

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 098

BERGAMO

a cura di:

R. Bersezio⁽¹⁾, A. Bini⁽¹⁾, C. Ferliga⁽²⁾, R. Gelati⁽¹⁾

con contributi di:

G.P. Beretta⁽¹⁾, D. Corbari^(2,5), M. Fornaciari⁽³⁾, I. Rigamonti⁽⁴⁾, S. Rossi⁽⁴⁾, G. Tucci⁽⁴⁾, A. Rovida⁽⁶⁾

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

⁽²⁾ Regione Lombardia

⁽³⁾ ENI – Divisione AGIP

⁽⁴⁾ Consulente della Regione Lombardia

⁽⁵⁾ Provincia di Cremona

⁽⁶⁾ INGV

Ente realizzatore:



**Regione
Lombardia**

Direttori 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

Coordinatore scientifico: **A. Gregnanin**

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 ed allestimento per la stampa:

M. Cosci, S. Falcetti

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

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

informatizzazione: **S. Racchetti, F. Torri, F. Mandozzi, M. Cetti, G.**

Tucci

collaudo: **a cura di Lombardia Informatica S.P.A**

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati

a cura di LTS 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.....	7
1. CRITERI DI RILEVAMENTO ADOTTATI PER I DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI.....	9
1.1 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	11
1.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	13
1.3 - CRITERI PER LA SINTESI CARTOGRAFICA.....	15
II. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA E LETTERATURA	
PRECEDENTI.....	19
1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA	19
2. - LETTERATURA PRECEDENTE	21
2.1 - SUCCESSIONI MARINE MESOZOICO-TERZIARIE	21
2.1.1. - <i>Il “Pliocene marino” del Foglio 098-Bergamo</i>	26
2.2 - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE	26
2.2.1. - <i>Bacino del Serio</i>	26
2.2.2. - <i>Bacino dell’Oglio: l’anfiteatro e la Val Cavallina</i>	29
2.2.3. - <i>La pianura</i>	31
III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE	37
1. - SUCCESSIONE MESOZOICO – TERZIARIA.....	37
1.1 - ASPETTI MORFOLOGICI LEGATI ALL’ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	47
2. - UNITÀ CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	49
2.1.1. - <i>Settore Settentrionale</i>	51
2.1.1.1. - <i>Bacino del Brembo</i>	51
2.1.1.2. - <i>Bacino della Morla</i>	52
2.1.1.3. - <i>Bacino del Serio</i>	54
2.1.1.4. - <i>Bacino del Cherio</i>	57
2.1.1.5. - <i>Bacino dell’Oglio</i>	59
2.1.2. - <i>La fascia pedemontana</i>	60
2.1.3. - <i>La pianura</i>	62
3. - DATI DI SOTTOSUOLO	65
3.1 - IL BASAMENTO CRISTALLINO ERCINICO	66
3.2 - LA SUCCESSIONE CARBONATICA MESOZOICA	66
3.3 - IL PRISMA CLASTICO DEL CRETACICO SUPERIORE.....	67
3.4 - LA SUCCESSIONE CLASTICA TERZIARIA	68
3.5 - LA MONOCLINALE PEDEALPINA	68
4. - SISMICITÀ E CENNI DI NEOTETTONICA.....	70
IV. STRATIGRAFIA.....	71

1. - LA SUCCESSIONE <i>PRE-RIFT</i>	71
1.1 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)	71
1.2 - GRUPPO DELL'ARALALTA	74
1.2.1. - <i>Dolomie zonate</i> (DZN)	74
1.2.2. - <i>Calcare di Zorzino</i> (ZOR)	77
1.3 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTÒ (ARS)	79
1.4 - CALCARE DI ZU (ZUU)	83
1.4.1. - <i>Litozona inferiore</i> (ZUU_a)	85
1.4.2. - <i>Litozona superiore</i> (ZUU_b)	86
1.5 - FORMAZIONE DELL'ALBENZA (ALZ)	90
1.6 - DOLOMIA DI ZANDOBBIO (ZAN)	95
1.7 - CALCARE DI SEDRINA (SED)	97
2. - I PRISMI CARBONATICI <i>SIN-RIFT</i>	103
2.1 - CALCARE DI MOLTRASIO (MOT)	103
2.2 - CALCARE DI DOMARO (DOM)	110
2.3 - GRUPPO DI CONCESIO (NC)	116
2.3.1. - <i>Formazione di Villa Carcina</i> (FVC)	117
2.3.2. - <i>Formazione dei Calcari Medoloidi</i> (FME)	119
2.4 - SUCCESSIONE GIURASSICA RIDOTTA E CONDENSATA (SGX)	120
3. - LA SUCCESSIONE MESOZOICA <i>POST-RIFT</i>	122
3.1 - SELCIFERO LOMBARDO (SM)	122
3.1.1. - <i>Radiolariti del Selcifero Lombardo</i> (RSL)	122
3.1.2. - <i>Rosso ad Aptici</i> (RAP)	125
3.2 - CONGLOMERATO DI BUCA DEL CORNO (BNR)	128
3.3 - MAIOLICA (MAI)	130
4. - LA SUCCESSIONE CLASTICA CRETACICA DEL BACINO LOMBARDO	134
4.1 - MARNA DI BRUNTINO (BRU)	134
4.2 - SASS DE LA LUNA (SDL)	137
5. - I SISTEMI TORBIDITICI CENOMANIANI	140
5.1 - FORMAZIONE DI SORISOLE (FSE)	140
5.1.1. - <i>Membro del Monte S. Onofrio</i> (FSE₂)	145
6. - I SISTEMI TORBIDITICI e EMIPELAGICI TURONIANI	146
6.1 - FORMAZIONE DI GAVARNO (GVR)	147
6.1.1. - <i>Membro delle peliti nere</i> (GVR₁)	147
6.1.2. - <i>Membro delle peliti rosse</i> (GVR₂)	150
6.2 - FLYSCH DI COLLE CEDRINA (CDB)	153
6.3 - FLYSCH DI PONTIDA (PTD)	156
6.4 - CONGLOMERATI DEL MONTE MISMA E DI VALLE DELL'ACQUA (SVQ)	158

7. - I SISTEMI TORBIDITICI CONIACIANO-SANTONIANI	160
7.1 - ARENARIA DI SARNICO (SAR).....	160
7.2 - CONGLOMERATO DI SIRONE (CSH).....	163
7.2.1. - <i>Membro di Colle Brianza</i> (CSH₁)	166
8. - I SISTEMI TORBIDITICI CAMPANIANI	167
8.1 - PIETRA DI CREDARO (RDR).....	167
8.2 - FLYSCH DI BERGAMO (FBG).....	169
8.2.1. - <i>Megastrato di Missaglia</i> (FBG_a).....	171
9. - FILONI PORFIRITICI TERZIARI (fn).....	172
10. - SUCCESSIONE PLIO-PLEISTOCENICA MARINA	173
10.1 - FORMAZIONE DI TORNAGO (TOG).....	173
11. - LE SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO- QUATERNARIE	176
11.1 - BACINO DELL'OGLIO: SUCCESSIONE DELL'ANFITEATRO	176
11.1.1. - <i>Ceppo di Cremignane</i> (CI).....	177
11.1.2. - <i>Gruppo di Foppe</i> (FO)	178
11.1.3. - <i>Sintema di Paderno di Franciacorta</i> (PFR).....	179
11.1.4. - <i>Sintema di Camignone</i> (CIO).....	181
11.1.5. - <i>Sintema di Fantecolo</i> (FAT)	183
11.1.6. - <i>Sintema di Monte Piane</i> (PAE).....	185
11.1.7. - <i>Supersintema di Monte Rotondo</i> (RO).....	186
11.1.7.1. - <i>Unità di Torbiato</i> (ROO).....	188
11.1.7.2. - <i>Unità di Borgonato</i> (ROB)	189
11.1.7.3. - <i>Unità di Timoline</i> (ROY)	190
11.2 - BACINO DELL'ADDA-OGGIO	191
11.2.1. - <i>Supersintema dei Laghi: sintema di Cantù</i> (LCN).....	191
11.3 - BACINO DEL CHERIO	192
11.3.1. - <i>Conglomerato di Ripa-Torre</i> (CTP)	192
11.3.2. - <i>Supersintema del Cherio</i> (CH).....	194
11.4 - BACINO DEL SERIO	199
11.4.1. - <i>Conglomerato di Semonte</i> (EIM).....	199
11.4.2. - <i>Formazione di Brugali</i> (RUG).....	200
11.4.3. - <i>Conglomerato di Nese</i> (ESN).....	201
11.4.4. - <i>Formazione di Leffe</i> (LEF)	201
11.4.5. - <i>Conglomerato di Seriate</i> (SRT)	203
11.4.6. - <i>Formazione di Masserini</i> (INR).....	204
11.4.7. - <i>Argille di Ranica</i> (RNC)	205
11.4.8. - <i>Sintema di Piodera</i> (PID).....	206
11.4.9. - <i>Gruppo di Cazzano Sant'Andrea</i> (AZ).....	208
11.4.10. - <i>Formazione di Tribulina del Castello</i> (TBC).....	209

