora disciolti, sino a conferire all'ammasso un aspetto cariato.

- Depositi di versante: conglomerati in corpi lenticolari o stratoidi clinostratificati, a supporto clastico o di matrice fine, clasti mal selezionati, spigolosi, alimentati direttamente dai versanti settentrionali del gruppo Cima Valmora - Cima del Fop.

- Depositi di frana: diamictiti a supporto clastico o di matrice fine, con blocchi spigolosi sino a metrici; clasti calcareo-dolomitici chiari (Esino), localmente abbondanti clasti carbonatici scuri (unità anisiche).

- Depositi glaciali: diamictite a supporto di matrice fine rosata litificata clasti calcarei mal selezionati, sino a decimetrici, da subarrotondati ad arrotondati, di forma irregolare con facce piane e talora striati. Presenti clasti a nucleo disciolto.

Depositi da ottimamente cementati sino a litificati; localmente carsificati in falda.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Parzialmente conservata; le facies alluvionali, eteropiche a facies di versante, costituiscono un ripiano suborizzontale sospeso sino a 360 m sulla valle attuale. Placche di depositi di versante e di frana con intercalate tilliti sono conservate sino a q. 1700 m circa, come lembi isolati dall'erosione e non in continuità col versante attuale. Depositi di versante e di frana con giacitura anomala sono presenti a quote correlabili anche sul versante sinistro della valle, troncati e isolati rispetto al versante di alimentazione.

Complessivamente si osserva una prima fase caratterizzata da un corpo di frana che riempie una paleovalle posta attorno a q. 1250 m s.l.m., successivamente re inciso; segue una fase di avanzata glaciale (tillite), e una successiva fase caratterizzata da depositi alluvionali e di versante.

Tutti questi elementi portano a riunire i singoli litosomi in un'unico gruppo, deposto in una fase in cui il fondovalle era non solo molto più alto dell'attuale ma anche con una topografia sensibilmente diversa; in particolare la presenza di depositi alimentati dal versante meridionale e conservati sul versante opposto implica che l'incisione dell'alta valle entro la successione permoanisica non fosse ancora completata.

L'unità viene cartografata quindi singolarmente, dato il significato nell'ambito dell'evoluzione dell'intera valle dell'Acqualina.

ETA'- Posizione stratigrafica e presenza di depositi glaciali intercalati implicano un'età gelasiana.

3.3.5. - *Conglomerato di Villa d'Ogna (VOG)*

DEFINIZIONE - Conglomerati e ghiaie con clasti ben selezionati, arrotondati, carbonatici con subordinati silicoclasti provenienti dall'alta valle; sabbie medie o grossolane (depositi alluvionali); diamictiti a blocchi

spigolosi di alimentazione locale (depositi di versante). Cementazione buona in superficie, assente entro l'ammasso.

SINONIMI – Fluvioglaciale Donau (CHARDON, 1975); Unità di Villa d'Ogna (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - In sinistra idrografica del Serio, lungo la scarpata del terrazzo che da Ardesio si estende sino a Ponte della Selva, la cui superficie è modellata sul conglomerato di Groppino, e negli scavi edilizi sul terrazzo stesso; in destra idrografica a N del km 30, presso Festi Rasini e a S di Ludrigno.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non esposto. Limite superiore coincidente con la superficie topografica o troncato da una superficie erosionale su cui si sovrappone il conglomerato di Groppino (successione dell'anfiteatro del Serio) nella sua prosecuzione entro l'alta valle (Fig. 19b, Fig. 20).

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: conglomerati grossolanamente stratificati in banchi metrici a base pianoparallela, supporto clastico con scarsa matrice arenacea, clasti ben selezionati, da 4 a 8 cm, ben arrotondati, debolmente appiattiti quelli di maggiori dimensioni, embricazione diffusa; ghiaie e conglomerati in corpi stratoidi a base erosionale, prevalentemente a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti mal selezionati, da centimetrici a decimetrici, ben arrotondati, subsferici o debolmente allungati; conglomerati e ghiaie in corpi lenticolari metrici, a supporto clastico con matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, inferiori ai 5 cm, subsferici, evidente stratificazione obliqua a scala decimetrica; sabbie medie o grossolane in singoli livelli di spessore variabile, in genere prive di strutture, talvolta laminate.

Nei livelli meglio selezionati e privi di matrice, clasti quasi esclusivamente carbonatici, provenienti dalla successione medio-triassica affiorante nell'area. Prevalgono calcari dolomitici chiari (calcare di Esino: 35%) e calcari grigio scuri della successione carnica (43%); subordinate le marne nere (11%) e le marne ocracee (11%); sporadici i silicoclasti del basamento cristallino e della successione permiana, più frequenti negli orizzonti più ricchi in matrice, dove possono costituire sino al 20 - 30% del materiale.

- Depositi di versante e di frana: diamictiti alla sommità dell'ammasso o diamicton intercalati nella successione, a supporto di matrice fine e clasti eterometrici spigolosi, di alimentazione strettamente locale.

Cementazione ottima lungo le superfici esposte, assente o scarsa entro l'ammasso.

Lungo la strada che sale a Villa d'Ogna, banchi conglomeratici e intercalazioni sabbiose evidenziano dislocazioni lungo una serie di piani con direzione circa E-W, subverticali debolmente immergenti verso N; essi ribassano la parte centrale dell'affioramento per un rigetto totale di circa 7-8

m, che si attenua verso l'alto. Tale assetto viene interpretato (CHARDON, 1966) come di origine tettonica; lineamenti analoghi dislocano la successione anche negli affioramenti di Festi Rasini e del km 30 della S.P. 671, suggerendo la possibilità di analisi strutturali specifiche volte a chiarire il problema.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata: terrazzo discontinuo elevato di circa 5-7 m rispetto a quello del conglomerato di Groppino. A S di Ludrigno evidente corpo di frana che forma un dosso rilevato rispetto alla superficie del terrazzo stesso (località Valzella).

ETÀ – Pleistocene inf. o medio.

3.3.6. - *Supersintema della Selva di Clusone (SU)*

DEFINIZIONE – Diamicton massivi a supporto di matrice (*till* d'ablazione); diamicton massivi a supporto di matrice, clasti sagomati e striati (*till* d'alloggiamento); ghiaie a clasti arrotondati e sabbie (depositi alluvionali e di contatto glaciale). Profilo di alterazione poco evoluto, colore 10YR, nell'alta valle 7.5YR; morfologie ben conservate.

SINONIMI – Würm *p.p.* (DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975); Complesso del Serio *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

Il supersintema riunisce tutti i depositi legati all'ultima avanzata glaciale (LGM) entro il bacino del Serio. In questa fase, le fronti dei ghiacciai delle valli laterali non raggiungono mai il ghiacciaio principale (Fig. 2), vengono quindi suddivisi in un sintema relativo alla valle del Serio (sintema di Martorasco) e una serie di sintemi locali (Tab. 1), tutti non distinti in carta.

ETÀ – Pleistocene superiore.

3.3.6.1. Sintema di Martorasco

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, clasti silicei e a S di Gromo subordinati clasti carbonatici (*till* di ablazione). Diamicton massivi a supporto di matrice limosa, clasti sagomati e striati (*till* di alloggiamento). Ghiaie a supporto di matrice sabbiosa fine con clasti arrotondati, ghiaie a supporto clastico e matrice assente (depositi di contatto glaciale). Profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice 10YR; nell'alta valle diviene 7.5 YR per la presenza di litotipi con elevato contenuto in Fe; morfologie ben conservate.

SINONIMI – Glaciale Würmiano *p.p.* (TARAMELLI, 1887; HAUPT, 1938 (*vide* Desio); SWOLFS, 1938 (*vide* Desio); DESIO, 1945; CHARDON, 1975); Unità della Selva di Clusone (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti della Val Seriana, da Piario verso N, e superficie del terrazzo in sinistra idrografica presso Piario.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice 10YR; nei depositi dell'alta valle diviene 7.5 YR per la presenza di litotipi con elevato contenuto in Fe.

Limite inferiore sul basamento o sulla successione permo-mesozoica in tutta l'alta valle sino a Ardesio; sui conglomerati di Nasolino (ss. della Colma del Piano) e del conglomerato di Gropino nel tratto sino a Piario (Fig. 19b, Fig. 20). Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o sepolto da depositi di versante attribuiti al sintema del Po (alta valle).

LITOLOGIA - *Till* di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, con clasti e blocchi sino a metrici e spigoli subarrotondati/arrotondati; abbondanti massi erratici plurimetrici. Prevalenti clasti silicei e metamorfici dall'alta valle, a S di Gromo subordinati clasti carbonatici provenienti dalle unità anisico-carniche.

- *Till* di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limosa di colore grigio-ocraceo sovraconsolidata, con sparsi clasti di dimensioni da centimetriche sino a 30 cm, a spigoli arrotondati, frequenti facce piane e forma a ferro da stiro, talora striati.

- Depositi di contatto glaciale: ghiaie stratificate a supporto di matrice sabbiosa fine con clasti sino a decimetrici, arrotondati; ghiaie in corpi stratoidi o lenticolari a supporto clastico, matrice assente, clasti da centimetrici a decimetrici ben selezionati, localmente parzialmente cementate con pellicole di cemento calcitico che rivestono i clasti; intercalati livelli sabbiosi privi di strutture. Clasti prevalentemente carbonatici, subordinati silicoclasti dell'alta valle. Giacitura originaria non conservata, basculati con immersione verso l'asse vallivo e inclinazione che può raggiungere i 70°-75°.

- Depositi alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico o di matrice, clasti da subarrotondati ad arrotondati, con selezione da scarsa a buona diametro sino a pluridecimetrico.

MORFOLOGIA - Nell'alta valle forme non conservate a causa dell'acclività dei versanti: depositi in placche discontinue, spesso dislocate da fenomeni gravitativi assieme al substrato su cui poggiano. Da Gromo verso S si riconoscono cordoni morenici laterali ben conservati (Boario di Gromo, Novazza, Ardesio). A Piario sono parzialmente riconoscibili le morene frontali del ghiacciaio seriano: evidenti dossi di elevazione non superiore ai 10 m, su cui sorge il nucleo vecchio del paese. Localmente inoltre sono conservati piccoli terrazzi di *kame*, legati a fasi successive a quella di massimo (Piario). I depositi alluvionali legati alle fasi di ritiro formano superfici terrazzate sospese di qualche m sul fondovalle attuale, e non in continuità con depositi glaciali coevi.

PALEOGEOGRAFIA - Durante l'ultima avanzata la fronte del ghiacciaio seriano raggiunge l'abitato di Piario; i ghiacciai presenti nelle valli laterali

non si congiungono a esso. Le morene laterali e frontali del ghiacciaio principale poggiano sulla superficie del terrazzo costituito dai conglomerati di Groppino, i depositi fluvioglaciali connessi si incanalano invece nel fondovalle. Non esistendo alcuna continuità fisica o morfologica fra depositi glaciali e depositi legati alle acque di fusione, e comprendendo questi ultimi anche gli apporti dalle valli laterali durante le fasi di ritiro, essi vengono attribuiti al supersistema senza ulteriori distinzioni.

BOZZA

Tab.1 - Supersistema della Selva di Clusone: unità relative ai ghiacciai delle valli laterali; i numeri sono riferiti alla Fig.2 (C. Ferliga)

Unità	Sinonimi	Area di affioramento	Litologia	Morfologia	Limite inferiore	Limite superiore	Profilo di alterazione	Paleogeografia: posizione fronte
1. Sintema di Val Sedornia	Unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	Alta Val Sedornia	Till: diamicton massivi, clasti silicei e carbonatici	Morene laterali evidenti	Successione triassica	Superficie topografica	Poco evoluto, clasti non alterati	Baite q. 1254
2. Sintema di Valle Benfit	Unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	Spiazzi (alta Valle dei Molini)	Till: diamicton massivi, clasti carbonatici	Morene laterali evidenti	Successione triassica	Superficie topografica	Poco evoluto, clasti non alterati	Località Albergo Spiazzi
3. Sintema di Valle del Goglio	Unità della Selva di Clusone (Ferliga, 2000)	Valle del Goglio	Till: diamicton massivi, clasti silicatici. Coperture discontinue di massi erratici	Morene latero-frontali (Cadomas)	Successione permiana, basamento	Superficie topografica. Sintema del Po	Colore matrice 10-7.5YR	Località Cadomas
4. Sintema di Val Sanguigno	non cartografata precedentemente	Val Sanguigno	Till: diamicton massivi, clasti silicatici. Singoli massi erratici	Morene laterali (Baita Bindagola)	Successione permiana	Superficie topografica. Sint. del Po	Colore matrice 10-7.5YR	A W di Le Cascatelle (?)
5. Sintema di Valcanale	Unità di Valcanale (FERLIGA, 2000)	Alta e media valle dell' Acquolina, sino a località Zanetti	Till: diamicton massivi, clasti carbonatici e silicei. Depositi alluvionali: ghiaie stratificate	Morene laterali e latero-frontali (Zanetti; N di Baita Vaghetto alta)	Succ. permo-triassica. Conglomerati di Babes e di Zanetti	superficie topografica. Sint. del Po	Poco evoluto, clasti non alterati	Presso Zanetti; ghiacciai del versante NE del Pizzo Arera confluenti
6. Sintema di Corno Negro	Unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	M. Secco: versante N	Till: diamicton massivi, clasti carbonatici	Morene laterali evidenti	Succ. triassica. Conglomerati di Zanetti	Superficie topografica. Sint. del Po	Poco evoluto, clasti non alterati	Fronte attorno a q. 958
7. Sintema di Pizzo del Verem	Unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	Cima del Fop: versante NW	Till: diamicton massivi, clasti carbonatici	Morene frontali su contropendenza da DGPV	Calcare di Esino	Superficie topografica	Poco evoluto, clasti non alterati	Fronte attorno a q. 1705

3.4 - BACINO DELL'ALTO SERIO: UNITÀ DELL'ANFITEATRO

(a cura di C. Ferliga)

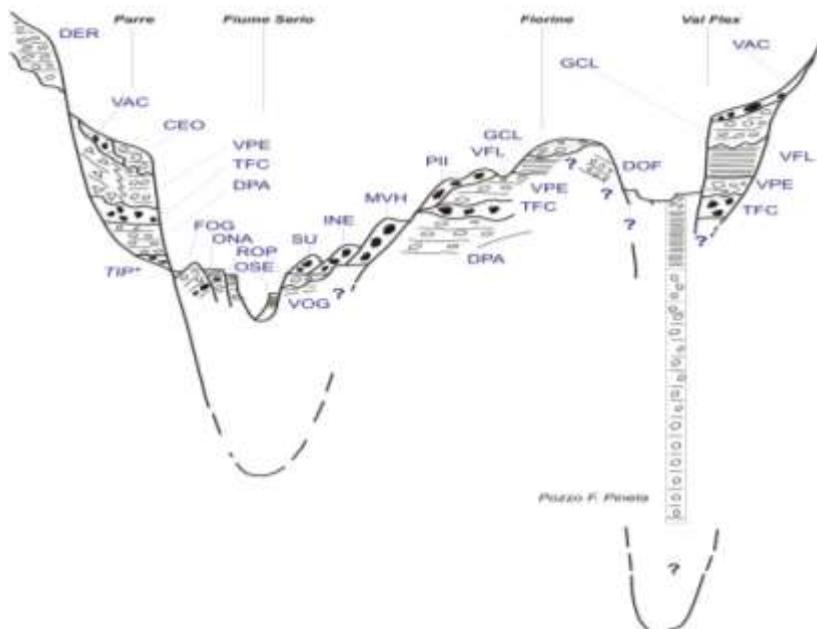


Fig. 20 - Bacino dell'alto Serio: schema dei rapporti stratigrafici intercorrenti fra le unità dell'anfiteatro, e fra queste e quelle dell'asse vallivo; entro l'anfiteatro, i conglomerati di Villa d'Ogna (VOG) e della Corna di Lader (DER) sono presenti come unità sepolte, e costituiscono parte del substrato su appoggiano le unità dell'anfiteatro. TIP*=tillite inferiore di Parre, non distinta cartograficamente. Scala verticale maggiore rispetto a quella orizzontale.

3.4.1. - Conglomerato della Corna de Par e tillite inferiore di Parre (DPA)

DEFINIZIONE - Conglomerati e arenarie da fini a grossolane (depositi alluvionali); diamictiti a supporto di matrice, con clasti spigolosi locali (depositi di versante). Comprensiva della tillite inferiore di Parre: diamictiti massive a supporto di matrice fine litificata e sparsi blocchi arrotondati (depositi glaciali). Clasti prevalentemente carbonatici; depositi da ottimamente cementati sino a litificati.

SINONIMI – Unità di Parre *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Base della scarpata del terrazzo di Parre (palestra di arrampicata), da q. 510 a q. 600 m; dossi isolati a N di Bosgarina (Villa Emilia, Villa Perelli in DESIO, 1954).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione carnico-norica; limite superiore erosionale, su cui appoggia il *till* di Fornaci (Fig. 20). All'interno del litosoma cartografato, alla base della Corna presso la palestra di arrampicata di Parre (q. 530) m, il conglomerato appoggia sulla tillite inferiore di Parre, di spessore non cartografabile.



Fig. 21 - Strada per Parre, conglomerato della Corna de Par: conglomerati con clasti carbonatici alterati dal nucleo e matrice litificata. (foto C. Ferliga)

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi a supporto di matrice arenacea, con abbondanti clasti ben selezionati di dimensioni comprese tra 1 e 6 cm, ben arrotondati, talora con evidente gradazione inversa; arenarie da fini a grossolane in livelli decimetrici con laminazioni parallele e strutture gradate; diamictiti a supporto di matrice fine litificata e clasti sino a decimetrici arrotondati.

- Depositi di versante: diamictiti a supporto prevalentemente di matrice fine rosata, con clasti spigolosi di provenienza locale mal selezionati da centimetrici sino a metrici.

Clasti prevalentemente carbonatici, nettamente subordinati i silicoclasti provenienti dal basamento cristallino e dalla serie permiana. Depositi litificati, singoli clasti non isolabili dalla matrice, tendenza a fratturarsi lungo piani che attraversano indifferentemente ambedue. Alterazione dei clasti carbonatici caratteristica, con dissoluzione preferenziale rispetto alla

matrice, e per quelli di dimensioni maggiori nucleo argillificato e sottile "guscio" integro (Fig. 21).

I depositi si presentano talvolta attraversati da più famiglie di fratture, talora con dislocazioni dell'ordine di alcuni centimetri lungo piani a basso angolo con componenti trascorrenti.

Viene cartografata assieme anche la tillite inferiore di Parre, diamictite a supporto di matrice fine litificata con sparsi clasti e blocchi, affiorante con spessore di pochi metri alla base della successione in corrispondenza della Corna di Parre.

ETÀ - Deposizione anteriore all'avanzata glaciale del *till* di Fornaci; per posizione stratigrafica e grado di litificazione si può ipotizzare una deposizione nel corso del Gelasiano. Di probabile età gelasiana è anche la tillite non cartografata affiorante nell'alveo del Serio in corrispondenza del km 30 e già segnalata da CHARDON (1975).

3.4.2. - *Till di Fornace (TFC)*

DEFINIZIONE – Diamicton e diamictiti massive a supporto di matrice sovraconsolidata e clasti arrotondati e striati (*till* di alloggiamento). Ghiaie e conglomerati a supporto di matrice, clasti arrotondati, talora striati, prevalentemente carbonatici (depositi di contatto glaciale).

SINONIMI – Morenico Riss (DESIO, 1945), fra Villa Perelli, Fornace e Bosgarina e a Parre; "depositi morenici perlomeno di età mindelliana" (DESIO, 1952); morenico di fondo Gunz III (CHARDON, 1975); Unità di Fornace (FERLIGA, 2000) e porzione intermedia della successione dell'Unità di Parre (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Scarpata del ripiano di Parre; base del versante N di Cima Tagliate; dossi isolati a N di Bosgarina (Villa Emilia e Villa Perelli in DESIO, 1954).

RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore sul conglomerato della Corna de Par; limite superiore erosionale - caratterizzato presso Fornace di Clusone da un paleosuolo troncato - su cui poggia il conglomerato di Villa Perelli (Fig. 20). Non conservati i rapporti con i depositi glaciali alterati presenti in placche residuali sui versanti sopra i 750 m s.l.m. (sintema della Trinità di Parre), entro i quali potrebbe essere compreso il corrispettivo *till* d'ablazione.

LITOLOGIA – *Till* di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limosa grigia sovraconsolidata, con sparsi clasti da centimetrici a decimetrici arrotondati, talora a ferro da stiro, spesso striati. Clasti carbonatici prevalenti, subordinati silicoclasti della successione permiana e del basamento metamorfico. Talora cementazione ottima. A Fornace la sommità del deposito è sottolineata da un orizzonte di alterazione spesso

sino a 20 cm, con decarbonatazione completa e silicoclasti da friabili a argillificati.

- Depositi di contatto glaciale: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa grigia, organizzate in livelli metrici separati da livelli decimetrici sabbioso-ghiaiosi debolmente cementati, con aspetto massivo e abbondanti clasti mal selezionati, da meno che centimetrici sino a decimetrici, ben arrotondati, con frequenti facce piane; rari clasti calcarei con forme a ferro da stiro e clasti striati. Cementazione scarsa o nulla.

ETÀ - Deposizione anteriore a quella dei conglomerati di Villa Perelli, collocabile nel Gelasiano.

3.4.3. - Conglomerato di Villa Perelli (VPE)

DEFINIZIONE - Conglomerati e arenarie stratificate, clasti prevalentemente carbonatici (depositi alluvionali). Cementazione ottima.

SINONIMI - Alluvione villafranchiana (TARAMELLI, 1898) a Parre; Fluvioglaciale Riss-Würm (DESIO, 1945) fra Villa Perelli, Fornace e Bosgarina e a Parre; Depositi di conoide alluvionale dell'interglaciale Gunz-Mindell (CHARDON, 1975) a Parre, conglomerato a elementi locali di una fase fredda pre-Gunz (CHARDON, 1975) in Val Flex ; comprensiva di Unità di Villa Perelli (FERLIGA, 2000) e porzione superiore dell'Unità di Parre (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Scarpata del ripiano di Parre, da quota 520 sino a quota 700 m; base del versante N di Cima Tagliate; dossi isolati a N di Bosgarina (Villa Emilia e Villa Perelli).

RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore col substrato o sul *till* di Fornace. Limite superiore erosionale, su cui poggiano a Parre il sintema di Vac e il sintema di Ceradello, sui dossi di Villa Emilia - Villa Perelli il sintema di Prati Mini, lungo il versante settentrionale di Cima Tagliate la formazione di Val Flex (Fig. 20).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi a supporto clastico e scarsa matrice arenacea, con abbondanti clasti ben selezionati di dimensioni comprese tra 1 e 6 cm, ben arrotondati, talora evidente gradazione inversa; conglomerati a supporto clastico e matrice arenacea in corpi lenticolari plurimetrici, con clasti ben selezionati, di dimensioni inferiori ai 4 cm, da subarrotondati a arrotondati, evidente stratificazione obliqua; arenarie da medie a grossolane in livelli decimetrici con laminazioni parallele e strutture gradate. Clasti prevalentemente carbonatici, nettamente subordinati i silicoclasti dal basamento cristallino e dalla serie permiana. Cementazione ottima. Presso Villa Perelli evidenti deformazioni da glaciottettonica. Lungo le scarpate clasti silicatici (arenarie rosse, metamorfite del basamento) da debolmente alterati sino a completamente friabili, anche negli scassi di più recente apertura.

ETÀ - Deposizione anteriore a quella del sintema di Val Flex, collocabile nel Gelasiano.

3.4.4. - Formazione di Val Flex (VFL)

DEFINIZIONE - Limi argillosi, limi, sabbie medio-fini laminati e gradati; sequenza negativa, con a tetto arenarie con impronte di vegetali (depositi lacustri).

SINONIMI - Argille entro la morena rissiana (DESIO, 1945) presso Vac; lacustre rissiano e Riss-Würm(?) (DESIO, 1945) in val Flex; Argille lacustri del Gunz (CHARDON, 1975); Unità di Val Flex (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Allo sbocco della valle immediatamente a E di Cima Tagliate (Val Flex), in corrispondenza del dosso di Fiorine e alla base del versante sudorientale di Monte Né.

RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sui conglomerati di Villa Perelli o, lateralmente, sulla successione norica; limite superiore erosionale, su cui appoggiano i conglomerati del Campeggio di Clusone (Fig. 20).

LITOLOGIA - Depositi di ambiente lacustre e palustre:

- limi argillosi, limi e sabbie medio-fini organizzati in strati decimetrici con sequenze *fining-upward* costituite da lamine pianoparallele millimetriche a gradazione diretta;

- sabbie fini laminate e gradate, in livelli decimetrici pianoparalleli;

- siltiti e siltiti arenacee oca, laminate, in strati decimetrici con deformazione da carico, e livelli ricchi di impronte di piante palustri e di foglie.

Organizzati come sequenza negativa, con graduale incremento dei depositi più grossolani verso l'alto.

I depositi affioranti nell'alveo della Val Flex sono interessati da famiglie di faglie sinsedimentarie con rigetto sino a decimetrico.

ETÀ - Anteriore a quella dei conglomerati del Campeggio di Clusone, collocabile in un intervallo compreso tra il Gelasiano e il Calabriano, comunque entro il Pleistocene inferiore.

3.4.5. - Sintema della Trinità di Parre (TPR)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice di colore 5YR, profondamente alterati e decarbonatati; massi erratici isolati (depositi glaciali).

SINONIMI - Morenico rissiano (DESIO, 1945); Unità della Trinità di Parre (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Placche discontinue di esiguo spessore a monte di Parre da Cossaglio sino a q. 770; a Premolo, a monte di Ceradello e sul versante settentrionale del Corno Falò, a quote comprese tra i 650 m e gli 835 m. Sullo spartiacque con la Valle del Riso sino a q. 725 m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione che interessa l'intero spessore dell'ammasso, caratterizzato da matrice di colore 5YR, assenza di clasti carbonatici, clasti di Verrucano superficialmente molto scabrosi, con *cortex* friabile e elementi quarzosi in rilievo, quelli di minori dimensioni (cm) completamente friabili; micascisti e gneiss da friabili a completamente argillificati; localmente presenti fantasmi di clasti marnosi o arenaceo-marnosi ocracei completamente argillificati. Erratici con superficie estremamente scabrosa e elementi quarzosi nettamente in rilievo.

Limite inferiore sulla successione mesozoica o sulla formazione della Corna di Lader. Limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica, sospesa rispetto alla superficie di aggradazione del sintema di Vac (Fig. 20). Relazioni con la successione c. della Corna de Par - *till* di Fornace - c. di Villa Perelli non ricostruibili; i depositi profondamente alterati riuniti nel sintema potrebbero comprendere anche i *till* d'ablazione sul versante corrispondenti ai depositi glaciali di fondo del *till* di Fornace.

LITOLOGIA - *Till* d'ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con plaghe più ricche in sabbie quarzoso-micacee derivate dal disfacimento di clasti metamorfici o arenacei, profondamente alterati e decarbonatati, con clasti e blocchi silicatici residuali da subangolosi a subarrotondati. Coperture discontinue di blocchi subarrotondati di dimensioni da metriche a plurimetriche provenienti dal basamento cristallino seriano e dalla successione silicoclastica permiana affiorante nell'alta valle.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia non conservata. L'unità riunisce i depositi glaciali più alti ed esterni presenti nell'area, in fasi in cui la fronte del ghiacciaio seriano si incuneava verso la stretta di Ponte del Costone, comprendendo forse anche la fase in cui si è deposto il *till* di Fornace.

ETÀ - Considerando la possibile corrispondenza di almeno una parte dell'unità ai depositi glaciali di fondo del *till* di Fornace, si propone un'età compresa entro il Gelasiano-Calabriano.

3.4.6. - *Conglomerato del Campeggio di Clusone (GCL)*

DEFINIZIONE - Conglomerati in strati suborizzontali, clasti ben selezionati, arrotondati; arenarie e sabbie laminate e gradate (depositi alluvionali). Cementazione discreta.

SINONIMI - Conglomerato poligenico fluvioglaciale post-rissiano (DESIO, 1945); conglomerato alluvionale fine-Gunz (CHARDON, 1975); Unità del Campeggio di Clusone (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Allo sbocco della valle immediatamente a E di Cima Tagliate (Val Flex), in corrispondenza del dosso di Fiorine e alla base del versante sudorientale di Monte Né.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosionale sulla formazione di Val Flex; limite superiore erosionale ammantato dai depositi del sintema di Vac (Fig. 20).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie in strati suborizzontali metrici a supporto clastico, matrice arenacea scarsa, clasti ben selezionati, da 1 a 10 cm, arrotondati; ghiaie a supporto clastico con abbondante matrice arenacea grossolana, clasti a selezione scarsa, da centimetrici sino a 20 cm, arrotondati; ghiaie in banchi plurimetrici con stratificazione obliqua da barra e sequenze *fining-upward*; sabbie medio fini e arenarie in strati decimetrici organizzati in sequenze *fining-upward*, con laminazioni parallele e gradazione diretta all'interno dei singoli strati; diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa con sparsi clasti arrotondati sino a decimetrici. Embricazione presente, verso corrente: W. Clasti prevalentemente carbonatici non alterati; sparsi Verrucano friabile, gneiss arenizzato, siltiti e arenarie verdi, marne ocracee argillificate. Cementazione in genere discreta, con pellicole di cemento discontinue; localmente si presentano non cementati, oppure in singoli orizzonti con cementazione ottima.

- Depositi di versante: conglomerati in strati metrici clinostatificati, supporto clastico, matrice arenacea scarsa, clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, alimentati dalla successione norica soprastante; cementazione da discreta a buona.

ETÀ - Calabriano.

3.4.7. - Conglomerato del Dosso di Fiorine (DOF)

DEFINIZIONE - Conglomerati a clasti arrotondati locali, arenarie stratificate con *ripple* da corrente (depositi alluvionali). Cementazione ottima. In giacitura secondarie, immergenti verso SW.

SINONIMI - Unità non segnalata precedentemente.

AREA DI AFFIORAMENTO - Lato orientale del dosso di Fiorine di Clusone.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non osservabile. Limite superiore erosionale, con depositi glaciali alterati attribuiti al supersintema della Colma del Piano. Troncati lateralmente dalla superficie erosionale entro cui si incanalano i depositi fluvioglaciali del sintema di Bossico e del sintema di Prati Mini (Fig. 20).

LITOLOGIA - Conglomerati in strati sino a metrici, a supporto clastico e matrice arenacea, clasti ben selezionati, arrotondati, carbonatici, alimentati dalla valle del Gera-Valeggia; intercalate arenarie medie in strati decimetrici, con laminazioni da *ripple*. Cementazione ottima. In giacitura

secondaria (origine neotettonica?), con inclinazione attorno ai 30° e immersione verso SW.

ETÀ - Pleistocene medio?

3.4.8. - *Sintema di Vac (VAC)*

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice, clasti silicei residuali a selezione scarsa, arrotondati, talora a disco, colore della matrice 5YR (depositi glaciali e alluvionali pedogenizzati). Coperture discontinue di massi plurimetrici silicatici (depositi glaciali). Ghiaie pedogenizzate, clasti a selezione discreta, arrotondati, appiattiti; clasti carbonatici argillificati, clasti silicei arenizzati (depositi alluvionali).

SINONIMI - Morenico Riss (TARAMELLI, 1887; DESIO, 1945; VENZO, 1955); morenico Würmiano (SWOLFS, 1938, *vide* Desio) sul ripiano di Parre; morenico Mindell (DESIO, 1952) sul ripiano di Parre; morene debolmente alterate, Riss (S.G.I, 1954); morenico Mindell del ghiacciaio del Serio (CHARDON, 1975) sul ripiano di Parre, morenico Riss (CHARDON, 1975) presso Bosgarina; Unità di Ceradello *p.p.* e Unità di Costa (FERLIGA *et alii*, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante settentrionale di Cima Tagliate e Corno Falò, da q. 580 m a q. 700 m; ripiano di Parre, a partire da q. 600 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione che interessa l'intero spessore del deposito, caratterizzato da matrice argillosa di colore 5YR, decarbonatazione completa, clasti silicatici con *cortex* centimetrico, gneiss e micascisti superficialmente friabili, porfidi poco o per nulla alterati.

Fra Cima Tagliate e Corno Falò, limite inferiore discordante sul conglomerato del Campeggio di Clusone, sul *till* di Fornace, sui conglomerati di Villa Perelli e sulla successione norica; limite superiore costituito da una superficie erosionale coincidente con la superficie topografica. Sul ripiano di Parre limite inferiore erosionale sui conglomerati di Villa Perelli; limite superiore, erosionale, coincidente con la superficie topografica, troncato dai depositi del conglomerato di Ceradello (Fig. 20).

LITOLOGIA - Prevalenti lembi discontinui e di spessore variabile profondamente alterati e pedogenizzati, costituiti da diamicton massivo a supporto di matrice argilloso-limosa di colore 5YR, con abbondanti clasti da subarrotondati a arrotondati da centimetrici sino a metrici; localmente frequenti (versante attorno a Bosgarina) clasti a disco. Clasti carbonatici o dolomitici assenti, silicoclasti residuali riferibili alla successione permiana e al basamento cristallino, marne ocracee sporadiche; localmente (versante attorno a Bosgarina) porfidi violacei caratteristici della successione camuna.

Interpretabile come depositi glaciali e/o depositi alluvionali, indifferenziati, profondamente pedogenizzati.

Depositi alluvionali *s.s.* (sezione presso il punto di coordinate 9°54'41"E, 45°52'12"N: ghiaie in strati suborizzontali metrici, a supporto di matrice sabbiosa pedogenizzata, clasti arrotondati, ben selezionati, appiattiti, talora a disco; embricazione 280° N; nella parte alta matrice limoso-argillosa (pedogenesi), di colore 7.5YR 5/6. Abbondanti dolomie da arenizzate a argillificate, calcari grigi argillificati; di poco subordinati gneiss argillificati, Verrucano arenizzato, vulcaniti del gruppo dei Laghi Gemelli decolorate e arenizzate, metamorfiti quarzose friabili.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Sul ripiano di Parre sono presenti depositi glaciali presumibilmente seriani; sul versante di Cima Tagliate invece gli sporadici clasti di porfiriti viola sembrano indicare una provenienza camuna; l'Unità radunerebbe quindi depositi appartenenti a due ghiacciai diversi, ma con geometria, quote e alterazione concordanti. Le facies alluvionali hanno giacitura 200°-10° e embricazione compatibili anch'esse con un'alimentazione da una diffluenza del ghiacciaio camuno.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.4.9. - *Sintema di Ceradello (CEO)*

DEFINIZIONE - Ghiaie e conglomerati con clasti ben arrotondati (depositi alluvionali). Profondamente alterati, con decarbonatazione spesso totale, colore 7.5YR.