11.4.11. - Gruppo di Vertova (VV).....	209
11.4.12. - Supersintema di Fiorano (FR).....	211
11.4.13. - Sintema di Torre Boldone (TBO).....	212
11.4.14. - Sintema di Scanzorosciate (SNZ).....	213
11.4.15. - Supersintema di Gorle (RL).....	214
11.4.16. - Supersintema di Grassobbio (BB).....	216
11.4.17. - Supersintema della Selva di Clusone (SU).....	217
11.5 - BACINO DELLA MORLA	220
11.5.1. - Supersintema della Morla (OR).....	220
11.6 - BACINO DEL BREMBO.....	222
11.6.1. - Sintema di Endenna (END).....	222
11.6.2. - Supersintema di Lenna (LE)	224
11.7 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	225
11.7.1. - Alteriti (b6).....	225
11.7.2. - Supersintema di Palazzago (PA).....	227
11.7.3. - Gruppo del Culmine (CU).....	229
11.7.4. - Supersintema della Colma del Piano (CM)	230
11.7.5. - Gruppo di Prato Grande (GR).....	237
11.7.6. - Sintema del Po (POI).....	237
12. - GEOLOGIA SUBACQUEA	239
12.1 - GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA	240
V. . EVOLUZIONE DEL TERRITORIO	245
1. - ASSETTO STRUTTURALE	245
1.1 - LE UNITÀ STRUTTURALI ALPINE.....	246
VI. ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI	249
1. - SISMICITÀ.....	249
2. - RISORSE NATURALI: CENNI ALLE CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE.....	253
3. - MATERIALI INERTI (°).....	256
BIBLIOGRAFIA 27758	
VII. ABSTRACT	277
VIII. ENGLISH LEGEND	281

I. INTRODUZIONE

Il Foglio 098-Bergamo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge n. 67/1988) attraverso una convenzione stipulata tra il Servizio Geologico d'Italia e Regione Lombardia. Esso comprende un'area estesa dall'estremità orientale del Colle di Bergamo alla Valle dell'Oglio, che appartiene per intero al precedente Foglio 33-Bergamo alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954).

Il foglio è collocato a cavallo tra i rilievi prealpini meridionali, occupanti circa il 63% dell'area, ed un settore dell'alta pianura compreso tra l'area a S di Bergamo e il fiume Oglio.

Il settore a morfologia rilevata è scomponibile in due fasce orientate E-W, una fascia montuosa settentrionale ed una collinare meridionale, costituite rispettivamente da successioni carbonatiche del Triassico superiore - Giurassico e da successioni terrigene del Cretacico coinvolte nella struttura a pieghe e sovrascorrimenti tipica del Sudalpino lombardo. Le due fasce sono separate da un lineamento strutturale di carattere regionale, la Flessura Pedemontana, orientata ESE-WNW, tracciabile con chiarezza soprattutto da Adrara al versante meridionale del Canto Alto.

Il rilevamento geologico delle unità mesozoico-terziarie e di quelle continentali neogenico-quadernarie dei bacini Zerra, Cherio, Oglio e della pianura è stato eseguito alla scala 1:10.000 nel periodo 1997-2008, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Regione

Lombardia.¹ Il rilevamento delle successioni continentali neogenico-quadernarie dell'asse vallivo seriano è stato invece condotto sulle basi topografiche in scala 1:5.000 della Comunità Montana Valle Seriana, mentre per l'area di Bergamo è stata usata la cartografia in scala 1:5.000 del Comune di Bergamo.

Sia nel rilevamento del substrato che in quello delle successioni quadernarie sono state seguite le linee guida nazionali fissate nei Quaderni del SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) e successive modifiche e integrazioni.

Il rilevamento della successione marina mesozoica e terziaria è stato condotto su basi litostratigrafiche con l'utilizzo di unità - formazioni, membri, litozone - in massima parte già consolidate in letteratura. Nella descrizione di queste, sono stati messi in evidenza i momenti più significativi della storia mesozoica sudalpina a partire dal Triassico superiore: le condizioni di piattaforma e di acque basse del Norico-Hettangiano, la sedimentazione *sin-rift* del Giurassico inferiore-medio, la sedimentazione pelagica *post-rift* del Giurassico superiore - Cretacico inferiore, l'accumulo di torbiditi sinorogeniche nell'avanfossa lombarda nel corso del Cretacico.

Per il rilevamento delle successioni continentali neogenico-quadernarie, sono state usate sia unità litostratigrafiche che unità allostratigrafiche; in genere la classificazione litostratigrafica è stata applicata a corpi conglomeratici antichi, rimodellati dalla successiva erosione e che costituiscono parte del substrato su cui si ammantano le unità più recenti; queste ultime, caratterizzate da morfologia e profilo d'alterazione conservati, sono state classificate secondo criteri allostratigrafici, distinguendo unità a limiti inconformi, delimitate da superfici di discontinuità (UBSU, *Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*).

La cartografia geologica delle unità comprese tra il Triassico superiore ed il Cretacico inferiore è stata coordinata e realizzata da RICCARDO BERSEZIO - con l'ausilio delle tesi di laurea di Simone Baudo, Vittorio Boerio, Enrico Borri, Vittorio Bruno, Serena Castiglioni, Nadia Chinaglia, Francesca Dolci, Fabrizio Felletti, Simona Frassi, Luigi Larocchi,

¹ Sezioni interamente comprese nel foglio: C5c1 (Albino), C5c2 (Alzano Lombardo) C5c3 (Seriato), C5c4 (Calcinato), C5d1 (Casazza), C5d2 (Trescore Balneario), C5d3 (Chiusduno) e C5d4 (Palazzolo sull'Oglio) e sezioni, incluse parzialmente nel foglio: C4b5 (Zogno), C4c5 (Selvino), C4d5 (Lefte), C4E5 (Sovere), C5b1 (Soriso), C5b2 (Bergamo), C5b3 (Bergamo Sud), C5b4 (Zanica), C5b5 (Cologno al Serio), C5c5 (Martinengo), C5d5 (Pontoglio), C5e1 (Monasterolo del Castello), C5e2 (Adrara San Martino), C5e3 (Sarnico), C5e4 (Capriolo), C5e5 (Rovato).

Massimiliano Marian, Antonio Miceli, Fulvia Pagani, Simona Righi, Marco Ruggeri, Gian Paolo Vigevari e Pier Luigi Zancan - e da FLAVIO JADOUL.

Il rilevamento delle unità cretache è stato coordinato da ROMANO GELATI ed eseguito da GIUSEPPE TUCCI e RICCARDO BERSEZIO con il supporto di materiale cartografico inedito in scala 1:10.000 di MARIO FORNACIARI e dello stesso RICCARDO BERSEZIO. Per l'analisi dei dati micropaleontologici ci si è avvalsi della collaborazione di MARIA ROSE PETRIZZO.

Il rilevamento della successione continentale neogenico-quadernaria è stato coordinato da ALFREDO BINI ed eseguito da STEFANO ROSSI per il bacino del Brembo; da CARLA FERLIGA per i bacini della Morla, del Serio, dello Zerra e per la pianura fra Morla e Zerra, con il supporto di dati forniti da DANIELE CORBARI ed IVO RIGAMONTI per le aree di Bergamo e della pianura; da DANIELE CORBARI per il bacino dell'Oglio e l'anfiteatro dell'Iseo.

L'*Executive Committee* della IUGS (*International Union of Geological Sciences*) ha recentemente spostato la base del Sistema/Periodo Quadernario alla base del Piano/Età Gelasiano (GIBBARD *et alii*, 2010). Di conseguenza, su richiesta del Servizio Geologico d'Italia – ISPRA, la classificazione del Quadernario è stata adattata alla nuova scala cronostigrafica attualmente in vigore.

1. CRITERI DI RILEVAMENTO ADOTTATI PER I DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUADERNARI

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

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati rilevati *ex-novo* alla scala 1:10.000 o 1:5000 (valle del Serio e città di Bergamo); 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 "all'unità" 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, ogniquale volta 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 diffuenze 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 tipicizzare 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 supesintema 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 sintema del Po:

- supersintema di Palazzago: 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 mobilitazione 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 mobilitazione 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.

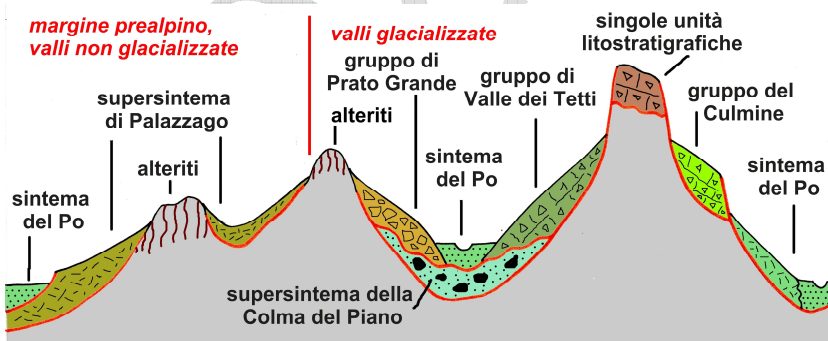


Fig. 1 – Unità non distinte in base al bacino di appartenenza: schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura e in media valle.

- 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.

Per i depositi alluvionali nelle valli, la granulometria varia entro il singolo affioramento, spesso con ripetute intercalazioni a scala inferiore alla cartografabilità; nella pianura, l'analisi di aree campione ha mostrato come la granulometria vari a scala estremamente locale, e spesso in collegamento con l'attività antropica superficiale, rendendo quindi il dato poco significativo. In ambedue i casi si è quindi utilizzato il simbolo "a ghiaie prevalenti" indipendentemente dalla granulometria del deposito; solo in alcuni casi, significativi per estensione dell'area, i depositi a granulometria fine prevalente (limi e argille) sono stati distinti con l'apposito simbolo.

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 glacigenica: 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.

BOZZA

II. CARTOGRAFIA GEOLOGICA E LETTERATURA PRECEDENTI

1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Nella cartografia geologica ufficiale in scala 1:100.000, l'area del Foglio 098-Bergamo appartiene pressoché interamente al vecchio Foglio 33-Bergamo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), tranne l'estremo orientale che ricade invece nel Foglio 34-Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970).

Il medesimo settore è inoltre illustrato nella Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a S dell'Adamello, in scala 1:50.000 (BONI & CASSINIS, 1973), in cui la geologia del substrato mesozoico è dichiaratamente ripresa dai fogli geologici ufficiali.

Il settore centrale del foglio è esaminato in dettaglio nella Carta Geologica dei Colli di Bergamo, in scala 1:10.000 (GELATI & FERRERIO, 1967) in cui vengono definite alcune delle principali unità stratigrafiche appartenenti ai cosiddetti Flysch Cretacei del Bacino Lombardo.

Le carte citate rappresentano la prima cartografia geologica moderna relativa all'area in oggetto. Con il Foglio 33-Bergamo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) viene introdotto ed utilizzato parzialmente un criterio litostratigrafico per la suddivisione delle unità pre-aternarie, mentre per la classificazione delle unità glaciali avevano utilizzato i criteri

di PENCK & BRÜCKNER (1909); avevano inoltre definito le principali unità strutturali, caratterizzando l'area come zona a pieghe e faglie inverse sudvergenti.

Dal Foglio 33-Bergamo verrà tratto, con gli opportuni aggiornamenti, lo schema strutturale in scala 1:200.000 (GAETANI *et alii*, 1981) incluso nella raccolta dedicata alle Alpi Meridionali ad opera di CASTELLARIN (1981). Lo schema presenta una moderna classificazione delle unità strutturali delle Prealpi Bergamasche e le prime interpretazioni in termini di sovrascorrimenti e raccorciamento crostale, che superano la corrente ricostruzione di scuola olandese (DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949; DE JONG, 1967, 1979) basata su ipotesi di tettonica gravitativa.

Un nuovo ciclo di rilevamento ed edizione di carte geologiche relative all'area compresa nel Foglio 098-Bergamo viene portato a compimento negli anni '90 del secolo scorso, durante i quali vengono completati lavori di sintesi sulla geologia della Lombardia e lavori analitici su temi specifici dell'evoluzione del Bacino Lombardo nella sua configurazione mesozoica.

BERSEZIO *et alii* (1990) pubblicano la Carta Geologica delle Prealpi Bergamasche in scala 1:50.000, rivolta essenzialmente alla ricostruzione stratigrafica e strutturale della successione cretacea del Bacino Lombardo.

MONTRASIO (1990) presenta una Carta Geologica della Lombardia in scala 1:250.000, basata sulla sintesi dei dati esistenti fino a quel momento, la cui edizione è quasi contemporanea alla pubblicazione del Modello Strutturale d'Italia, alla scala 1:500.000 (BIGI *et alii*, 1990). Questi documenti sintetici forniscono in quegli anni la base per la progettazione delle indagini sismiche relative alla successiva realizzazione dei profili CROP (Crosta Profonda, MONTRASIO *et alii*, 1993).

Appartiene a questo periodo anche la Carta Geologica della Provincia di Bergamo in scala 1:50.000, realizzata per le successioni permo-mesozoiche in gran parte sulla base di rilievi geologici precedenti il 1990; edita con forte ritardo (FORCELLA & JADOUL, 2000), tale carta si avvale invece di rilievi geologici condotti *ex-novo* sino al 1999 per quanto riguarda le unità continentali neogenico-quadernarie, delle quali essa presenta la prima analisi secondo i criteri dell'allostratigrafia.

Negli stessi anni venivano completati i rilievi per la cartografia geo-ambientale della Regione Lombardia, in scala 1:50.000, realizzati a finalità applicative, con legenda litologica.

Di recente ha preso l'avvio la pubblicazione di carte geologiche a scala 1:25.000, dedicate principalmente alla ricostruzione dell'evoluzione del Bacino Lombardo durante il *rifting* del tardo Triassico - Giurassico (BERSEZIO *et alii*, 1997).

Infine è stata recentemente proposta una serie di carte idrostratigrafico-idrogeologiche (REGIONE LOMBARDIA - ENI, 2002) che coprono l'intero territorio compreso nel Foglio 098-Bergamo e presentano una moderna ricostruzione della struttura idrogeologica, basata su dati sismici e di pozzo interpretati attraverso i concetti della stratigrafia sequenziale.

2. - LETTERATURA PRECEDENTE

2.1 - SUCCESSIONI MARINE MESOZOICO-TERZIARIE

Nel territorio del presente Foglio 098-Bergamo affiorano pressoché unicamente formazioni sedimentarie di età compresa tra il Triassico superiore e il Quaternario. L'area è stata oggetto, fin dall'inizio del 1800, di studi geologici di vario tipo, di cui vengono brevemente riassunti i momenti principali di avanzamento.

La costruzione delle conoscenze stratigrafiche e la prima ricostruzione della geometria strutturale delle successioni mesozoiche. I lavori dedicati a questi aspetti, che ora consideriamo “preliminari” alle conoscenze moderne, furono sviluppati tra la fine del 1800 e la seconda guerra mondiale. Si tratta degli studi paleontologici di STOPPANI (1857), di LEPSIUS (1876) - che introdusse in Lombardia la definizione di Dolomia Principale - o degli studi sulla biostratigrafia e litostratigrafia del Giurassico di PARONA (1897), BONARELLI (1894), KRONECKER (1910), RASMUS (1912), dei lavori di DE ALESSANDRI (1899) sulla paleontologia delle successioni cretache ed eoceniche, o di TARAMELLI (1895) sulle successioni attribuite al Pliocene.

Nello stesso periodo vennero proposti studi geomorfologico-stratigrafici sulla geologia del Quaternario della pianura e delle basse valli bergamasche (STELLA, 1895; SACCO, 1900). I rilievi geologici iniziarono a fruttare carte, schemi e sezioni geologiche attraverso le strutture a pieghe e faglie del substrato Giurassico-Cretacico (DE ALESSANDRI, 1899) fino a giungere ai più moderni lavori di sintesi regionale di DESIO (1929) e CACCIAMALI (1930) che illustrarono compiutamente la stratigrafia mesozoica e la struttura a pieghe sud-vergenti, interpretandole alla luce delle teorie faldiste in via di affermazione.

Le monografie moderne, l'edizione del Foglio Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, la nascita della litostratigrafia. Sulla base delle conoscenze paleontologiche, stratigrafiche e strutturali precedenti, dopo la seconda guerra mondiale e fino alla fine degli anni '60,

furono proposte imponenti monografie analitiche, completate da sintesi regionali, relative alla geologia e geomorfologia delle Prealpi Bergamasche. Queste monografie, tra le quali si inquadra temporalmente e culturalmente l'edizione del Foglio 33-Bergamo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), furono realizzate ad opera delle scuole italiana, olandese, svizzera e francese, ed ebbero come obiettivo la ricostruzione dell'evoluzione stratigrafica e strutturale mesozoica e terziaria del Sudalpino Lombardo. Per questo quasi tutte ricoprono anche l'area occupata dall'edizione attuale del Foglio 098-Bergamo alla scala 1:50.000.