SINONIMI - Comprende depositi pedogenizzati considerati come morenico Riss (TARAMELLI, 1887; DESIO, 1945; VENZO, 1955); morenico Würmiano (SWOLFS, 1938, *vide* Desio, 1945); morenico mindell (DESIO, 1952; CHARDON, 1975); Unità di Ceradello *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Lembi discontinui in destra idrografica: ripiano di Parre, versante sotto Premolo, ripiano di Ceradello, tra i 540 e i 625 m di quota.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Depositi profondamente alterati, spesso con decarbonatazione dell'intero spessore conservato. Conglomerati del Verrucano Lombardo con massa di fondo friabile e clasti quarzosi marcatamente in rilievo; gneiss, micascisti, siltiti e arenarie verdi del gruppo dei Laghi Gemelli da molto alterati sino a completamente argillificati; clasti ocracei completamente decarbonatati, fortemente rubefatti e facilmente sfaldabili; matrice argilloso-limosa con plaghe sabbiose ricche in mica legate alla completa alterazione di clasti metamorfici; colore della matrice 7.5YR.

Limite inferiore marcatamente erosionale sui conglomerati di Villa Perelli (Parre), sulla successione carnica (Premolo), sulla Dolomia Principale (Ceradello). Limite superiore di tipo erosionale, coincidente con la

superficie topografica, o troncato dalla superficie entro cui sedimentano i conglomerati di Ponte Nossa (Fig. 20).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie e subordinati conglomerati a supporto prevalentemente clastico, con clasti a selezione da discreta a buona, di dimensioni sino a 40 cm, ben arrotondati, in genere appiattiti, frequenti i clasti a disco; diffusa embricazione, con verso della corrente verso SW. Negli affioramenti non raggiunti dal fronte di decarbonatazione, clasti silicei e di poco subordinati (40%) carbonatici, e cementazione buona.

MORFOLOGIA – Non conservata.

ETÀ - Pleistocene medio, sulla base di geometria e rapporti stratigrafici.

3.4.10. - *Formazione del Fontagnone (FOG)*

DEFINIZIONE - Blocchi da decametrici a ettometrici disarticolati, costituiti da litologie appartenenti alle unità più antiche affioranti localmente, parzialmente sepolti dai depositi del sistema di Groppino (depositi di frana).

SINONIMI - Unità non distinta in precedenza.

SUPERFICIE LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Base non affiorante; limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica, o sepolta dal conglomerato di Groppino (Fig. 20).

LITOLOGIA - Accumulo di frana a megablocchi conglomeratici, costituiti superiormente da arenarie e conglomerati alluvionali a clasti seriani arrotondati e appiattiti, con cementazione ottima (conglomerato di Ceradello); inferiormente da conglomerati con abbondante matrice fine, clasti prevalentemente carbonatici, litificati (conglomerato della Corna de Par) e intercalazioni di diamictiti con clasti striati (*till* di Fornace). Stratificazione originariamente orizzontale, immergente verso il quadrante sudorientale, inclinazione 45° - 50°.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sbocco della valle del Fontagnone, a E di Parre, dal livello attuale del Serio a q. 550 m.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Evidente dosso emergente dalla superficie del terrazzo dei conglomerati di Groppino; piastroni disarticolati, separati da ampie fratture beanti che condizionano il drenaggio locale. L'unità rappresenta un evento catastrofico di crollo dalla parete che tronca la superficie di Parre.

ETÀ - Pleistocene medio, sulla base di geometria e rapporti stratigrafici.

3.4.11. - *Conglomerato di Ponte Nossa (ONA)*

DEFINIZIONE - Conglomerati in strati suborizzontali con clasti a disco, arenarie grossolane (depositi alluvionali). Cementazione ottima. Profilo di alterazione troncato, colore 7.5YR, clasti silicei arenizzati; morfologia conservata, sospesi sul fondovalle attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato, con matrice limoso-sabbiosa di colore 7.5YR, clasti esclusivamente silicei, arenizzati o con *cortex* pluricentimetrico per gli elementi di diametro superiore al decimetro. Limite inferiore non osservato; limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato da una superficie erosionale su cui poggia il conglomerato di Groppino (Fig. 20).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati a supporto clastico e matrice arenacea scarsa, con clasti ben selezionati, arrotondati, di dimensioni sino a decimetriche, spesso a disco quelli silicei; a essi si intercalano livelli massivi con abbondante matrice e selezione scarsa, con blocchi sino a metrici, e arenarie talvolta laminate in livelli decimetrici. Cementazione ottima

AREA DI AFFIORAMENTO - Terrazzo in destra idrografica entro l'abitato di Ponte Nossa.

MORFOLOGIA - Ben conservata, terrazzo sospeso rispetto al fondovalle attuale e ai depositi del conglomerato di Groppino.

ETÀ- La deposizione, anteriore a quella del Sintema di Groppino, é collocabile nel Pleistocene medio.

3.4.12. - *Conglomerato di Groppino (ROP)*

DEFINIZIONE - Conglomerati e ghiaie ben stratificati, clasti a disco, abbondanti silicoclasti dall'alta valle (depositi alluvionali); conglomerati e diamictiti clinostratificate, a clasti spigolosi (depositi di versante e di frana); facies eteropiche, che si intercalano variamente, non distinguibili alla scala della carta. Cementazione ottima in superficie, da scarsa a discreta in profondità. Profilo di alterazione sino a 2 m, colore 7.5YR, clasti silicei arenizzati; morfologie conservate, sospesi sul fondovalle attuale.

SINONIMI - Diluvium (TARAMELLI, 1896); Morena di fondo Würmiana (SWOLFS, 1938, *vide* Desio, 1945); Fluvioglaciale Rissiano (DESIO, 1945; 1952); fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa un metro (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954); morenico e fluvioglaciale Gunz II (CHARDON, 1975) a Groppino, Gunz I o Donau? (CHARDON, 1975) a Ardesio e Ludrigno, oppure conglomerati villafranchiani (CHARDON, 1975); Unità di Groppino (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica: terrazzi di Ardesio, Villa d'Ogna, Piario e della Pineta di Clusone; destra idrografica: terrazzi su cui sorgono Ludrigno, Martorasco, Parre bassa e Ponte Nossa. Depositi alluvionali si trovano anche nelle valli laterali tributarie, in particolare nella valle dell'Ogna, in Val Fontagnone, nella Val Nossana.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profili d'alterazione non conservati a N di Ponte della Selva; a valle depositi molto alterati, con completa assenza di carbonati entro i primi 3-5 m dalla

superficie, matrice sabbiosa pressochè completamente argillificata, con silicoclasti residuali; blocchi arenacei e conglomeratici (Verrucano, conglomerato basale) con *cortex* di spessore sino a 2-3 cm friabile e clasti quarzosi in rilievo, gneiss con *cortex* centimetrico molto friabile. Fronte di decarbonatazione sino a 7 8 m dalla superficie, con clasti calcarei anche decimetrici completamente argillificati.

Limite inferiore erosionale sui conglomerati di Villa d'Ogna, o coincidente con la superficie che tronca i Conglomerati di Ponte Nossa. Limite superiore coincidente con la superficie topografica a S di Ponte Selva; a N erosionale con i depositi glaciali del supersistema della Selva di Clusone, del sistema della Pineta di Clusone, del sistema dei Morti Vecchi (Fig. 19b, Fig. 20).

LITOLOGIA – Il conglomerato di Gropino presenta gran parte delle facies caratteristiche di una valle non occupata da ghiacciaio, con frequenti intercalazioni e eteropie non risolvibili alla scala del rilievo; per tale motivo non vengono distinte in carta. Esso comprende:

- depositi alluvionali: conglomerati e ghiaie ben stratificati in banchi metrici, supporto clastico, matrice sabbiosa grossolana scarsa; clasti ben selezionati, di dimensioni da 10 a 30 cm, ben arrotondati e appiattiti, spesso a disco, con frequente embricazione; conglomerati e ghiaie grossolanamente stratificati, a prevalente supporto clastico, con abbondante matrice sabbioso-ghiaiosa fine, clasti scarsamente selezionati, con dimensioni da 7 a 20 cm e subordinati blocchi da 30 sino a 60 cm, ben arrotondati, appiattiti o a disco frequentemente embricati; sabbie grossolane in corpi lenticolari con laminazioni oblique.

Abbondanti silicoclasti provenienti dall'alta valle, di poco subordinati gli elementi carbonatici triassici. Cementazione buona in corrispondenza delle scarpate erosionali, scarsa in seno all'ammasso, con croste discontinue di cemento calcitico di spessore millimetrico che rivestono i clasti.

- depositi di conoide alluvionale: conglomerati stratificati in banchi metrici, talora con chiusura laterale a lente, supporto clastico con abbondante matrice arenaceo-conglomeratica fine ben arrotondata, clasti ben selezionati, ben arrotondati, talora appiattiti, embricazione frequente; intercalati livelli lenticolari di sabbie carbonatiche grossolane, non cementate e prive di strutture. Petrografia che riflette la successione medio-triassica affiorante nella valle di alimentazione. Cementazione buona.

- depositi di versante e di frana: conglomerati a supporto clastico e matrice arenaceo-limosa in corpi stratoidi clinostratificati, con clasti spigolosi eterometrici di dimensioni sino a decimetriche; parzialmente cementati, con croste discontinue di cemento calcitico che non riveste i clasti. Diamictiti a supporto clastico e abbondante matrice fine carbonatica, clasti sino a plurimetrici, spigolosi; in genere ben cementate entro l'ammasso. Clasti di provenienza strettamente locale, dai versanti soprastanti.

MORFOLOGIA – Terrazzati, tuttora in erosione, con fenomeni di scalzamento al piede e crollo di blocchi plurimetrici; conoidi di frana reincisi allo sbocco dei valloni laterali. Fra Ponte Selva e Piario la superficie del terrazzo presenta ampie doline di crollo per dissoluzione della frazione carbonatica (clasti, matrice, cemento).

ETÀ - Pleistocene medio, per geometria e rapporti stratigrafici.

3.4.13. - *Conglomerato di Ponte della Selva (OSE)*

DEFINIZIONE - Conglomerati in strati suborizzontali, clasti arrotondati, a disco; arenarie grossolane in strati decimetrici (depositi alluvionali). Cementazione da buona a ottima. Sospesi sul fondovalle attuale.

SINONIMI - Unità non distinta in precedenza.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fra Ponte Selva e la Valle del Riso, lembi di terrazzo con superficie compresa tra i 500 e i 490 m s.l.m.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non esposto; poggiano in discordanza entro la superficie che tronca il conglomerato di Groppino (Fig. 20). Limite superiore coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in strati suborizzontali a supporto clastico, matrice arenacea scarsa, clasti a selezione da scarsa a discreta, arrotondati, spesso a disco, embricazione presente; intercalate arenarie grossolane in strati decimetrici; clasti silicei e carbonatici in uguale proporzione. Cementazione da buona a ottima.

ETÀ - Posteriore per geometria al conglomerato di Groppino, e collocabile nel Pleistocene medio.

3.4.14. - *Sintema di Prati Mini (PII)*

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a clasti eterometrici, sino a plurimetrici, in abbondante matrice sabbiosa (*till* di ablazione). Profilo di alterazione troncato, clasti carbonatici assenti; morfologie arrotondate, in erosione.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; depositi Würmiani del ghiacciaio dell'Oglio *p.p.* (LEVY, 1815, *fide* Desio, 1945); morenico Würmiano *p.p.* (TARAMELLI, 1896; HAUPT, 1938, *fide* Desio, 1945; SWOLFS, 1938, *fide* Desio, 1945; DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975), Unità di Prati Mini (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Dossi a W e SW di Fiorine, sino a Ponte Selva; inoltre in destra idrografica a N di Parre.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato; decarbonatazione per almeno un metro dalla superficie. Superficie degli erratici non carbonatici scabrosa, con elementi quarzosi in

rilievo; erratici carbonatico-terrigeni (orizzonti a "terra rossa" del calcare rosso) con clasti calcarei disciolti in superficie, incavati.

Limite inferiore discordante sul conglomerato di Groppino e sui conglomerati di Villa Perelli (Fig. 20). Limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - *Till* di ablazione: diamicton massivi a clasti e blocchi subarrotondati in abbondante matrice sabbiosa. Clasti silicei e subordinati elementi carbonatici della successione triassica. Frequenti massi erratici sparsi di dimensioni sino a plurimetriche.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata; cordoni morenici a profilo arrotondato, alti non più di una decina di metri e larghi sino a 50 m, presenti solo a W di Fiorine (Prati Mini). In genere spessori esigui di *till*, o coperture pressochè continue di erratici di varie dimensioni.

ETÀ- Per geometria e alterazione, l'unità è anteriore al sintema dei Morti Vecchi, e collocabile nel Pleistocene medio.

3.4.15. - Sintema dei Morti Vecchi (MVH)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice, clasti prevalentemente silicei (*till* d'ablazione). Profilo d'alterazione troncato, morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; depositi Würmiani del ghiacciaio dell'Oglio *p.p.* (LEVY, 1915, *fide* Desio, 1945); morenico Würmiano *p.p.* (TARAMELLI, 1896; HAUPT, 1938, *fide* Desio, 1945; SWOLFS, 1938, *fide* Desio, 1945; DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975), Unità della Selva di Clusone *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Terrazzo in sinistra, fra Monte Né e Ponte della Selva, immediatamente all'esterno dei depositi del Sintema della Pineta.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo d'alterazione troncato, clasti esclusivamente silicatici alterati, colore matrice 7.5 YR.

Limite inferiore discordante sui conglomerati di Villa d'Ogna, sul conglomerato di Groppino, sui conglomerati di Villa Perelli o della Corna de Par (Fig. 20); limite superiore coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - *Till* di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa, con clasti e blocchi sino a metrici, a spigoli subarrotondati o arrotondati; abbondanti massi erratici superficiali di dimensioni plurimetriche. Prevalenti litotipi silicoclastici e metamorfici affioranti nell'alta valle.

MORFOLOGIA - Cordoni morenici frontali a profilo arrotondato, che confluiscono lateralmente a formare due dossi allungati.

ETÀ - In base alle geometrie e all'alterazione, essa è legata a un'avanzata glaciale anteriore a quella del Sintema della Pineta e collocabile nel Pleistocene medio.

3.4.16. - Sintema della Pineta (INE)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice e clasti prevalentemente silicei (*till* d'ablazione). Profilo d'alterazione visibile spesso 120 cm, colore 7.5 YR, morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; depositi Würmiani del ghiacciaio dell'Oglio *p.p.* (LEVY, 1915, *vide* Desio, 1945); morenico Würmiano *p.p.* (TARAMELLI, 1887; HAUPT, 1938 *vide* Desio, 1945; SWOLFS, 1938, *vide* Desio, 1945; DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975), Unità della Selva di Clusone *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica, dall'abitato di Piario sino al confine col Comune di Clusone.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione caratterizzato da spessori osservati sino a 120 cm, con decarbonatazione completa e silicoclasti moderatamente alterati, colore della matrice 7.5 YR.

Limite inferiore discordante sui conglomerati di Villa d'Ogna e sul conglomerato di Groppino (Fig. 20); limite superiore coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - *Till* d'ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, con clasti sino a metrici subarrotondati o arrotondati; abbondanti massi erratici superficiali plurimetrici. Clasti in prevalenza silicoclastici e metamorfici dall'alta valle; subordinati (< 40%) clasti carbonatici provenienti da unità anisico-carniche.

MORFOLOGIA - Ben conservata; cordoni morenici evidenti, alti pochi metri e a profilo appuntito, estesi in direzione NE-SW a partire dalle estreme propaggini di Monte Né.

ETÀ - Non esiste alcun elemento per una datazione geocronometrica dell'unità in esame; essa è legata a un'avanzata glaciale anteriore all'ultima, collocabile nel Pleistocene superiore o medio.

3.5 - BACINO DEL BASSO SERIO

(a cura di C. Ferliga)

3.5.1. - Conglomerato di Semonte (EIM)

DEFINIZIONE - Conglomerati stratificati a supporto di matrice arenacea grossolana o a supporto clastico, arenarie grossolane (depositi alluvionali).

Cementazione spinta sino a completa litificazione, alterazione preferenziale dei clasti rispetto alla matrice, sparsi clasti a nucleo disciolto.

SINONIMI - Unità di Semonte (FERLIGA, 2000)

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sepolto; lateralmente essi poggiano direttamente sulla successione norica; limite superiore erosionale polifasico, su cui poggiano la formazione di Masserini e il sintema di Piodera (Fig. 22).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati stratificati in banchi metrici pianoparalleli, a supporto di matrice arenacea grossolana con abbondanti clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche, ben arrotondati e a sfericità ridotta, frequente embricazione e talora stratificazione obliqua a basso angolo; conglomerati organizzati in cicli metrici caratterizzati da gradazione diretta dei clasti e incremento della matrice verso l'alto; conglomerati in corpi lenticolari di estensione metrica, a supporto clastico, con clasti ben selezionati di dimensioni inferiore al decimetro, ben arrotondati, e matrice scarsa; conglomerati grossolanamente stratificati a supporto di matrice limosa ocrea con abbondanti clasti da 2 a 7 cm, subarrotondati; sabbie e arenarie grossolane in corpi planari decimetrici che si chiudono lateralmente nell'arco di alcuni metri. Clasti carbonatici e di poco subordinati clasti silicei provenienti dall'alta valle. Cementazione ottima, sino a completa litificazione, tranne in alcuni orizzonti sabbiosi incoerenti probabilmente per successiva alterazione a spese del cemento.

Superfici esposte sempre alterate, con decarbonatazione preferenziale dei clasti rispetto alla massa di fondo, in genere litificata; clasti riferibili al Verrucano Lombardo da molto alterati a completamente argillificati; marne e siltiti micacee ocree argillificate; metamorfiti del basamento cristallino seriano pressochè irricognoscibili; clasti carbonatici di dimensioni inferiori al centimetro completamente disciolti, con nucleo argillificato e sottile guscio esterno intatto quelli più grandi.

AREA DI AFFIORAMENTO - Affioramenti discontinui fra Fiorano al Serio e Vertova, a quote comprese tra i 410 e i 500 m. Vengono attribuiti a tale unità anche i depositi cementati presenti in destra idrografica del Serio sotto l'abitato di Bondo sino a 520 m di quota, per le analogie litologiche e sulla base di considerazioni geometriche.

ETÀ - Terziario.

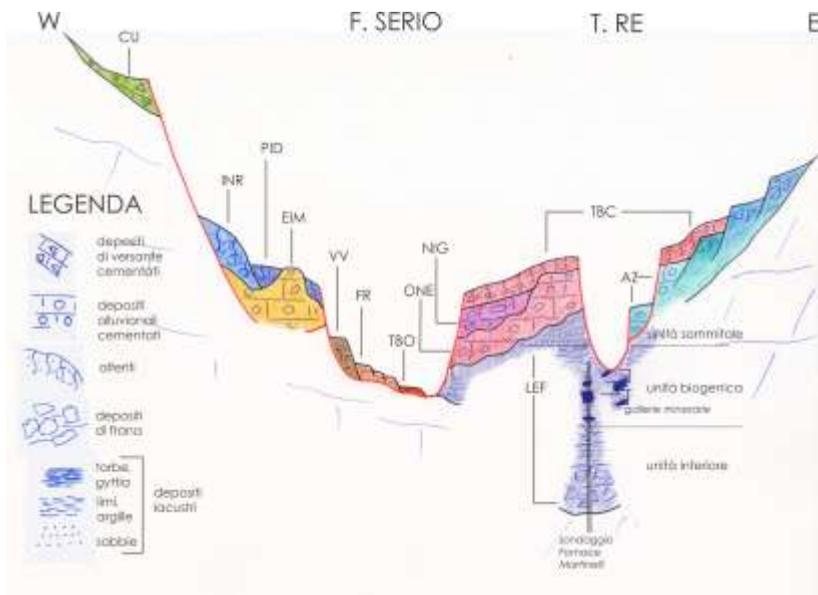


Fig. 22 - Schema dei rapporti stratigrafici fra le unità affioranti nella valle principale a S di Ponte Costone. Scala verticale maggiore rispetto a quella orizzontale.

3.5.2. - Gruppo di Cazzano Sant'Andrea (AZ)

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico, diamictiti a supporto di matrice, arenarie grossolane; clasti carbonatici locali (depositi alluvionali). Diamictiti a supporto di matrice e conglomerati a supporto clastico, con clasti spigolosi dal versante soprastante (depositi di versante). Da ottimamente cementati a litificati.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione; comprende una serie di terrazzi conglomeratici già indicati come Unità di Peia-Gandino (RAVAZZI, 2003), Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000), .

AREA DI AFFIORAMENTO - Val Gandino, a quote comprese tra i 430 e i 730 m circa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore direttamente sulla successione norica o erosionale sulla formazione di Leffe; limite superiore con materiali di alterazione attribuiti alla formazione di Tribulina del Castello o coincidente con la superficie topografica (Fig. 22).

Il gruppo riunisce più unità conglomeratiche di alimentazione locale dal bacino della Romna, di varia età e con rapporti stratigrafici non sempre ricostruibili data la scarsità di affioramenti nella parte centrale del bacino. La porzione più alta ed antica appare per quote anteriori ai conglomerati di

Val Bronesca, mentre alcuni dei livelli più bassi possono essere eteropici al conglomerato di Casnigo; dubbie rimangono invece le relazioni con la formazione di Leffe.

Per semplificazione, si sono inseriti nel gruppo anche i depositi conglomeratici alluvionali locali più bassi affioranti entro l'abitato di Leffe, e che appaiono incassati entro la successione lacustre.

LITOLOGIA - Depositi di conoide alluvionale: conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari con base erosionale, supporto clastico prevalente, matrice arenacea, clasti a selezione scarsa, da centimetrici a decimetrici, da subangolosi a subarrotondati, talora gradazione diretta; diamictiti massive a supporto di matrice arenaceo-limosa con abbondanti clasti eterometrici subarrotondati; ghiaie fini in corpi lenticolari a supporto clastico, clasti subarrotondati; sabbie e arenarie grossolane, con strutture da corrente. Clasti carbonatici di provenienza locale.

- Depositi alluvionali: conglomerati a stratificazione orizzontale, supporto clastico, clasti ben selezionati sino a decimetrici arrotondati e appiattiti; embricazione frequente. Alimentazione locale.

- Depositi di versante: diamictiti a supporto di matrice fine con clasti spigolosi eterometrici, da centimetrici a pluridecimetrici; conglomerati a supporto clastico in corpi stratoidi, con clasti eterometrici spigolosi. Clasti carbonatici provenienti dal versante soprastante.

Facies variamente intercalate o eteropiche, non separabili alla scala della carta. Cementazione estremamente variabile in funzione della posizione geometrico-stratigrafica e dell'età relativa: depositi litificati nei terrazzi più alti e antichi, cementazione da ottima sino a scarsa nei livelli via via più bassi e recenti incassati entro questi.

MORFOLOGIA - Ben conservata, con diversi ordini di terrazzi riconoscibili anche entro i nuclei storici dei centri abitati.

ETÀ - Pliocene? - Pleistocene medio.

3.5.3. - *Formazione di Leffe (LEF)*

DEFINIZIONE - Limi, limi argillosi, sabbie fini, limi calcarei laminati con livelli ricchi in gasteropodi dulciacquicoli (depositi lacustri). Torbe e ligniti in banchi metrici con macrofossili vegetali e resti di mammiferi (depositi palustri e di torbiera).

SINONIMI - Villafranchiano lacustre (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954); Formazione di Leffe (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Alveo della Romna e dei suoi affluenti, e lungo le due scarpate - orientale e occidentale - del terrazzo di Casnigo; le mappe delle miniere e gli scavi edilizi permettono di accertarne l'estensione sino a tutto l'abitato di Leffe.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore su porfiriti alterate (sondaggio Fornace Martinelli); limite superiore erosionale con il conglomerato di Val Bronesca (Fig. 22).

LITOLOGIA - Successione complessa di sedimenti legati in gran parte a situazioni di bassa energia (lacustre-torbiera), con stratigrafia nota solo attraverso dati puntiformi di sottosuolo (gallerie di miniera, grandi scavi edilizi, sondaggi); la porzione affiorante comprende:

- depositi lacustri: limi calcarei laminati passanti verso l'alto a limi e limi argillosi con laminazioni parallele nonché sabbie fini, con gusci di molluschi dulciacquicoli (Fig. 23 destra); argille grigie massive;
- depositi di torbiera: livelli metrici di torbe e ligniti, talora con tronchi deformati per il carico, intercalati a banchi di limi argillosi nerastrì con abbondante materia organica (*gyttja*), affioranti alla base della successione esposta (Fig. 23 sinistra).

RAVAZZI (2003; a cui si rimanda per la vasta bibliografia esistente sul bacino lacustre di Leffe) sulla base dei dati dei sondaggi delle miniere e del sondaggio condotto appositamente dal CNR in località Fornace Martinelli, distingue una "unità inferiore" sepolta, primo riempimento del bacino da parte di depositi provenienti dai versanti; l'"unità biogenica" caratterizzata da sedimenti carbonatici a cui sono intercalati i banchi di lignite coltivati nel secolo scorso, e affiorante nell'alveo del Re attorno a q. 420- 440 m s.l.m.; e l'"unità sommitale" caratterizzata da sedimentazione fine terrigena. Sopra a queste vegono segnalate (RAVAZZI, 1992) argille grigie ("Argille di Ca Manot") interpretate come eteropiche ai conglomerati del terrazzo di Casnigo; l'assenza di affioramenti non ha permesso però di cartografarne l'estensione areale nè di accertarne i rapporti stratigrafici.



Fig. 23 - Alveo del Re: livelli di torba alla sommità della Formazione di Leffe (sinistra); limi calcarei con resti di molluschi dulciacquicoli (destra) (foto Ferliga).

CONTENUTO PALEONTOLOGICO - Caratteristica dei depositi della formazione di Leffe è la presenza di una ricca fauna fossile a vertebrati. Entro i limi calcarei sono frequenti le associazioni a molluschi dulciacquicoli (ESU & GIROTTI, 1991). Abbondanti sono stati inoltre in passato i rinvenimenti, entro i banchi di lignite, di faune a vertebrati, fra cui *Archidiskon meridionalis* Nesti e *Rhinoceros etruscus* Falc. (VIALLI, 1956). Di notevole significato stratigrafico sono inoltre il contenuto palinologico e i macroresti vegetali (VENZO, 1953; LONA, 1950; RAVAZZI, 1993).

ETÀ - Sulla base del contenuto palinologico e delle analisi paleomagnetiche (RAVAZZI, 1993; MUTTONI *et alii*, 2007) la deposizione dell'unità si estende dal Gelasiano al calabriano (RAVAZZI, 1993).

3.5.4. - Conglomerato di Val Bronesca (**ONE**)

DEFINIZIONE - Conglomerati in banchi a supporto clastico, clasti prevalentemente carbonatici, ben selezionati ed arrotondati, (depositi alluvionali); cementazione ottima.

SINONIMI - “ceppo di varia età” (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954); Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Scarpata orientale e occidentale del terrazzo di Casnigo.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore marcatamente erosionale sulla parte superiore della formazione di Leffe; limite superiore erosionale, sottolineato da un evidente paleosuolo, su cui poggiano i conglomerati di Val Bronesca, oppure a organi geologici con la formazione di Tribulina del Castello (Fig. 22). In base a quote e geometrie, probabile eteropia con parte dei depositi più antichi riuniti nel gruppo di Cazzano.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in banchi metrici, supporto clastico, matrice arenacea; clasti da centimetrici sino a decimetrici, arrotondati e di forma ellissoidica. Prevalenti nettamente i clasti carbonatici, con subordinati clasti silicei (Verrucano Lombardo, micascisti, gneiss, arenarie e peliti). Cementazione ottima.

ETÀ – Sulla base di analisi paleomagnetiche condotte sulle argille della Formazione di Leffe sottostanti la superficie erosionale alla base dei conglomerati, MUTTONI *et alii* (2007) datano i “conglomerati di Casnigo” come posteriori all’episodio a polarità magnetica normale Jaramillo, e sulla base di considerazioni stratigrafiche e geometriche a scala regionale come correlabili allo stadio isotopico marino (Marine Isotopic Stage) MIS22. Tenendo conto della datazione paleomagnetica sulla sottostante formazione di Leffe, si propone quindi per il conglomerato del Castello di Casnigo, solo parzialmente equivalente ai “conglomerati di Casnigo” di MUTTONI *et alii* (2007) un’età calabriana.

3.5.5. - *Formazione di Masserini (INR)*

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice argillosa di colore 5YR con sparsi clasti residuali a disco, carbonati assenti, vulcaniti arenizzate, decolorate e con *cortex* di ossidi di Fe-Mn, Verrucano arenizzato e decolorato (alterite su depositi alluvionali).

SINONIMI – fluvio-glaciale completamente alterato in argille rosse “ferretto” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1954); Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Superficie attorno a q. 470-500, presso Masserini di Gazzaniga.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il *parent material* dell’unità ha limite inferiore erosionale sull’Argillite di Riva di Solto o su diamicton pedogenizzato a sparsi clasti - non distinto in carta in quanto non affiorante se non in scavi edilizi, e attribuibile all’unità di Brugali del limitrofo Foglio 098-Bergamo), o sui conglomerati di Semonte; la pedogenesi interessa l’intero spessore del deposito, e si spinge nei sottostanti conglomerati di Semonte generando una superficie a organi geologici. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, troncato dalla superficie erosionale entro cui è deposto il sintema di Piodera (Fig. 22).

I rapporti con la successione di Leffe affiorante sull'altra sponda del Serio non sono chiari. Considerando la fascia altimetrica di affioramento dei sintemi di Masserini e Piodera e dei conglomerati di Casnigo e di Val Bronesca, nettamente più alta di quella in cui affiorano le unità successive (gruppo di Vertova) appare evidente che queste unità, geometricamente non equivalenti fra loro, rappresentino comunque un periodo ben definito nella storia della valle, durante il quale il paleoSerio scorreva a quote decisamente maggiori rispetto ai tempi successivi; non appare però possibile definire quale sia la precisa successione degli eventi sedimentari che hanno portato alla formazione dei diversi litosomi conglomeratici sopra citati, data la discontinuità degli affioramenti e l'intensa urbanizzazione dell'area.

LITOLOGIA - Alterite sviluppata su depositi alluvionali seriani: diamicton massivo a supporto di matrice argillosa di colore 5YR con abbondanti patine di Fe-Mn; sparsi clasti residuali arrotondati e appiattiti: carbonati assenti, vulcaniti del Monte Cabianca decolorate, arenizzate e con *cortex* sino a 2 mm di ossidi Fe-Mn nero, arenarie del Verrucano arenizzate e decolorate, fantasmi di clasti argillificati chiari con patine di ossidi neri e rossi.

ETÀ– Sulla base del confronto con i conglomerati del Castello di Casnigo e di Val Bronesca, e tenendo conto della datazione del successivo sintema di Piodera, si propone un'età calabriana.

3.5.6. - Sintema di Piodera (PID)

DEFINIZIONE - Ghiaie pedogenizzate per spessori superiori ai 10 metri, supporto di matrice argillosa di colore 5YR, clasti a disco (depositi alluvionali). Litologie carbonatiche assenti, vulcaniti acide da arenizzate a argillificate, Verrucano Lombardo arenizzato; patine di ossidi di Fe-Mn.

SINONIMI – fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse "ferretto" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954); Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra del Serio, fra Colzate e Fiorano, a quote comprese fra 440 e 470 m s.l.m..

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione di spessore superiore ai 10 m, con clasti carbonatici assenti, arenarie del Verrucano arenizzate, arenarie del gruppo dei Laghi Gemelli con *cortex* pluricentimetrico arenizzato e nucleo friabile, vulcaniti acide da arenizzate a argillificate, metamorfiti scure arenizzate e ossidate, diffuse patine di ossidi Fe-Mn, colore matrice 5YR.

Limite inferiore erosionale sui conglomerati di Semonte o sulla successione norica, con organi geologici profondi sino a 3 m entro la Dolomia Principale alterata (Colzate); l'unità si giustappone inoltre alla superficie che tronca il sintema di Masserini. Limite superiore coincidente con la superficie

topografica (Fig. 22). Analogamente a quanto detto per la formazione di Masserini, i rapporti con la successione di Leffe affioranti sull'altra sponda del Serio non sono chiari, a causa dell'impossibilità di correlazione sia diretta che per quota delle singole superfici.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie pedogenizzate a supporto di matrice, con clasti residuali silicei ben selezionati e arrotondati, da appiattiti sino a disco; clasti carbonatici presenti come fantasmi argillificati solo nella porzione più profonda dell'ammasso.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata; i depositi tapezzano un evidente terrazzo in sinistra idrografica del Serio, incassato entro la superficie che tronca il sintema di Masserini.

ETÀ - Sulla base delle relazioni geometriche e stratigrafiche con le altre unità, il sintema di Piodera si colloca entro il Calabriano. Nel sottostante Foglio 098-Bergamo, conglomerati attribuiti per quota e geometrie al sintema di Piodera appaiono come il probabile sbarramento del paleolago di Ranica, datato alla parte terminale del Calabriano (RAVAZZI, 2005); se tali correlazioni sono valide, si conferma la datazione proposta.

3.5.7. - *Conglomerato del Castello di Casnigo* (NIG)

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico e arenarie, stratificati; clasti ben selezionati ed arrotondati, carbonatici e silicei (depositi alluvionali); cementazione ottima.

SINONIMI - "ceppo di varia età" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954); Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000; RAVAZZI, 2003).

AREA DI AFFIORAMENTO - Porzione superiore delle scarpate del terrazzo di Casnigo, da q. 450 m circa, sino a quota 510.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sulla successione norica, oppure sul sottostante conglomerato di Val Bronesca, profondamente inciso da una superficie erosionale successivamente soggetta a pedogenesi; limite superiore a organi geologici con la formazione di Tribulina del Castello (Fig. 22).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in banchi metrici a supporto clastico con abbondante matrice arenacea fine, clasti a selezione discreta, sino a decimetrici, ben arrotondati, di forma subsferica; conglomerati stratificati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea grossolana, clasti mal selezionati, di diametro sino a 20-30 cm, ben arrotondati, appiattiti, spesso a disco, presente embricazione; conglomerati in *set* a stratificazione obliqua, supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, da 1 a 6 cm, arrotondati, subsferici, rivestiti da sottili e discontinue croste di cemento calcitico; arenarie medie e grossolane in strati decimetrici gradati. Clasti di alimentazione seriana, carbonatici e silicatici in proporzioni variabili. Cementazione da buona a ottima.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Superficie terrazzata sospesa sino a 100 m sull'alveo attuale del Serio, ben riconoscibile anche se ammantata dalla coltre eolica pedogenizzata della formazione di Tribulina del Castello.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.5.8. - *Formazione di Tribulina del Castello (TBC)*

DEFINIZIONE - Limi arrossati (depositi eolici); argille e limi argillosi con sparsi clasti silicatici residuali (alteriti). Colore 5YR

SINONIMI - Unità di nuova definizione, comprende la coltre di alterazione e di *loess* pedogenizzati cartografata come parte sommitale dell'Unità di Casnigo in FERLIGA & CORBARI, (2000) e descritta in RAVAZZI, 2003; fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse "ferretto" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954).