DE SITTER & DE SITTER KOOMANS (1949) descrissero la geologia delle Alpi Bergamasche, precisando tra l'altro con il termine di *steep rand zone* il concetto di Flessura Pedemontana (DESIO, 1929), giunto sino ai nostri giorni.

VECCHIA (1948; 1949) illustrò la stratigrafia liassica in due ampi lavori, ai quali fecero seguito negli anni '60 la sintesi di scuola francese sull'evoluzione post-triassica delle Alpi Meridionali (AUBOUIN, 1963) e il lavoro di scuola svizzera sulla geologia del M. Generoso (BERNOULLI, 1964); quest'ultimo non riguarda direttamente l'area del Foglio 098-Bergamo ma è comunque imprescindibile per gli studi sui bacini giurassici anche in quest'area.

VENZO (1954) analizzò la stratigrafia dei flysch del Cretacico superiore, fornendo il primo contributo all'analisi di bacino per il Cretacico del Bacino Lombardo, e documentò con numerose sezioni geologiche regionali, dirette N-S, la tettonica del settore prealpino.

Contributi significativi vennero da CASATI & GAETANI (1968), che descrissero il paleoalto strutturale del M. del Cavallo, uno dei cardini della paleogeografia liassica del Bacino Lombardo, e da ROSSI RONCHETTI *et alii* (1968), che descrissero le faune e le facies del Lias dell'Alto Strutturale di Zandobbio - un altro elemento-cardine nella paleogeografia giurassica - in cui furono riconosciuti filoni sedimentari toarciani inseriti nelle dolomie hettangiane.

GAETANI (1970) analizzò la biostratigrafia dell'Hettangiano della Valle Adrara, formulando un modello per la trasgressione liassica inferiore nello stesso bacino.

PASQUARÈ (1965) pubblicò l'ampia monografia sul Selcifero Lombardo, definendone litostratigrafia, biostratigrafia, distribuzione di facies e relazioni con la tettonica alpina, e riconoscendone il ruolo di orizzonte di scollamento per le disarmonie nello stile di piegamento.

Successivamente, la scuola francese (AUBOUIN *et alii*, 1970) presentò una sintesi sul Cretacico delle Alpi Meridionali, reinterpretandone i

sedimenti, alla luce delle nuove conoscenze sulle torbiditi, come depositi di mare profondo. A questa sintesi contribuirono anche numerosi lavori di ricercatori italiani, i primi peraltro ad applicare i concetti di risedimentazione torbiditica e di sequenza di Bouma alle successioni cretatiche della Bergamasca (FERNANDEZ, 1962, 1963).

Negli anni '60, sotto l'impulso della realizzazione dei nuovi fogli geologici alla scala 1:100.000 avviati dalla legge n.15 del 3 gennaio 1960 ("Completamento ed aggiornamento della Carta Geologica d'Italia"), comunemente nota come Legge Sullo, e dell'edizione dei codici internazionali di nomenclatura stratigrafica, da parte italiana vennero proposte analisi e riclassificazione litostratigrafica delle unità mesozoiche. Si ebbe pertanto un fiorire di lavori di carattere paleontologico e stratigrafico, utilizzati per migliorare le correlazioni disponibili e per definire le nuove formazioni geologiche (ALLASINAZ, 1962, 1968; ASSERETO, 1963; ASSERETO & CASATI, 1965; CASATI, 1964, 1968; GNACCOLINI, 1964, 1965; FRANCANI, 1967; PASQUARÈ, 1965; DE ROSA & RIZZINI, 1967; PASSERI, 1969; GELATI & PASSERI, 1967 e vari altri).

I lavori recenti: analisi di bacino, evoluzione tettono-sedimentaria e strutturale del Sudalpino Lombardo in Bergamasca. Alla fine degli anni '70 si avviano vari cicli di studi dedicati alla ricostruzione dell'evoluzione crostale del Sudalpino Lombardo, con gli strumenti della geologia di superficie e con la prima divulgazione dei contributi alle conoscenze del sottosuolo da parte dell'AGIP (RIZZINI & DONDI, 1978; ERRICO *et alii*, 1979; PIERI & GROPPi, 1981; CASSANO *et alii*, 1986). Fino agli anni '90 del secolo scorso infatti, un forte impulso alle ricerche venne dall'interesse sollevato dai ritrovamenti petroliferi nella pianura lombarda e piemontese, che portarono ad una forte richiesta di modelli tettono-stratigrafici, sedimentologici e strutturali basati sulla conoscenza della parte affiorante della catena, da utilizzare per l'interpretazione dei dati geofisici e geologici di sottosuolo.

A questi interessi si è affiancato inoltre il progetto CROP (Crosta Profonda) che ha portato alla realizzazione di una sezione sismica crostale (MONTRASIO *et alii*, 1993) lungo l'asse della Val Brembana, al confine tra i Fogli 098-Bergamo e 097-Vimercate.

Molti gruppi si sono avvicinati nello studio dei bacini intrapiattaforma del Triassico superiore (JADOUL, 1986, con bibliografia) e delle loro relazioni con la Dolomia Principale, o delle successioni cicliche del Norico-Retico (MASETTI *et alii*, 1989; JADOUL *et alii*, 1994, con bibliografia), fino alle recenti ricostruzioni stratigrafico-sequenziali del Triassico del Bacino Lombardo (GAETANI *et alii*, 1998).

Stratigrafia, paleogeografia e evoluzione strutturale del *rifting* liassico e delle successive fasi di subsidenza del Bacino Lombardo, nella sua configurazione giurassica, sono stati oggetto nell'area bergamasca di innumerevoli contributi analitici. Le sintesi sono state presentate in varie generazioni di lavori, tra cui GAETANI (1975) e WINTERER & BOSELLINI (1981), in cui viene tratteggiata la struttura ad andamento meridiano della paleogeografia distensiva giurassica del Bacino Lombardo, fissando l'inizio della fase di *post-rift* attorno alla fine del Toarciano.

Una nuova generazione di lavori sullo stesso tema, rivolti alla realizzazione di modelli tettono-sedimentari, è aperta da CASTELLARIN & PICOTTI (1990), SARTI *et alii* (1992) e BERTOTTI *et alii* (1993), cui si associano svariati contributi finalizzati alla ricostruzione degli elementi strutturali e dell'evoluzione di facies relative ai settori e ai periodi-chiave nella storia giurassica del Bacino Lombardo (JADOUL & DONISELLI, 1987; COBIANCHI, 1992; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994; BERSEZIO *et alii*, 1996; 1997; PICOTTI *et alii*, 1997).

La storia degli studi sul Cretacico del Bacino Lombardo comprende un gruppo di monografie di sintesi edite negli anni '80 dalle scuole italiana e svizzera (GELATI *et alii*, 1982; BICHSEL & HAERING, 1981). Queste portarono ad un sostanziale superamento degli schemi precedenti, introducendo moderni concetti di stratigrafia fisica e analisi di facies, e consentendo agli Autori di interpretare le successioni in termini di sistemi deposizionali torbidity, progredienti da NE verso WSW, alimentati dalle Alpi Centro Orientali.

La successiva ripresa delle ricerche da parte italiana ha portato a modificare ulteriormente gli schemi di correlazione, che vengono ora basati sul riconoscimento di superfici di discontinuità stratigrafiche utilizzate per interpretare il Bacino Lombardo, durante il Cretacico, come avansinistra di una nascente catena sudalpina (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; BERSEZIO *et alii*, 1990, 1993; BERSEZIO & FORNACIARI, 1987, 1994).

Dal punto di vista strutturale, a partire dalla fine degli anni '70 si affermano le interpretazioni basate sul riconoscimento di una tettonica di raccorciamento per pieghe e sovrascorimenti sud-vergenti, propagatisi tra il Cretacico superiore e il Pliocene nel settore compreso tra la Linea Insubrica e i fronti appenninici sepolti nel sottosuolo padano (GAETANI & JADOUL, 1979; PIERI & GROPPA, 1981). Questi concetti sostituiscono definitivamente le ultime proposte di tettonica gravitativa formulate da DE JONG (1979).

GAETANI *et alii* (1981) e JADOUL & ROSSI (1982) formulano la terminologia strutturale di riferimento per l'area, identificando le strutture sovrascorrenti del Parautoctono delle Prealpi e gli sciami di pieghe di

Ubiale-Lonno, con le relative prosecuzioni orientali del M. Misma – M. Pranzà e della Valle Adrara.

BERSEZIO & FORNACIARI (1987) e BERSEZIO *et alii* (1990) propongono la zonazione strutturale delle colline pedemontane, a S della Flessura Pedemontana (DESIO, 1929).

FORCELLA *et alii* (1996) descrivono la cinematica del collasso estensionale dei sovrascorrimenti di Dolomia Principale nella bassa Val Serina.

ZANCHI *et alii* (1990b) ricostruiscono la struttura di incuneamento del fronte della Dolomia Principale al di sotto delle successioni giurassiche ridotte dell'Alto strutturale liassico del M. del Cavallo.

Una sintesi strutturale regionale, che integra dati di superficie e dati sismici di fonte AGIP, è proposta da SCHÖNBORN (1990, 1992, 1994). L'Autore propone alcune sezioni bilanciate, e calcola un raccorciamento dell'ordine delle decine di chilometri, distribuendolo tra le tre principali fasi alpine, intersecate da strutture fuori-sequenza, cui si dovrebbe la messa in posto della Flessura Pedemontana. Nello stesso periodo i risultati del progetto CROP illustrano la struttura litosferica lungo il profilo Morbegno-Dalmine, in corrispondenza del quale viene anche proposta una ricostruzione della struttura pellicolare che prevede profondi raddoppi e indentazioni delle coperture mesozoiche in affioramento e mesozoico-terziarie nel sottosuolo; questi ultimi sono guidati dai livelli di scollamento che separano placche rigide sovrascorrenti, costituite dai carbonati massicci di piattaforma del Triassico medio (Calcere di Esino) e superiore (Dolomia Principale). Il basamento cristallino partecipa attivamente al raccorciamento, sovrapponendosi alle coperture mesozoiche in più gradini strutturali (MONTRASIO *et alii*, 1993).

PICOTTI *et alii* (1997) propongono un modello cinematico di inversione delle strutture distensive giurassiche, che coinvolge anche parte dell'area dell'attuale Foglio 098-Bergamo.

BERSEZIO & BELLENTANI (1997) e BERSEZIO & LAROTONDA (1998) introducono vincoli ai carichi tettonici subiti dalle successioni mesozoiche durante le fasi di appilamento principale dei sovrascorrimenti sudalpini, per mezzo di analisi paleogeotermiche basate sullo studio della materia organica articolata nei sedimenti.

FANTONI *et alii* (1999) delimitano la parentesi temporale delle fasi di strutturazione alpina sulla base della datazione radiometrica dei filoni terziari, alcuni dei quali inseriti nella successione triassica esposta nella porzione settentrionale del Foglio 098-Bergamo (Gaverina, Val Rossa).

Infine, SALVI *et alii* (2007) propongono una ricostruzione 3D delle strutture tettoniche della Flessura Pedemontana (M. Misma) sulla base di modellazioni basate su metodologie GIS.

2.1.1. - Il “Pliocene marino” del Foglio 098-Bergamo

Nella zona pedemontana bergamasca già alla fine del '700 (MAIRONI DA PONTE, 1791) si segnalano depositi contenenti faune marine di età pliocenica, studiati poi da STOPPANI (1873) e, sempre più diffusamente, da Autori del XX secolo sia in affioramento che nel sottosuolo nel caso di perforazioni per ricerche d'acqua. Alcune aree di migliore affioramento, come a Ranica e a Nese, sono state studiate a più riprese; gli affioramenti, già segnalati da CURIONI (1839) per il contenuto fossilifero, sono stati ripresi da STOPPANI (1873) e da VARISCO (1881). A Torre de' Ròveri si deve a VENZO & GUAITANI (1943) l'unica segnalazione di fossili pliocenici.

Nel complesso le segnalazioni si riferiscono a località comprese fra la parte bassa delle Valli Brembana e Seriana e la fascia pedemontana. Il loro contenuto paleontologico, i caratteri delle loro facies sedimentarie e la loro posizione altimetrica sono stati riconsiderati di recente (BRAMBILLA & LUALDI, 1986; CHIESA, 2001) e si sono rivelati di notevole interesse per la ricostruzione della storia più recente del bordo prealpino.

Gran parte degli affioramenti segnalati in letteratura sono oggi scomparsi a causa dell'attività antropica. Vengono tuttavia riportati nella figura 2 (BRAMBILLA & LUALDI, 1986, ridisegnata); solo nell'area di Ranica, ove il Pliocene marino è tutt'oggi osservabile, è stato possibile delimitarne l'area, attribuendo i sedimenti alla formazione del Tornago.

2.2 - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE

2.2.1. - *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 (TARAMELLI, 1896; LEVY, 1915; HAUPT, 1938), e focalizzarono l'attenzione sulla presenza di "morene" - quindi di un ghiacciaio - nella zona di Clusone (nell'omonimo foglio); importanza nettamente minore assunsero invece i depositi conglomeratici presenti lungo l'asse vallivo principale e nelle valli tributarie, tanto da non essere spesso né riconosciuti né cartografati.

CHARDON (1975) esaminò i terrazzi della bassa valle - considerati erosionali - individuando variazioni progressive dell'inclinazione fra un terrazzo e l'altro, e attribuendole al sollevamento pleistocenico del margine prealpino; tentò inoltre una correlazione fra essi e le fasi glaciali "classiche".

Negli anni '90 la bassa valle venne rilevata *ex-novo*, in gran parte alla scala 1:5000 (FERLIGA *et alii*, 2000). I terrazzi alluvionali presenti su ambedue i versanti, considerati in gran parte deposizionali e frutto di successivi cicli di deposizione e reincisione, vennero correlati sino allo sbocco in pianura, evidenziando come l'unità più antica (Complesso di Casnigo) non fosse conservata più a S di Albino, mentre via via la valle si approfondiva verso meridione e nuovi livelli di aggradazione apparivano incassati entro la sua incisione. Non chiarito rimase invece il problema del raccordo con le superfici della pianura fra Torre Boldone e Villa di Serio; trattandosi infatti di un'esplorazione preliminare, si preferì mantenere i terrazzi a S della Nesa distinti (unità di Valtesse, unità di Torre Boldone, unità di Comun Nuovo) rispetto a quelli a N, piuttosto che azzardare una correlazione non sufficientemente sostenuta da dati di terreno.

A S di Ponte del Costone, area di "interesse geologico precoce" è stata il bacino di Leffe, a causa dei ritrovamenti paleontologici nel corso dello sfruttamento delle miniere di torba e lignite. La successione lacustre ivi conservata fu per tale motivo oggetto per oltre un secolo di numerosissimi studi stratigrafici o paleontologici (per una bibliografia esaustiva, v. RAVAZZI, 1993).

Negli ultimi vent'anni, l'area 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'*equipe* facente capo al CNR-IDPA (RAVAZZI, 2003, a cui si rimanda per gli aggiornamenti bibliografici). Entro la successione di Leffe, RAVAZZI (2003) distinse un'unità conglomeratica di alimentazione seriana (Conglomerati di Casnigo) che suturava in discordanza la successione lacustre, costituendone lo sbarramento solo nelle fasi finali della sua evoluzione; tale unità veniva interpretata come il terrazzo più alto presente nella valle (MUTTONI *et alii*, 2007), ben riconoscibile sino allo sbocco in pianura, ed era collegata alla prima grande avanzata glaciale del Pleistocene medio. In base a dati di sondaggio (s. Fornace Martinelli), l'Autore individuò inoltre una "unità inferiore", sepolta, costituente il primo riempimento del bacino da parte di depositi provenienti dai versanti; un'"unità biogenica" caratterizzata da sedimenti carbonatici in cui si intercalano banchi di lignite, affiorante nell'alveo del torrente Re; e un'"unità sommitale" caratterizzata da sedimentazione fine terrigena. La

successione del bacino risultava chiusa da argille grige ("Argille di Ca Manot") interpretate come eteropiche ai conglomerati del terrazzo di Casnigo.

Nella bassa valle, altro sito storicamente importante è quello delle Fornaci di Ranica, le cui argille lacustri erano cavate già nel XII secolo (CORTESI & SIGNORI, 2003). Analizzate per la prima volta da MAIRONI DA PONTE (1791), esse attirarono l'attenzione per i ritrovamenti di Vertebrati (VENZO, 1955; AZZAROLI, 1979).

RAVAZZI, in PINI *et alii* (2001) e RAVAZZI (2003), ricostruisce l'evoluzione del paleolago di Ranica, interpretato come legato allo sbarramento della valle laterale della Nesa da parte di ghiaie del Serio ("terrazzo di Borgosale") correlate all'unità di Casnigo (*sensu* FERLIGA *et alii*, 2000); sulla base dei ritrovamenti paleontologici, in particolare palinologici, e delle analisi paleomagnetiche l'autore propose una datazione alla parte terminale del Pleistocene inferiore.

2.2.2. - *Bacino dell'Oglio: l'anfiteatro e la Val Cavallina*

L'anfiteatro morenico dell'Oglio è stato oggetto di indagini geologiche sin dal secolo scorso. Già CACCIAMALI (1907) e COZZAGLIO (1902) individuarono la presenza di più cerchie moreniche successive; VECCHIA (1954) riconobbe argille marine fossilifere del Pliocene, su cui appoggiavano depositi ghiaiosi e argillosi continentali, a cui seguiva il "ceppo" del terrazzo di San Pancrazio, fluvioglaciale mindeliano; attribuì inoltre le cerchie moreniche più esterne e il grande cordone fra Erbusco e Torbiato alle glaciazioni Mindel e Riss, limitando l'ultima avanzata glaciale alle cerchie più interne e meno rilevate. Ad analoghe conclusioni giunse NANGERONI (1965).