AREA DI AFFIORAMENTO - In destra idrografica del Serio, ricopre le superfici di Casnigo, Cazzano, Gandino.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore a organi geologici sui sottostanti conglomerati di Val Bronesca, del Castello di Casnigo e del gruppo di Cazzano. Limite superiore coincidente con la superficie topografica (Fig. 22).

LITOLOGIA - Alteriti: limi argillosi pedogenizzati e diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con sparsi clasti silicei residuali, spesso a disco; clasti da alterati a arenizzati: litareniti verdi e rosse con *cortex* pluricentimetrico estremamente friabile e rubefatto, gneiss friabili, marne ocracee argillificate, conglomerati permiani con clasti quarzosi in rilievo; colore della matrice 7.5YR5/6

- Depositi eolici: limi pedogenizzati e arrossati.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.5.9. - *Gruppo di Vertova (VV)*

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico e clasti arrotondati; cementazione da buona a ottima (depositi alluvionali). Diamicton massivo a supporto di matrice pedogenizzato, decarbonatato sino a 10 m, clasti silicei arenizzati, colore 7.5YR-5YR (alterite su depositi alluvionali).

Il gruppo di Vertova comprende depositi sottesi da una superficie terrazzata attorno a q. 440 (Fig. 22). Nella descrizione vengono distinti i conglomerati di alimentazione seriana affioranti sulla scarpata (conglomerati di Vertova) dai diamicton massivi con clasti residuali alterati (formazione di Colzate) presenti negli scavi edilizi in superficie, che verosimilmente risultano dalla completa alterazione del litotipo conglomeratico, dato che in nessun caso è stato possibile osservare la transizione dal litosoma conglomeratico al suo profilo di alterazione.

ETÀ- Dal Pleistocene medio - età di deposizione dei sedimenti che costituiscono il gruppo - all'Olocene - età sino a cui è continuata la pedogenesi.

3.5.9.1 - Conglomerato di Vertova

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico, clasti carbonatici e silicei. Cementazione da buona a ottima: depositi alluvionali.

SINONIMI: Unità di Vertova *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica del Serio, lembi attorno a q. 470 a N di Colzate e scarpata attorno alla chiesa di Vertova.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore sulla superficie erosionale che tronca i depositi del sistema di Piodera, approfondendosi per oltre 40 m entro la successione norica. Limite superiore troncato dalla superficie topografica antropizzata, e troncato dalla superficie entro cui si deposita il supersistema di Fiorano. Relazioni con la formazione di Colzate non conservate.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati a supporto clastico, localmente con matrice arenacea, clasti da centimetrici sino a 20 cm, selezione da discreta a buona, ben arrotondati, da subsferici a appiattiti, spesso a disco; embricazione frequente. Clasti prevalentemente carbonatici, verso S aumentano gradualmente i clasti provenienti dalla successione retico-liassica locale; subordinati (30% circa) i silicoclasti provenienti dall'alta valle. Cementazione da buona a ottima.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I conglomerati strutturano il terrazzo incassato entro la superficie erosionale polifasica che tronca il sistema di Piodera e tutte le unità della limitrofa successione di Leffe, con un dislivello totale sino a 70 m; tale entità porta a ritenere il conglomerato di Vertova come deposto in una fase nettamente successiva rispetto al sistema di Piodera, e separata da esso da almeno un importante evento erosionale.

ETÀ – In base alle considerazioni geometriche e paleogeografiche su esposte, l'unità viene attribuito al Pleistocene medio.

3.5.9.2 - Formazione di Colzate

DEFINIZIONE - Diamicton pedogenizzato, massivo, a supporto di matrice, con clasti silicei residuali arenizzati; spessore osservato sino a 10 m (alterite su depositi alluvionali).

SINONIMI: Unità di Vertova *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica del Serio, a S di Ponte del Costone, a quote comprese tra 465 m e 390 m.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore a organi geologici plurimetrici su Dolomia Principale (scavi edilizi), con alterazione della dolomia sino a parecchi decimetri. Limite superiore erosionale,

coincidente con la superficie topografica, e troncato dalla superficie entro cui si deposita il supersintema di Fiorano. Non in rapporto diretto con il conglomerato di Vertova.

LITOLOGIA - Diamicton a supporto di matrice argilloso-limosa con clasti esclusivamente silicatici: Verrucano con superficie molto scabrosa (arenizzato ove conservata la porzione più alta), micascisti da friabili a arenizzati, siltiti ocracee completamente argillificate; fantasmi di clasti calcareo-marnosi argillificati e deformati presenti al di sotto di almeno 7 m dal piano campagna; frequenti patine di Fe-Mn attorno ai clasti e entro la matrice, di colore 7.5YR (5YR nella porzione sommitale).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia non conservata, coltri discontinue e di vario spessore lungo i versanti meno acclivi. L'unità è il prodotto dell'alterazione di ghiaie alluvionali del Serio, riconducibili per quota al conglomerato di Vertova ma non affioranti in continuità con esso; la correlazione *parent material* - suolo rimane pertanto dubitativa. Il litosoma appare troncato dall'erosione sino a profondità estremamente variabili, alterazione dei clasti e colore della matrice variano quindi in funzione di ciò.

ETÀ - Trattandosi dell'alterite sviluppata su depositi alluvionali del gruppo di Vertova, l'età della formazione del suolo che oggi osserviamo si estende dall'epoca della deposizione dei sedimenti sino all'Olocene; i depositi che generano la coltre di alterazione sono comunque databili al Pleistocene medio.

3.5.10. - *Supersintema di Fiorano (FR)*

DEFINIZIONE - Ghiaie in corpi stratoidi, con clasti arrotondati, ben selezionati (depositi alluvionali). Profilo di alterazione troncato, decarbonatato sino a 2.5 m, morfologia conservata.

SINONIMI - Unità di Albino *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sponda destra del Serio, da Colzate verso S.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato, con decarbonatazione sino a 2.5 m dal piano campagna, matrice argilloso-limosa 5YR, sparsi clasti silicatici residuali arenizzati.

Limite inferiore osservato: erosionale su Dolomia Principale (Fiorano, scavi edilizi); limite superiore coincidente con la superficie topografica (Fig. 22).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie in corpi stratoidi a supporto clastico con clasti ben arrotondati, appiattiti o a disco, da centimetrici sino a 20-30 cm, ben selezionati; ghiaie a supporto clastico con abbondante matrice sabbiosa, clasti da subarrotondati a arrotondati, mal selezionati, carbonatici e silicei provenienti dall'alta valle.

MORFOLOGIA - Ben conservata; evidenti terrazzi con scarpate di altezza compresa fra 5 e 10 m, incassati entro il terrazzo del Gruppo di Vertova.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.5.11. - *Sintema di Torre Boldone (TBO)*

DEFINIZIONE - Ghiaie in corpi stratoidi, con clasti arrotondati, ben selezionati (depositi alluvionali). Profilo di alterazione troncato, di spessore superiore a 2 m, colore della matrice 5YR, silicoclasti residuali debolmente alterati; morfologia conservata.

SINONIMI - Alluvioni terrazzate post-würmiane e recenti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), Unità di Torre Boldone *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sponda destra e sinistra del Serio, fra Colzate e Gazzaniga.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo d'alterazione troncato, di spessore sino a 2 m, esteso a tutto lo spessore visibile, argilloso-limoso con colore della matrice 5YR, silicoclasti residuali debolmente alterati. Nel sottostante Foglio 098-Bergamo: decorbonatazione sino oltre 3.5 m, Verrucano Lombardo arenizzato, vulcaniti acide arenizzate e decolorate, carbonati assenti; abbondanti patine di Fe-Mn; copertura *loessica* multipla pedogenizzata di colore sino a 7.5YR, con sviluppo di orizzonti a *fragipan*.

Limite inferiore su Calcere di Zorzino e (sondaggio in sponda destra del Serio) su Dolomia Principale; limite superiore coincidente con la superficie topografica (Fig. 22).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico o di matrice in corpi stratoidi, con clasti arrotondati, ben selezionati, talora a disco, e intercalazioni di sabbie medie o grossolane.

MORFOLOGIA - Ben conservata; lembi di terrazzo elevati sino a 2 m sull'alveo attuale.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.6 - BACINO DEL BREMBO

(a cura di S. Rossi)

3.6.1. - *Conglomerato di Val Vedra (VVD)*

DEFINIZIONE - Conglomerati in corpi lenticolari paralleli al versante, supporto clastico, clasti eterometrici spigolosi o arrotondati, locali accenni di laminazione obliqua e clasti isoorientati (depositi di versante).

SINONIMI - Complesso del Pizzo Menna *p.p.* (ROSSI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante orientale della Cima di Menna.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sulla successione mesozoica, limite superiore coincidente con la superficie topografica. Discordanza morfologica di circa 130 m tra conglomerato e fondovalle attuale, per il corpo di Passo del Vindiolo, inferiore per quello di C.na Mora: questa differenza induce a pensare che il secondo litosoma conglomeratico sia più giovane, anche per posizione geometrica. Per il corpo principale non esistono rapporti stratigrafici diretti; può tuttavia essere considerato anteriore, per geometrie e entità delle discordanze morfologiche, al conglomerato della Corna Buca, sul versante opposto della Cima di Menna.

LITOLOGIA - Depositi di versante: conglomerati a supporto di clasti, matrice sabbiosa da scarsa a molto abbondante, clasti da spigolosi a arrotondati, da 5 a 10 cm con rari blocchi sino a 30 cm; organizzati in corpi lenticolari paralleli al versante, con spessore variabile tra 30 cm e 2 m, talora a base erosionale. Presenti lenti di conglomerati privi di matrice con spessore sino a 1 m e clasti sino a 5 cm moderatamente selezionati, e conglomerati a supporto di matrice con accenni di laminazione obliqua e clasti isoorientati parallelamente alle lamine. Alcuni orizzonti sono separati da livelletti centimetrici di sabbie poco cementate.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Ampie falde di detrito in gran parte erose, conservate in posizione di cresta a valle del Passo del Vindiolo tra q. 1620 e q. 2030 e presso C.na Mora tra q.1300 e q.1670: placche limitate da scarpate erosionali, con superficie solo debolmente modellata, affioranti già dalla cresta a S del Passo del Vindiolo, pertanto non più in rapporto diretto con le aree di alimentazione. Localmente il piastrone conglomeratico è interessato da fratture di rilascio parallele alle scarpate principali, mentre verso valle si osservano numerosi blocchi di frana anche di dimensione metrica.

ETÀ - Non esistono dati per attribuire un'età precisa al conglomerato di Val Vedra. Il litosoma è conservato in posizione di cresta, e fa riferimento ad una fisiografia diversa da quella attuale, con evidente inversione del rilievo, troncato dalla valle attuale, posizione di cresta; può quindi essere ritenuto di età terziaria.

3.6.2. - Conglomerato della Corna Buca (BUA)

DEFINIZIONE - Conglomerati in letti lenticolari, a supporto clastico con abbondante matrice e clasti eterometrici da spigolosi a moderatamente arrotondati (depositi di versante e di conoide). Carsificato. Svincolato dalla fisiografia attuale.

SINONIMI - Complesso del Pizzo Menna *p.p.* (ROSSI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti settentrionali della Cima di Menna, di fronte a Bàresi tra q. 1050 e q. 1750, e di Croce del Pizzo, di fronte a Capovalle, tra q. 1250 e q. 1600.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore, non visibile, con la successione mesozoica erosa; limite superiore coincidente in gran parte con la superficie topografica, con fenomeni erosionali lungo gli alvei dei corsi d'acqua e pedogenesi con decarbonatazione dei cementi nei primi 15 - 30 cm; localmente limite superiore con depositi glaciali del supersintema di Lenna.

LITOLOGIA - Depositi di versante: conglomerati in letti lenticolari plurimetrici spesso con base erosiva, a supporto clastico, matrice abbondante, clasti da spigolosi a moderatamente arrotondati, da 3 sino a 20 cm; frequenti livelli moderatamente selezionati, con clasti sino a 8-10 cm, che divengono più grossolani in aree prossimali alle fonti di alimentazione; intercalati conglomerati a supporto clastico privi di matrice, con clasti da spigolosi a arrotondati.

- Depositi di conoide: conglomerati a supporto clastico con matrice, clasti e blocchi da spigolosi a moderatamente arrotondati sino a 100 cm, in livelli lenticolari a base erosionale e con gradazione da inversa a diretta, alternati a letti lenticolari con meno matrice; piccole lenti di arenarie grossolane massive con clasti fini isoorientati; lenti di arenarie medio-fini sino a 80-100 cm di spessore, con laminazione obliqua e isoorientazione dei clasti.

Giacitura suborizzontale nella parte bassa della successione, con inclinazione crescente verso l'alto. Clasti carbonatici di calcare di Esino e di unità eteropiche affioranti sui versanti soprastanti, e sparsi clasti di conglomerati a supporto clastico e scarsa matrice arenacea, clasti arrotondati anche di Verrucano Lombardo. Cementazione ovunque molto buona e omogenea.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Falda di detrito a conoidi coalescenti che colma valloni preesistenti, priva di morfologie superficiali significative in quanto successivamente glacializzata. Placche erose verso valle e sospese di circa 200 m rispetto all'attuale fondovalle. Nel vallone di fronte a Bàresi imponenti strutture carsiche sviluppate in zona satura, principalmente condotte con diametro sino a 3 m e asse pressoché orizzontale a orientazione SE-NW, e evidenti cupole, troncate dall'erosione della scarpata. Ugualmente intenso, ma con strutture di dimensioni ridotte, è il carsismo nei depositi di fronte a Capovalle.

Il litosoma si raccorda a un fondovalle posto a una quota incompatibile non solo con la fisiografia attuale ma anche maggiore rispetto al livello di base dell'erosione correlato ai depositi del gruppo di Camerata Cornello, rispetto ai quali risulta quindi anteriore.

ETÀ – L'unità è sedimentata entro la fisiografia attuale, ma troncata dal successivo approfondimento della valle di Roncobello sinno alle quote attuali. Essa è quindi da attribuirsi ad un generico Terziario posteriormente alla deposizione del conglomerato di Val Vedra ma anteriormente a quello di Zorzone.

3.6.3. - Conglomerato di Val delle Fontane (**VFO**)

DEFINIZIONE - Diamictite a clasti di Dolomia Principale, profondamente alterata a pinnacoli (depositi di versante).

SINONIMI – Unità non distinta in precedenza.

AREA DI AFFIORAMENTO - SW di Oltre il Colle, lungo la strada che porta a Pian della Palla.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - L'unità poggia direttamente sulla Dolomia Principale; limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Depositi di versante cementati e fortemente alterati: diamictite massiva con clasti di dolomia alterati dall'interno, immersi in una matrice ocra chiara che li avvolge lasciando liberi gli interstizi tra i clasti, clasti subarrotondati per alterazione e eterometrici, con dimensioni variabili da pochi centimetri a qualche metro, cemento di colore grigio chiaro, avvolgente tutti i clasti occupando parte degli interstizi. Si osservano cavità di clasti "fantasmi" in superficie.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – L'unità si presenta quasi interamente suddivisa in pinnacoli dovuti a alterazione (organi geologici), di dimensioni plurimetriche e talora particolarmente evidenti ("il Bottiglione", sopra la strada da Valpiana a Oltre il Colle).

ETÀ - Depositi di versante molto antichi, con uno spessore minimo pari all'altezza dei pinnacoli. In base all'alterazione e ai rapporti altimetrici con altre unità antiche è possibile riferire l'unità al Terziario.

3.6.4. - Conglomerato di Zorzone (**ZOZ**)

DEFINIZIONE - Conglomerati clinostratificati secondo il versante, a supporto clastico, matrice assente, clasti spigolosi; conglomerati a supporto clastico, matrice abbondante e clasti spigolosi o arrotondati (depositi di versante). Cementazione buona, troncato dalla topografia attuale.

SINONIMI - Cartografata come Unità di Zorzone all'interno del Complesso del Pizzo Menna in ROSSI (2000)

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante sudorientale della Cima di Menna.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sempre sulla successione mesozoica; limite superiore coincidente in gran parte con la superficie topografica, localmente suturato da depositi di versante del sistema del Po. Nelle attuali condizioni di affioramento, non è

possibile definire i rapporti stratigrafici con altre unità. Per litologia, stato di cementazione e strutture carsiche è forse considerabile una unità coeva del Conglomerato di Corna Buca.

LITOLOGIA - Depositi di versante: conglomerati a supporto clastico, con clasti spigolosi da 2 a 15 cm, moderatamente selezionati, matrice assente o scarsissima, siltosa; in strati lenticolari, spessi da 15 a 200 cm, clinostratificati parallelamente al versante, con limiti tra gli strati prevalentemente transizionali per variazione di granulometria e selezione, raramente netti non erosivi; conglomerati a supporto clastico o di matrice siltosa, localmente arenacea, con clasti da spigolosi a arrotondati, isoorientati, e rarissimi livelli a gradazione inversa; orizzonti lenticolari spessi da 30 a 90 cm, con base netta, frequentemente erosionale. Clasti totalmente carbonatici (calcare di Esino e formazione di Gorno).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Ampia falda di detrito a monte dell'abitato omonimo, alle pendici della cresta SE della Cima di Menna, da q. 850 a oltre q.1400, caratterizzata da un buon raccordo morfologico con il versante soprastante, e una discontinuità morfologica di oltre 180 m con il fondovalle attuale in media Val Vedra, e di 190 m a Zambla bassa. Il conglomerato su cui sorge l'abitato di Zorzone arriva invece a circa 20 m dal fondovalle della Val Parina, poco meno di quello che costituisce il terrazzo erosionale a valle di Oltre il Colle.

ETÀ' - Attualmente non esistono dati paleontologici o geocronometrici che permettano di attribuire all'unità un'età precisa. Tuttavia la geometria dei depositi suggerisce il collegamento a una fisiografia anteriore all'approfondimento messiniano, ma già entro la fisiografia attuale; si propone quindi una età genericamente miocenica superiore.

3.6.5. - *Sintema di Endenna* (END)

DEFINIZIONE - Ghiaie con matrice sabbiosa abbondante, clasti ben arrotondati, abbondanti clasti discoidali (depositi alluvionali). Depositi intensamente alterati.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione, non distinta in precedenza.

AREA DI AFFIORAMENTO – Margine meridionale del foglio e limitrofo Foglio 098-Bergamo (Fig. 24 fuori testo).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI -

Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica, su superfici terrazzate poste a quote differenti; limite superiore sempre erosionale, coincidente con la superficie topografica o localmente coperto da depositi del supersintema della Colma del Piano. Profilo d'alterazine ben sviluppato, in genere troncato.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa abbondante, con clasti ben arrotondati sino a 30-40 cm e

abbondanti clasti discoidali; depositi intensamente alterati, di cui restano solo lembi dell'orizzonte C dei suoli su di essi sviluppatasi e successivamente troncati; clasti cristallini alquanto rinsaldati e immersi in una matrice argilloso sabbiosa di colore bruno rossastro (10YR da 6/8 a 5/8 presso Somendenna; 7.5YR da 4/4 a 3/4 presso Piazzacava, a N di S. Pellegrino). In corrispondenza dello sbocco di corsi d'acqua locali presenti orizzonti interpretabili come depositi essenzialmente gravitativi legati a canali a carattere torrentizio, coevi alle facies alluvionali, caratterizzati da clasti carbonatici e terrigeni locali spigolosi o subarrotondati, immersi in una matrice limosa sabbiosa bruna con inclusi di argille limose giallastre, allineati su superfici parallele al pendio. Depositi completamente decarbonatati, con abbondanti clasti di porfidi del gruppo dei Laghi Gemelli debolmente alterati con macchie di ossidi di ferro; nettamente subordinati arenarie e conglomerati del Verrucano Lombardo, intensamente alterati tanto da avere separazione dei singoli clasti per dilavamento delle acque piovane; fantasmi limosi di clasti derivati da litotipi terrigeni fini, deformati dalla compenetrazione dei clasti adiacenti, e fantasmi di clasti carbonatici argillificati.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Depositi intensamente erosi, caratterizzati da svariati terrazzi con scarpate alte sino a 10 m, sviluppate sia parallelamente al Brembo sia parallelamente ai corsi d'acqua che vi confluiscono. Talvolta sequenze di terrazzi correlabili, come alla confluenza tra il Grumello e il Brembo (nell'attiguo Foglio 098-Bergamo), dove si osservano tre differenti scarpate a q. 410, 390 e 370 m circa. Questo dato certamente indica un'erosione polifasica comune a entrambi i corsi d'acqua: dunque sia la valle del Brembo che la valle confluyente si sono evolute contemporaneamente.

A N di Braccamolino e a N di Endenna invece l'unità è incisa da scarpate relative a corsi d'acqua non più correlabili al contesto fisiografico e al reticolato idrografico attuale, e quindi da ritenersi anteriori all'attuale assetto del territorio. In particolare il corso d'acqua che ha modellato il conoide in roccia, ammantato da poco detrito di versante appena rimaneggiato, su cui sorge parte dell'abitato di Endenna, proveniva da Braccamolino, che si trova ora su un culmine di cresta. E dalla cresta attuale non potevano provenire i torrenti che hanno inciso le scarpate orientate NW-SE a N di Somendenna, incise in roccia (principalmente Argillite di Riva di Solto) e percorse da ruscelli a carattere stagionale.

Un terzo esempio di morfologie che interessano il sintema di Endenna si osserva in Val Bruciata, tra Endenna e Grumello dei Zanchi (nell'attiguo Foglio 098-Bergamo), con una sola scarpata erosionale che va dalla sommità degli affioramenti al fondovalle, attraversando senza discontinuità morfologiche il limite inferiore dell'unità al contatto con Argillite di Riva di

Solto / Dolomia Principale. Questo lineamento morfologico, che taglia sia il sintema di Endenna sia la successiva unità di Stabello (supersintema della Colma del Piano), nonché tutte le morfologie erosionali descritte, appare dunque correlabile a un livello di base più vicino all'attuale rispetto a quelli ricostruibili in altri settori ove affiora il conglomerato: la Val Bruciata si è quindi evoluta più recentemente del resto dell'area.

ETÀ - Non esistono dati paleontologici o geocronometrici che possano fornire indizi per attribuire un'età, anche approssimata, al sintema di Endenna. L'unità è costituita da depositi fluviali, la cui superficie di massima aggradazione si trova sino a quasi 200 m di quota più in alto dell'attuale livello medio del Brembo. Considerando il gradiente medio calcolato in base ai dati (8‰), e ipotizzando per semplicità che i movimenti di carattere tettonico siano stati omogenei su tutto il corso del fiume, il limite superiore del sintema di Endenna potrebbe "sfociare" sulla pianura alla quota attuale di circa 410 m. Tale livello, che si trova a circa 165 m al disopra del corso attuale del Brembo, non è in equilibrio morfologico con alcuna superficie conosciuta al margine della pianura. È inoltre più alta di 135 m rispetto ai depositi pliocenici della Formazione del Tornago e del Conglomerato di Madonna del Castello. Di conseguenza il sintema di Endenna è da considerarsi anteriore anche a queste due unità, e potrebbe quindi essere riferita alla fase evolutiva del Pliocene inferiore.

3.6.6. - Gruppo di Camerata Cornello (LL)

DEFINIZIONE – Conglomerati a supporto clastico, clasti arrotondati spesso discoidali, sparsi blocchi spigolosi provenienti dai versanti, laminazione incrociata e concava, clasti embriicati; sabbie in lamine pianoparallele con rari clasti arrotondati; ghiaie grossolane in banchi a laminazione obliqua, matrice sabbiosa, clasti silicatici prevalenti (depositi alluvionali). Arenarie e conglomerati in *foreset* immergenti verso S (depositi deltizi).

Limi sabbiosi e sabbie limose in lamine pianoparallele con locali sequenze decimetriche torbiditiche (depositi paralic). Conglomerati fini e medi con apporti dal versante, sabbie medie e limi a laminazione pianoparallela (depositi alluvionali e lacustri). Cementazione buona; alterazione profonda.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica; limite superiore costituito da una superficie di erosione coperta da depositi di versante del sintema del Po o del gruppo del Culmine, o da *till* e ghiaie fluvio-glaciali del supersintema della Colma del Piano.

Il gruppo è suddiviso in quattro unità litostratigrafiche, non distinte cartograficamente. Dato che esso affiora lungo il corso del Brembo, in corrispondenza del limite fra il presente foglio e il limitrofo Foglio 076–Lecco, e che tutti gli affioramenti concorrono alla sua interpretazione

paleogeografica e cronologica, le unità che lo compongono vengono qui descritte nel loro complesso, senza tener conto della divisione tra i fogli (Fig. 24 fuori testo).

ETA – Sulla base delle considerazioni paleogeografiche sotto riportate per la formazione di Val Foppa Bona, la sedimentazione del gruppo viene collocata, in via attualmente ipotetica, entro il Pliocene.

3.6.6.1 - Conglomerato di Scalvino

SINONIMI - Würm *p.p.* (DESIO, 1952; HAUPT, 1938; LEVY, 1915), Unità di Scalvino (ROSSI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Destra idrografica del Brembo, a monte del vecchio tracciato ferroviario, cinquanta metri a S del ponte che porta verso C. Cornamena, sull'altra sponda, dal livello della strada, a q. 466 m, sino a oltre q. 550 m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore su depositi di versante cementati e sulla successione mesozoica; limite superiore erosionale.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali:

- conglomerati in corpi planari e lenticolari clinostratificati, con immersione verso S e inclinazione sino a 30° decrescente da N verso S; supporto di matrice arenacea media e grossolana da scarsa a molto abbondante, talora concentrata in lenti, con clasti ben arrotondati e sparsi blocchi spigolosi di grandi dimensioni provenienti dal versante;

- sabbie da medie a grossolane, massive o con laminazione pianoparallela.

Si osserva anche una debole inclinazione parallela al versante, legata a deformazione posteriore alla litificazione, per lieve scivolamento lungo il versante o per collasso da erosione di livelli sottostanti.

Cementazione buona.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Terrazzi di aggradazione del Brembo, in gran parte smantellati dall'erosione.

3.6.6.2 - Formazione di Val Foppa Bona

SINONIMI - Würm (TARAMELLI, 1910), *Diluvium* Antico (DESIO, 1952), Unità di Val Foppa Bona (ROSSI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica del Brembo, in speroni delimitati da pareti verticali appena a N di Scalvino, a monte de La Foppa, a monte di Case Fenili, sullo sperone N all'imbocco della Val Parina e sul promontorio che genera l'ansa del Brembo a N di Darco, presso Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco), dal livello del fiume, poco sotto quota 450 m, sino a quota 550 m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore non affiorante, geometricamente copre la superficie di erosione a tetto del conglomerato di Scalvino; limite superiore erosionale.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da

- depositi alluvionali: conglomerati in strati con giacitura $236^{\circ}/28^{\circ}$, a supporto di matrice arenacea, con clasti ben arrotondati, moderatamente selezionati, diametro sino a 5-6 cm con rari clasti sino a 12 cm, laminazione obliqua $172^{\circ}/42^{\circ}$; ghiaie grossolane al limite tra supporto clastico e supporto di matrice, con pochissima matrice, talora concentrata in lenti; ghiaie a supporto clastico ben lavate; sabbie con rari clasti arrotondati in lamine pianoparallele; ghiaie massive o con laminazione incrociata a basso angolo, a supporto di matrice sabbiosa con clasti sino a pochi centimetri di diametro, molto poco addensati; ghiaie a supporto di matrice con clasti arrotondati, diametro da 2 a 10-15 cm, rari clasti più grossolani concentrati in livelli, con laminazione incrociata e concava. Frequenti clasti embricati. Prevalenti clasti costituiti da porfidi, arenarie e metamorfiti del basamento, subordinati clasti carbonatici.

- depositi deltizi: arenarie stratificate medie e grossolane con sparsi ciottoletti arrotondati e laminazione pianoparallela, in *foreset* inclinati verso S; a N in strati a spessore e inclinazione crescenti, e passanti a ghiaie medie e fini a matrice sabbiosa, al limite tra supporto di matrice e supporto clastico, con laminazione incrociata a basso angolo; verso S divengono sottili letti a bassa inclinazione di sabbie medie e grossolane e ghiaie fini con accenni di laminazione inclinata a basso angolo (*bottomset*).

- depositi lacustri: limi sabbiosi e sabbie fini limose in livelletti centimetrici a laminazione pianoparallela, con rari livelletti di sabbia grossolana passante a ghiaia fine.

Cementazione buona nelle facies grossolane.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Terrazzi di aggradazione del Brembo, in gran parte smantellati dall'erosione. Da notare è inoltre la presenza di un delta; esso implica la presenza di un corpo idrico ricevente, non sono però stati trovati nè ostruzioni possibili nè resti di ostruzioni della Val Brembana e pertanto non vi sono mai stati laghi di dimensioni appropriate a un delta nella valle. La ricostruzione della linea di riva del mare durante il Pliocene inferiore (BINI & ZUCCOLI, 2005) indica che la zona di Camerata Cornello era a livello del mare, e quindi si può ipotizzare che la formazione di Val Foppa Bona, affiorante immediatamente a monte di tale area e a quote compatibili, rappresenti il delta del Brembo nel mare pliocenico.

3.6.6.3 - Conglomerato della Foppa

SINONIMI – Unità della Foppa (ROSSI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Destra idrografica del Brembo appena a N di Darco, tra quota 440 m e quota 450 m, a valle di C. Pianchella, a N di Scalvino; sinistra idrografica del Brembo di fronte a Scalvino, presso La Foppa, poco sopra quota 450 m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore su successione mesozoica o erosionale sulla formazione di Val Foppa Bona; limite superiore erosionale.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: conglomerati in letti suborizzontali a supporto di matrice arenacea media e grossolana da scarsa a molto abbondante, con clasti ben arrotondati, frequenti clasti di dimensioni maggiori di 50 cm e clasti discoidali. Cementazione buona.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Terrazzi di aggradazione del Brembo, in gran parte smantellati dall'erosione.

3.6.6.4 - Unità di Darco

SINONIMI - Würm (TARAMELLI, 1910), *Diluvium Antico* (DESIO, 1952), Unità di Darco (ROSSI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Litosoma esteso a tutto l'abitato di Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco) e di Darco; affiora inoltre presso Portiera, sull'altro lato della valle, e a valle di Darco con una successione di sabbie e limi lacustri. I depositi sono distribuiti dal livello del fiume, a circa 420 m, sino a 550 metri circa di quota.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore su successione mesozoica; limite superiore erosionale.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da depositi alluvionali: conglomerati medio-fini in strati suborizzontali massivi o a laminazione incrociata, supporto di matrice arenacea media e grossolana o passanti a supporto clastico, clasti ben arrotondati, moderatamente selezionati; ghiaie fini a matrice arenacea grossolana con sparsi clasti più grossolani, massive o a laminazione pianoparallela; talvolta intercalati livelletti pianoparalleli di sabbia grossolana. Laminazione pianoparallela o incrociata a basso angolo, frequenti embricature, rari livelli a gradazione normale.

- depositi lacustri: sabbie medie e fini a laminazione pianoparallela, con livelletti di ghiaia fine a base erosionale; sequenze decimetriche (torbiditi) a base erosionale, con ghiaia fine alla base passante a sabbie a laminazione pianoparallela e a limi; *mass flow* con ghiaia fine e media a supporto di abbondante matrice arenacea fine. Diffuse strutture di deformazione da carico tipo *cast load*.

Cementazione buona; nelle facies lacustri, meno coerenti, sono molto evidenti faglie normali, a direzione parallela alla valle.

Fenomeni di alterazione non ben visibili, probabilmente a causa di successiva erosione degli orizzonti superficiali; presso Darco, nel limitrofo

Foglio 076-Lecco, accenni di strutture a organi geologici, con tozzi pinnacoli di conglomerato preservati tra ben sviluppate tasche di alteriti.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Il litosoma principale, nel limitrofo Foglio 076-Lecco, è delimitato verso valle da scarpate erosionali alte oltre 30 m, ed è suddiviso in lingue secondarie da scarpate erosionali sviluppate lungo torrenti anche a carattere temporaneo; la sua superficie è erosiva. Tra lo sperone di Darco e l'inizio della forra di Cornello il Brembo è rimasto incanalato tra il corpo conglomeratico e il versante orientale della valle, su cui i resti della formazione di Darco sono stati preservati dall'erosione solo in corrispondenza di una rientranza del versante, generata dai due torrenti che scorrono presso Portiera.

3.6.7. - *Supersintema di Lenna (LE)*

DEFINIZIONE - Diamicton a clasti sino a metrici (*till* di ablazione o di alloggiamento); ghiaie e sabbie laminate (depositi fluvioglaciali); diamicton stratificati a clasti spigolosi (depositi di versante); ghiaie e sabbie a laminazione obliqua o massive (depositi alluvionali). Morfologie ben conservate, profilo di alterazione inferiore a 1 m.

SINONIMI - Würm *p.p. Auctorum*; Complesso del Brembo (ROSSI *et alii*, 2000).

Il supersintema di Lenna è costituito da sintemi relativi ai vari ghiacciai che durante l'ultima glaciazione hanno interessato la Val Brembana e le valli laterali senza entrare in coalescenza tra loro. Vengono quindi descritte le caratteristiche generali del supersintema, mentre per le singole unità, si rimanda alla Tab. 2.

AREA DI AFFIORAMENTO - Placche discontinue sui versanti e sui fondovalle principale e laterali, dal margine settentrionale del foglio sino a poco a S di Lenna; apparati morenici legati a fasi LGM locali sono presenti inoltre in tutti i rami laterali della Valsecca. I depositi fluvioglaciali affiorano estesamente lungo il corso del Brembo dal margine meridionale del foglio sino a Antea, con affioramenti sino a q. 310 a Zogno (immediatamente a S del margine del foglio), e sino a q. 380 m s.l.m. presso S. Pellegrino e Antea (Fig. 24 fuori testo).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Caratterizzato da morfologie localmente ben conservate, spesso in erosione, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto, modesta ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi a elevato contenuto in Fe, profondità massima dell'alterazione 1,5-2 m, sviluppo di suoli con spessore massimo 30-40 cm. Nelle zone a quote più elevate, matrice debolmente alterata e fronte di decarbonatazione pressoché inesistente, limitato a pochi centimetri nelle aree più umide e vegetate. Localmente l'unità è coperta con limite erosionale dal sintema del Po.

Limite superiore quasi sempre coincidente con la superficie topografica; limite inferiore su basamento e successione permo-mesozoica con rare tracce significative da esarazione (dossi montonati), o su unità glaciali più antiche (supersintema della Colma del Piano).

LITOLOGIA - Depositi glacialigenici:

- *till* di ablazione: diamicton con abbondante matrice limoso sabbiosa, a clasti sino a metrici da moderatamente a ben arrotondati, prevalenti clasti di litotipi dell'alta Val Brembana (gneiss di Morbegno, porfidi e arenarie del gruppo dei Laghi Gemelli, Verrucano Lombardo) soprattutto se di grandi dimensioni, subordinati clasti di calcare di Esino e in minima percentuale di altre unità carbonatiche (Calcare di Angolo, Formazione di Breno); in prossimità dei rilievi carbonatici tali litotipi costituiscono la componente esclusiva dei diamicton. Frequenti massi erratici, talora sino a 10m³ di volume.

- *till* di alloggiamento: diamicton a supporto di matrice limoso-sabbiosa bruno-giallastra localmente sovraconsolidata, con clasti sino a 40 cm, da poco a ben arrotondati, e rari clasti a ferro da stiro costituiti da porfidi; litologia dei clasti eterogenea, rispecchiante il substrato dal basamento metamorfico del crinale orobico alle unità carbonatiche della Valsecca.

Depositi fluvio-glaciali: ghiaie in letti grossolani a laminazione obliqua a scala metrica, supporto clastico, matrice sabbiosa, clasti ben arrotondati, talora isoorientati o embricati ove i letti siano inclinati; subordinate sabbie a laminazione obliqua e parallela; ghiaie con matrice sabbioso limosa e clasti sino a metrici scarsamente arrotondati; ghiaie con scarsa matrice, supporto clastico, talora a gradazione inversa.

- *till* di colata: diamicton a clasti eterometrici da spigolosi a arrotondati immersi in matrice limoso sabbiosa.

Localmente passanti lateralmente a depositi di versante: diamicton grossolanamente stratificati in banchi planari e letti lenticolari clinostratificati, con clasti sino a 80 cm immersi in abbondante matrice limoso sabbiosa.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Forme abbastanza fresche e ben definite, sebbene in gran parte troncate dall'erosione lungo l'asse principale delle valli. Cordoni morenici ben riconoscibili, frequentemente separati da strette piane fluvio-glaciali.

Le morene laterali del ghiacciaio del Brembo, che derivava dalla coalescenza delle due lingue di Valleve (coi due rami di San Simone e di Foppolo) e di Carona sono conservate solo in posizioni particolari (Passo del Vendulo, Lenna).

In Valsecca è testimoniata una trasfluenza del ghiacciaio del Brembo di Valleve che tronca le morene LGM dell'apparato locale: è evidente quindi la non sincronicità della fase di LGM tra la valle principale e la laterale,

dovuta verosimilmente all'esposizione a S dei bacini minori. Tutti gli apparati della Valsecca di Roncobello si sono mantenuti isolati e non hanno mai raggiunto il ghiacciaio del Brembo.

ETÀ - Pleistocene superiore.

3.6.7.1 Sintema di Bordogna (**LEB**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi con clasti silicei e carbonatici alimentati dal bacino del brembo di Carona (*till* di ablazione o di alloggiamento); ghiaie, aabbie e limi laminati (depositi di contatto glaciale).

SINONIMI - Würm *p.p. Auctorum*; Unità di Baresi (ROSSI *et alii*, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti della valle del Brembo di Valleve,

sino alla confluenza col Brembo di mezzoldo fra Lenna e Piazza Brembana

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite superiore

quasi sempre coincidente con la superficie topografica; limite inferiore su

successione permo-mesozoica, su unità glaciali più antiche (supersintema

della Colma del Piano) o su depositi di versante cementati riferiti al gruppo

del CULmine. Superficie limite superiore con le caratteristiche tipiche del

supersintema.

LITOLOGIA - Depositi glacialigenici:

- *till* di ablazione: diamicton con abbondante matrice limoso sabbiosa, a clasti sino a metri da moderatamente a ben arrotondati.

- *till* di alloggiamento: diamicton a supporto di matrice limoso-sabbiosa bruno-giallastra localmente sovraconsolidata, con clasti sino a 40 cm, da poco a ben arrotondati, e rari clasti a ferro da stiro.

Clasti prevalentemente silicatici, con sparsi clasti carbonatici dalla successione triassica.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Forme ben definite, solo in parte troncate dall'erosione.

ETÀ - Pleistocene superiore.

Tab. 2 - Supersistema di Lenno: quadro riassuntivo delle caratteristiche delle unità locali, distinte in carta (in grassetto) o non distinte cartograficamente (S. Rossi). Numeri riferiti a Fig.2.

Unità	Sinonimi: in Complesso del Brembo (Rossi, 2000)	Area di affioramento	Litologia	Morfologia	Limite inferiore	Limite superiore	Profilo di alterazione	Paleogeografia
8. sistema di Bordogna	Unità di Baresi	Valle del Brembo di Valleve	Till: diamicton massivi, clasti silicei e carbonatici locali. Depositi di contatto glaciale: sabbie, ghiaie e limi.	Morene laterali ben conservate	Successione permo-triassica. Gruppo del Culmine	Superficie topografica	Spessore sino a 1 m, matrice 5YR-7.5YR	Ghiacciaio del Brembo di Valleve e fasi di ritiro
9. sistema di Valsecca	Unità di Valsecca	Valsecca di Roncobello	Till di ablazione e colata: diamicton massivi, clasti silicei e carbonatici locali.	Morene laterali e frontali ben conservate.	Successione permo-triassica	Superficie topografica. Sint. del Po	Spessore inferiore a 1 m; clasti carbonatici non alterati; colore matrice influenzato da petrografia clasti	Ghiacciaio di Roncobello Fasi di ritiro locali
subsistema Baite Campo	membro di Baite Campo	M. Spondone, versante S	Till di alloggiamento: diamicton massivi sovraconsolidati.	Piane fluvio-glaciali.	Successione permo-triassica. Depositi LGM del sistema			
subsistema Tre Pizzi	Unità dei Tre Pizzi	Valloni dei Tre Pizzi	Depositi di contatto glaciale: sabbie, ghiaie, limi, diamicton.					
subsistema del Vindiolo	Membro del Vindiolo	NW di Passo del Vindiolo						
subsistema Marogella	Membro di Marogella	W di Passo di Marogella						
10. sistema del Vallone	Unità della Cima di Menna	Cima di Menna: vallone NW.	Till: diamicton massivi, sovraconsolidati se di alloggiamento. Depositi di contatto glaciale: ghiaie e sabbie.	Morene laterali e piane fluvio-glaciali ben conservate	Successione permo-triassica. Conglomerato della Coma Buca	Superficie topografica. Sint. del Po	Spessore inferiore a 1 m; clasti carbonatici non alterati.	Ghiacciaio locale
11. sistema di Zogno	Unità della Cima di Menna	Valle del Brembo: da Zogno a S. Pellegrino	Depositi alluvionali: ghiaie sabbiose e sabbie	Terrazzi alluvionali	Successione permo-triassica. U. di Inzogno, S. di Endenna	Superficie topografica. Sint. del Po	Clasti carbonatici non alterati.	Alluvioni del Brembo
12. sistema dell'Alben		M. Alben: conca di Casere Basse	Till: diamicton massivi, sovraconsolidati se di alloggiamento.	Morene latero-frontali ben conservate	Successione norica	Superficie topografica. Sint. del Po	Clasti carbonatici non alterati.	Ghiacciaio locale

3.7 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

(a cura di C. Ferliga, S. Rossi)

3.7.1. - *Alteriti* (**b₆**)

DEFINIZIONE - Argille e argille limose massive con clasti residuali derivati dall'alterazione del substrato sottostante, a cui fanno transizione.

SINONIMI - Unità non cartografata in precedenza

AREA DI AFFIORAMENTO - Val del Riso; versante N del Pizzo Formico.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore graduale, transizionale con il *parent material*. Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica.

Sviluppate a spese di un substrato del quale non è più riconoscibile l'originaria natura, sia esso costituito da litotipi mesozoici che da depositi continentali neogenico-quadernari.

LITOLOGIA - Diamicton massivo a supporto di matrice argilloso-limosa con sparsi clasti residuali a alterazione variabile, derivati dal proprio substrato.

PALEOGEOGRAFIA - Sono state cartografate esclusivamente le aree in cui la presenza di alteriti su substrato mesozoico conservate fosse significativa per delimitare l'estensione massima delle lingue glaciali, in particolare sul versante sinistro della Valle del Riso.

Significative coltri di alteriti che interessano sia la Dolomia Principale sia depositi di versante neogenico-quadernari sono inoltre presenti lungo il versante settentrionale del Pizzo Formico, a monte di località Bosgarina.

ETÀ - Paleogene-Pleistocene.

3.7.2. - *Gruppo del Culmine* (**CU**)

DEFINIZIONE - Conglomerati e diamicton massivi o rozzamente clinostratificati con clasti spigolosi, mal selezionati, locali (depositi di versante). Da ottimamente cementati a litificati (depositi di versante). Sospesi rispetto al fondovalle attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

AREA DI AFFIORAMENTO - Unità diffusa in limitate placche su tutti i versanti, con particolare sviluppo nelle aree in Tab. 4,5.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale discordante su unità permomesozoiche o su depositi neogenico-quadernari. Superficie limite superiore erosionale, su cui poggiano depositi glaciali o di versante pleistocenici, oppure coincidente con la superficie topografica attuale; in alcune unità, caratterizzata da marcata alterazione.

LITOLOGIA – Conglomerati e diamictiti a clasti spigolosi alimentati dai versanti soprastanti, da ottimamente cementati a litificati (depositi di versante). Comprende unità locali non coeve, distinte in base alla posizione stratigrafica e/o alle geometrie (Tabb. 4,5).

MORFOLOGIA E PALEO GEOGRAFIA – Elementi distintivi sono la presenza di continuità morfologica col versante di alimentazione, nonché la netta troncatura erosionale verso valle. I singoli corpi costituiscono quindi ammassi o piastroni clinostratificati non in equilibrio con la topografia attuale, e sospesi rispetto al fondovalle sino a parecchie centinaia di metri.

ETÀ – I depositi riuniti nel gruppo del Culmine non presentano elementi per poter essere datati se non in maniera relativa. La loro messa in posto si estende nell'arco dell'intero Pliocene e Pleistocene.

3.7.3. - *Supersintema della Colma del Piano (CM)*

DEFINIZIONE – Diamicton e diamictiti a clasti sino a plurimetri poligenici (depositi glaciali); conglomerati, ghiaie, sabbie stratificate (depositi alluvionali); limi e argille laminate (depositi lacustri). Superficie limite superiore erosionale, polifasica e poligenica; profilo di alterazione sviluppato, di spessore variabile.

SINONIMI – Depositi glaciali e conglomerati interglaciali anteriori all'ultima avanzata glaciale, indicati dagli Autori precedenti come "preWürmiani", e lembi di conglomerati interglaciali, in genere non segnalati da tali Autori (BINI, 1987); Complesso del Monte Trevasco (FERLIGA & CORBARI, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Unità diffusa su tutti i versanti, con particolare sviluppo nelle aree in Tabb. 6, 7, 8.

LITOLOGIA, LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI, MORFOLOGIA – 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; si rimanda quindi per il dettaglio alla Tab. 6 per il bacino del Brembo e alle Tabb. 7 e 8 (fuori testo) per i bacini Serio e dell'Oglio (Val Borlezza). In generale, tutte queste successioni locali sono caratterizzate dalla presenza di sedimenti glacialigenici, a cui si intercalano corpi non glacialigenici di varia natura, e con esclusione dei sedimenti depositi durante l'ultimo massimo glaciale (LGM).

ETÀ – Il supersintema raduna corpi di età molto varia, per i quali non esistono attualmente elementi di datazione se non relativa; l'aggradazione dei depositi è quindi da collocarsi entro un intervallo di tempo esteso a tutto il Pleistocene.

3.7.4. - 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, 2000).

AREA DI FIORAMENTO - A monte di Gromo sia in destra che in sinistra idrografica, in bassa Val Sedornia e lungo i versanti da Ponte Nossa a Casnigo.

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

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

Tab. 3 – Gruppo del Culmine, bacino del Brembo: quadro riassuntivo delle caratteristiche delle unità locali non distinte cartograficamente (S. Rossi)

Unità	Sinonimi (U. = Unità)	Area di affioramento	Litologia	Morfologia	Limite inferiore	Limite superiore	Cementazione
conglomerato del Pegherolo	U. del Pegherolo in Complesso della Cima di Menna (Rossi, 2000)	M. Pegherolo: versante S	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Falde di detrito coalescenti	Successione permotriassica	Superficie topografica	Discretissima
conglomerato di Piazzatorre	Nuova istituzione	Valle del Brembo di Mezzoldo, tra Frola e Piazzatorre	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Falde di detrito	Successione permotriassica	Superficie topografica	Discretissima
conglomerato di Piazza Brembana	U. di Piazza Brembana in Complesso del Culmine (Rossi, 2000)	M. Torcola: versante S sopra Piazza Brembana	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Falde di detrito	Successione triassica	Superficie topografica	Discretissima
conglomerato della Valle del Drago	U. della Valle del Drago in Complesso del Culmine (Rossi, 2000)	Cima di Menna: valloni a NNW	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Colate di versante, debris flow, frane di crollo	Successione permotriassica	Superficie topografica	Ottimalizzati
conglomerato di Corna delle Coste	U. di Corna delle Coste in Complesso del Culmine (Rossi, 2000)	Valsecca di Roncobello, versante S	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Carsificazione superficiale	Successione triassica	Superficie topografica	Ottimalizzati

Tab. 4 – Gruppo del Culmine, bacino dell'Oglio: quadro riassuntivo delle caratteristiche delle unità locali non distinte cartograficamente (C. Ferliga)

Unità	Sinonimi	Area affioramento	Litologia	Morfologia	Limite inferiore	Limite superiore	Cementazione
conglomerato di Campòs	Nuova istituzione	Vallone a N di Rovetta	Conglomerati a clasti spigolosi locali	trincee da rilascio	Dolomia Principale	Sintema di Como Ceresa	Ottima
conglomerato di Val Poledra	Formazione di Val Poledra (FERLIGA, 2007)	Val Borlezza	Diamictiti, conglomerati, megablocchi disarticolati di Dolomia Principale	Corpo di frana, in erosione accelerata	Dolomia Principale	Sintema di Cedrini	Buona - ottima

Ta. 5 – Gruppo del Culmine, bacino del Serio: quadro riassuntivo delle caratteristiche delle unità locali non distinte cartograficamente (C. Ferliga)

Unità	Sinonimi (U. = Unità)	Area di affioramento	Litologia	Morfologia	Limite inferiore	Limite superiore	Cementazione
conglomerato di Botto Alto	Nuova istituzione	Versante a N di Ardesio	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Piastrone che riveste il versante	Successione carnica	Superficie topografica	Discreta -ottima
conglomerato di Baita del Dosso	Nuova istituzione	M. Avert, versante W	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Carsificazione superficiale	Successione triassica	Superficie topografica	Ottimalificati
conglomerato di Babes	U. di Babes (C. di Parre) (FERLIGA, 2000)	Valle Acqualina	Conglomerati e diamictiti con clasti eterometrici spigolosi locali	Piastroni sospesi sulla valle attuale	Unità di Rizzoli (ss. Colma del Piano)	Superficie topografica. Sintema di Valcanale	Ottimalificati
conglomerato di Zanetti	U. di Zanetti (FERLIGA, 2000)	media Val Canale	Diamicton massivo a blocchi di calcare di Esino	Corpo di frana re-inciso	Successione permo-scitica	Sintema di Val Canale	Ottimalificati
conglomerato di Casa Lova	U. di Groppino p.p. (FERLIGA, 2000)	Valle Nossana	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Piastrone che riveste il versante	Calcare di Esino	Superficie topografica. Sintema del Po	Ottima
conglomerato di Baita Mandre	U. di Groppino p.p. (FERLIGA, 2000)	Valle Fontagnone	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Piastrone che riveste il versante	Calcare di Esino	Superficie topografica. Sintema del Po	Ottima
conglomerato di Conca Verde	Nuova istituzione	Cima Crapet, versante S	Conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	Piastrone che riveste il versante	Dolomia Principale	Superficie topografica	Ottima
conglomerato di Cacciarnali	Nuova istituzione	M. Secco, versante E	Conglomerati e diamictiti a clasti locali	Non conservata	Successione carnica	Supersintema della Colma del Piano	Ottima
conglomerato di Foppello	Nuova istituzione	Oltressenda Alta	Conglomerati e diamictiti, clasti locali	Non conservata	Conglomerato del Dosso. Calcare di Esino	Supersintema della Colma del Piano	Ottima

Tab. 6 – Supersistema della Colma del Piano, bacino del Brembo: quadro riassuntivo delle caratteristiche delle unità locali non distinte cartograficamente (S. Rossi)

Unità	Sinonimi (U. = Unità)	Area di affioramento	Litologia	Morfologia	Limite inf.	Limite sup.	Profilo di alterazione	Cementazione	Paleogeografia
unità di Baita Fraggio	U. di Mezzoldo e U. di Foppolo p.p. (Rossi, 2000)	Valsecca di Roncobello	Till: diamicton massivi a supporto di matrice	Morene laterali poco conservate	Succezione triassica	Superficie topografica. Sintema di Borgogna	Lieve alterazione dei feldspati, arenizzazione superficiale Verrucano; matrice 5YR-7.5YR	No	Ghiacciaio di Val Mezzeno, varie fasi non distinguibili
unità di Baita Valsecca	U. di Mezzoldo e U. di Foppolo p.p. (Rossi, 2000)	Valsecca di Roncobello	Till: diamicton massivi, clasti carbonatici e silicei	Morene laterali	Succezione triassica	Superficie topografica	Calcari ed arenarie con sottile cortex; fantasmizzazione dei clasti marnosi; matrice 10YR	No	Ghiacciaio di Val Mezzeno, varie fasi non distinguibili
unità di Stabello	U. di Stabello (Rossi, 2000)	Zogno, sinistra idrografica, sopra q.300	Ghiaie alluvionali, prevalenti clasti cristallini, subordinati carbonatici	Terrazzi erosionali	Sintema di Endenna	Superficie topografica	Alterazione profonda, decarbonatazione dei cementi sino a 4 m, cortex friabili in tutti i litotipi; matrice 5-7.5YR	Si	Alluvioni del Brembo
unità di Inzogno	U. di Inzogno (Rossi, 2000)	Zogno, destra idrografica, q. 310 - 325	Ghiaie alluvionali, prevalenti clasti carbonatici	Terrazzi erosionali	Succezione triassica	Superficie topografica. Sintema di Zogno	Decarbonatazione parziale nei primi 50 cm; matrice 10YR	Scarsa ed irregolare	Alluvioni del Brembo

B

3.7.5. - Gruppo della Valle dei Tetti (TE)

DEFINIZIONE - Conglomerati e diamictiti a supporto clastico, da rozzamente clinostratificati a ben stratificati, con clasti mal selezionati, spigolosi, in prevalenza di litotipi carbonatici locali con apporti esotici (depositi di versante). Cementazione buona. Morfologia ben conservata, in continuità con i fondovalle attuali.

SINONIMI - Unità litostratigrafica di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non erosivo, sulla successione permomesozoica o sui conglomerati del gruppo di Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco). Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica; localmente superficie di erosione sulla quale poggiano facies di versante del sistema del Po e *till* di ablazione del supersistema di Lenna.

AREA DI AFFIORAMENTO- Placche discontinue lungo i versanti della val Brembana.

LITOLOGIA - Depositi di versante (conglomerato di Costa Pagliari): conglomerato massivo, costituito da clasti spigolosi da centimetrici a decimetrici, non alterati, matrice assente. Cementazione non omogenea, ma a bande spesse qualche decimetro, separate da livelli incoerenti o solo parzialmente cementati, con pseudostratificazione concorde al versante attuale. Clasti monogenici di calcare di Esino con rari esotici provenienti dall'alta valle, la cui presenza, a 900 m di quota, è indice del rimaneggiamento di depositi glaciali di cui non è rimasta più traccia, probabilmente afferenti a unità del supersistema della Colma del Piano.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Falde di detrito o lembi di falde di detrito cementate, di spessore sino oltre 20 m, scarsamente erose, concordanti con il versante e senza discontinuità morfologiche significative a monte e a valle. Ai margini frequenti rilasci gravitativi con caduta di blocchi. Posizione dei depositi, orientazione dei clasti e giacitura degli strati indicano che quando questi conglomerati si sono depositi la fisiografia della valle era simile all'attuale.

ETÀ - In base ai rapporti stratigrafici l'età del gruppo è riferibile al Pleistocene medio e superiore.

3.7.6. - 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 - Sintema del Po, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su basamento, successione permo-mesozoica o unità continentali neogenico-quadernarie; limite superiore coincidente con la superficie topografica; superficie limite caratterizzata da suoli poco evoluti, assenza di alterazione dei clasti, orizzonte B scarsamente sviluppato o assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione.

CARATTERISTICHE LITOLOGICHE, MORFOLOGICHE E UBICAZIONE - L'unità comprende tutti i depositi continentali formati dopo le fasi di ritiro dell'ultima avanzata glaciale, caratterizzati in genere da morfologie ben conservate, da parzialmente in erosione a ancora in evoluzione.

Essa appare diffusa su tutta l'area del foglio in corpi di varia estensione, con genesi, caratteristiche litologiche e morfologiche nonché ubicazione strettamente omogenee entro ogni singola facies, oltretutto strettamente correlate fra loro.

Si preferisce quindi descrivere l'unità suddividendola primariamente per facies/ambienti genetici, entro ciascuno dei quali verranno poi indicate le caratteristiche litologiche, morfologiche e la relazione geometrica dei corpi rispetto alla fisiografia circostante.

Depositi messi in posto per gravità

Detriti di versante: diamicton talora stratificati parallelamente al pendio, a supporto sia clastico che di matrice sabbioso-limoso, matrice argillosa quando derivata da rimaneggiamento di sedimenti più antichi pedogenizzati; clasti eterometrici, sino a blocchi metrici, in genere spigolosi, arrotondati solo se provenienti da precedenti depositi glaciali o alluvionali, alimentati dai versanti soprastanti di cui riflettono le litologie. Costituiscono 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, gruppo dei Laghi Gemelli) con detritici coalescenti e falde con spessori plurimetrici e estensione cartografabile a questa scala.

Depositi di frana: diamicton massivi a supporto di matrice fine e clasti spigolosi eterometrici, sino a blocchi plurimetrici; clasti alimentati dai versanti soprastanti di cui riflettono le litologie. Diffusi in tutta l'area, con volumi e estensioni areali varie; in alcuni casi coinvolgono volumi notevoli di roccia, sbarrando il deflusso delle acque e influenzando la sedimentazione in tutta l'area circostante.

Si presentano come accumuli massivi a profilo convesso e superficie molto articolata, caotica, con evidente nicchia di distacco a monte; o come forme grossolanamente a cono alla base di brevi e ripidi valloni privi di reticolo idrografico.

Depositi di *debris-flow* e da trasporto in massa: diamicton massivo a supporto di matrice con clasti spigolosi alimentati dai valloni soprastanti.

Colate di materiale e fenomeni di trasporto in massa di piccole dimensioni sono diffuse sia su litotipi permomesozoici sia su unità continentali neogenico-quadernarie, nonché sui materiali incoerenti derivati dalla pedogenesi; essi assumono in genere ben riconoscibile forma di lobi o coni allo sbocco di canali o in corrispondenza di ampie e incavate rientranze del versante; allo sbocco di valli laterali sono inoltre presenti coni caratterizzati da apice che entra profondamente entro esse.

Depositi alluvionali

Depositi alluvionali s.s.: ghiaie in corpi sia lenticolari che stratoidi, supporto clastico prevalente e matrice sabbiosa, clasti ben arrotondati, a selezione variabile; ghiaie a supporto clastico e matrice scarsa o assente, ben selezionate; sabbie massive o laminate. Frequenti clasti embricati. Clasti che rispecchiano i litotipi affioranti nel bacino a monte.

Significativi per spessore e estensione sono i depositi alluvionali che in alcuni tratti riempiono i fondovalle attuali, a esempio presso Villa d'Ogna (bacino Serio), in Val Borlezza, in Val Brembana. Localmente essi si presentano terrazzati, con più ordini di terrazzi successivi, in genere poco rilevati rispetto all'alveo attuale.

Depositi di conoide alluvionale: depositi di entità ridotta, costituiti da ghiaie grossolanamente stratificate a supporto clastico o di matrice sabbiosa; arrotondamento dei clasti variabile in funzione del trasporto subito, ben arrotondati quando rielaborano depositi precedenti. Intercalati corpi lenticolari spesso massivi, o con clasti isoorientati (fenomeni di deposizione in massa), o con strutture minori quali laminazioni oblique a basso angolo e letti a clasti embricati. Clasti costituiti da litotipi affioranti nei bacini a monte. Costituiscono corpi in genere di piccole dimensioni o al di sotto della cartografabilità, allo sbocco delle valli laterali, spesso incassati entro superfici erosionali che troncano grandi conoidi di frana o trasporto in massa più antichi.

Depositi glaciali

Depositi glaciali olocenici sono presenti esclusivamente alle quote più alte, sui versanti orientali del gruppo del Pradella: diamicton massivi a supporto di matrice con clasti e blocchi costituiti da litotipi affioranti nelle aree a monte, con morfologia ben conservata ed evidenti piccole morene terminali, in genere sospese.

Depositi lacustri e di torbiera

Limi, limi argillosi e argille laminati e talora gradati; limi di colore scuro ricchi in materia organica; torbe in banchi sino a metrici. Depositi lacustri e di torbiera sono frequenti alle quote più elevate, entro depressioni del substrato, spesso fittamente intercalati fra loro secondo le dinamiche tipiche

di questi ambienti. Depositi lacustri di una certa estensione, con intercalazioni di materiali palustri sono presenti a Clusone nella zona dell'eliporto, evidenziati da superfici pianeggianti a drenaggio ridotto, con tendenza all'impaludamento

Significativi inoltre i depositi di torbe presenti a debole profondità nei dintorni di Cerete (RAVAZZI & MARINONI, 2007 per una bibliografia aggiornata), coltivati nel secolo scorso, e deposti entro un'area impaludata, sbarrata presumibilmente da colate di materiali allo sbocco dei valloni laterali presenti più a valle (valle di Covale, Valle Faccanoni) (FERLIGA & BINI, 2007).

ETÀ - La deposizione del sintema del Po inizia al ritiro dei ghiacciai pleistocenici al termine dell'ultima 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.

Indicazioni cronologiche si hanno solo per i depositi torbosi sepolti presso Cerete a partire da circa 6 m sotto il piano campagna; qui la base della successione affiorante è datata 14500 anni cal BC, mentre il livello più alto risulta 4200 anni cal BC (RAVAZZI & MARINONI, 2007)

V - TETTONICA

1. - TETTONICA REGIONALE

(a cura di F. Berra, F. Jadoul, G.B. Siletto)

L'assetto tettonico dell'area del Foglio 077-Clusone è caratterizzato da una struttura a pieghe e retroscorrimenti legati alla compressione alpina, orientata N-S e con vergenza verso i settori meridionali.

Il Foglio 077-Clusone è attraversato in senso E-W da due principali lineamenti che identificano tre settori caratterizzati dalla presenza di unità litostatigrafiche differenti: la Linea Valtorta-Valcanale e la Faglia di Clusone - Linea di Antea. Questi due lineamenti sono impostati sui due principali orizzonti di scollamento presenti nella successione sedimentaria sudalpina: la carniola di Bovegno (Olenekiano superiore - Anisico inferiore) e la formazione di San Giovanni Bianco (Carnico superiore). Questi orizzonti di scollamento svolgono la funzione di importanti limiti strutturali, identificando tre aree caratterizzate da differente litologia, successione stratigrafica e comportamento reologico. All'interno di queste tre unità principali sono riconoscibili più unità minori, ma è importante sottolineare come all'interno del Foglio 077-Clusone le unità minori appartenenti a ognuna di queste unità principali non siano mai sovraccorse su corpi appartenenti all'unità sottostante: l'unica sovrapposizione anomala nel Sudalpino di unità minori appartenenti all'unità intermedia al di sopra

dell'unità superiore avviene a occidente del Foglio 077-Clusone (*Klippe* del Bruco, Foglio 076-Lecco).

La superficie di distacco inferiore (Linea Valtorta-Valcanale) è stata a lungo interpretata come un sistema di faglie minori con cinematica differente (JADOUL *et alii*, 2000) o come un sistema di faglie trascorrenti subverticali che dividevano blocchi con differente comportamento cinematico (SCHÖNBORN, 1992). I dati raccolti consentono invece di identificare questo lineamento come un unico elemento di separazione tra successioni differenti: si tratta di una superficie di scollamento immersa verso S con angoli variabili tra 30 e 70 gradi. Le successioni del *footwall* di questa faglia (basamento ercinico e successione sedimentaria compresa tra conglomerato basale e Servino-carniola di Bovegno *p.p.*) sono interpretate come un *antiformal stack*, del quale solamente una piccola parte affiora nel Foglio 077-Clusone. Allo stesso modo, le unità comprese tra carniola di Bovegno e la formazione di San Giovanni Bianco, che costituiscono l'*hanging-wall* della Linea Valtorta-Valcanale e il *footwall* della Faglia di Clusone, sono organizzate in un classico *antiformal stack*, ben conservato soprattutto lungo la cresta che dal Pizzo Arera arriva sino alla Cima di Timogno. La Faglia di Clusone, in precedenza interpretata come *wedging fault* nel settore orientale (LAUBSCHER, 1985) o, localmente, come faglia normale, viene anch'essa riconosciuta come una superficie di scollamento principale sviluppatasi lungo i livelli incompetenti della parte sommitale della formazione di San Giovanni Bianco. Nel settore di Clusone questa faglia è stata probabilmente riattivata come faglia normale in periodi recenti, come suggerito anche da una limitata attività sismica e da evidenze morfologiche. La prosecuzione occidentale della Faglia di Clusone è rappresentata dallo scollamento alla base del massiccio dell'Alben e dalla sua prosecuzione nella Linea di Antea: questa faglia presenta le stesse caratteristiche cinematiche e geometriche della Faglia di Clusone e si collega a essa tramite uno scollamento lungo un orizzonte stratigrafico posizionato al passaggio tra formazione di San Giovanni Bianco e Formazione di Castro Sebino nel settore centro-occidentale del foglio (tra gli abitati di Dossena e Serina).

Questa interpretazione tettonica implica, dal punto di vista stratigrafico, l'assenza nel territorio del Foglio 077-Clusone di successioni stratigrafiche non disturbate tettonicamente, a causa dei due scollamenti principali presenti nella successione triassica.

Le tre aree definite dalla Linea Valtorta-Valcanale e dalla Faglia di Clusone –Linea di Antea sono caratterizzate dalla presenza di unità tettoniche con diversa posizione strutturale (BERRA & SILETTO, 2001):

- *unità strutturali inferiori*, costituite da basamento metamorfico ercinico con la sua copertura sedimentaria, data da unità comprese tra il conglomerato basale e il Servino-carniola di Bovegno *p.p.*;
- *unità strutturali intermedie*, costituite da unità comprese tra la carniola di Bovegno e la formazione di San Giovanni Bianco;
- *unità strutturali superiori*, costituite da unità litostratigrafiche a partire dalla Formazione di Castro Sebino.

1.1 - UNITÀ STRUTTURALI INFERIORI

Nel settore a N della Linea Valtorta-Valcanale le unità strutturali inferiori sono rappresentate, nel Foglio 077-Clusone, da una singola unità tettonica, in quanto le unità strutturalmente più alte riferibili a questo settore affiorano a N del limite settentrionale del foglio. Tale unità (Unità tettonica Trabuchello-Cabianca in Fig. 25) è costituita da successioni permiane che poggiano sul basamento ercinico che affiora solamente in Val Seriana. Questo settore è caratterizzato da un'ampia anticlinale asimmetrica con asse orientato WSW-ENE con un fianco settentrionale debolmente immergente verso N (15-30°) e un fianco meridionale verticalizzato in prossimità della Linea Valtorta-Valcanale. Nel settore nordorientale del foglio la piega è meno sviluppata e anche il fianco meridionale presenta una pendenza minore. Un intenso e pervasivo clivaggio di piano assiale con giaciture mediamente immergenti verso NNW con angoli elevati è associato a questa piega: il clivaggio è particolarmente sviluppato nelle facies cineritiche della vulcanite del Monte Cabianca, nelle facies fini della formazione del Pizzo del Diavolo - in edilizia denominata "Porfiroide grigio di Branzi" o "Scisti di Carona", utilizzati per la produzione di lastre per tetti sfruttando appunto questo clivaggio - e nel Servino. Anche nelle facies ignimbritiche della vulcanite del Monte Cabianca e conglomeratiche (formazione del Pizzo del Diavolo e Verrucano Lombardo) questo clivaggio di piano assiale è comunque sempre riconoscibile.

Sono presenti numerose faglie minori a giacitura subverticale, di limitato rigetto, che spesso presentano una cinematica normale. Il limite superiore di questa unità tettonica è data dalla Linea Valtorta-Valcanale. Questa faglia presenta una immersione elevata nei settori meridionali, mentre al limite nord-occidentale del foglio tende a orizzontalizzarsi e a assumere un tipico aspetto da scollamento, con parallelismo tra le giaciture della successione del *footwall* e dell'*hanging-wall*. Va notato come nei settori in cui la faglia è più inclinata, anche la stratificazione si presenti più ripida, confermando il significato di scollamento di questo lineamento tettonico e suggerendo una possibile deformazione più recente, legata allo sviluppo delle anticlinali orobiche. Le differenze di facies e di spessori nella successione del

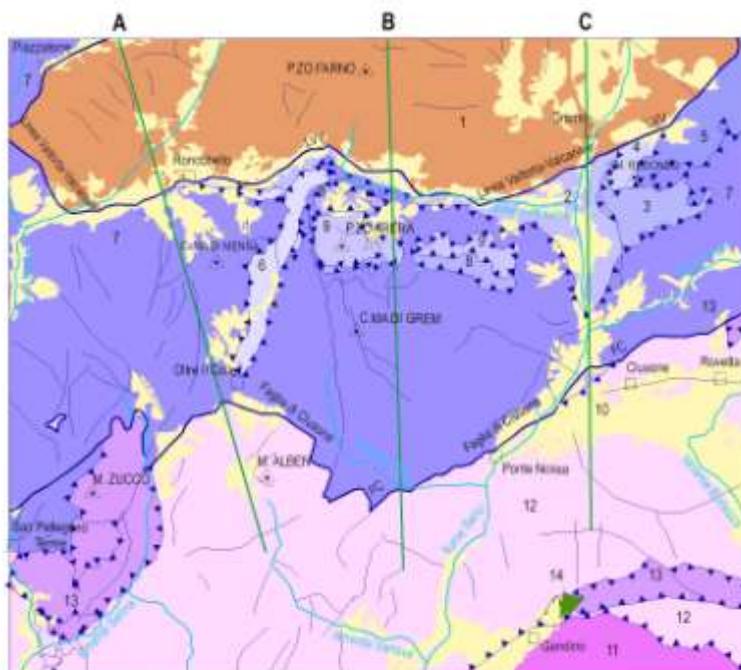
Permiano inferiore indicano una vivace attività tettonica sindeposizionale, che può aver controllato, almeno in parte, lo sviluppo delle faglie alpine.