BONI & CASSINIS (1973) attribuirono invece tutte le morene esterne al Riss, riconoscendo come riferibili al Mindel solo limitati lembi isolati alle quote maggiori lungo i versanti; la cerchia principale, in maggiore risalto morfologico, venne invece datata all'ultima avanzata glaciale.

CHARDON (1975) giunse alle medesime conclusioni in base alla scarsa alterazione della cerchia più elevata, considerando le morene più interne come fasi stadiali di ritiro dell'ultima glaciazione. Ricostruì quindi un'estensione del ghiacciaio wurmiano sino a ricoprire il colle del Castello di Paratico, attribuendo a tale glaciazione anche i terrazzi alti di Capriolo e di San Pancrazio.

CORBARI *et alii* (2000) esaminarono i depositi glaciali del versante bergamasco del Lago e dell'anfiteatro; non essendo stato possibile rilevare l'intero anfiteatro, vennero utilizzate distinzioni di minor dettaglio, riunendo

in un'unica unità (Complesso dell'Oglio) tutti i depositi relativamente poco alterati e con morfologie ben conservate, riferibili ad avanzate glaciali di parte del Pleistocene medio e di quello superiore; il Complesso dell'Oglio, così inteso, si estendeva quindi sino alle due piccole morene in destra Oglio fra Villongo e Castione; da esse si dipartiva la piana fluvioglaciale di Fosio, e, entro essa, più terrazzi fluvioglaciali incassati nella gola dell'Oglio, interpretata come anteriore all'ultima fase di avanzata (LGM) del ghiacciaio camuno.

La difluenza del ghiacciaio camuno attraverso la Val Cavallina venne individuata già da ZOLLIKOFER (1854, *vide* DESIO 1945), con una fronte posizionata all'altezza di Mologno; STOPPANI (1880) invece cartografò il ramo laterale del ghiacciaio dell'Oglio sino sotto Entratico.

PENCK & BRUCKNER (1909), individuando per primi più avanzate glaciali nelle Alpi, posizionarono la fronte glaciale "wurmiana" fra Grone e Berzo, attribuendo gli erratici esterni ad essa alle glaciazioni precedenti. Tale ipotesi venne accettata anche dagli autori successivi (LEVY, 1915, *vide* VENZO, 1945; SACCO, 1936); HAUPT (1938) invece comprese entro l'ultima avanzata glaciale tutti i depositi presenti sino ad Entratico.

DESIO (1945) ipotizzò che la fronte wurmiana si arrestasse a N di Casazza, in corrispondenza della piccola morena de Il Castello che chiude il Lago di Endine, notando come i depositi più esterni ad essa fossero spesso decorticati, quindi solo apparentemente "freschi"; attribuì quindi al Riss gli erratici sui ripiani di Gaverina e Trate nonché i sedimenti presenti sino a Luzzana.

VENZO (1945) a sua volta attribuì al Würm la morena de Il Castello, nonché i terrazzi di Berzo e Borgo di Terzo, di Maicco-Entratico, di Zandobbio, prolungandoli sino a raccordarsi alla piana di Trescore. Collocò invece la fronte del ghiacciaio nel Riss fra Luzzana e "il pizzo di" Quaglia, interpretando le argille lacustri azzurre cavate da una fornace in prossimità del "km 21 della Strada Provinciale" (oggi località Martina, presso il km 42) come deposte in un lago di sbarramento morenico al ritiro del ghiacciaio stesso. Ipotizzò inoltre che il potente riempimento reinciso della valletta di Minardi, di fronte a Entratico, potesse essere un deposito glaciale completamente "ferrettizzato", legato a una fronte del ghiacciaio attestata nel Mindel presso Entratico.

In un'ulteriore analisi della bassa valle (VENZO, 1949), riconobbe nei depositi glaciali alterati fra Berzo San Fermo e Quaglia due distinte fasi - Mindel I e II - nonché "due distanziate fronti del Riss" (Riss I e II), rispettivamente nella piccola morena della "chiesa di San Fermo di

Cantone" (p.q. 358 sopra Berzo San Fermo), e nella grande morena di Grone.

CHARDON (1975) sulla base della mancanza di alterazione dei depositi osservati, confutò tale interpretazione, attribuendo tutti i depositi glaciali presenti sino a Borgo di Terzo all'ultima avanzata glaciale, così come i terrazzi di Zandobbio e della zona da Gorlago sino a Chiuduno. Le osservazioni si riferiscono però agli affioramenti più noti che, come già aveva osservato Desio, si presentano spesso decorticati dall'erosione e/o dall'attività antropica, apparendo più "freschi" di quanto in realtà non siano.

In tutti questi autori si nota innanzitutto la preoccupazione di "riconoscere", sulla base dell'alterazione e della geometria dei depositi, le glaciazioni proposte nel modello di PENCK & BRUCKNER (1909). E' solo negli anni '90 che anche la val Cavallina divenne oggetto di indagini stratigrafiche basate sui sedimenti effettivamente presenti, rilevati in dettaglio allo scopo di ricavarne uno schema stratigrafico di validità locale, indipendentemente dai "modelli alpini" correnti.

RIGAMONTI (2000), nel quadro di un'analisi preliminare, riunì tutti i depositi individuati dagli autori precedenti entro il Complesso dell'Oglio *sensu* CORBARI *et alii* (2000), estendendolo sino ai depositi glaciali presenti a Berzo San Fermo e ai depositi fluvioglaciali sino a Zandobbio e Gorlago; per questi ultimi riconosceva età via via decrescente da N verso S, cosicché all'altezza di Gorlago le superfici incassate sino all'alveo attuale risultavano essere quelle delle ultime avanzate glaciali. Distinse poi, in corrispondenza di questo sbocco in pianura, la superficie fra Cenate, Trescore e Gorlago, più alta rispetto ai terrazzi suddetti, attribuendone l'aggradazione all'unità di Trescore, fluvioglaciale del Pleistocene superiore anteriore all'LGM. In località Minardi infine individuò depositi glaciali e fluvioglaciali decarbonatati e privi di morfologia conservata, definendo per essi l'unità di Piano, attribuita al Pleistocene medio.

2.2.3. - La pianura

La fascia dell'alta pianura iniziò ad essere esaminata geologicamente nel corso dell'800. Vennero in quest'epoca introdotte alcune definizioni che caratterizzeranno le carte geologiche sino ai tempi più recenti, modificando via via il proprio significato fisiografico nonché l'estensione delle corrispondenti aree.

STELLA (1895) correlò terrazzi alluvionali e cicli di glaciazione e deglaciazione, distinguendo un *Alluvium*, costituito da sedimenti fluviali e attribuito al Quaternario recente, da un *Diluvium* - attribuito al Quaternario

antico - collegato alle avanzate glaciali nelle Prealpi e suddiviso a sua volta in recente, medio e antico.

DESIO & VENZO (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) ripresero questa suddivisione, introducendo il termine "livello fondamentale della pianura" per indicare il "fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1m" attribuito al Riss, e cartografato dal margine pedemontano sino all'estremo meridionale del Foglio 33-Bergamo. Tale superficie appariva, secondo gli autori, incassata entro lembi di "fluvioglaciale ghiaioso ad argille arancio in tutta la massa" - coincidente col "*Diluvium* medio *auctorum*" e anch'esso riferito al Riss - conservati lungo il margine pedemontano tra Scanzorosciate e Albano Sant'Alessandro.

Entro il "livello fondamentale della pianura" si incassava la piana del "fluvioglaciale ghiaioso terrazzato" del Serio e del Cherio - attribuito al Würm - delimitata da nette scarpate. Gli stessi Desio & Venzo, nel successivo Foglio 46-Treviglio (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1966), cartografarono il proseguimento meridionale di tale piana come "alluvioni fluvioglaciali sabbiose e ghiaiose per lo più non alterate, corrispondenti al livello fondamentale della pianura; strato di alterazione giallo-rossiccio generalmente inferiore al metro e con spessori maggiori nella parte settentrionale della pianura", coincidente col "*Diluvium* recente" e attribuito al Würm - Riss *p.p.*

Verso E, la superficie alta, terrazzata, fra Chiuduno, Telgate e Tagliuno venne cartografata come "alluvioni fluvioglaciali sabbiose e ghiaiose, poligeniche, con strato di alterazione argilloso ocreo ("ferretto") potente sino a 2.50 m, progressivamente meno alterate in profondità, coincidenti col "*Diluvium* antico" e riferite al Mindel.