1.2 - UNITÀ STRUTTURALI INTERMEDIE

Nel settore compreso tra la Linea Valtorta-Valcanale e la Faglia di Clusone - Linea di Antea è possibile riconoscere diverse unità tettoniche principali, costituite da unità di età compresa tra l'Olenekiano e il Carnico superiore, all'interno delle quali è localmente possibile effettuare ulteriori distinzioni. Sono inoltre presenti zone a scaglie, soprattutto in prossimità della Linea Valtorta-Valcanale, definite come "Scaglie di base Valcanale" (Fig. 25). Lungo la cresta che dal limite orientale del Foglio 077-Clusone arriva sino al Pizzo Arera è possibile osservare la sovrapposizione tettonica di diverse unità, mentre verso occidente le unità strutturalmente più alte non sono più conservate - verosimilmente per erosione - e l'intero settore è rappresentato da una singola unità (Unità tettonica Menna-Pegherolo-Timogno). Nel settore centrale del Foglio 077-Clusone è interessante notare come le unità più alte (Unità tettonica Monte Secco - Arera inferiore e superiore) terminino verso S prima del contatto con le successioni più recenti che costituiscono l'*hanging-wall* della Faglia di Clusone. Questo dato indica che le unità più alte non si spingevano verso S molto oltre il loro limite attuale di affioramento (Fig. 25): da ciò consegue che il maggiore raccorciamento della successione medio-triassica (e di conseguenza lo sviluppo di un classico *antiformal stack*) si è realizzato nel settore attualmente in affioramento, mentre più a S, dove è ricoperta dall'unità superiore, la successione è verosimilmente non ripetuta. Le unità strutturali principali riconosciute in questo settore tendono a chiudersi anche verso N, sempre lungo la Linea Valtorta-Valcanale. Tale situazione è osservabile nelle aree in cui la faglia affiora a quote - e quindi a livelli strutturali - differenti: nei settori di sella tra le valli principali - soprattutto nel settore tra la valle dell'Acqualina e la valle di Roncobello - è possibile osservare come le unità tettoniche più elevate non siano più presenti scendendo strutturalmente nelle aree a quote più basse, indicando una chiusura delle scaglie inferiori lungo la Linea Valtorta-Valcanale. L'assetto generale del settore è inoltre complicato dalla presenza di alcune unità strutturali minori che presentano una continuità laterale ridotta e che sono interpretate come legate a *splay* dei piani principali (es: versante sinistro della Val Seriana). Inoltre, le geometrie delle superfici strutturali indicano variazioni della loro geometria, con passaggi in senso E-W da *sole thrust* a rampe laterali: il caso più evidente di questa transizione è osservabile nel settore a occidente del Pizzo Arera, dove le unità tettoniche Monte Secco - Arera inferiore e superiore sono limitate verso occidente da rampe laterali, documentate sia dalla geometria dei corpi a contatto, sia da osservazioni strutturali

mesoscopiche. Per il settore centro-orientale del foglio è stata effettuata la ricostruzione tridimensionale delle principali superfici tettoniche e stratigrafiche utilizzando il *software* specialistico GoCad (BERRA *et alii*, 2004) che ha evidenziato la struttura generale e le complessità locali legate alla chiusura laterale di alcune unità (cap. V.2).

BOZZA



- Sezione
 ▼▲ Sovraccomento principale
 — Faglia
 Depositi neogenico-quadernari
 Stack porfirico di Gendice (TERZIARIO) (14)
- UNITA' STRUTTURALI SUPERIORI**
 (CARICO - GIURASSICO)
- Unità tettonica Come Lunga M. Zucco (13)
 - Unità tettonica M. Alben - P.zzo Fummo - S. Patregino (12)
 - Unità tettonica di Enstrie (11)
 - Unità tettonica di Piave (10)

- UNITA' STRUTTURALI INTERMEDIE**
 (OLESSANO - CARICO)
- Unità tettonica M. Sasso - Arena superiore (9)
 - Unità tettonica M. Sasso - Arena inferiore (8)
 - Unità tettonica Merse - Pigharolo - Tomagno (7)
 - Unità tettonica Val Verba (6)
 - Unità tettonica Vigna Vega (5)
 - Unità tettonica Redondo (4)
 - Unità tettonica Ave (3)
 - Soglia di base Valcastello (2)
- UNITA' STRUTTURALI INFERIORI**
 (BASAMENTO CRISTALLINO - PERMIANO - INDIANO)
- Unità tettonica Tolucello - Caliana (1)

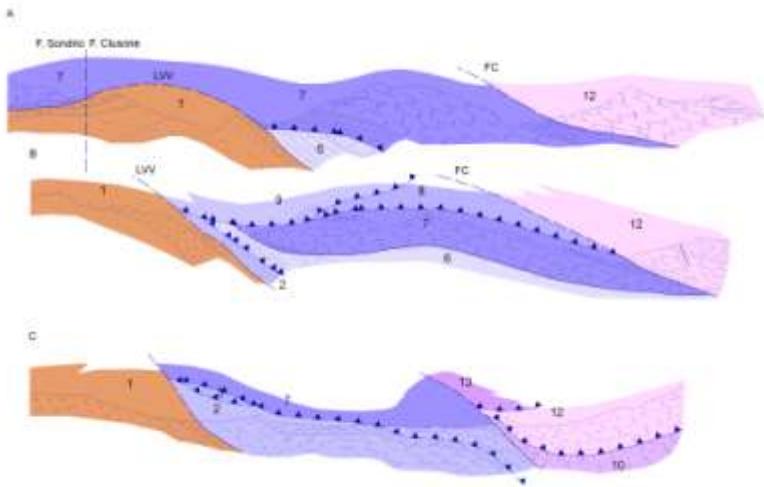


Fig. 25 – In alto: schema tettonico del Foglio 077-Clusone: sono riconoscibili le unità strutturali inferiori, intermedie e superiori costituite a loro volta da diverse unità tettoniche minori (identificate con numeri). In basso: nei profili geologici semplificati sono ricostruiti i rapporti tra le principali unità tettoniche riconosciute.

Tale ricostruzione ben esemplifica l'assetto generale del settore centrale del Foglio 077-Clusone. L'assetto strutturale è inoltre complicato da alcune faglie a andamento N-S e cinematica prevalentemente trascorrente che interessano l'edificio a falde (es. Linea del Grem): tali faglie hanno una geometria complessa che è probabilmente ereditata da lineamenti più antichi riattivati durante l'orogenesi alpina. Verso oriente (versante sinistro della Val Seriana) le unità strutturali riconosciute a W continuano sino al settore della Presolana, dove sono state oggetto di studi strutturali specifici (FORCELLA, 1988).

1.3 - UNITÀ STRUTTURALI SUPERIORI

A S della Faglia di Clusone - Linea di Antea la situazione presenta analogie con quella del settore immediatamente a N: a ridosso di questo importante scollamento affiora generalmente una unità tettonica intermedia, anche se in alcuni settori (zona di Piario) affiora una unità più profonda (Unità tettonica di Piario) direttamente a contatto con la successione a N della faglia. L'unità tettonica più alta (Unità tettonica Corna Lunga - M. Zucco; meglio conservata verso S-E nel *Klippe* della Corna Lunga, crinale

della Val Borlezza; BERRA *et alii*, 1991) affiora a ridosso della Faglia di Clusone solamente nel settore del Castello, lungo il margine orientale del Foglio 077-Clusone. Nella fascia costituita da successioni post-carniche gli accavallamenti sembrano terminare immediatamente a S del margine meridionale del foglio, limite oltre il quale non è più presente l'unità più alta (Unità tettonica Corna Lunga - M. Zucco). Nel settore di San Pellegrino Terme è osservabile in dettaglio la sovrapposizione di questa unità sull'Unità tettonica M. Alben - Pizzo Formico - S. Pellegrino, che costituisce l'unità più diffusa arealmente nell'Unità strutturale superiore. Il contatto è caratterizzato dalla sovrapposizione della successione carnico superiore - norica (Formazione di Castro Sebino, con piccole scaglie di formazione di San Giovanni Bianco, Unità tettonica Corna Lunga - M. Zucco) sulla successione retica (Argillite di Riva di Solto, Unità tettonica M. Alben - Pizzo Formico - S. Pellegrino): gli indicatori cinematici legati alla superficie indicano un trasporto *top to the S* e le unità del *footwall* ringiovaniscono verso S: attualmente la superficie tettonica immerge leggermente verso meridione, indicando un sollevamento dei settori settentrionali verosimilmente successivo alla messa in posto dell'unità tettonica stessa. È interessante notare come sul versante settentrionale della valle di Antea sia presente un piccolo lembo di Formazione di Castro Sebino, scollato dalla successione carnica sottostante: la geometria di questa unità consente di tracciare la superficie di scollamento basale della successione norica verso N, documentando la natura di scollamento della Linea di Antea. Nel settore di Clusone la Faglia di Clusone - Linea di Antea (che costituisce il limite basale dell'Unità strutturale superiore) è più difficilmente osservabile, soprattutto a causa della presenza di depositi continentali neogenico-quadernari: la faglia presenta una inclinazione verso S attorno ai 35-40° e separa le unità massicce dell'*hanging wall* (Formazione di Castro Sebino, in gran parte elisa tettonicamente, e Dolomia Principale) dalle facies carniche (formazione di Gorno e localmente formazione di San Giovanni Bianco) del *footwall*. Nel settore dell'Alben la faglia mostra più evidentemente il suo carattere di scollamento lungo strato.

Spostandosi verso meridione si osserva una risalita stratigrafica delle superfici tettoniche che definiscono la base dell'Unità tettonica Corna Lunga - M. Zucco, indicando una geometria a *ramp and flat*, nel settore occidentale del foglio (valle dell'Ambria), dove è costituita da almeno tre scaglie minori (Fig. 25). Qui, le unità del *footwall* ringiovaniscono rapidamente, indicando la probabile chiusura verso meridione delle unità sovrascorse. Nel settore meridionale prevalgono inoltre pieghe e pieghe faglie, che probabilmente assorbono parte del raccorciamento legato ai sovrascorrimenti presenti a N.

Oltre ai piani di accavallamento principali, sono presenti anche numerosi sistemi di faglie minori antiche con andamento vario, che spesso controllano lo sviluppo dei *thrust* e che in altri casi tagliano chiaramente strutture più vecchie. I lineamenti che controllano lo sviluppo dei corpi alloctoni principali sono spesso interpretabili come rampe laterali dei sovrascorrimenti principali (es. Linea del Grem nel suo tratto più settentrionale). Faglie normali di limitato rigetto (100-150 metri come massimi valori medi) sono sviluppate in più punti e sono presenti in tutti i tre settori individuati, anche se non è possibile, per le condizioni di affioramento, verificare i rapporti tra queste faglie e gli scollamenti della Linea Valtorta-Valcanale e della Faglia di Clusone.

L'età delle strutture tettoniche riconosciute nel Foglio 077-Clusone si mostra problematica, in quanto non sono disponibili elementi che consentano un qualsiasi tipo di datazione. L'unica informazione possibile è deducibile dai rapporti degli elementi tettonici con i piccoli corpi intrusivi presenti nella parte meridionale del foglio (porfiriti di costa Belloro e di Gandino) che risultano successivi allo sviluppo delle faglie principali: i filoni si impostano principalmente lungo faglie e fratture, documentando lo sviluppo dei fenomeni intrusivi principali successivamente alla formazione delle faglie stesse. Va comunque segnalato che localmente questi filoni sono leggermente tettonizzati, indicando l'esistenza di almeno una fase tettonica minore successiva alla loro messa in posto. Questi filoni non presentano caratteri metamorfici e la loro datazione è problematica a causa delle loro condizioni di alterazione. Datazioni sono state ottenute su campioni di porfirite del settore della Val Gandino da diversi autori: CASATI *et alii* (1976; K/Ar su roccia totale) hanno ottenuto una età di 148 ± 30 Ma, ZANCHI *et alii* (1990a) età comprese tra 49.7 ± 1.3 e 55.2 ± 1.4 e FANTONI *et alii* (1999) età distribuite su due intervalli, il più antico tra 54.8 ± 1.8 e 52.9 ± 0.8 e il più recente tra 42.4 ± 0.1 e 35.2 ± 10.9 . Considerata la relativa omogeneità composizionale di questi prodotti vulcanici, sembra possibile ipotizzare che le notevoli differenze di età possano essere più verosimilmente legate a problemi di sistema (approssimazione storica) che all'esistenza di diverse fasi intrusive: sulla base di questi dati si può comunque ritenere che le fasi tettoniche di strutturazione della catena che hanno preceduto l'intrusione di questi corpi magmatici possano essere più antiche almeno dell'Eocene inferiore, e comunque più antiche dell'intrusione dell'Adamello. Considerando l'esistenza documentata in settori alpini di una fase tettonica cretacea, sembra plausibile ritenere che la strutturazione principale almeno della parte centro-settentrionale della catena sudalpina possa risalire all'evento eoalpino. Possono essere invece successivi i fenomeni di basculamento e deformazione delle superfici principali, con lo sviluppo di pieghe ampie e tendenza a immersione verso S

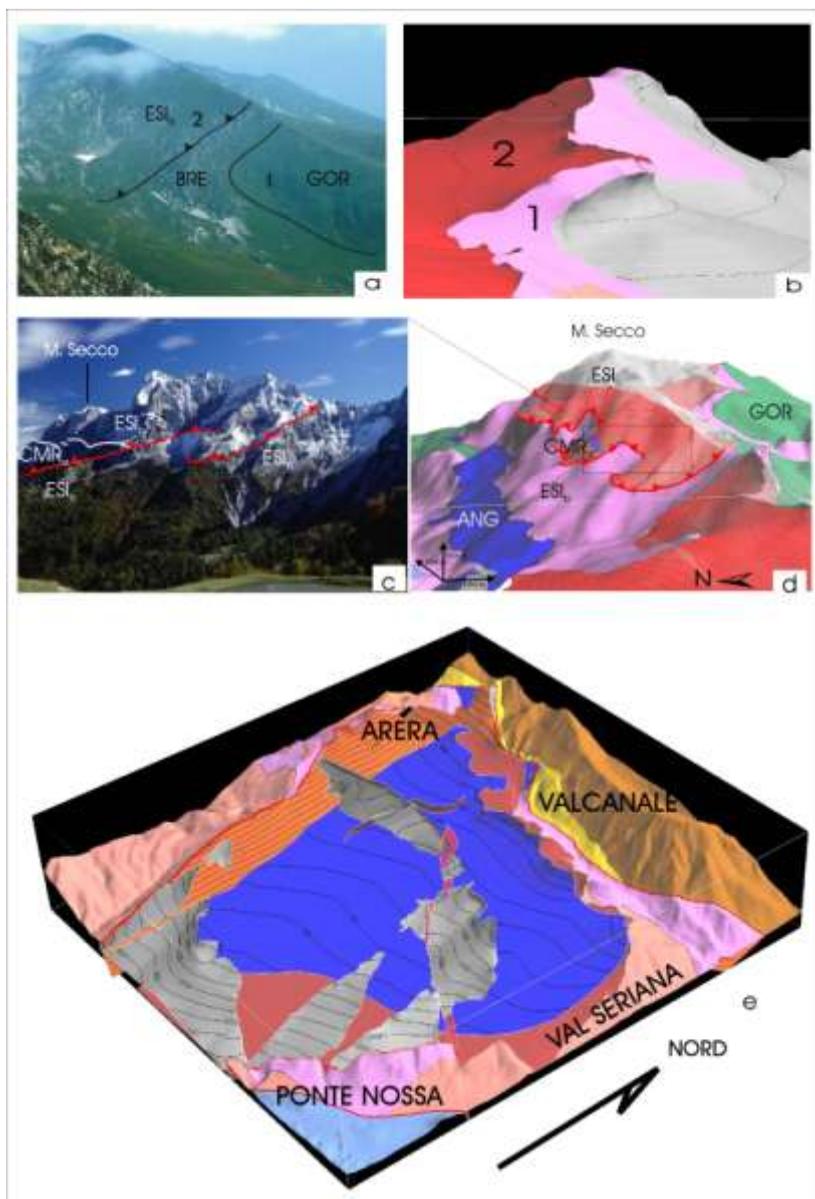
dei piani di sovrascorrimento principali, soprattutto nell'unità superiore, anche se una loro datazione più precisa sembra al momento non possibile.

2. - RICOSTRUZIONE TRIDIMENSIONALE DEL SETTORE PIZZO ARERA-CIMA DEL FOP

(a cura di F. Berra, A. Avaro, M. Bonavera, F. Salvi, S. Sterlacchini e A. Zanchi)

Nell'ambito dell'attività cartografica relativa al Foglio 077-Clusone, i dati informatizzati nella banca dati geologica sono stati utilizzati per la ricostruzione - con il *software* specialistico GoCad - delle principali superfici tettoniche e stratigrafiche, in un settore di circa 100 km² ubicato tra il Pizzo Arera e la Val Seriana, al fine di verificare la potenzialità della banca dati CARG per eventuali elaborazioni tridimensionali di settori complessi. Il modello è stato costruito realizzando una maglia di sezioni geologiche: le principali superfici rappresentate nelle diverse sezioni sono poi state utilizzate dal sistema per la costruzioni di superfici nel sottosuolo. I dati sono stati poi integrati con il modello digitale del terreno di Regione Lombardia (risoluzione 20x20 m).

Fig. 26 (pagina a lato) – Ricostruzione tridimensionale di superfici stratigrafiche e tettoniche nel settore compreso tra Pizzo Arera e Val Seriana. a, b) Piegatura nella successione carnica al di sotto del klippe di vetta di Cima del Fop e ricostruzione della superficie piegata al tetto della Formazione di Breno (1) e della superficie di thrust (2), visti da occidente; c, d) Rampa tettonica che porta la successione anisica (ANG: Calcare di Angolo) al di sopra del calcare di Esino (ESI) e ricostruzione della superficie nel modello tridimensionale; punto di osservazione presso il Passo della Marogella, vista verso SE; e) ricostruzione di alcune superfici stratigrafiche e tettoniche nel settore studiato (circa 100 km²).



La visualizzazione delle superfici ha evidenziato problemi geometrici di due

tipologie principali: a) problemi legati alla presenza di superfici con geometrie poco realistiche, b) problemi legati a difficoltà di correlazione tra le superfici principali. a) Nel primo caso, i problemi sono soprattutto legati alla precisione nel posizionamento dei limiti sulla carta topografica e alla presenza di approssimazioni nel DTM; problemi di questo tipo sono soprattutto presenti nei settori con molto tratteggio artistico, dove l'interpolazione dei dati per la ricostruzione del DTM è più problematica per l'assenza di un sufficiente dettaglio. I problemi di posizionamento sono spesso legati all'interpolazione dei limiti delle unità di substrato al di sotto di estese coltri di depositi neogenico-quadernari, dove l'approssimazione dei limiti è maggiore. Questi problemi sono stati risolti verificando la correttezza dei limiti - soprattutto tramite l'uso di ortofoto e sopralluoghi sul terreno - e, in alcuni casi, adattando i limiti al DTM, considerato come riferimento ufficiale per la morfologia del terreno. Inoltre, in alcuni casi, l'algoritmo utilizzato per la ricostruzione dei dati generava superfici poco realistiche a causa della insufficiente densità dei dati provenienti dalle sezioni geologiche. In queste situazioni è stato necessario infittire la maglia delle sezioni aggiungendo sezioni geologiche finalizzate all'introduzione di dati di sottosuolo per settori specifici.

b) Nel secondo caso, i problemi da risolvere sono prevalentemente di natura disciplinare: le correlazioni di sottosuolo, soprattutto tra superfici tettoniche che delimitano corpi di dimensioni limitate e geometrie lentiformi, sono state verificate direttamente sul terreno nei settori più problematici.

I risultati ottenuti dal modello (Fig. 26) consentono di visualizzare in maniera chiara l'andamento delle principali superfici e rappresentano un passo iniziale verso la costruzione di volumi rocciosi che possano essere parametrizzati per una serie di applicazioni differenti (es. idrogeologiche). Allo stato attuale l'attività svolta ha consentito una precisa verifica della compatibilità della cartografia geologica CARG per la realizzazione di un modello geologico tridimensionale, consentendo già in questa fase di identificare settori problematici - alla luce della necessità di una congruente ricostruzione geologica tridimensionale - nei quali è stato necessario effettuare osservazioni ulteriori. Si può quindi affermare che un approccio tridimensionale ai problemi di cartografia geologica ha come primo e importante risultato quello di migliorare la cartografia di partenza, individuando eventuali criticità. Solamente superata questa fase, è possibile passare a elaborazioni più avanzate, che coinvolgano i volumi e le diverse caratteristiche parametrizzabili dei corpi rocciosi.

BOZZA

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - ASSETTO IDROGEOLOGICO E DISSESTI

1.1 - VAL BREMBANA

(a cura di S. Rossi)

Nel bacino del Brembo si evidenziano soprattutto piccoli corpi di frana, sia attivi che quiescenti, impostati entro depositi detritici o glaciali, come all'imbocco della Valsecca di Roncobello o presso Bracca. Dissesti di grandi dimensioni, che coinvolgano il substrato in Dolomia Principale in presenza di pareti acclivi, sono presenti a Spino al Brembo (Fig. 27: elemento 1.1) e di fronte a Ambria. I depositi correlati, sia a grossi blocchi sia a clasti eterometrici, sono cementati e caratterizzati da una discordanza morfologica verso valle netta, dovuta all'erosione fluviale con un dislivello di circa 50 m nel caso della frana di Spino. Si tratta quindi di frane fossili correlate a linee strutturali che intersecano i piastroni carbonatici.

1.2 - VAL SERIANA

(a cura di C. Ferliga)

Nell'ambito della Val Seriana il maggiore fattore di modellamento del rilievo è stato, dall'emersione della catena, l'azione della gravità, che

interviene ogniqualvolta l'erosione asportando materiale alteri l'equilibrio delle masse rocciose. Tutti i versanti della valle principale e delle valli laterali mostrano diffuse deformazioni gravitative profonde del versante (DGPV), con piani di movimento impostati lungo le principali direttrici di fratturazione della compagine rocciosa, quando esse coincidano con la direzione del tratto vallivo considerato. Selle, contropendenze, trincee sono più o meno evidenti in relazione al litotipo su cui i fenomeni si impostano, ma indicano comunque un assestamento verso il basso delle masse rocciose in relazione alle successive fasi di approfondimento delle valli. Vengono di seguito evidenziati i fenomeni di maggiore estensione e/o significatività fra i numerosi presenti nel foglio geologico e riportati integralmente nella sottostante carta tematica (Fig. 27); a essa si riferiscono i numeri fra parentesi nel testo, relativi a ciascun elemento descritto.

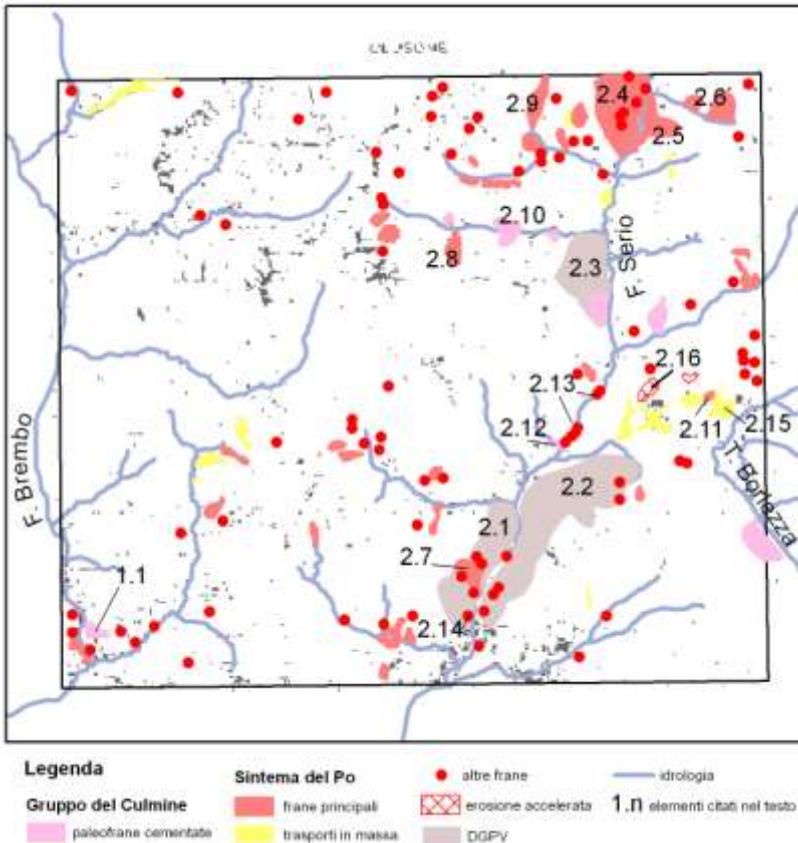


Fig. 27 - Carta dei principali dissesti presenti nell'area del Foglio 077-Clusone (nella cornice), con evidenziati quelli descritti nel testo.

Particolarmente evidente è il rilascio dei versanti in Dolomia Principale del tratto fra Colzate e Ponte Nossa (Fig. 27: elemento 2.1), caratterizzati da ripidi canali convergenti alla sommità che isolano picchi e pinnacoli e da settori completamente ribassati (Bondo di Colzate); a esso è in parte collegato il brusco restringimento della valle del Serio a Ponte Costone. Contropendenze nettissime, serie di piccole anticime, fitti reticolati di trincee segnano anche i versanti settentrionali del P. Formico (Fig. 27: elemento 2.2) prospicienti la conca di Clusone. Analoga interpretazione hanno le masse ribassate di calcare di Esino del versante orientale del Monte Secco, sino allo sbocco della Val Canale (Fig. 27: elemento 2.3), già descritti da FORCELLA (2000); e i profondi solchi, contropendenze e trincee parallele al versante presenti sopra Conca Verde di Rovetta (Fig. 27, 2.17), il cui assestamento si ricollega probabilmente al curioso fenomeno di sordi boati udibili durante e/o al termine di periodi di piovosità prolungata, verificatosi in più periodi in epoca storica. Tutti quelli descritti sono fenomeni in genere innescati dall'iniziale brusco approfondimento del solco vallivo principale, e spesso ormai quasi completamente stabilizzati; la deformazione gravitativa del Monte Secco a esempio appare suturata dai depositi del conglomerato di Groppino, giustapposti al piede del versante e che, negli scavi edilizi presso Ludrigno e in scarpata del terrazzo relativo, si mostrano indeformati.

Sulla compagine rocciosa già fratturata si impostano poi fenomeni più propriamente franosi di varia entità e tipologia.

Porzioni di versante scivolato in blocco, mantenendo pressochè integro il proprio assetto interno, sono evidenziate da dislocazione della stratigrafia associata a nicchie di distacco a monte e profilo convesso, rigonfio. Un esempio è dato dal tratto in micascisti compreso fra lo sbocco della Valgoglio e Fiumenero (Ripa di Gromo: 2.4): il versante, dalla caratteristica forma rigonfia e coronato da una ripida cresta semicircolare, è costituito da un ammasso di roccia sceso per gravità senza perdere la propria coerenza interna se non per quanto riguarda l'estesa fratturazione; nella porzione sommitale esso passa gradualmente a grandi ammassi rocciosi disarticolati e poi a blocchi caoticamente accumulati in posto; "coperture" di questo tipo, costituite da blocchi *in situ* alla sommità di porzioni di versante scese, sono state attribuite al gruppo di Prato Grande, pur non essendo propriamente "depositi". Il movimento del blocco scivolato della Ripa di Gromo risulta polifasico: depositi glaciali relativi a avanzate successive presentano infatti ribassamenti di entità diversa, a indicare che il movimento si è protratto fra una fase glaciale e la successiva; risultano in particolare nettamente dislocati anche i depositi e le forme relative all'ultimo massimo glaciale, a indicare come il fenomeno abbia agito anche in tempi recenti. Analoghe

caratteristiche ma volumi minori presentano gli scivolamenti in blocco della Costa Magrera (2.5), del versante destro della Val Sedornia (2.6), del versante settentrionale di Cima del Fop (2.7) e del versante orientale della Cima Cavlera fra Cascine Rezzo e Bondo (2.8). Della stessa tipologia, ma tutt'oggi attivo, è il movimento sul versante sinistro della Valgoglio (località Selva d'Agnone) in corrispondenza della condotta forzata del Lago Nero (2.9).

Frane del tipo *rock-avalanche* sono testimoniate ripetutamente nel corso del Pleistocene laddove la presenza di litotipi carbonatici ne abbia permesso cementazione e conservazione; un esempio molto evidente è presente nella media valle dell'Acqualina (conglomerati di Zanetti: 2.10), ove il corpo di frana, dopo aver ostruito la valle, si è cementato e è stato re inciso dal torrente; in questo caso il fenomeno è sicuramente anteriore all'ultimo massimo glaciale, come indicano i depositi glaciali poggianti sul corpo di frana. Analoga interpretazione hanno i depositi di frana presumibilmente olocenici presenti sotto l'area urbanizzata di Conca Verde di Rovetta (2.11).

Crolli localizzati di blocchi di litotipi fratturati sono presenti alla base delle pareti più scoscese; anche in questo caso, sono testimoniati sia eventi molto antichi che fenomeni tutt'ora in atto. Fra i primi è da menzionare la paleofrana che coinvolge blocchi sino a pluridecimetri costituiti da conglomerati del Gelasiano - Pleistocene inferiore, presente allo sbocco della Val Fontagnone (formazione del Fontagnone: 2.12) e staccatisi dalla scarpata del ripiano di Parre, che risulta sepolta dal conglomerato di Groppino; analoghi, ma attivi sino a epoche recenti, sono da considerarsi i crolli di blocchi di conglomerati del conglomerato di Groppino che si osservano lungo il margine del terrazzo di Villa d'Ogna - Piario - Pineta (2.13), e sulla scarpata del terrazzo di Casnigo. Tutt'ora in atto è invece il rischio di distacco di blocchi presso il santuario di San Patrizio di Colzate (2.14), attualmente controllato con estese opere di messa in sicurezza della strada e del versante soprastante.

Molti dei valloni laterali minori confluenti nel Serio risultano inoltre essere legati all'azione prevalente della gravità piuttosto che a quella delle acque, come indicano i corpi di frana o i depositi da trasporto in massa presenti al loro sbocco nel tratto fra S. Alberto di Parre e Ludrigno di Ardesio, in destra idrografica. Depositati da trasporto in massa costituiscono altresì la grande conoide di Rovetta (2.15): ben noto è l'episodio del 1629 che distrusse il santuario della Madonna di Sommaprada.

Altri tipi di dissesti localizzati sono legati all'instabilità di coltri di depositi superficiali, soprattutto qualora poggino su substrati poco permeabili. Un esempio ben diffuso su litotipi del basamento è il colamento di depositi glaciali pedogenizzati in concomitanza con periodi di massima piovosità, o il loro scivolamento sul substrato impermeabile, facilitato dalla

presenza di acqua; esempi di questo tipo sono dati dagli smottamenti e colate osservabili sul versante sinistro della Val Goglio e nell'asse vallivo principale a monte di Gandellino (movimenti dell'autunno-inverno 2001).

In tutta la fascia a decorso WSW-ENE che da Monte Nè si estende verso Rovetta si osservano infine diffusi fenomeni attivi di erosione accelerata, che porta allo sviluppo di una curiosa morfologia "a calanchi" (CASATI, 1964) sviluppata su Dolomia Principale pervasivamente tettonizzata (2.16).

In tutto il tratto di valle considerato, il rischio di esondazione del corso d'acqua principale è ridotto, sia per la presenza di tratti di valle ampi entro i quali è stata rispettata la naturale estensione dell'alveo di piena, sia per le numerose opere di canalizzazione che tendono a regimare il corso delle acque. Da segnalare invece è l'azione erosiva che esso può esplicare al piede delle scarpate dei terrazzi conglomeratici nel tratto fra Ponte Nossana e Villa d'Ogna, con i conseguenti crolli già segnalati sopra.

2. - RISORSE IDRICHE

(a cura di F. Berra)

Le risorse idriche del territorio del Foglio 077-Clusone vengono descritte suddividendole per risorse per uso potabile e per uso idroelettrico.

2.1 - RISORSE IDRICHE PER USO POTABILE

Nel territorio del Foglio 077-Clusone sono presenti numerose sorgenti captate per uso potabile, oltre a numerosi pozzi per acqua ubicati nei fondovalle. Alcune delle sorgenti presenti vengono utilizzate per la produzione di acque minerali (Fonti Pracastello, San Pellegrino e Limpia presso San Pellegrino Terme; Sorgenti Pineta presso Clusone; Fonti Bracca e Flavia nella bassa valle dell'Ambria, Fonte Stella Alpina presso Moio de' Calvi). Tra queste acque minerali va segnalata l'acqua termominerale di San Pellegrino Terme, caratterizzata da una temperatura alla sorgente di circa 28°C e un elevato contenuto in sali. Il circuito idrico di questa sorgente calda si differenzia chiaramente da quello dalle altre sorgenti, indicando una circolazione più profonda con una risalita rapida lungo sistemi di fratture che attraversano la successione triassica nel settore di San Pellegrino Terme.

Sorgenti di portata notevole sono captate per uso pubblico: le principali sono la Sorgente Nossana e la Sorgente di Ponte del Costone, che portano acqua alla città di Bergamo. La Sorgente Nossana (JADOUX *et alii*, 1985), ubicata nella parte finale della valle omonima, che sbocca in Val Seriana presso l'abitato di Premolo, è una sorgente carsica alimentata da N dal massiccio carbonatico Pizzo Arera - Cima del Fop - Monte Secco, nel quale

sono riconoscibili scaglie tettoniche prevalentemente costituite da Calcarea di Angolo e calcarea di Esino, accavallate a dare un *antiformal stack*. Il versante meridionale del massiccio è ricoperto dalla successione terrigeno-carbonatica carnica, che costituisce un buon orizzonte di protezione per l'acquifero carsico sottostante. La portata della Sorgente Nossana è considerevole: la portata di magra non è mai scesa al di sotto dei 900 l/s (mese di febbraio) e 1500 l/s (resto dell'anno), mentre la portata massima, in concomitanza con eventi piovosi importanti, raggiunge anche i 20.000 l/sec, con temperature costanti nel corso dell'anno e comprese tra 5 e 8°C. La durezza dell'acqua, relativamente bassa (11° F) considerate le rocce calcaree che costituiscono l'acquifero, indica probabilmente un breve tempo di permanenza delle acque nell'acquifero stesso. L'acqua si presenta costantemente limpida; opalescenze e intorbidamenti sono segnalati solamente nei periodi di persistenti precipitazioni. Le sorgenti di Ponte del Costone - di cui tre captate, a distanza di poche decine di metri l'una dall'altra - sono ubicate pochi chilometri a valle della Sorgente Nossana, lungo l'alveo del Serio. L'acquifero di queste sorgenti è di natura differente: le acque fuoriescono nella parte inferiore della Dolomia Principale e la presenza di questo acquifero è probabilmente legata alla presenza di famiglie di fratture che favoriscono la venuta a giorno delle acque. La prossimità di queste sorgenti con il Serio le rende molto più vulnerabili: interventi di impermeabilizzazione dell'alveo sono stati realizzati in prossimità delle sorgenti per diminuire il rischio di contaminazioni della falda da parte delle acque superficiali. Le sorgenti di Ponte del Costone hanno una portata media compresa tra 20 e 50 l/s.

L'uso di pozzi per l'approvvigionamento idrico è diffuso sia a livello privato - soprattutto per quanto riguarda i grossi impianti industriali presenti nella parte alta della Val Seriana - sia a livello pubblico. Pozzi per la captazione di acque per la rete acquedottistica profondi sino a oltre 200 metri sono presenti in Val Borlezza - ove alimentano l'Acquedotto dei Laghi - e in Val Seriana presso l'abitato di Piario (pozzi di proprietà della Provincia di Bergamo), nonché a valle del Ponte del Costone. Si tratta di pozzi caratterizzati da portate significative (sino a 60 l/s a Piario e a valle del Ponte del Costone, oltre 100 l/s in Val Borlezza). In particolare, i pozzi della Val Borlezza attingono sia da falde, spesso in pressione, sviluppatesi all'interno dei depositi del Pleistocene medio che colmano il fondovalle, il cui spessore raggiunge i 250 metri: all'interno di questi depositi sono stati riconosciuti più acquiferi - i più superficiali nei depositi continentali pleistocenici e i più profondi entro la successione norica - dei quali i più profondi mostrano una scarsa vulnerabilità. Questi pozzi, che spesso superano i 200 metri di profondità, arrivando sino a oltre 300 m, pescano da

acquiferi profondi in genere ben protetti, che rivestono un significato strategico.

2.2 - RISORSE IDRICHE PER USO IDROELETTRICO

Nel Foglio 077-Clusone sono presenti alcuni bacini artificiali utilizzati per la produzione di energia idroelettrica. La maggior parte di questi bacini, in genere realizzati sfruttando bacini già esistenti, sono ubicati nel settore settentrionale del foglio, nell'area compresa tra Val Brembana e Val Seriana, ove sono disponibili i salti maggiori. Nel Foglio 077-Clusone sono presenti i seguenti laghi artificiali utilizzati da ENEL per la produzione di energia elettrica: Laghi Gemelli, Lago di Piano delle Casere, Lago Colombo, Lago Nero e Lago Scotto. Questi ultimi due laghi sono a cavallo tra il Foglio 077-Clusone e il soprastante Foglio 056-Sondrio e fanno parte di un sistema che fa capo alla centrale idroelettrica di Valgoglio. In Val Brembana, un sistema di canali sotterranei consente la produzione di energia nelle centrali idroelettriche presso Moio de Calvi, Camerata Cornello e S. Giovanni B., mentre in Val Seriana una situazione analoga è presente a Gromo. Captazioni minori per uso idroelettrico sono poi presenti più a valle, sia in Val Brembana sia in Val Seriana. Ad esempio, la centrale di Cerete a valle di Ardesio è alimentata da acque captate presso Rizzoli (valle dell'Acqualina) e convogliate alla centrale in sotterraneo.

3. - RISORSE MINERARIE

(a cura di F. Berra)

In passato le attività estrattive in Val Brembana e Val Seriana sono state intense, soprattutto per quanto riguarda l'estrazione di minerali piombo-zinciferi (distretto Gorno-Dossena), le ricerche di uranio (Novazza), la coltivazione di pietre ornamentali (media e alta Val Brembana), e di gesso-anidrite (Dossena). Attualmente le attività estrattive sono notevolmente ridotte e limitate a poche cave di pietre ornamentali o materiale di prestito.

3.1 - FERRO

Ricerche per minerali ferrosi furono effettuate nelle alte valli Brembana e Seriana alla fine dell'Ottocento e localmente sino ai primi decenni del secolo scorso. I corpi filoniani, impostati nel basamento cristallino, entro il gruppo dei Laghi Gemelli o al contatto tra le due formazioni, diedero luogo solo a sporadici assaggi a cielo aperto. I corpi minerali si presentano in vene e filoni discordanti rispetto alla stratificazione e alla scistosità delle rocce,

oppure in corpi lenticolari strato-concordanti. Il minerale dominante è rappresentato da siderite massiva, localmente accompagnata da quarzo, barite e solfuri polimetallici; i corpi strato-concordanti, invece, mostrano un'associazione mineralogica costituita da siderite manganesifera e subordinata barite. Piccoli filoni di siderite sono impostati lungo campi di fratture distensive che interessano il basamento cristallino, le rocce vulcano-sedimentarie del gruppo dei Laghi Gemelli, i depositi detritici continentali del Verrucano Lombardo e i sedimenti marini della Formazione del Servino. In Val Sedornia, a quota 1800 m sul versante meridionale del Vigna Soliva, fu attiva la miniera del Gallo, nella quale era coltivata siderite in banchi nel Servino.

3.2 - PIOMBO, ZINCO E ARGENTO

La maggior parte della rilevante produzione di zinco e piombo delle Prealpi Bergamasche è stata estratta dalle miniere che costituiscono il "Distretto piombo-zincifero di Gorno", e che in gran parte sono ubicate nel Foglio 077-Clusone (giacimenti di Paglio Pignolino, M. Vaccaregio-Pedrozo, Val Vedra, Pizzo Arera, Gorno, Grem, M. Trevasco) (ASSERETO *et alii*, 1977; OMENETTO & VAILATI 1977; VACHÉ, 1966). Tutte queste miniere, ormai inattive da oltre un ventennio ma con una lunga storia estrattiva - l'attività mineraria presso Dossena risale al periodo romano e forse agli etruschi - hanno ricoperto un'importanza principale nell'economia industriale della regione grazie alla loro capacità produttiva (tenori del 5% in Zn e rapporto Pb-Zn pari a 5:1; 0,8 Mt. di metallo prodotti in un secolo) e all'impiego di molta mano d'opera. I corpi mineralizzati hanno geometrie spesso colonnari, forma di grosse lenti ramificate e contorte a prevalente giacitura strato-concordante, con estensione anche di centinaia di metri in lunghezza e con spessori di alcuni metri. La loro ubicazione stratigrafica è in prossimità del tetto della successione carbonatica peritidale del Carnico inferiore e interessa la Formazione di Breno e il Calcere Metallifero Bergamasco - orizzonte denominato dai giacimentologi appunto "Metallifero" - e localmente anche le soprastanti facies pelitiche (*black shale*) della formazione di Gorno basale. L'associazione mineralogica dominante è costituita da blenda cristallina, di colore da bruno miele a rossastro, associata a galena sia a grana fine sia in cristalli grossolani. Sono presenti inoltre altri minerali accessori o in tracce come pirite, marcasite, calcopirite, Cu-Sb-As solfosali, argentite, fluorite e barite. Sono diffusi minerali secondari d'alterazione e trasformazione (smithsonite, idrozincite, emimorfite, cerussite, anglesite, limonite, auricalcite, malachite, azzurrite, covellina, calcocite, gesso, piccole quantità di greenockite, wulfenite, arsenopirite e piromorfite) e il bitume sovente si presenta intimamente commisto alla mineralizzazione principale. Nei giacimenti di Vaccaregio e

Pedrochio la mineralizzazione a solfuri è accompagnata da un'intensa silicizzazione. Le ipotesi genetiche per questo tipo di mineralizzazioni presenti nei carbonati e con geometrie a grande scala strato-concordanti - simile a quelle nei carbonati paleozoici della valle del Mississippi negli Stati Uniti d'America - prevedono una fase iniziale di concentrazione dei metalli in bacini epicontinentali a circolazione ristretta, dovuta probabilmente a un vulcanismo contemporaneo della sedimentazione; successivamente - probabilmente durante la diagenesi profonda - i solfuri metallici si sarebbero rimobilizzati e ulteriormente concentrati in strutture ricettive, in parte preesistenti e con elevata porosità, nei sottostanti carbonati (es. paleocarsismo).

3.3 - FLUORITE E BARITE

Tutta la fluorite coltivata nelle miniere o segnalata come piccole manifestazioni proviene in prevalenza dai corpi colonnari strato-concordanti entro i carbonati del Carnico inferiore (Formazione di Breno - Calcare Metallifero Bergamasco). Il giacimento più importante è stato quello di Paglio Pignolino, sfruttato sino alla fine degli anni 1970, in cui la fluorite si associa a subordinati solfuri di Zn e Pb (ASSERETO *et alii*, 1977). Nel settore Ortighera - Valbona sono presenti piccoli corpi discordanti lungo fratture contenenti barite associata a quarzo. In Val Seriana (M. Redondo) sono segnalate piccole mineralizzazioni a barite nei carbonati ladini. Limitate manifestazioni minerarie a fluorite, barite, celestina sono state rinvenute anche in piccole fratture discordanti e cavità geodiche nei carbonati del Norico medio (parte sommitale della Dolomia Principale, dolomie zonate - Calcare di Zorzino) della valle dell'Ambria e sino a Selvino (JADOUL *et alii*, 1992c). I principali corpi di barite si trovano nell'area orobica in corpi filoniani, incassati in faglie nelle rocce del basamento cristallino, in quelle vulcaniche permiane e in quelle sedimentarie della Formazione del Servino del Triassico inf. Tali corpi sono stati oggetto di attività estrattive particolarmente ridotte: si tratta in genere di assaggi che non hanno portato mai a una attività estrattiva di carattere intensivo.

3.4 - URANIO

Le ricerche per minerali d'uranio iniziarono nelle Orobie intorno al 1957; proseguirono con indagini operative a livello regionale e con estesi lavori minerari di preparazione da parte dell'AGIP Mineraria e della SIMUR e si conclusero negli anni '80.

Le mineralizzazioni uranifere della Val Seriana (Novazza) sono legate dal punto di vista stratigrafico-paleogeografico alle successioni silicoclastiche-vulcanoclastiche del Permiano e Permo-Carbonifero e a

controlli strutturali alpini. Sono presenti vari tipi di mineralizzazioni: impregnazioni diffuse strato-concordanti, legate a ignimbriti riolitiche del gruppo dei Laghi Gemelli (Formazione di Collio *Auct.*) (ORIGONI GIOBBI *et alii*, 1981; CADEL, 1986; CADEL *et alii*, 1987; CADEL *et alii*, 1996), in associazione con blenda; impregnazioni strato-concordanti in sedimenti arenaceo-conglomeratici del Verrucano Lombardo, in associazione con sostanze carboniose e solfuri di ferro e rame; corpi filoniani discordanti, al contatto tettonico tra basamento cristallino e arenarie conglomeratiche del gruppo dei Laghi Gemelli (*ex* Formazione di Collio), con tenori piuttosto elevati, in associazione con solfuri prevalentemente di ferro; mineralizzazioni entro fasce cataclastiche e milonitiche dirette E-W. L'uranio è presente come uraninite (pechblenda) e in minor misura come brannerite; le ganghe possono essere quarzose o carbonatiche.

3.5 - CAVE DI PIETRE ORNAMENTALI

Tra le pietre ornamentali e da taglio la più importante è l'"arabescato orobico" estratto dal calcare rosso di numerose cave, attive sino agli anni 1970-1980 lungo i versanti della media Val Brembana presso Camerata Cornello (Foglio 076-Lecco) e in Val Parina. Attualmente questo materiale è cavato solo nella cava GAMBÀ (*ex* SEMEA) presso Cespedosio. In passato l'arabescato orobico è stato estratto anche in Val Seriana in due piccole cave presso Ardesio, una nelle facies tipiche del calcare rosso e una seconda nei calcari con *tepee* grigi dell'adiacente e soprastante Formazione di Breno. L'arabescato orobico proviene da vari orizzonti che costituiscono la peculiare associazione di litofacies policrome, variamente deformate e modificate dalla diagenesi e pedogenesi del calcare rosso, ed è distribuito nelle varietà grigia, rosata e rossa. L'utilizzo è per rivestimenti per interni e in passato anche come pietra ornamentale per l'architettura sacra.

Alla fine del 1800 è stata utilizzata, soprattutto per l'architettura sacra, la "Lumachella di Ghegna" una particolare litofacies calcarea massiccia di colore grigio - grigio scuro molto ricca in bioclasti di bivalvi. La vecchia cava è stata individuata nel calcare di Esino basale presso Bordogna, alla base delle pareti sottostanti la conca di Baita dei Muffi.

3.6 - SABBIA, GHIAIA, PIETRISCO E ALTRI MATERIALI

In Val Gandino, nella Val Seriana (Casnigo) e presso Soverè ed Endine Gaiano sono ancora parzialmente attive alcune cave che coltivano sia alcune falde di detrito, sia successioni lapidee (Dolomia Principale e Calcare di Zorzino) per la produzione di granulati di dolomite e di pietrisco nero.

Nel Comune di Dossena è ancora in attività una cava che estrae gesso-anidrite da una spessa lente intercalata al tetto della formazione di San Giovanni Bianco.

BOZZA

BIBLIOGRAFIA

- ALLASINAZ A. (1962) - *Il Trias in Lombardia. III. Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bg)*. Riv. It. Paleont. Strat., **68**: 307-376, Milano.
- ALLASINAZ A. (1966) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). XVIII: La fauna a Lamellibranchi dello Julico (Carnico medio)*. Riv. It. Paleont. Strat., **72**: 609-752, Milano.
- ALLASINAZ A. (1968a) - *Il Trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici). XXIII: Cefalopodi e Gasteropodi dello Julico in Lombardia*. Riv. It. Paleont. Strat., **74**: 327-400, Milano.
- ALLASINAZ A. (1968b) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e Paleontologici). XXIV. Il Carnico nella Lombardia occidentale*. Riv. It. Paleont. Strat., **74**: 1007-1056, Milano.
- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (1990) - *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell Science, Oxford.
- ASSERETO R. (1969) - *Sul significato stratigrafico della zona a Avisianus delle Alpi*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 143-145, Roma.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **71**: 999-1097, Milano.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968a) - *Calcarea di Angolo - Studi III. Carta Geol.It. Formazioni Geologiche. I: 11-17, Roma*.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968b) - *Argillite di Lozio Studi III. Carta Geol.It. Formazioni Geologiche. I: 35-39, Roma*.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968c) - *Formazione di Breno - Studi III. Carta Geol.It. Formazioni Geologiche. I: 57-63, Roma*.
- ASSERETO R. & FOLK R.L. (1977) - *Brike-like texture and radial rays in Triassic pisolites of Lombardy, Italy: a clue to distinguish ancient aragonitic pisolites*. Sedim. Petr., **16**: 205-222, Tulsa.
- ASSERETO R. & FOLK R.L. (1980) - *Diagenetic fabric of aragonite, calcite and dolomite in an ancient peritidal-spelean environment: triassic Calcarea Rosso, Lombardia, Italy*. Journ. Sedim. Petrol., **50**: 371-394, Tulsa.
- ASSERETO R. & KENDALL C. G. ST. C. (1971) - *Megapolygons in Ladinian limestones of Triassic of Southern Alps: evidence of deformation by penecontemporaneous dessiccation and cementation*. Journ. Sedim. Petr., **41**: 715-723, Tulsa.
- ASSERETO R. & KENDALL C.G.ST.C. (1977) - *Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and relative breccias*. Sedimentology, **24**: 153-210., Oxford.
- ASSERETO R., BOSELLINI A., FANTINI SESTINI N. & SWEET W. (1973) - *The Permian-Triassic boundary in Southern Alps (Italy)*. Alberta Soc. Petr. Geol., **2**: 176-196, Calgary.
- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOU F. (1977) - *The Pb-Zn mineralisation in the Triassic of the Dolomites: geological history and genetic interpretations*. Ind. Min., **28**: 1-34, Roma.

- ASSERETO R., JADOUL F. & OMENETTO P. (1977) - *Stratigrafia e metallogenese del settore occidentale del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gorno (Alpi Bergamasche)*. Riv. It. Paleont. Strat., **83**: 395-532, Milano.
- BALINI M. (1992) - *Ammoniti e biostratigrafia del Calcare di Prezzo (Anisico Superiore, Alpi Meridionali)*. Tesi di Dottorato: pp. 191, Univ. Milano, Milano.
- BALINI M. (2007) – *Buchenstein*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (EDS.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VII): 97-110, Roma.
- BALINI M., GERMANI D., NICORA A. & RIZZI E. (2000) - *Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario - Pizzo Camino area (Lombardy): revaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **106**(1): 19-58.
- BECCALUVA B., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GATTO G.O., GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E.M. & TUNESI A. (1983) - *Post collisional orogenic dykes magmatism in the Alps* MEm.Soc.Geol.It **26**: 341-359.
- BELLONI S. (1960) - *La serie retica del M. Rena (Prealpi Bergamasche)*. Riv. It. Paleont. Strat., **66**: 155-172, Milano.
- BERNOULLI D. (1964) - *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Ein Beitrag zur Kenntniss der südalpinen Sedimente*. Mat. per la carta geol. della Svizzera, N.F., **118**, I-XVI, 134 pp., 1 carta geol. al 75.000, profili, Bern.
- 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. & JADOUL F. (1996) - *Norian serpulid and spongiostromata bioconstructions: implications for the platform evolution in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy)*. Facies, **35**: 143-162, Erlangen.
- BERRA F. & JADOUL F. (2002)- *Sedimentological and paleontological evidences of a Mid Carnian transgression in the Western Southern Alps (S. Giovanni B. Fm., Lombardy, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications*. Riv. It. Pal. Strat., **108**: 119-131.
- BERRA F. & SILETTO G.B. (2001) – *The role of stratigraphically-controlled detachment surfaces in the tectonic settings of the Southern Alps of Lombardy*. Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck, **25**: 28.
- BERRA F., AVARO A., BONAVERA M., SALVI F., STERLACCHINI S., ZANCHI A. (2004) - *3d reconstruction of a thrust stack in the sedimentary cover of the Southern Alps (Italy)*. 32nd IGC - Florence, 2004.
- BERRA F., CAIRONI V., SILETTO, G.B. & TIEPOLO M. (2008) - *Vincoli cronostratigrafici sull'attività vulcanica del Permiano inferiore nei bacini permiani delle Prealpi Orobie (Lombardia): significato delle datazioni su zirconi con laser ablation ICPMS./F.* Ist. Lomb. Sci. e Lett., Una nuova geologia per la Lombardia, Milano, 6-7 Novembre 2008, 62.
- BERRA F. & CARMINATI E. (2010) - *Subsidence history from backstripping analysis of the Permo-Mesozoic succession of the Central Southern Alps (Northern Italy)*. Basin Research, **22**: 952–975.

- BERRA F., DELFRATI L. & PONTON M. (2007). *Dolomia Principale*. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) – “*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.
- BERRA F. & FELLETTI F. (2011) - *Syn depositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance*. Sed. Geol. (2010), doi:10.1016/j.sedgeo.2010.08.006
- BERRA F., JADOUL F. & ANELLI A. (2010) - *Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: coupling sea-level and climate changes*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **290**: 138-150.
- BERRA F., RETTORI R. & BASSI D. (2005) – *Recovery of carbonate platform production in the Lombardy Basin during the Anisian: paleoecological significance and constrain on paleogeographic evolution*. Facies, **50**: 615-621, Erlangen.
- BERRA F., ROVELLINI M. & JADOUL F. (1991) - *Structural framework of the Bergamasco Prealps south of the Clusone Fault*. Atti Ticin.Sc. Terra, **34**: 107-120, Pavia.
- BERSEZIO R. , JADOUL F. & CHINAGLIA N. (1997) - *Geological map of the Norian-Jurassic succession of the Southern Alps north of Bergamo*. Dip. Sc. Terra Univ. Stu. Milano, CNR Cent. Stu. Geodin. Alp. Quat. Milano. Carta geologica, alla scala 1:25.000, allegata al Boll.Soc.Geol.It., **116**: 363-378.
- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI E., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ G. B., GIUSEPPETTI G., MARTINA E., PASSERI L. D., SASSI F. P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100000; Foglio 34-Breno*. Minist. Ind.Comm. Artig., Direz. Gen. Min., Serv. Geol. Italia, 134 pp., Roma.
- BINI A. (1987) - *L’apparato glaciale würmiano di Como* - Università degli Studi di Milano (Tesi di Dottorato di ricerca), 569 pp.
- 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., 162-164.
- BINI A. & ZUCCOLI L. (2005) - *Evoluzione del carsismo nelle Alpi*. In: D’acqua e di pietra. Il Monte Fenera e le sue collezioni museali, a cura di FANTONI R., CERRI R. e DELLAROLE E.. Ed. Associazione Culturale Zeisciu pp. 143-152
- BINI A., BOSI C., CARRARO F. & OROMBELLI G. (1990) - *Unità Allostratigrafiche: Circolare del Gruppo di Lavoro sul Quaternario*, Commissione Italiana di Stratigrafia (non pubblicata).
- BINI A., BOSI C., CARRARO F. & CASTIGLIONI G.B. (1991) - *Cartografia geologica del Quaternario*. In: Commissione per la Cartografia geologica e geomorfologica del CNR: Guida al rilevamento della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50000. I Convegno sulla Cartografia geologica nazionale, CNR e Servizio Geologico Nazionale, 63-83, Roma.

- BINI A., FERLIGA C., RAVAZZI C. & VALLE M. (1991) - *Aspetti naturalistici del M. Alben (Bergamo): geologia, geomorfologia, vegetazione, fauna*. Boll. Club. Alp. It., **92**: 5-26, Roma.
- BINI A., ZUCCOLI L. & VETRI E. (1999) - *Dispense di geologia del Quaternario - Le glaciazioni - vol 3. 4^a Summer School Geol. Quat.*, Milano.
- BLOM J. C. & PASSCHIER C. W. (1997) *Structures along the Orobic thrust, Central Orobic Alps, Italy*. Geol Rundsch, **86**:627-636
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) - *Stratigraphy and Ammonoids of the lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. Ecl. Geol. Helv., **79**: 181-225, Basilea.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian-Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Ecl. Geol. Helv., **86**: 415-527, Basilea.
- 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*. 2 voll. di 296 e 352 pp., Tip. Bettoni, Brescia.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOUF F. & VIEL G. (1981) - *Paleogeografia e metallogenesi del Sudalpino*. Mem. Soc. Geol. It., **22**: 65-82, Roma.
- BURCHELL M.T., STEFANI M. & MASETTI D. (1990) - *Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions*. Sedimentology, **37**: 795-816, Oxford.
- CACCIAMALI G.B. (1920) - *Le falde di sovrascorrimento della Valle Brembana e i loro rapporti con le falde bresciane*. Comment. Ateneo Brescia: 38-61.
- CADEL G. (1986) - *Geology and Uranium mineralization of the Collio basin (Central Southern Alps, Italy)*. Uranium, **2**: 215-240, Amsterdam.
- 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.
- CADEL G., FUCHS Y. & MENEGHEL L. (1987) - *Uranium mineralization associated with the evolution of a Permo-Carboniferous volcanic field: examples from Novazza and Val Vedello (Northern Italy)*. Uranium, **3**: 407-421, Amsterdam.
- CAFFI E. (1921) - *Bergamo nel periodo glaciale. 2 - Il ghiacciaio del Brembo*. CAI, Boll Sez. Bergamo. Febbraio, 10-12.
- CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C. (2007) - *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uom*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l..
- CASATI P. (1964) - *Il Trias in lombardia (Studi geologici e paleontologici), VI: Osservazioni stratigrafiche sull'Infraretico delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **70**: 447-465, Milano.
- CASATI P. (1968) - *Calcare di Zorzino*. Studi III. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche. **I**: 83-88, Roma.
- CASATI P. & GNACCOLINI M. (1967) - *Geologia delle Alpi Orobic occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 25-162, Milano.

- CASATI P. & PACE F. (1968) - *Alcune caratteristiche petrografiche e sedimentologiche dell'Arenaria di Val Sabbia (Carnico) in Val Brembana*. Ist. Lomb. (Rend. Sc.), S.A., **102**: 557-574, Milano.
- CASATI P., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1976) - *Età (K/Ar) di intrusioni porfirittiche e leucogabbri nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **32**(1): 215-226, Milano.
- CASSINIS G. (2007) - *Verrucano Lombardo*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (EDS.), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VII): 74-82, Roma.
- 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., DAL PIAZ G.V., EUSEBIO A., GOSSO G., MARTINOTTI G., MASSARI F., MILANO P.F., PENNACCHIONI G., PERELLO M., PESSINA C.M., ROMAN E., SPALLA M.I., TOSETTO S. & ZERBATO M. (1986) - *Report on a structural and sedimentological analysis in the Uranium province of the Orobic Alps, Italy*. Uranium, **2**: 241-260, Amsterdam.
- CHARDON M. (1966) - *Un niveau quaternaire déformé par des mouvements tectoniques récents: le cone de deflection de Villa d'Ogna*. Bull. A.F.E.Q., n. **3**: pp.221-223.
- CHARDON M. (1969) - *Les formations quaternaires du bassin de Clusone*. Gap., E. Orphys, Etudes et travaux de Méditerranée. **8**: 93-108.
- CHARDON M. (1975) - *Les Préalpes lombardes et leurs bordures* - Librairie Champion, pp. 655, Paris.
- CIRILLI S., GALLI M.T., JADOUL F., RETTORI R. & SPINA A. (2000) - *Implicazioni stratigrafico-paleoclimatiche e evoluzione paleogeografica della successione retico-hettangiana del m. Albenza (Prealpi Bergamasche)*. Workshop di Modena 15-17 giugno 2000: din. piatt. carb., a cura di A. CHERCHI. Acc. Naz. Sci. Lett. Arti Modena, collana di Studi, **21**: 79-85.
- CORSELLI C., CREMASCHI M., VIOLANTI D. (1985) - *Il canyon messiniano di Malnate (Varese); pedogenesi tardomiocenica e ingressione marina pliocenica al margine delle Alpi*. Riv. It. Pal. Strat., **91**(02): 259-286, Milano.
- CORSELLI C., GNACCOLINI M., OROMBELLI G. (1985a) - *Depositi deltizi pliocenici allo sbocco della Val Brembana (Prealpi Bergamasche)*. Riv. It. Pal. Strat., **91**(01): 117-132.
- CURIONI G. (1855) - *Sulla successione normale dei diversi membri del terreno triassico nella Lombardia*. Giorn. I. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., **6**: 204-236, Milano.
- D'ADDA P., ZANCHI A., BERGOMI M., BERRA F., MALUSÀ M.G., TUNESI A., ZANCHETTA S. (2011) *Polyphase thrusting and dyke emplacement in the central Southern Alps (Northern Italy)*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), DOI 10.1007/s00531-010-0586-2.
- 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*. Journ. Quat. Sci., **19/4**: 409-421.

- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni- Unità validate*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7: pp.228 –Roma.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PETTI F.M. (2002) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni – Unità validate*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (III): pp.207 –Roma.
- DELFRATI L. & JADOUF F. (2000) – *Calcare Metallifero Bergamasco*. In: DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R.(2000)- “*Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni –Unita validate*”. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, 7: pp.228, Roma
- DE JONG K.A. (1979) - *Overthrusts in the Central Bergamasc Alps, Italy*. In: Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony, a cura di W.J.M. VAN DER LINDEN. Geol. En. Min., **58**(2): 277-288, Den Haag.
- DE MICHELE V. & ZEZZA U. (1973) - *Lo stock leucogabbriaco in Valle Rossa (Cene, Bergamo) e la sua aureola metamorfica*. Atti Soc. It. Sci. Nat. Mus. Civ. Stor. Nat., **114**: 345-382, Milano.
- DE MICHELE V. & ZEZZA U. (1978) - *Manifestazioni ipoabissali quarzodioritiche di età alpina nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. Atti Soc. It. Sci. Nat. Museo Civ. Stor. Nat. Milano, **119**: 181-210, Milano.
- DE MICHELE V., ODDONE M. & ZEZZA U. (1983) - *La porfirite di Costa di Belloro - Premolo nel quadro delle manifestazioni ipoabissali di età alpina nelle Prealpi Bergamasche*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 69-81, Roma.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) - *The Geology of the Bergamasc Alps (Lombardia, Italy)*. Leid. Geol. Meded., **143**: 1-257, Leida.
- DESIO A. (1929) – *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (Prealpi Bergamasche)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **10**, 152 pp., 1 carta geol. al 25.000, Milano.
- DESIO A. (1945) - *Appunti e osservazioni sul glaciale della Val Seriana e della Valle Cavallina*. Ist. Geol. Univ. Milano, **34**
- DESIO A. (1952) - *Qualche nuovo dato sul glaciale della Val Brembana e della Val Seriana in Lombardia*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **8**(12), f.1.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1988) - Anisian paleogeographic evolution in the Central-Western Southern Alps. Mem. Sci. Geol., **40**: 399-411.
- DOZY J.F. & TIMMERMANS P.D. (1935) - *Erlauterungen zur geologische Karte der zentralen Bergamasker Alpen*. Leid. Geol. Meded., **7**: 85-109, Leida.
- ESU D. & GIROTTI O. (1991) – *Late Pliocene and Plistocene assemblages of continental molluscs in Italy: a survey*. Il Quaternario, **4**(1): 137–150.
- FANTINI SESTINI N. (1990) - *I coralli del Calcare di Zu (Triassico Sup.) della Lombardia (Italia)*. Nuove segnalazioni. Riv.It. Paleont.Strat. **96**, n1: 103-109.
- FANTINI SESTINI N. (1994) - *The Ladinian ammonoids from the Calcare di Esino of Val Parina (Bergamasc Alps, Italy)*. Part.1. Riv. It. Paleont. Strat., **100**: 227-284, Milano.
- 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, bearings on the interpretation of the Alpine tectonic history*. Mem. Sci. Geol. Padova, **51/1**: 47-61
- FARABEGOLI E. & DE ZANCHE V. (1984) - *A revision of the Anisian stratigraphy in the Western Southern Alps west of Lake Como*. Mem. Sci. Geol., **36**: 391-401.

- FERLIGA C. (2000) - *Bacino di Clusone*. in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUF F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Serv. Terr. Prov. Berg., Bergamo, 118-140.
- FERLIGA C. (2007a) - *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., 115-119.
- FERLIGA C. (2007b) - *Frammenti di paesaggi perduti: le creste alte in sinistra idrografica del 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., 124-125.
- 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 JADOUF F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Serv. Terr. Prov. Berg., Bergamo, 140-179.
- FERLIGA C., RIGAMONTI I., CORBARI D. (2000) - *Bacino dell'Oglio*. In: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUF F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Serv. Terr. Prov. Berg., Bergamo, 83-113.
- FORCELLA F. (1988) - *Assetto strutturale delle Orobie orientali tra la Val Seriana e la Val Camonica*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 269-278, Roma.
- FORCELLA F. (2000) - *Deformazioni gravitative di versante*. in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUF F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Serv. Terr. Prov. Berg., Bergamo, 274-277.
- FORCELLA F. & JADOUF F. (1990) - *Deformazioni post-Adamello nelle Alpi Orobie. Stato dell'arte e ipotesi di lavoro*. In: Atti conv. Neogene Thrust Tectonic, Atti Camerinesi Sc. Terra, Spec. Vol.: 139-151, Camerino.
- FORCELLA F. & JADOUF F. (2000) - *Carta geologica della Provincia di Bergamo*. 6 Tavole. Serv. Terr. Prov. Berg., Bergamo
- FORCELLA F., BELLENTANI G., BERSEZIO R. & JADOUF F. (1996) - *Cinematica e collasso estensionale dei sovrascorrimenti sudalpini della Val Serina (Prealpi Bergamasche)*. Geol. Insubr., **1**(1+2): 79-88, Milano.
- FORNI L. (1988) - *Osservazioni stratigrafiche sul M. Misma*. Tipografia Fusi Pavia, 22pp, 1tav.
- FRANCANI V. (1967) - *Il Calcare di Sedrina: una nuova formazione dell'Hettangiano lombardo*. Riv. It. Pal. Strat., **73**: 1161-1180, Milano.
- FRANCANI V. (1968) - *Calcare di Sedrina*. Studi Ill. Carta Geol. It., Formazioni Geologiche, **I**: 123-129, Roma.
- FRISIA S. (1991) - *Caratteristiche sedimentologiche e evoluzione diagenetica della Dolomia Principale (Norico) del Lago d'Idro e delle Dolomiti di Brenta*. Tesi di Dottorato, Dip. Sc. Terra: pp. 156, Milano.