Si nota quindi, nel Foglio 46-Treviglio, una progressiva rilettura della "pianura", alla quale, sulla base delle evidenze di terreno della fascia meridionale, venne attribuita una datazione decisamente più bassa; a conferma di ciò, la superficie in essa incassata, sia lungo il Serio che il Cherio, venne riattribuita cartograficamente come "alluvioni ghiaioso-sabbioso-limose degli alvei abbandonati ed attivi", riferite all'Olocene.

Anche PETRUCCI & TAGLIAVINI nel Foglio 61-Cremona (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969), definiscono esplicitamente il "fluviale wurmiano", continuazione della superficie principale della pianura verso SE, come "il *livello fondamentale* della Pianura".

L'intera superficie della pianura dal margine pedemontano sino al Po, percepita come un'unica unità fisiografica localmente incisa dalle valli fluviali recenti ed attuali, venne attribuita all'ultima avanzata glaciale anche da CREMASCHI (1987) e da MARCHETTI (1992), che su tale concetto basò la

propria analisi. Elaborando infatti dati cartografici georeferenziati con i nuovi sistemi informatici che andavano affacciandosi negli anni '90 del secolo scorso, suddivise entro l'unità fisiografica "livello fondamentale della pianura s.s." un "*sandur* prossimale" esteso dal margine pedemontano a tutta la fascia caratterizzata da corsi d'acqua ad andamento tipo *braided*, un "*sandur* intermedio o di transizione", ed un "*sandur* distale" dalla linea delle risorgive verso S.

Entro il *sandur* prossimale, l'analisi dei dati numerici portò l'autore ad individuare grandi conoidi coalescenti allo sbocco delle principali vallate prealpine, fra cui quelle del Serio, del Cherio e dell'Oglio, nonché un conoide attribuito allo Strone ed inteso come relativo allo scaricatore glaciale che usciva dall'anfiteatro di Franciacorta, nel limitrofo Foglio 099-Iseo; il deflusso attuale dell'Oglio attraverso la soglia di Paratico venne attribuito a cattura da parte di un affluente di sinistra del Cherio, che avrebbe portato nel corso dell'ultimo glaciale all'aggradazione della conoide Oglio s.s., successivamente reincipa dalla valle attuale.

Per la conoide del Serio, venne notato un andamento morfologico anomalo, con linee di flusso convergenti, particolarità - secondo l'Autore - riconducibile alla mancanza di un anfiteatro morenico allo sbocco del corso d'acqua in pianura.

Dalle carta altimetrica, delle linee di flusso e delle conoidi, appare invece evidente come l'anomalia sia legata al sovrapporsi delle aree di influenza di due corsi d'acqua ben distinti, il Serio e la Morla; quest'ultima non venne però riconosciuta, nonostante risultasse cartografata nel suo corso completo nella carta geologica di TARAMELLI (1876) riprodotta da MARCHETTI nel medesimo lavoro.

Il rilevamento della pianura bergamasca svolto agli inizi degli anni '90 del secolo scorso (CORBARI *et alii*, 2000) scardinò completamente il modello corrente di "pianura" intesa come unica unità fisiografica aggradata nel corso dell'ultima glaciazione.

In parallelo con l'elaborazione della Carta Geopedologica della Provincia (ERSAL), si evidenziò infatti la presenza di più superfici, incassate le une nelle altre e via via più recenti scendendo verso meridione. Il modello delle grandi conoidi wurmiane, costruito acriticamente sulla sola base di dati cartografici elaborati matematicamente, mostrò chiaramente il limite costituito dall'assenza di un accurato rilievo di terreno: le scarpate ben evidenti che delimitano le varie superfici appaiono infatti di dislivello ridotto, inferiore alla risoluzione del metodo adottato da MARCHETTI (1992), mentre la griglia di dati numerici utilizzata, depurata dei dati alterati dall'intervento antropico, appare troppo rada per cogliere variazioni

topografiche di lunghezza d'onda decisamente inferiore. Questo limite apparve aggirabile solo seguendo direttamente i singoli lineamenti morfologici sul terreno con una cartografia in scala 1:10000, esaminando la petrografia di superficie secondo maglie di 1 km², e correlando tali dati con la descrizione dei profili pedologici reperibili.

In seguito a questo tipo di indagine "preliminare", vennero distinti (CORBARI *et alii*, 2000) più livelli diversi, digradanti dal più alto ed antico in corrispondenza del margine pedemontano, al più recente incassato entro le valli fluviali e che tende ad aprirsi verso meridione.

Entro l'area "seriana" venne quindi riconosciuta una superficie più alta, estesa da Gorle a Zanica e a Comun Nuovo, costituita da depositi fluvioglaciali privi di copertura loessica, con suoli di spessore massimo 1 m e colore compreso fra 5 e 7.5 YR, attribuita ad un generico Pleistocene superiore anteriore all'ultima avanzata glaciale (Complesso di Comun Nuovo); assente in sponda sinistra, verso W essa appariva incassata entro depositi fluvioglaciali più antichi attribuiti al Pleistocene medio (Complesso di Ponte della Selva), passanti lateralmente alle unità "brembane". La depressione fra i due grandi corpi clastici seriano e brembano ospitava – in questa interpretazione – il corso locale della Morla; di quest'ultima, non venne individuato il corso entro la vasta area antropizzata di Bergamo, che ne interrompe la continuità, e sfuggì quindi la sua correlazione con il bacino a monte.

Incassata entro il Complesso di Comun Nuovo, veniva distinta la complessa superficie fluvioglaciale legata alle ultime avanzate glaciali del Pleistocene superiore (Complesso del Serio), annegata verso S dai sedimenti olocenici della Morla e del Serio coalescenti, nonché dello Zerra a E.

Appare evidente quindi la distinzione fra una fascia di "alta pianura", in cui la genesi della superficie principale, in realtà articolata in più episodi non distinti alla scala della carta, è attribuita al Pleistocene superiore, e una fascia meridionale il cui "livello fondamentale" locale è di genesi olocenica.

Analogamente, l'area dell'Oglio venne suddivisa in una superficie più alta costituita da fluvioglaciali del Pleistocene medio (unità di Grumello del Monte), entro cui si incassava un'ampia superficie poligenica e polifasica costituita dai fluvioglaciali del Pleistocene superiore defluenti sia dalla valle principale che dalla valle del Cherio; data la posizione marginale dell'area, non venivano posti in evidenza i terrazzi più bassi incassati nella gola dell'Oglio appena a valle di Sarnico, mentre la piana di Sarnico stessa viene attribuita ad un generico "postglaciale".

Di particolare interesse per l'interpretazione dei dati a monte risultano le indagini nel sottosuolo della pianura del Serio condotte attraverso

stratigrafie di pozzi per acqua (POMICINO *et alii*, 2001); in particolare il sondaggio Ghisalba, in sinistra idrografica circa un km a S del limite del foglio, mostrò una successione di sedimenti marini e salmastri con intercalati corpi di ghiaie alluvionali poligeniche con silicoclasti provenienti dalle unità permiane e dal basamento cristallino prealpino; a -54,6 m dal piano campagna una netta superficie di erosione tronca i depositi marini, che vengono sostituiti da ghiaie alluvionali a clasti esclusivamente carbonatici e terrigeni sino a -30,5 m dal piano campagna; una superficie di discontinuità al tetto di un paleosuolo delimita questa unità, seguita nuovamente da ghiaie con silicoclasti del basamento e permiani. Gli autori notarono il netto cambio litologico esistente nelle alluvioni alla base della successione continentale, ed ipotizzarono fra le possibili cause uno sbarramento immediatamente a monte della stretta di Ponte del Costone oppure un prevalere di apporti dalla limitrofa Val Cavallina.

La presenza, sui depositi marini pliocenici, di un intervallo di ghiaie a clasti quasi esclusivamente carbonatico-terrigeni è in accordo sia con la presenza lungo l'asse vallivo del Serio di lembi di un substrato conglomeratico a clasti carbonatici (conglomerato di Semonte), su cui appoggiano le unità continentali del Pleistocene, sia con la presenza, fra l'anfiteatro del Serio e la bassa valle, di un estesa area interessata da deformazione gravitativa profonda, responsabile della stretta in roccia di Ponte del Costone: essa potrebbe essere la causa dello sbarramento e della momentanea deviazione del Serio (FERLIGA, in stampa).

Correlando il sondaggio Ghisalba a stratigrafie preesistenti, POMICINO *et alii* (2001) proposero inoltre due sezioni E-W attraverso la pianura fra Brembo e Serio; in esse si evidenzia la presenza non solo dell'alveo recente della Morla, ma anche di una serie di alvei più antichi sepolti, nettamente distinti dai paleoalvei "seriani" coevi, siti in corrispondenza di Verdello e di Dalmine. Tale dato concorda con le evidenze di terreno che indicano una valle della Morla ben delineata per gran parte del Pleistocene.