- FRISIA S., JADOU F. & WEISSERT H. (1989) - *Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint*. Sedimentology, **36**: 685-699, Oxford.
- GAETANI M. (1970) - *Fauna hettangiana della parte orientale della provincia di Bergamo*. Riv. It. Pal. Strat., **76**: 355-442, Milano.
- GAETANI M. (1975) - *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review*. In: Geology of Italy. Earth Sc. Soc. Libyan Arab Rep.: 377- 402, Tripoli.
- GAETANI M. & FOIS E. (1978) - *A new and unusual coelenterate from the Carnian of Dolomites (Italy)*. Boll. Soc. Pal. Ital., **17**(2): 262-271.
- GAETANI M. & JADOU F. (1979) - *The structure of the Bergamasc Alps*. Acc. Naz. Lincei (Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.), Ser. VIII, **46**: 411-416, Roma.
- GAETANI M. & JADOU F. (1987) - *Controllo ancestrale sui principali lineamenti strutturali delle Prealpi Lombarde centrali*. Rend. Soc. Geol. It., **10**: 21-24, Roma.
- GAETANI M., GELATI R. & JADOU F. (1981) - *Foglio 33 Bergamo*. In: Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000, a cura di A. CASTELLARIN. Prog. Fin. Geodin. CNR, **441**:174-178, Tecnoprint, Bologna.
- GAETANI M., GIANOTTI R., JADOU F., CIARAPICA G., CIRILLI S., LUALDI A., PASSERI L., PELLEGRINI M. & TANNOIA G. (1987) - *Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area lariana*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986): 5-48.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., POLIANI G., GRIGNANI D., GORZA M. & MARTINELLI L. (1992) - *An anoxic basin intraplateform basin in the Middle Triassic of Lombardy (Southern Alps): anatomy of a hydrocarbon source*. Riv. It. Paleont. Strat., **97**: 329-354, Milano.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOU F. & GARZANTI E. (1996) - *Multioorder Sequence Stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps*. S.E.P.M. spec. vol., Journ. Sed. Petr., **60**: 701-717, Tulsa.
- GALLI M.T. (2002) - *Il limite Triassico-Giurassico nelle Prealpi Bergamasche: un approccio stratigrafico integrato*. Tesi di dottorato, Univ. Milano.
- GALLI M.T., JADOU F., BERNASCONI S., WEISSERT, H. (2005) - *Anomalies in global carbon cycling at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from a marine C-isotope record*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **216**: 203–214.
- GALLI M.T., JADOU F., BERNASCONI S., CIRILLI S., WEISSERT H. (2007) - *Stratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the Triassic–Jurassic transition in the western Southern Alps (Northern Italy)*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **244**: 52-70.
- GARZANTI E. (1985a) - *Petrography and diagenesis of Upper Triassic volcanic arenites (S. Giovanni Bianco, Gorno and Val Sabbia Formations; Bergamasc Alps)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 3-20, Roma.
- GARZANTI E. (1985b) - *The sandstone memory of the evolution of a Triassic volcanic arc in the Southern Alps, Italy*. Sedimentology, **32**: 423-433, Oxford.
- GARZANTI E. (1986) - *Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, Northern Italy)*. Journ Sed. Petr., **56**: 267-275, Tulsa.
- GARZANTI E. (1988) - *Ambienti sedimentari fluvio-deltizi e composizione petrografica: le arenarie del Trias superiore lombardo*. Giorn. Geol., **50**: 163-175, Bologna.

- GARZANTI E. & JADOUF F. (1985) - *Stratigrafia e paleogeografia del Carnico lombardo (Sondaggio S. Gallo, Val Brembana)*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 295-320, Milano.
- GARZANTI E., GNACCOLINI M. & JADOUF F. (1995) - *Anatomy of a semiarid coastal system.: the Upper Carnian of Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **101**: 17-36, Milano.
- GHISELLI A., BINI A., ZUCALI M. (2007) - *Relationship between valley morphology and tectonics in the Orobic Alps (Central Southern Alps, Italy)*. XVI DRT Conference - Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics. Scientific sections, poster: Milano, Sept. 27-29. Rend. Soc. Geol. It., **5** (2007): 98.
- GIANOLLA P. & NERI C. (2007) - *Formazione di Wengen*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (eds.), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VII): 111-124, Roma.
- GNACCOLINI M. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) VII. Il Retico nella Lombardia occidentale*. Riv. It. Pal. Strat., **70**: 467-522, Milano.
- GNACCOLINI M. (1965) - *Il Calcare di Zu e le Argilliti di Riva di Soltò: due formazioni del Retico Lombardo*. Riv. It. Pal. Strat., **74**(4): 1099-1121, Milano.
- GNACCOLINI M. (1968a) - *Calcicare di Zu*. Stu. Ill. Carta Geol. It.: Formazioni Geologiche, **I**: 190, Roma.
- GNACCOLINI M. (1968b) - *Argilliti di Riva di Soltò*. Stu. Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche, **I**: 97-103, Roma.
- GNACCOLINI M. (1983) - *Un apparato deltizio triassico nelle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **88**: 599-612, Milano.
- GNACCOLINI M. (1986) - *La Formazione di Gorno nei dintorni di Dossena e di Gorno (Prealpi Bergamasche): analisi di una laguna triassica*. Riv. It. Pal. Strat., **92**: 3-32, Milano.
- GNACCOLINI M. (1988) - *Arenaria di Val Sabbia e Formazione di Gorno: Un sistema deposizionale delta-laguna nel Trias superiore delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Pal. Strat., **93** (1987): 329-336, Milano.
- GNACCOLINI M. & JADOUF F. (1988) - *Il sistema deposizionale delta - laguna - piattaforma carbonatica: un esempio del Trias superiore lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Pal. Strat., **93** (1987): 10-32, Milano.
- HAQ B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) - *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present)*. Science, **235**: 1156-1167.
- HAUER F. R. (1858) - *Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei*. Jahrb. K. K. Geol. R., Anst., **9**: 445-496.
- HAUPT H. O. (1938) - *Die eiszeitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen*. Trilisch e Uther, Berlino (non vidimus)
- HOFSTEENGE G.L. (1932) - *La géologie de la vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et S. Pellegrino*. Leid. Geol. Med., **4** (2): 27-82, Leida.
- JADOUF F. (1986) - *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **91** (1985): 479-512, Milano.
- JADOUF F. (1994) - *Middle Triassic stratigraphy and paleogeography of the Muschiada tectonic unit: Structural implications for the Valsassina domain*

- (*Southern Alps, Lombardy*). In: Proceedings of Symposium Crop -Alpi Centrali, a cura di A. MONTRASIO & E. SCIESA. Quad. Cent. Stu. CNR Milano, **2**: 145-160, Milano.
- JADOU F. & FRISIA S. (1988) - *Le evinosponge: ipotesi genetiche di cementi calcitici di cavità nella piattaforma ladinica delle Prealpi Lombarde (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Pal. Strat., **94**: 81-104, Milano.
- JADOU F. & GALLI M.T. (2008) - *The Hettangian shallow water carbonates after the Triassic/Jurassic biocalcification crisis in the Western Southern Alps: the Albenza Formation*. Riv. Ital. Pal.Strat. **114**: 453-470, Milano.
- JADOU F. & GNACCOLINI M. (1992) - *Sedimentazione ciclica nel Trias Lombardo: osservazioni e prospettive*. Riv.It.Paleont.Strat., **97**:307-328.
- JADOU F. & ROSSI P.M. (1982) - *Evoluzione paleogeografico- strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In: Guida alla geologia del Sudalpino centro-occidentale, a cura di A. CASTELLARIN. Guide Geol. Reg. S.G.I'': 143-155, Bologna.
- JADOU F., BAIO F. & PEZZOTTA F. (1992c) - *Le manifestazioni a fluorite, barite e celestina nelle successioni del Norico Superiore delle Prealpi Bergamasche*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 219-233, Roma.
- JADOU 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. Pal. Strat. **97** (1991): 355-392, Milano.
- JADOU 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. Pal. Strat., **98**: 29-44, Milano.
- JADOU F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C. (a cura di) (2000) - *Carta geologica della Provincia di Bergamo alla scala 1:50.000: note illustrative*. 313 pp. Serv. Terr. Prov. Berg., Bergamo.
- JADOU F., GERVASUTTI M. & FANTINI SESTINI N. (1992d) - *The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino Platform evolution (Bergamasc Alps)*. Riv. It. Pal. Strat., **98**: 299-324, Milano.
- JADOU 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: Escursione B1, Guide post IAS Meeting di Ischia, a cura di G. CARANNANTE & R. TORELLI. 3-38, De Frede, Napoli.
- JADOU F., POZZI R. & PESTRIN S. (1985) - *La sorgente Nossana: inquadramento geologico e idrogeologico (Val Seriana, Prealpi Bergamasche)*. Riv. Mus. Sc. Nat. Bg., **9**: 129-140, Bergamo.
- JEANBOURQUIN P. & LUALDI A. (1994) - *Telogenesis and thrust-related fluid flow: the example of the rocca Grande Rauhacke (Ligurian Alps), Italy*. Ann. Tect., **8**: 70-84, Firenze.
- KRONEKER W. (1910) - *Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Sudalpen*. Centr. Min. Geol. Pal., 1-124, Stuttgart.
- LAKEW T. (1990) - *Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Calcare di Zu (Southern Alps)*. Facies, **22**: 187-232, Erlangen.

- LAUBSCHER H.P. (1985) - Large scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 710-718, Boulder.
- LEPSIUS R. (1876) - *Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur Ausseralpinen*. N. Jahrb. Min. Geol. Pal.: 742-744, Wien.
- LEVY F. (1915) - *Die eiszeitliche Vergletscherung der Sudalpen zwischen Dora Riparia und Etsch*. "Zeit. f. Gletscherkunde". Bd. XI, H. 5, pp. 306 – 348, Leipzig, 1915 (*non vidimus*).
- LONA F. (1950) - *Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Leffe (Bergamo)*. *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, **89**: 123-178, Milano.
- LOZAR F. (1992) – *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Giurassico inferiore di alcune sezioni selezionate nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali Italiane) e nel Bacino Delfinese (Alpi Meridionali Francesi)*. Tesi di dottorato, Dip. Sci. Ter., Univ. Stu. Milano. 189 pp.
- MARSETTI D. (2004) - *Assetto idrogeologico e geologico tra Onore e Songavazzo*. in: *Qui si fa il ponte!*, a cura di S. DEL BELLO & G. GUALA, Comune di Songavazzo - Bolis ed., Azzano S.P., 267-296.
- 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
- MARTINIS B. (1948) - *Sulla presenza del Pliocene marino nel sottosuolo di Albino (Prealpi Bergamasche)*. *Riv. It. Pal. Strat.*, **57**(2): 1-14. Milano
- MARTINIS B. (1951) - *Nuovo contributo alla conoscenza del Pliocene marino nel sottosuolo di Albino (Prealpi bergamasche)*. *Riv. It. Pal. Strat.*, **54**(2): 78-86. Milano
- MASETTI D., STEFANI M. & BURCHELL M. (1989) - *Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of Southern Alps: platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations*. *Riv. It. Pal. Strat.*, **94**: 401-424, Milano.
- MCRROBERTS C.A. (1994) – *The Triassic-Jurassic ecostratigraphic transition in the Lombardian Alps, Italy*. *Palaeo*, **110**: 145-166, Amsterdam.
- METZELTIN S. & VEZZOLI L. (1977) - *Le carnirole della sinclinale dello Spluga*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **83**: 553-559, Milano.
- MIALI, A. D. & MIALI, C. E. (2001) - *Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms*. *Earth-Sci. Rev.*, **54**: 321-348.
- MONNET C., BRACK P., BUCHER H. & RIEBER H. (2008) - *Ammonoids of the middle/late Anisian boundary (Middle Triassic) and the transgression of the Prezzo Limestone in eastern Lombardy - Giudicarie (Italy)*. *Swiss J. Geosci.* **101** (2008): 61–84

- MONTRASIO A., BERSEZIO R., FORCELLA F., JADOUL F. & SCIESA E. (1994) - *Geological interpretation of the profile CROP - Central Alps (Passo Spluga - Bergamo)*. In: Proc. Symp. CROP - Alpi Centrali, a cura di A. MONTRASIO & E. SCIESA. Quad. Geod. Alp. Quat., **2**: 171-186, Milano.
- MOSCARIELLO A., RAVAZZI C., BRAUER A., MANGILI C., CHIESA S., ROSSI S., DE BEAULIEU J. L., REILLE M. (2000) - *A long lacustrine record from the Piànico-Sèllere Basin (Middle-Late Pleistocene, Northern Italy)*. Quat. Int. **73/74**: 47-68, Elsevier.
- MOTTANA (1966) - *Le porfiriti di Gaverina (Bergamo)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. (A), **100**:721-746.
- MUTTI M. (1992) - *Facies a tepee del Calcare Rosso (Ladinico superiore, Alpi Lombarde): meccanismi di formazione e implicazioni per la stratigrafia del Ladinico-Carnico lombardo*. Giorn. Geol., **54** (1): 147-162, Bologna.
- MUTTI M. (1994) - *Association of tepees and paleokarsts in the Ladinian Calcare Rosso (Southern Alps, Italy)*. Sedimentology, **41**: 621-641, Oxford.
- MUTTONI G., RAVAZZI C., BREDA M., PINI R., LAJ C., KISSEL C., MAZAUD A., GARZANTI E. (2007) - *Magnetostratigraphic dating of an intensification of glacial activity in the southern Italian Alps during Marine Isotope Stage 22*. Quat. Res., **67**: 161-173. Elsevier
- OMENETTO P. (1966) - *Il giacimento piombo-zincifero di Oltre il Colle (Alpi Bergamasche)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **25**:1-49, Padova.
- OMENETTO P. & VAILATI G. (1977) - *Ricerche geominerarie nel settore centrale del distretto a Pb-Zn, fluorite e barite di Gorno (Lombardia)*. L'Industria Mineraria, **28**: 25-44, Roma.
- ORIGONI GIOBBI E., BERNASCONI A. & RAVAGNANI D. (1981) - *Petrologic and metallogenic investigations on the Collio Formation of the Novazza uranium mine, Bergamasc Alps (Italy)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**(1): 293-305, Milano.
- OROMBELLI G. & RAVAZZI C. (1995) - *Le torbe di Cerete bassa (Bergamo): una successione stratigrafica di riferimento per il Tardiglaciale e l'Olocene nelle Prealpi Lombarde*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. Arti, B, **129**: 185-217, Milano.
- PARODI A. (1936) - *Notizie geologiche della regione compresa tra la Valcanale e la Val del Riso, Val Seriana (Bergamo)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **55**: 191-220, Roma.
- PASQUARE' G. & ROSSI P. M. (1969) - *Stratigrafia degli orizzonti piroclastici medio-triassici del gruppo delle Grigne (Prealpi lombarde)*. Riv. It. Pal. Strat., **75**: 1-87, Milano..
- PATRINI P. (1927) - *I fossili della scogliera dolomitica di Costa Pagliari presso Lenna (Val Brembana)*. Riv. It. Pal. Strat., **33**: 47-70, Milano.
- PENK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die alpen im Eiszeitalter*. Bd. III Leipzig.
- PINNA G. (1986) - *On Drepanosaurus unguicaudatus, an Upper Triassic Lepidosaurian from the Italian Alps*. Jour. Palaeont., **60**: 1225-1253, Boston.
- PINTI D. L., QUIDELLEUR X., CHIESA S., RAVAZZI C., GILLOT PY. (2001) - *K-Ar dating of an early Middle Pleistocene distal tephra in the interglacial varved succession of Piànico-Sèllere (Southern Alps, Italy)*. Earth Plan. Sci. Lett. **188**: 1-7. Elsevier.
- POLLINI A. (1955) - *La serie stratigrafica del Retico di M. Castello*. Atti Soc. Geol. It. S. Nat. **XCIV**, 329-368.

- POLLINI A. (1958) - *La serie stratigrafica del Norico di Valle di Frucc presso Songavazzo (Bergamo)*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 1-5, Roma.
- POMICINO N., BINI A., VIOLANTI D., RIVA R., ZUCCOLI L. (2001) - *Geologia di sottosuolo della pianura bergamasca compresa tra i fiumi Serio e Brembo*. Geol. Insubr., **6**(1): 113-124
- PORRO C. (1899) - *Cenni preliminari a un rilievo geologico della catena orobica dalla Valsassina al Monte Venerocolo*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., **31**: 1053-1064.
- PORRO C. (1903) - *Alpi Bergamasche: note illustrative della carta geologica e delle sezioni*. 30 pp., Tip. Operai, Bergamo.
- PORRO C. (1911) - *Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. Rend. R. Ist. Lomb. Sci. e Lett., **44**: 863-883.
- PORRO C. (1933) - *Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica (Alpi Bergamasche-Valtellinesi): studio geologico*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., ser. 3, **22-23**(5): 253-404, Milano.
- RASSMUSS H. (1912) - *Zur Geologie der Val Adrara*. Zeit. Deut. Geol. Ges., **64**, 322-341, Berlin.
- RAVAZZI C. (1993) - *Variazioni ambientali e climatiche al margine meridionale delle Alpi nel Pleistocene inferiore: stratigrafia e analisi pollinica della serie di Leffe*. Riv. Ital. Pal. **077**: 265-291, Milano.
- 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., CHIESA S., CREMASCHI M., KISSEL C., LAI C., LOCATELLI C., OROMBELLI G., PAGANONI A. ROSSI P.M., THOMAS T. (1992) - *A new Plio-Pleistocene continental section in Leffe Basin (Northern Italy)*. Actas III Congreso Geologico de Espana - VIII Congreso Latinoamericano de Geologia, 2:87-90.
- 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.
- RAVAZZI C., MARINONI S. & OROMBELLI G. (1996) - *Storia della vegetazione nelle Prealpi Lombarde tra 13.000 e 9.000 BP: analisi pollinica della porzione inferiore della successione di Cerete (BG)*. Atti Conv. Mod. Clim. Amb. Tardiglaciale - Olocene antico, Italia, febbraio 1996, Trento.
- RAVAZZI C., PINI R., MUTTONI G., BREDA M., CHIESA S., CONFORTINI F., EGLI R., MARTINETTO E. (2005) - *The lacustrine deposits of Fornaci di Ranica (late Early Pleistocene, Italian Pre-Alps): stratigraphy, palaeoenvironment and geological evolution*. Quaternary International, **131**, 1:35-58.
- RIGO M., GALLI M.T., JADOUL F. (2009) - *Late Triassic biostratigraphic constraints in the Imagna Valley (western Bergamasca Alps, Italy)*. Albertiana **37**: 39-42.
- RODEGHIERO & VAILATI (1978) - *Nuove osservazioni sull'assetto geologico-strutturale del settore centrale del distretto piombo-zincifero di Gorno (Alpi Bergamasche)*. L'Industria Mineraria, settembre-ottobre **29**: 298-302, Roma.
- ROSSETTI R. (1967) - *Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano nordoccidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 124-142, Pavia.

- ROSSI S. & RIGAMONTI I. (2000) - *Bacino del Brembo*. in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Serv. Terr. Prov. Berg., 179-214, Bergamo.
- SANTI G. (2003) - *Early permian tetrapod footprints from the Orobic Basin (Southern Alps-Northern Italy): data, problems, hypotheses*. Boll. Soc. Geol. It., **2**: 59-66, Roma.
- SCIUNNACH D. (2001) - *The Lower permian in the Orobic Anticline (Southern Alps, Lombardy): a review based on new stratigraphic and petrographic data*. Riv. It. Paleont. Strat., **107**: 47-68, Milano
- SCIUNNACH D. (2007) - *Servino*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (EDS.), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VI): 33-41, Roma.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E. & CONFALONIERI M. (1996) - *Stratigraphy and petrography of Upper Permian to Anisian terrigenous wedges (Verrucano Lombardo, Servino and Bellano Formations; western Southern Alps)*. Riv. It. Pal. Strat., **102/1**: 27-48, Milano.
- 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. Sc. Geol. Padova, **51**: 103-118, Padova.
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematics models of the central Southern Alps*. Mem. Sc. Geol. **44**: 229-393, Padova.
- SCHÖNBORN G. (1994) - *Evolution and deep Structure of Val Brembana based on surface data (Southern Alps, Italy)*. In: Proceedings of Symposium CROP-Alpi Centrali, a cura di A. MONTRASIO & E. SCIESA. Quaderni Geod. Alpina e Quaternaria, **2**: 197-212, Milano.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000: Foglio 33-Bergamo*. Serv. Geol. It., Roma
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000: Foglio 34-Breno*. Serv. Geol. It., Roma
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) - *Quaderni Serie III, 1, Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento*, 203 pp., Roma.
- SIDDI F., MORA C., PAGANONI A. (1988) - *Nuove considerazioni sul Pliocene della Val Seriana inferiore*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi, **13**: 249-299, Bergamo.
- STEFANI M., ARDUINI P., GARASSINO A., PINNA G., TERUZZI G. & TROMBETTA G.L. (1992) - *Palaeoenvironmental analysis of extraordinary fossil biotas from the Upper Triassic of Lombardy*. Soc. It. Sci. Nat. Museo Civ. Storia Nat., **132**: 309-335, Milano.
- SWOLFS H.C.A. (1938) - *Verslag by de Geologische Kaart van de Bergkam M. Secco, Pizzo Arera en van Het Stroomgebied van de Torrente Riso (Val Seriana)*. Leidsche Geol. Medeed., Dl. **X**: 111-145, Leiden (non vidimus).
- STOPPANI A. (1857) - *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. Turati: pp. 16, Milano.
- STOPPANI A. (1860) *Geologie et paleontologie des couches a Avicola contorta en Lombardie*. Paleont. Lomb., **VII**, pp. 267.

- STOPPANI A. (1871) – *Corso di Geologia*. 3 vol., 2095 pp., Tip. Bernardoni, Milano.
- TARAMELLI T. (1896) – *Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Clusone e di Schilpario*. 12 pp., Tip. Bernardoni, Milano.
- TARAMELLI T. (1898) - *Del deposito lignitifero di Leffe in provincia di Bergamo*. Boll. Soc. Geol. It., **17**: 203-218.
- TARAMELLI T. (1910) - *Osservazioni stratigrafiche nell'alta Val Brembana e presso Como*. Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett., ser.II, **43**, Milano.
- TINTORI A. (1982) - *Hypsisomatic Semionotidae (Pisces, Actinopterygii) from the Upper Triassic of Lombardy*. Riv. It. Paleont. Strat., **88**: 417-442, Milano.
- TINTORI A. (1990) - *The vertebral column of the Triassic fish Saurichthys (Actinopterygii) and its stratigraphical significance*. Riv.It. Paleont. Strat., **96**: 93-102, Milano.
- TINTORI A. (1995) - *The Norian (Late Triassic) Calcare di Zorzino fauna from Lombardy (Northern Italy): the state of the art. II Int. Symp. Lith. Limest.*, Extended abstract: 139-142, Lleida-Cuenca.
- TINTORI A., MUSCIO G. & NARDON S. (1985) – *The Triassic fossil fish localities in Italy*. Riv. It. Pal. Strat., **91**: 197–210. Milano.
- TOMMASI A. (1911) - *I fossili della lumachella di Ghegna in Valsecca presso Roncobello. Parte I: Alghe, Anthozoa, Brachiopoda, Lamellibranchiata*. Paleont. Italica, **17**: 1-36, Milano.
- TOMMASI A. (1913) - *I fossili della lumachella di Ghegna in Valsecca presso Roncobello. Parte II: Scaphopoda, Gastropoda, Cephalopoda*. Appendice, Conclusione. Paleont. Italica, **19**: 31-101, Milano.
- TORTI V. & ANGIOLINI L. (1997) *Middle Triassic brachiopods from Val Parina, Bergamasco Alps, Italy*. Riv.It.Pal.Strat. **103**, 149-172, Milano.
- TRÜMPY R (1930) - *Beitrag zur Geologie der Grignegruppe am Comersee (Lombardei)*. Ecl. Geol. Helv., **23**: 379–487, Basel.
- VACHE' R. (1966) - *Ricerche microstratigrafiche sul "Metallifero" di Gorno (Prealpi Bergamasche)*. Riv. It. Pal. Strat., **72**: 53-144, Milano.
- VARISCO A. (1881) - *Note illustrative della carta geologica della provincia di Bergamo*. Tipografia Garuffi & Gatti: pp.130, Bergamo.
- VECCHIA O. (1950) - *Stratigrafia retica del Sebino Occidentale*. Pub. Ist. Geol. Pal. Geogr. Fis. Univ. Milano, ser. G: pp. 17, Milano.
- VENZO S. (1953) - *Studi della glaciazione del Donau sotto al Gunz e al Mindel nella serie lacustre di Leffe (Bergamo): limite tra Pliocene e Pleistocene*. Act. INQUA, Roma.
- VENZO S. (1955) - *Le attuali conoscenze sul Pleistocene lombardo con particolare riguardo al Bergamasco*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **94**: 155-200, Milano.
- VENZO S. & PELOSIO G. (1968) - *Nuova fauna a ammonoidi dell'anisico superiore di Lenna in Val Brembana (Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sci. Nat. Mus. Civ. Sto. Nat. Milano. **17**(2), 71-141, Milano.
- VIALLI V. (1956) - *Sul rinoceronte e l'elefante dei livelli superiori della serie lacustre di Leffe (Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., **12**: 1-67, Milano.
- VIEL, G. (1979) - *Litostratigrafia ladinica, una revisione: ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area dolomitico-cadorina (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Pal.Strat. **85**(1): 85–125, Milano.

- VISSER W.A. (1937) - *Die geologie der westlichen und sudlichen Abhange des Pizzo della Presolana und des Monte Ferrante*. Leid. Geol. Meded., **9**: 108-176, Leida.
- VON RICHTHOFEN F.F. (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und Seiser Alpe in Süd-Tyrol*. Perthes, Gotha, 327 pp.
- WILD R. (1989) - *Aetosaurus (Reptilia: Thecodontia) from the Upper Triassic (Norian) of Cene (Bergamo, Italy), with revision of the genus*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Caffi Bergamo, **14**: 1-24, Bergamo.
- ZAMBELLI R. (1986) - *Note sui Pholidophoriformes, V contributo: Pholidophoridae subfamiglia nuova del Triassico superiore*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Bergamo, **10**: 1-32, Bergamo.
- ZAMPARELLI V., CIRILLI S. IANNACE A., JADOUF F., & BERRA F., BONI M. CLAPS M. CLIMACO A. COZZI A. PODDA F. PONTON M. TROMBETTA L. (1999) - *Paleotectonic and paleoceanographic control on intraplatfrom basin sedimentation and community margin development in the Norian-Rhaetian of western shallow Tethys: a synthesis*. Paleopelagos, Spec.Publ., **3**, pp.7-84.
- ZANCHI A. CHIESA S. & GILLOT P.Y. (1990a) - *Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic chain: structural and geochronological indications for pre-Tertiary compressive tectonics*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 077-82, Roma.
- ZANCHI A., CHINAGLIA N., CONTI M., DE TONI S., FERLIGA C., TSEGAYE A., VALENTI L. & BOTTIN R. (1990b) - *Analisi strutturale lungo il fronte della Dolomia Principale in bassa Val Seriana (Bergamo)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 83-92, Roma.

VII - ABSTRACT

The geological data presented in the 1:50.000 scale Clusone Sheet of the new Geological Map of Italy, surveyed at 1:10.000 scale, are the result of a deep revision of the previous data, thanks to detailed field mapping, lithostratigraphic and structural revision and laboratory analyses. In detail, field mapping has been enriched by the mapping of different lithofacies in the substrate and by the use of unconformity bounded stratigraphic units (UBSU) in the Quaternary deposits.

Palaeozoic-Mesozoic stratigraphy. The oldest sedimentary unit outcropping in the Clusone Sheet is the conglomerato basale (Late Carboniferous? - Early Permian); it covers the Variscan basement and outcrops only in the north-easternmost part of the geological map, whereas the youngest unit is the Moltrasio Limestone (Sinemurian). The Permo-Mesozoic stratigraphy has been revised according to new lithostratigraphic models that have been published in the recent years and to original data. The lithostratigraphic subdivisions of the Permian succession have been updated according to the new scheme proposed by CASSINIS *et alii* 2008.

The Early Permian succession has been organized in two new lithostratigraphic units (Monte Cbianca Vulcanite and Pizzo del Diavolo Formation) in order to avoid the different use of the old name (Collio Formation Auct.) for really different rock bodies.

Within the major carbonate bodies of the Triassic succession (Esino Limestone and Dolomia Principale) inner platform, margin and slope facies have been distinguished on the map. Also other units (Angolo Limestone Camorelli Formation, Albenza Formation) have been redefined or renamed, whereas for other units (i.e. Zu Limestone) cartographic subdivisions have

been proposed. Field mapping outlines the presence of syndepositional tectonics that acted at different stratigraphic levels, controlling facies distribution.

Neogenic-quaternary continental stratigraphy. Neogenic and quaternary deposits have been surveyed using both lithostratigraphic units and UBSU, in order to describe the complex sedimentary evolution of each valley. Most of the units in the map maintain the name used in JADOUL *et alii* (2000), but new palaeogeographic and chronostratigraphic interpretation is given.

Three major basins are distinguished (Brembo, Serio and Oglio river), each with a glacial amphitheatre and a peculiar stratigraphic succession.

Units connected with omogeneous genetic processes through the whole area (i. e. slope and gravity deposits and postglacial-olocene deposits) are also distinguished, as "units unrelated to a specific catchment system". Pre-LGM glacial deposits out of amphitheatres are described in a single supersyntheme (Colma del Piano supersyntheme), belonging to this group; emphasis is put on the omogeneous genetic processes, because of impossibility of correlation for isolated residual glacial and fluvioglacial deposits. Nevertheless, in the supersyntheme, single local stratigraphic units or successions - outlining local evolution of a single valley - are well recognizable: they are only described as lithostratigraphic units or UBSU, but not distinguished in the map.

An other group is introduced for local lithosomes, isolated from erosion and completely unrelated to present physiography: they represent relics of neogenic or early pleistocenic landscapes, perhaps before neotectonic readjustment of the area.

In the Brembo basin, LGM front of main glacier (Brembo di Carona tongue) is redefined in a less advanced position, near Lenna, and disjuncted from glacier of Brembo di Mezzoldo. Between Camerata Cornello and Scalvino alluvial and delta deposits, strongly cemented and weathered, are recognized between Camerata Cornello and Scalvino; they are referred to a pliocenic phase and correlated to a deep ingression of the sea into the valley.

The Serio basin - surveyed at 1:5.000 scale - is divided into two parts, separated by Ponte del Costone gorge, a morphologic feature which prevents correlations between stratigraphic units of northern and southern part.

Northern Serio basin is characterized by Serio glacier amphitheatre. Five lower-middle pleistocenic glacial units - with increasingly thick alteration profiles and decreasing morphology preservation - are recognized and described as UBSU, while two lithostratigraphic glacialic buried units are referred to Gelasian. LGM front of Serio glacier is recognized near Piario, in a less advanced position than in precedent geological works.

Seismic data collected in the area between Serio amphitheatre and Oglio basin (the so-called "Clusone Basin") improved the knowledge of the complex bedrock morphology of this intramontane depression, and of its sedimentary infilling.

Southern Serio basin includes a non-glacialized area, with well preserved cycles of alluvial conglomeratic terraced deposits. On the left side of the river, Lefte basin - with its continuous and well known succession of lacustrine clay and marls, intercalated with peat and gyttia beds - represent one of the most important continental stratigraphic sequence for early Pleistocene.

On the eastern part of the area, the Gera-Valeggia-Borlezza valley belongs to Oglio basin; it has been surveyed also at 1:5000 scale. Its pleistocenian evolution is determined by a lateral tongue of Oglio glacier, which built an elongated amphitheatre, damming up local flows. Most of the units in this area maintain the name used in FERLIGA & BINI (2007), with an extended description. Eight lower-middle pleistocenian glacigenic units - with increasingly thick alteration profiles and decreasing morphology preservation - are recognized and described as UBSU; alluvial and mass-flow local deposits, related to each glacial advance, are also recognized in the upper valley, and distinguished as facies in each glacigenic unit. During the older advances, glacier tongue expanded over Rovetta-Clusone plane, and related fluvio-glacial streams flowed towards Serio basin; in the successive, less extended glacial phases, ice was confined to the Borlezza valley. During LGM, the tongue of Oglio-Borlezza glacier is limited to the mouth of Borlezza valley in Iseo Lake, in the nearby Geologic Sheet 078-Breno.

New light is spread on isolated lithosomes - slope, glacial and alluvial deposits - related to paleogeographic patterns completely different from the current one, and mainly developed in Oglio present basin. This group comprises two kind of units: a) huge bodies preserved on carbonatic ridges or slopes, deeply cut by the present hydrographic pattern (in the nearby Geologic Sheet 078-Breno), sometimes made of or covered by glacigenic deposits spread along all the ridges (Corno Ceresa syntheme); b) terraced lithosomes (Fino del Monte conglomerate) infilling a paleovalley parallel to Borlezza present one, but belonging to an undefined catchment area (Serio or Oglio basin?). Due to the presence of glacial deposits into the older units unrelated to present physiography, the excavation of the present pattern in this area is inferred to start in lower Pleistocene, perhaps after a neotectonic phase; alluvial conglomerates with uncertain catchment also suggest a capture of high Gera-Valeggia valley by the newly excavated lower Borlezza river.

Tectonics. The meaning of the major structural elements is proposed, also thanks to the production of a 3D model of part of the antiformal stack developed in the Middle Triassic units. New thrust have been identified (Val Brembana) and the geometry and relationships of different tectonic units have been revised. The collected data allowed to propose a coherent tectonic model for the map, defining the role of the two major structural elements that cross in east-west direction the map (Valtorta-Valcanale fault system and Clusone-Antea fault system), identifying sectors with a defined structural evolution.

BOZZA

VIII - 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 diamicton (glacial deposits). Upper boundary surface not weathered; well preserved morphologies often still evolving. LATE PLEISTOCENE – HOLOCENE

VALLE DEI TETTI GROUP (TE)

Clast supported conglomerate and diamictite, with local poorly sorted angular, mostly carbonatic, clasts (slope deposits). Well cemented; preserved morphologies, in morphological continuity with present valley floor. MIDDLE - LATE PLEISTOCENE

PRATO GRANDE GROUP (GR)

Weathered matrix supported diamicton with angular clasts from overlooking slopes (slope deposits). Disjointed up to metric blocks on the top of slopes deformed by gravity. PLEISTOCENE

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHÈM (CM)

Diamicton and diamictite with plurimetric polygenic clasts (glacial deposits); stratified conglomerate, gravel and sand (alluvial deposits); laminated silt and clay (lacustrine deposits). Erosional, polygenic and polyphasic upper boundary; developed weathering profile, with variable thickness. GELASIAN - LATE PLEISTOCENE *p.p.*

CULMINE GROUP (CU)

Massive or roughly clinostatified conglomerate and diamictite, with angular poorly sorted local clasts (slope deposits), well cemented to lithified. Overhanging the present valley floor. PLIOCENE-PLEISTOCENE

ALTERITES (b6)

Massive clay and silty clay with residual clasts derived from weathering of local bedrock (paleosoils). PALEOGENE-PLEISTOCENE

BREMBO BASIN**LENNA SUPERSYNTHEM (LE)**

Diamicton with up to metric clasts (ablation or lodgment till); gravel and laminated sand (glaciofluvial deposits). Well preserved morphology, weathering profile less than 1 m thick. Clinostratified or massive gravel and sand (alluvial deposits): Bordogna synthem. (**LEB**). LATE PLEISTOCENE

CAMERATA CORNELLO GROUP (LL)

Clast supported, concave cross stratified conglomerate with round embricate clasts, often discoidal, and rare angular boulders from the slope; parallel laminated sand with rare rounded clasts; stratified coarse gravel with sandy matrix, mostly silicatic clasts, oblique lamination (alluvial deposits). South clinostratified foreset sandstone and conglomerate (deltas deposits).

Parallel laminated sandy silt and silty sand, with local decimetric turbidites sequences (paralic deposits). Thin and medium slope fed conglomerate, parallel laminated medium sand and silt (fluvial and lacustrine deposits). Sandy matrix coarse gravel with crystalline clasts in oblique beds (fluvial deposits). Well cemented, deeply weathered. EARLY PLIOCENE

ENDENNA SYNTHEME(END)

Gravel with abundant sandy matrix and well rounded clasts, often discoidal (alluvial deposits). Weathering profile well developed, often cut off, LOWER PLIOCENE

VAL DELLE FONTANE DIAMICTITE (VFO)

Diamictite a clasti di Dolomia Principale, profondamente alterata a pinnacoli (depositi di versante). TERZIARIO

ZORZONE CONGLOMERATE (ZOZ)

Clinostratified, parallel to the slope, clast supported conglomerate with angular clasts and no matrix; clast supported conglomerate with abundant matrix and rounded or angular clasts (slope deposits) Well cemented. Strong morphological discordance with the valley

UPPER MIOCENE

CORNA BUCA CONGLOMERATE (BUA)

Conglomerati in letti lenticolari, a supporto clastico con abbondante matrice e clasti eterometrici da spigolosi a moderatamente arrotondati (depositi di versante e di conoide) Well karstified. Strong morphological discordance with the valley
TERZIARIO

VAL VEDRA CONGLOMERATE (VVD)

Conglomerati in corpi lenticolari paralleli al versante, supporto clastico, clasti eterometrici spigolosi o arrotondati, locali accenni di laminazione obliqua e clasti isoorientati (depositi di versante). Very well cemented; spread up to the top of the mountain crest (feeding walls are eroded).TERZIARIO

LOW SERIO BASIN

TORRE BOLDONE SYNTHÈME (TBO)

Roughly stratified gravels with rounded well selected clasts (alluvial deposits). Preserved weathering profile up to 2 m, matrix color 5YR, residual siliciclasts slightly weathered; preserved morphology. MIDDLE PLEISTOCENE

FIORANO SUPERSYNTHÈME (FIR)

Roughly stratified gravels with rounded well selected clasts (alluvial deposits). Preserved weathering profile up to 2 m; preserved morphology. MIDDLE PLEISTOCENE

VERTOVA GROUP (VET)

Clast supported conglomerate, with rounded clasts, well to very well cemented (alluvial deposits). Weathered, matrix supported massive diamicton; decarbonation up to 10 m, arenized siliceous clasts, matrix colour 7.5Y-5YR (alterite on alluvial deposits). MIDDLE PLEISTOCENE - HOLOCENE

TRIBULINA DEL CASTELLO FORMATION (TBC)

Reddish silt (eolian deposits); clay and clayey silt with sparse residual silicatic clasts (alterites). Colour 5YR. MIDDLE PLEISTOCENE

CASTELLO DI CASNIGO CONGLOMERATE (NIG)

Stratified clasts supported conglomerate and sandstone, with rounded well selected carbonatic and siliceous clasts (alluvial deposits); very well cemented. MIDDLE PLEISTOCENE

VAL BRONESCA CONGLOMERATE (ONE)

Stratified clasts supported conglomerate with rounded well selected clasts, mostly carbonatic (alluvial deposits); very well cemented. CALABRIAN

PIODERA SYNTHÈME (PID)

Up to 10 m thick weathered gravel with residual discoidal clasts (alluvial deposits); clayey matrix support, unpreserved carbonatic clasts, arenized to clayified acid volcanites, arenized Verrucano Lombardo, Fe-Mn oxides, matrix color 5YR. UPPER CALABRIAN

MASSERINI FORMATION (INR)

Clayey matrix supported diamicton, with sparse residual discoidal clasts, unpreserved carbonatic clasts, arenized and de-coloured volcanites with Fe-Mn oxides cortex, arenized and de-coloured Verrucano Lombardo (colour 5YR) (alterites on alluvial deposits). CALABRIAN

LEFFE FORMATION (LEF)

Laminated silt, clayey silt, fine sand and calcareous silt with freshwater gastropods rich levels (lacustrine deposits). Metric seams of peat and lignite with vegetables and mammals fossil (palustrine and peat bog deposits). GELASIAN-CALABRIAN

CAZZANO S. ANDREA GROUP (AZ)

Clast supported conglomerate, matrix supported diamictites, coarse sandstone, with local carbonatic clasts (alluvial deposits); matrix supported diamictite and clast supported conglomerate, with angular clasts from overlooking walls (slope deposits). Very well cemented up to lithified. PLOCIENE? - MIDDLE PLEISTOCENE

SEMONTE CONGLOMERATE (EIM)

Coarse sandstone matrix or clast supported conglomerate, coarse sandstones (alluvial deposits). Strongly cemented up to lithified, more weathered clasts than matrix, with sparse dissolved core clasts. TERTIARY

HIGH SERIO BASIN: UNITS IN THE VALLEYS

SELVA DI CLUSONE SUPERSYNTHÈME (SU)

Massive, matrix supported diamicton (ablation till); massive, matrix supported diamicton with shaped and streaked-out clasts (lodgment till); gravel with rounded clasts and sand (alluvial and glacial contact deposits). Weathering profile few evolved, colour 10YR, in the upper valley 7.5YR; well preserved morphologies. UPPER PLEISTOCENE

VILLA D'OGNA CONGLOMERATE (VOG)

Conglomerate and gravel with well sorted rounded mostly carbonatic clasts and sparse silicoclasts from the upper valley; medium to coarse sandstones (alluvial deposits). Well cemented on the outcropping surfaces, not cemented into the bulk. LOWER-MIDDLE PLEISTOCENE

BAITA DI PIAZZA ALTA GROUP (CP)

Stratified conglomerates with rounded carbonatic clasts (alluvial deposits); clinostatified, poorly sorted conglomerates with angular clasts (slope deposits); massive diamictite with angular up to meter clasts (landslide deposits); massive matrix supported diamictite with sparse streaked-out clasts (glacial deposits). Well cemented to lithified. GELASIAN

CORNA DI LADER CONGLOMERATE (DER)

Stratified or lenticular oblique bedded conglomerate with well selected angular clasts, well stratified laminated or graded sandstone (alluvial deposits); clinostatified conglomerate (slope and landslide deposits). Very well cemented, karstified; isolated plates, hanging on present valley floor up to 120 meters. MIOCENE

DOSSO CONGLOMERATE (OSO)

- ◆ Conglomerates and massive diamictites with angular clasts up to metric from overlooking walls (slope deposits). Lithified, suspended up to 550 m over the present valley floor. MIOCENE

VENDULO CONGLOMERATE (VED)

Lenticular bedded conglomerate and sandstone (alluvial deposits); clinostatified conglomerate with angular clasts (slope deposits). Local clasts (Esino Limestone). Lithified and karstified. MIOCENE

HIGH SERIO BASIN: UNITS IN THE AMPHITHEATRE

PINETA SYNTHÈME (INE)

Massive matrix supported diamicton, with mostly siliceous clasts (ablation till). Visible weathering profile up to 120 cm thick, colour 7.5YR; well preserved morphologies. MIDDLE OR UPPER PLEISTOCENE

MORTI VECCHI SYNTHÈME (MVH)

Massive matrix supported diamicton, with mostly siliceous clasts (ablation till). Weathering profile cut off, well preserved morphologies

MIDDLE PLEISTOCENE**PRATI MINI SYNTHÈME (PII)**

Massive sandy matrix diamicton with etherometric, up to plurimetric, clasts (ablation till). Weathering profile cut off, unpreserved carbonatic clasts; rounded and eroded morphologies. MIDDLE PLEISTOCENE

PONTE DELLA SELVA CONGLOMERATE (OSE)

Sub-horizontally stratified conglomerate with rounded discoidal clasts, decimetric stratified coarse sandstone (alluvial deposits). Well cemented up to very well cemented; suspended over the present valley floor. MIDDLE PLEISTOCENE

GROPPINO SYNTHÈME (ROP)

Well stratified conglomerate with discoidal clasts and stratified sandstone, rich in silicoclasts from the upper valley (alluvial deposits); clinostatified conglomerate and diamictite with angular clasts (slope and landslide deposits). Etheropic bodies, not distinguished in the map. Very well cemented on the outcropping surfaces, badly to well cemented into the bulk. Weathering profile up to 2 m thick, colour 7.5YR, arenized siliceous clasts; preserved morphologies, suspended over the present valley floor. MIDDLE PLEISTOCENE

PONTE NOSSA CONGLOMERATE (ONA)

Sub-horizontally stratified conglomerate with discoidal clasts, coarse sandstone (alluvial deposits). Very well cemented; weathering profile cut off, colour 7.5YR, arenized siliceous clasts. Preserved morphologies, suspended over the present valley floor. MIDDLE PLEISTOCENE

FONTAGNONE FORMATION (FOG)

Decametric to hectometric disjunct boulders, from older units locally outcropping, partially buried by Gropino synthème deposits (landslide deposits). MIDDLE PLEISTOCENE

CERADELLO SYNTHÈME (CEO)

Gravel and conglomerate with well rounded clasts (alluvial deposits). Deeply weathered, often completely decarbonated, colour 7.5YR. MIDDLE PLEISTOCENE

VAC SYNTHÈME (VAC)

Massive matrix supported diamicton with residual siliceous poor selected rounded, sometimes discoidal clasts, matrix colour 5YR (weathered glacial and alluvial deposits). Discontinuous coverage of metric-sized silicatic boulders (glacial deposits). Weathered gravel with fairly selected, rounded flat clasts; clayeyfied carbonatic, arenized siliceous clasts (alluvial deposits). MIDDLE PLEISTOCENE

DOSSO DI FIORINE CONGLOMERATE (DSO)

Conglomerate with rounded local clasts, stratified sandstone with current ripples (alluvial deposits). Very well cemented; secondary dip toward SW. MIDDLE PLEISTOCENE?

CAMPEGGIO DI CLUSONE CONGLOMERATE (GCL)

Horizontally stratified conglomerate with well selected rounded clasts, laminated and graded sandstone and sand (alluvial deposits). Fairly cemented. CALABRIAN

TRINITÀ DI PARRE SYNTHÈME (TPR)

Massive matrix supported diamicton, deeply weathered and decarbonated, matrix colour 5YR; isolated erratic boulders (glacial deposits). GELASIAN-CALABRIAN

VAL FLEX FORMATION (VFL)

Laminated and graded clayey silt, silt and medium to fine sand, in coarsening upward sequence; stratified sandstone with vegetal traces at the top (lacustrine deposits). GELASIAN-CALABRIAN

VILLA PERELLI CONGLOMERATE (VPE)

Stratified conglomerate and sandstone, with mostly carbonatic clasts (alluvial deposits). Very well cemented. GELASIAN

FORNACI TILL (TFC)

Massive matrix supported diamicton and diamictite, with respectively over-consolidated or lithified matrix and rounded streaked-out clasts (lodgement till); matrix supported gravel and conglomerate with rounded clasts, sometimes streaked-out (glacial contact deposits). GELASIAN

CORNA DI PARRE CONGLOMERATE AND PARRE LOWER TILLITE (DPA)

Conglomerate and fine to coarse sandstone (alluvial deposits); matrix supported diamictite with local angular clasts (slope deposits). Including Parre lower tillite: massive fine matrix supported diamictite with scattered rounded boulders (glacial deposits). Mostly carbonatic clasts. Well cemented up to lithified deposits. GELASIAN

OGGIO BASIN: BORLEZZA AMPHITHEATRE

SOVERE SYNTHÈME (VEE)

Matrix supported gravel with subangular clasts (debris-flow deposits); stratified gravel and medium to fine sand (alluvial deposits). Carbonatic local clasts. Weak weathering, decarbonation up to 1,5 m, matrix colour between 10YR e 7.5YR. Well preserved morphologies. MIDDLE PLEISTOCENE

PIAZZA DI SOVERE SYNTHÈME (PSO)

Matrix supported gravel with sub-angular local clasts (debris-flow deposits); stratified gravel and medium to fine sand, local carbonatic clasts (alluvial deposits). Weathering profile cut off, decarbonation up to 2 m, colour 7.5 YR. Well preserved morphologies. MIDDLE PLEISTOCENE

MORTI DEL CONTAGIO SYNTHÈME (ORM)

Gravel with sub-angular local clasts (slope deposits); stratified conglomerate/gravel and medium to fine sand/sandstone with carbonatic clasts (alluvial deposits). Variable cementation. Weathering profile cut off, decarbonation more than 2 m, colour 7.5YR. MIDDLE PLEISTOCENE

FONTENO SYNTHÈME (FOE)

Massive matrix supported diamicton with silicatic clasts from Camonica Valley (ablation till); clinostratified gravel with sub-angular local clasts (slope deposits); stratified gravel, middle and fine sand with local carbonatic clasts, variable cementation (alluvial deposits); laminated silt and clay (lacustrine deposits). Weathering profile cut off, thickness more than 3,5 m, colour 7.5YR. MIDDLE PLEISTOCENE

CEDRINI SYNTHÈME (EDR)

Massive matrix supported diamicton with clasts from Camonica Valley (ablation till); massive over-consolidated matrix supported diamicton with streaked-out clasts (lodgement till); laminated silt and silty clay (lacustrine deposits); clinostratified matrix supported gravel with etherometric clasts (ice-contact deposits); massive matrix supported diamicton and gravel with subangular carbonatic local clasts (slope deposits). Weathering profile cut off, unpreserved carbonatic clasts, arenized silicoclasts, matrix colour 7.5YR-5YR. MIDDLE PLEISTOCENE

BOSSICO SUBSYNTHÈME (BOI)

Massive matrix supported diamicton with clasts from Camonica Valley (ablation till); massive over-consolidated matrix supported diamicton with streaked-out clasts (lodgement till); laminated silt and silty clay (lacustrine deposits); stratified gravel with both local or from Camonica Valley clasts (alluvial and glacio-fluvial deposits). Weathering profile cut off, arenized silicoclasts, matrix colour 7.5YR-5YR. MIDDLE PLEISTOCENE

PRATI DI STA SUBSYNTHÈME (PTT)

Massive matrix supported diamicton with clasts from Camonica Valley (lodgment till); well cemented conglomerate with rounded clasts (glacio-fluvial deposits). Weathering profile cut off, with geological organs on conglomerates; decarbonation more than 2 m on till; colour 7.5 YR. MIDDLE PLEISTOCENE

STALLE D'ONITO SYNTHÈME (SON)

Massive, pedogenized diamicton with silicoclasts from brittle to arenized (glacial deposits); massive diamicton and gravel with sub-rounded carbonatic clasts (local alluvial deposits and debris flows). Matrix colour 5 YR, arenized carbonatic clasts in local alluvial deposits, not preserved in glacial deposits; morphologies non preserved. CALABRIAN?

UNITS UNRELATED TO THE PRESENT PHYSIOGRAPHY

FINO DEL MONTE CONGLOMERATE (FIM)

Stratified or lenticular bodies of conglomerate, sand and sandstone (alluvial and fan deposits); clinostratified matrix supported diamictites with angular clasts (slope deposits). Very well cemented, karstified. LOWER PLEISTOCENE

CORNO CERESA SYNTHÈME (ERE)

Weathered diamicton with residual silicoclasts, lithified diamictites, scattered erratic boulders (glacial deposits). Deeply weathered, colour 5YR, unpreserved carbonatic clasts, siliceous clasts with pluricentimetric cortex. GELASIAN

BAITA DELLA FORCELLA CONGLOMERATE (BAF)

Lithified diamictite with angular carbonatic local clasts (slope deposits). Lithified. Isolated plates not in equilibrium with present morphology. NEOGENE

PORPHYRITIC DYKES AND SMALL HYPOABISSAL BODIES

ANDESITE DYKES (fn)

Porphyric texture andesite with plagioclase and hornblende phenocrystals up to centimetric size, seldom biotite and quartz bearing; among ancillary minerals there are apatite, zircon, ilmenite, titanite, magnetite and pyrite. Usually fine grained groundmass ("Porfiriti" Auct.). TERTIARY

SOUTHERN ALPS PERMO-MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

MOLTRASIO LIMESTONE (MOT)

Dark-grey, black micritic limestones interlayered by laminated marls, in decimetric beds, often bioturbated. The basal portion shows lenses up to decametric thickness made by paraconglomerates and calcarenites (“Brecce Liassiche”, **MOT_a**). Fine calcarenites with intraclasts and clay chips are interlayered upwards (“diluted carbonatic turbidites”), locally with chert nodules. Rare bioclasts are found: thin shell bivalves, echinoids and ammonites. Maximum thickness over 150 m.

SINEMURIAN

SEDRINA LIMESTONE (SED)

Grey, cherty, micritic and peloidal, locally oncoidal, bioturbated and laminated, limestone. Uneven and commonly amalgamated beds with marly joints and decimetric nodules of black chert. At the bottom there are bioclastic limestones with silicized fossils (bivalves, brachiopods, gastropods and echinoids). Subtidal shelf with carbonatic sedimentation. Maximum thickness 100 m. MIDDLE-UPPER HETTANGIAN

ALBENZA FORMATION (ALZ)

Middle to thick bedded, amalgamated, brownish-light grey limestones and dolomitic limestones, sometimes saccaroid. Near the bottom fine calcarenites (ooliths, intraclasts, bioclasts and oncoids) and peloidal calcutites are common. At the top cyclically alternating amalgamated beds of calcutites and bioclastic fine calcarenites. Not fringed subtidal leeward carbonatic shelf. Regular thickness of about 80-90 m. EARLY HETTANGIAN

ZU LIMESTONE

ZU LIMESTONE – UPPER LITHOZONE (ZUU_u): cyclically alternating grey, bioturbated or thinly laminated fine limestones, amalgamated beds of bioclastic calcarenites, marly limestones and dark marls; seldom black shales. Bivalves are widespread; in the upper part there are colonial corals, oncolithes and megalodontids (*Protocardia rhaetica*). Proximal carbonatic ramp. Maximum thickness about 500 m. At the uppermost level thin bedded calcutites (Malanotte Formation, about 25 m of thickness) mark a marine transgression event, with distal ramp carbonates. RHAETIAN

ZU LIMESTONE – LOWER LITHOZONE (ZUU_l): cyclically alternating up to a decametric thickness of clayey marls, marly limestones and grey, laminated fine limestones, seldom bioturbated with rare bivalves (*Rhaetavicula contorta*). The upper part is made by 40-50 m of intra-bioclastic, oncoidal and oolitic thick bedded fine limestone, associated to coral, encrusting organism and brachiopods (*Rhaetina gregaria*) patch reefs (“Banco a Coralli” *Auct.*). Middle carbonatic ramp. Thickness up to 150-200 m. RHAETIAN

RIVA DI SOLTO SHALE (ARS)

Blackish shales and clayey marls, finely laminated and sheeted, with alternating, sometimes cyclic, thin bedded calcutites with “bactrilli”; locally there are slumps. Levels of *coquinas* rich in small bivalves (stormy layers). Distal carbonatic slope with sedimentation mostly clayey. Maximum thickness 350-400 m (Bracca). LATE NORIAN

ARALALTA GROUP

ZORZINO LIMESTONE (ZOR)

Evenly planar bedded (10-30 cm) dark grey calcilitites interlayered by thin, black, organic matter rich, laminated shales and graded intra-bioclastic calcarenites seldom with parallel lamination or current ripples (carbonatic turbidites). Slumps and matrix supported breccias are common. At the bottom there are dolomitic limestones. In the upper part of the formation there are levels rich in fossil content (fishes and reptiles mostly). Intraplatform basin. Maximum thickness up to 700 m in Gandino and Borlezza Valleys. MIDDLE NORIAN

DOLOMIE ZONATE (DZN)

Black and dark grey thin bedded doloarenites, often laminated and graded (carbonatic turbidites). Locally there are lenticular bodies of intra-formational breccias which angular centimetric clasts come from margins of the Dolomia Principale platform. Edges of intraplatform basins. Thickness varies from few tens up to over 100 m. Cartographically have been separated lenticular bodies with erosional base of polygenic, often matrix supported, carbonatic breccias ("Slope Breccias", **DZN_a**). Clasts come from both margin facies of Dolomia Principale and dolomie zonate. Proximal slope of carbonatic platform. Thickness up to some tens of meters. MIDDLE NORIAN

DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

Two lithofacies and one informal member, defining different sub-environment associations inside the carbonate platform, have been distinguished on the map.

Marginal flat (**DPR_a**): recrystallized saccaroidal massive dolomite; sometimes thick amalgamated beds, with microbialithic mounds, microbialithic-algal oncoids, serpulids and bivalves (*Megalodontidae*, *Modiolus sp.*). Intraformational breccias and sedimentary dykes. Margin of the carbonatic platform and upper slope. Maximum thickness over 300 m.

EARLY - MIDDLE NORIAN

Evenly bedded cyclothematic peritidal dolomite (typical facies, **DPR_b**): microcrystalline and saccaroidal dolomites, which beds are some meters thick, characterized by shallowing upward cycles: stromatolithic top of layers with *fenestrae*. Intraclastic and bioclastic doloarenites which fossil content is limited to dasycladacean algae (*Griphoporella sp.*), bivalves and gastropods (*Worthenia sp.*). Carbonatic platform, internal, low energy flat. Maximum thickness 500-600m. EARLY-MIDDLE NORIAN

"Basal Member" (**DPR₅**): dark grey dolomicrites and subordinated intra-bioclastic doloarenites, laminated and bioturbated. Decimetric to metric layering. Frequent planar and domal microbialithes associated with lenticular decimetric beds of intraformational breccias. Lagoon. Maximum thickness 200-300 m. LATE CARNIAN - NORIAN

CASTRO SEBINO FORMATION (CSO)

Amalgamated intraformational calcareous breccias with angular, centimetric to decimetric clasts mostly of brownish-dark grey recrystallized micritic limestones. Near the bottom grey dolomitized layered facies are associated with yellowish "Carniola" and shales. Coastal, bounded environments; carbonatic, locally evaporitic, sedimentation and frequent emersion. Thickness between few tens of meters up to over 150 m (Seriana Valley). LATE CARNIAN

SAN GIOVANNI BIANCO FORMATION (SGB)

Alternating red volcanoclastic sandstone and varicoloured pelites (**SGB_a**) prevailing at the base. Above polychrome pelits interlayered by decimetric beds of dolomite, marly ochraceous dolomites and carniola are prevailing (**SGB_b**). The uppermost part is

sometimes marked by some tens of meters thick lenses of gypsum and anhydrite (Dossena, **SGB_c**). Locally lithofacies have not been differentiated (**SGB**). Sebkhia environment, clastic feeding at the base. Maximum thickness over 200 m (Brembo Valley). LATE CARNIAN (TUVALLIAN)

GORNO FORMATION (GOR)

Micritic bioturbated limestone, intra-bioclastic calcarenites and alternating dark marly shale often fossil bearing (bivalves, *Miophoria sp.*, *Curionia sp.*); decimetric planar beds. Lagoon – sub-tidal with mixed sedimentation. Maximum thickness 180 m (Riso Valley), disappearing in the South part. EARLY CARNIAN

VAL SABBIA SANDSTONE (SAB)

Green and purple volcanoclastic sandstone and siltstone with tractive structures and clay chips at the base. Diagenetic centimetric concretions of pyrite are found. Layers from decimetric to some meters of thickness, sometimes lenticular shape and erosional base. Alluvial flat to proximal delta. Thickness up to 400 m in the western side (Brembo Valley) reducing far north-east. EARLY CARNIAN

METALLIFERO BERGAMASCO LIMESTONE (CMB)

Micritic, bioturbated, well-bedded (10-40 cm) dark limestone, associated to peritidal stromatolitic, rich in *fenestrae*, partly dolomitized limestone, and oolitic calcarenites (Brembo Valley). In the upper part there are thin strips of black chert, thin marly-shaly interlayers and layer-concordant Pb, Zn, Fluorite and quartz bearing mineralization. Fossil content is limited to rare dasycladacean algae (*Clypeina besici*) and small bivalves and gastropods. Coastal lagoon and tidal flat. Thickness 15-45 m (Riso Valley). EARLY CARNIAN

LOZIO SHALE (LOZ)

Parallel and low-angle laminated black shale and micaceous siltstone; beds are often amalgamated, rare bioturbation. Coastal lagoon deposits. The unit crops out in the easter sector of the map where reaches 10-15 m of thickness. EARLY CARNIAN

BRENO FORMATION (BRE)

Light grey limestone thin to thick bedded, organized in peritidal cycles with Gastropodes, Dasycladacean algae (*Clypeina besici*) and bivalves. At the top of each cycle stromatolithes, fenestrae, flat clasts breccias and syndiagenetic dolomitization are common. In the western sector, near the lower boudary, there are interlayered levels with small tepee and clay tuffstone. Internal peritidal platform. Thickness between 50 (west of Seriana Valley) and 200 (east of Seriana Valley).

Annunciata Member (BRE₁): grey, thick bedded peritidal limestones, till 200 m of thickness. The Member crops out in the north-eastern corner of the map.

Campolungo Member (BRE₂): laminated, yellowish-gray dolomite in decimetric bed, often amalgamated, with stromatolithes and *fenestrae*. Tidal flat with strong evaporation. The member crops out in the eastern side of the map, where the thickness reach 30 m. EARLY CARNIAN

“CALCARE ROSSO” (KLR)

Peritidal limestone grey, pinky-grey with polychrome (red, pinky and dark grey) both concordant and discordant veins-horizons. Plurimetric beds with tepee structures and lopheritic breccias, with numerous generations of cement, hollow internal sediments, sedimentary dykes and carbonatic palaeo-soils marked by “red soil”. Subtidal facies are bearing gastropods, bivalves and Dasycladacean algae (*Teutoporella echinata*, *Clypeina besici*). Thickness up to 50 m (Brembo Valley). East of Brembo Valley are

prevailing lenticular bodies of carbonatic breccias up to 10 m thick are prevailing, often associated to red soil pockets. Peritidal carbonatic platform affected by repeated and prolonged emersion and sub-aerial exposure. LATE LADINIAN –EARLY CARNIAN?

ESINO LIMESTONE

Into Esino Limestone two different lithofacies, showing two different sub-environments inside the carbonatic platform, have been distinguished on the map.

Slope foreset facies: brownish or grey limestone, massive or raw layers; breccias and clasts till to metric size. Patch reefs built by Tubiphytes, calcareous spongiae and microbialithic crusts. Mammillary calcitic cements ("*evinospongiae*" *Auct.*) in primary dissolution hollows. Bioclastic lenses with Ammonoids, Gastropods and Brachiopods (Ferne Valley). Build-up margin and slope of a fringed carbonatic platform (**ESI_a**). Thickness from 0 up to over 400 m.

Inside platform facies: light limestone, both in massive beds and decimetric layers, often organized in peritidal cycles with prevailing subtidal portion bearing Dasycladacean algae (*Teutloporella erculea*, *T. echinata*, *Diplopore annuata*), gastropods and bivalves. Some oncolithic and stromatolitic layers are found. Environment of internal, mostly subtidal, carbonatic platform (**ESI_b**). Thickness up to 700m on the southern slope of the Cima di Menna. LATE ANISIAN - EARLY CARNIAN?

PERLEDO-VARENNA LIMESTONE (CPV)

Dark micrites and calcarenites sometime with black chert stips and nodules. In the upper part well sorted calcarenites and fine-grained calcirudites, with decimetric lenticular beds, are prevailing (transitional facies to the Esino limestone), associated to volcanoclastic sandstone and tuffstone. Bivalves, gastropods and dasycladacean algae are found. The upper part bears Upper Ladinian conodonts association (*Budorovignatus mungoensis*). Intra-platform basins close to the Esino Limestone. Maximum thickness of 250-300 m around Baite Muffi (Cima di Menna).

LATE LADINIAN

WENGEN FORMATION (WEN)

Volcanoclastic sandstone and siltstone interlayered by black laminated siltstone, grey-greenish tuffstone, marl, shale. In the topward part there are calcarenites and calcirudites bearing clasts from the carbonatic platform. Pelagic bivalves and ammonoids are found. Basin with terrigenous supply from volcanic areas. Thickness over 150 m in Ognà Valley, lacking westward. LATE LADINIAN - EARLY CARNIAN?

BUCHENSTEIN FORMATION (BUC)

Dark grey micritic limestone, in nodular beds with black chert stripes and nodules. Interlayered thin beds of shale, tuffstone and locally greenish, silty-arenaceous well sorted volcanoclastic layers ("pietra verde"). Micritic and calcarenitic limestone with amalgamated layers passing to the overlying Esino limestone. Ammonoids and radiolarian are found. Open basin environment. Lacking westward, the thickness is growing up to 50 m in Ognà Valley. LATE ANISIAN – EARLY LADINIAN

PREZZO LIMESTONE (PRZ)

Black marly micritic limestones, in decimetric beds alternating to thinner beds of micaceous shaly black marl. Ammonoids are common (such as several species of *Paraceratites*, *Flexoptichites*, *Ptychites*, *Beyrichites*, *Judicarites*, *Semiornites*, *Lardoceras*), bivalves (*Daonella sturi*) and brachiopods (among them "*Piarorhynchia*"

trinodosi). Neritic open environment. Maximum thickness over 80 m (Valle dell'Ogna), 10-12 m west of Seriana Valley, locally absent (North of Pizzo Arera). The bottom is marked by a layer rich in brachiopods and crinoids ("Banco a brachiopodi" *Auct.*, formerly referred to the topmost Angolo Limestone). LATE ANISIAN (ILLYRIAN *p.p.*)

CAMORELLI LIMESTONE

Monte Guglielmo Limestone member (**CMR₂**): grey fine limestone and dolostone, sometimes bioturbated, in planar beds from 20 to 200 cm, amalgamated, interlayered by fine-grained calcarenites. Dolomitic facies show *fenestrae* and stromatolithes. Locally (Brembo Valley) there are thin layers of quartz and mica bearing marl and siltstone. There are dasycladacean algae, bivalves, benthic foraminifera and ostracods. Thickness up to 200 m only west of Seriana Valley. Internal peritidal carbonatic platform. MIDDLE – LATE ANISIAN (BITHYNIAN – PELSONIAN)

Dolomitic lithofacies (**CMR_a**): east of Seriana Valley bioclastic calcirudites and calcarenites in pluridecimetric beds passing upward to massive limestones with live position standing corals. Benthic foraminifera (*Meandrospira dinarica*), bivalves, crinoids and corals are found. Maximum preserved thickness 40-50 m, preserved only at M. Corrù. Sandy-bioclastic edge of a carbonatic platform with coral patch-reef. MIDDLE – LATE ANISIAN (BITHYNIAN – PELSONIAN)

ANGOLO LIMESTONE

Calcareous lithofacies (**ANG_a**): grey till to dark grey fine and fine-grained limestones, in planar beds from 10 to 60 cm, often bioturbated, amalgamated with thin *laminae* of micaceous-silty marls. There are benthic foraminifera, dasycladacean algae, bivalves and crinoids. Low energy neritic environment. Thickness over 100 m westward and about 400 m eastward. EARLY – MIDDLE ANISIAN

CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV)

Light grey and yellowish dolomite and marly dolostone, decimetric beds inter-layered by thin marl. Vuggy limestone is prevailing top-ward. Along major tectonic lines there are polygenic breccias with carbonatic, marly and silty lithons (tectofacies called "carniola"). Sebkhia environment. Thickness up to 50 m, mostly difficult to evaluate because of the strong tectonic deformation. LATE OLENEKIAN? - EARLY ANISIAN

SERVINO (SRV)

Quartz sandstone with carbonatic cement evenly-bedded at the base (**SRV_a**), passing upward to ocreaceous, green or reddish sandstone and marl, with carbonatic layers locally dolomitized (**SRV_b**). In the middle sequence fine limestones, oolitic-bioclastic (gastropods and lammellibranches) calcarenites, grey and reddish coloured ("Oolite a Gesteropodi" *Auct.*) well bedded from 40 to 80 cm. Among Bivalves *Claraia clarai*, *C. aurita*, *Natiria costata* and *Neoschizodus ovatus* are recognized. Coastal plain, tidal flat. Maximum thickness up to 200 m in upper Brembo Valley, west of the map. INDUAN - OLENEKIAN

VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Purple conglomerates with centimetric clasts of volcanics and milky quartz. Raw litharenites and subordinated siltstone, dark red-purple colour. Layers and beds up to metric thickness, cross laminated lenticular bodies and erosional bottom. The lower boundary with the Laghi Gemelli Group is marked by angular unconformity. Fluvial setting, mostly braided. Thickness up to 400m in the north-eastern sector. LATE PERMIAN

LAGHI GEMELLI GROUP**PIZZO DEL DIAVOLO FORMATION**

Continental terrigenous and volcanoclastic deposits ("Formazione di Collio superiore" Auct.), locally interbedded by volcanics (**FPZ_e**), up to 800 m of thickness. Some associations of lithofacies occurring irregularly in the whole unit have been identified:

"Prevailing sandstone" (**FPZ_a**): lithic arcoses and grey volcanoclastic litharenites (Monte Cabbianca Volcanics), from decimetric to pluri-decimetric beds, with tractive (cross lamination, ripple structures, basal lags), water escape and charge structures. Dark shales and conglomerates are locally interbedded. Prevailing depositional processes by sheet flow.

" Prevailing shales " (**FPZ_b**): alternating siltstone and fine-grained, dark sandstone, thin bedded, parallel laminated (in the finest facies) and cross laminated. Mud-cracks are frequent, locally associated to tetrapod footprints. Interbeds of limestone, ocraceous colour, sometimes oncoliths bearing. Distal fan delta passing to palustrine environment.

" Prevailing Conglomerates " (**FPZ_c**): Massive conglomerates, with arenithic levels, which clasts (sized up to 50 cm) come from underlying volcanic rocks; locally there are chunks of quartz veins. Proximal fan delta.

"Shales and thin sandstones" (**FPZ_f**): with oncolithic carbonates: siltstones and thin sandstones alternated with common tractive structures, often with tetrapod footprints. Laterally continuous levels of ocraceous carbonates with four centimetres oncoliths. Palustrine plain. EARLY PERMIAN

MONTE CABBIANCA VOLCANICS

Mostly massive rhyolitic-riodacitic ignimbrites, white-greenish coloured, porphyric texture, building beds till many ten meters thick at the top of the unit (**VUC_d**). In middle and lower levels alluvial facies (sandstone and shale, **VUC_a**) are interbedded to cinerites (**VUC_b**). Dark andesitic lavas (**VUC_c**). Continental basins close to volcanic areas. Maximum thickness over 800 meters. EARLY PERMIAN

BASAL CONGLOMERATE (CGB)

Aporphiric conglomerate which clasts, sized up to a decimeter, are represented by quartz and lithologies from metamorphic variscan basement; lenticular bodies with erosional bottom. Lenses of red bioturbated siltstone. Alluvial fans and high energy alluvial flats. Thickness up to 40 m in the eastern sector. LATE CARBONIFEROUS? - EARLY PERMIAN?

SOUTHERN ALPS CRYSTALLINE BASEMENT**EDOLO SCHISTS (EDO_f)**

PHYLLONITES: fine grained, grey-green rocks with dense schistosity heavy crenulated and quartz rods. They are made by alternances of phyllosilicatic films (chlorite and sericite) and quartzly lithons. Structural remnants of garnet substituted by chlorite. PRE-VARISCAN