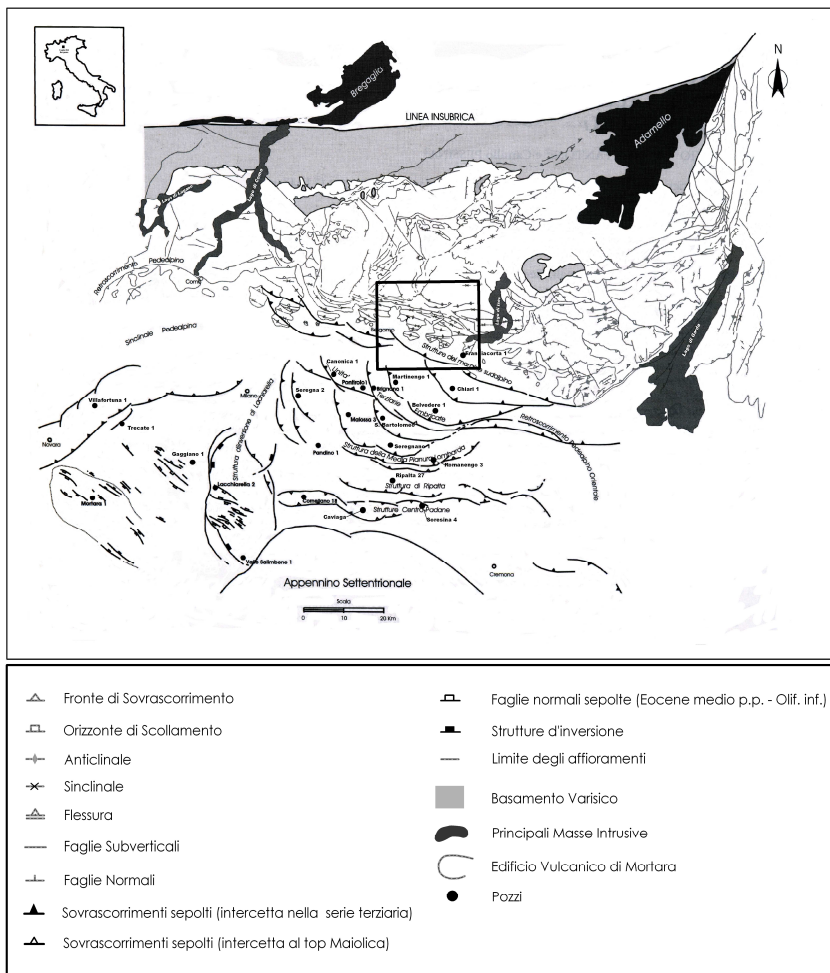
BOZZA

III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE

1. - SUCCESSIONE MESOZOICO – TERZIARIA

Il Foglio 098-Bergamo (Fig. 3) comprende un settore settentrionale, appartenente alle Prealpi Bergamasche, delimitato a S dallo sviluppo di una catena bordiera di rilievi di media quota (dorsale M. Canto Alto – M. Misma – M. Bronzone), cui si affianca a meridione la fascia collinare pedemontana, allineata in direzione WNW–ESE (dai Colli di Bergamo al M. S. Onofrio, presso Capriolo). Nell'area sono presenti successioni sedimentarie marine in prevalenza mesozoiche, con limitati affioramenti riferibili a successioni plioceniche, nonché sedimenti continentali di età compresa tra l'emersione della catena e l'Olocene. La successione mesozoica è intrusa da corpi magmatici di bassa profondità di età terziaria, associati ad un corteggio di filoni e localizzati nel settore settentrionale del foglio, tra la Val Brembana e la valle del Cherio.

La zonazione morfologica riflette l'assetto tettonico dell'area, che comprende differenti unità strutturali appartenenti al Sudalpino Lombardo, allineate in prevalenza secondo fasce a direzione media prossima ad E-W.



Da N verso S sono stati distinti (Fig. 4)

- *Parautoctono delle Prealpi* (GAETANI & JADOUL, 1979; GAETANI et alii, 1981); pila di lembi di sovrascorimento separati da scollamenti e rampe sud-vergenti, dei quali il Foglio 098-Bergamo comprende la terminazione meridionale. Si tratta di un multistrato di unità alloctone strutturate principalmente durante le fasi neoalpine, mioceniche (SCHÖNBORN, 1992),

costituito dalle formazioni mesozoiche comprese tra i carbonati massicci della Dolomia Principale e le successioni ben stratificate del Giurassico superiore. Gli embrici sono segmentati da zone di trasferimento e rampe laterali a direzione meridiana, rappresentate da faglie ad alto angolo con componenti di trascorrenza. Le principali aste vallive (Brembo, Serio, Chero) sono impostate in prossimità di queste zone trasversali;

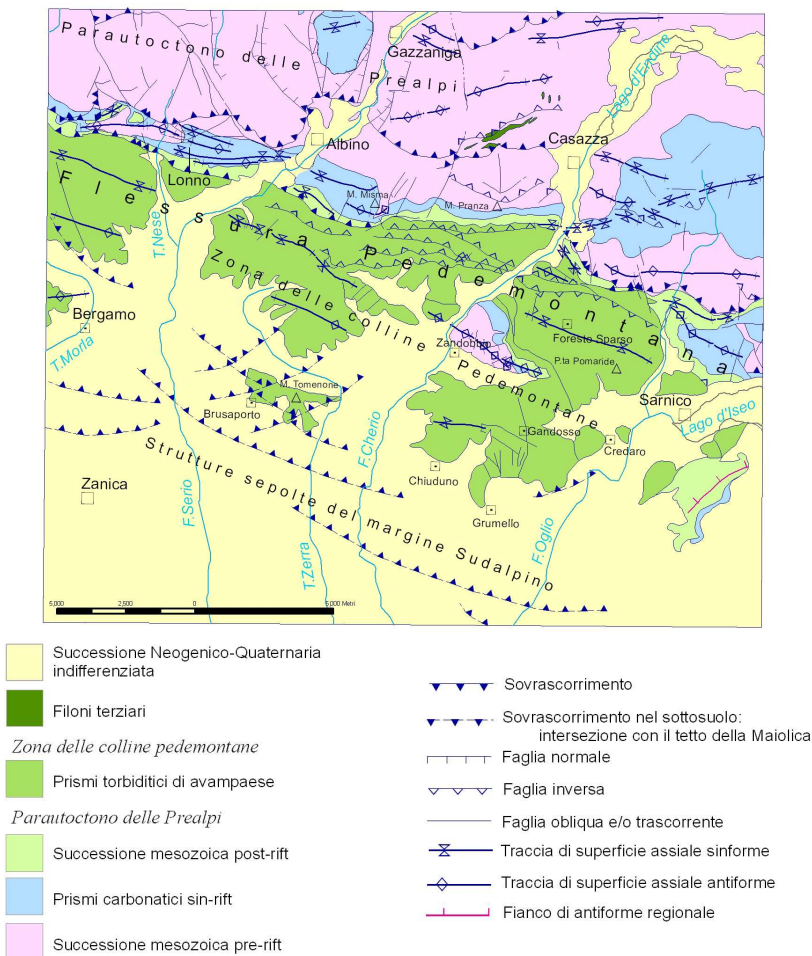


Fig. 4 – Schema tettonico del foglio.

- *Flessura Pedemontana (Steep Rand Zone)* (DESIO, 1929; DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949); fascio di pieghe e faglie SSW vergenti, con direzione media N110, coinvolgente le formazioni retico-liassiche e cretatiche inferiori. E' la zona corrispondente orograficamente alla catena bordiera già ricordata, in cui si realizza il raccordo tra i sovrascorrimenti del Parautoctono e il fascio di strutture che deforma la successione cretatica delle colline pedemontane. Le strutture della Flessura Pedemontana, debolmente vergenti a S, localmente rovesciate, sono delimitate da sciami di faglie inverse a basso angolo, per mezzo delle quali si realizza il loro accavallamento, neoalpino, sulle successioni del Cretacico medio-superiore. SCHÖNBORN (1992) ne ha documentato, per alcuni segmenti, un'evoluzione polifasica con interferenza di sovrascorrimenti fuori-sequenza tardo miocenici, propagatisi verso S ad intersecare la struttura già embricata durante le fasi che portarono all'origine dei fronti sudalpini meridionali ("Cintura di Milano", PIERI & GROPPi, 1981; LAUBSCHER, 1985);

- *Zona delle Colline Pedemontane* (BERSEZIO & FORNACIARI, 1987); pieghe e sovrascorrimenti dell'area meridionale degli affioramenti sudalpini, già evidenziati da DESIO (1929) e VENZO (1954), che raddoppiano la successione cretatica, scollata dal proprio substrato in corrispondenza della marna di Bruntino e al proprio interno in corrispondenza delle Peliti Nere del Cenomaniano-Turoniano. Il contatto tettonico con la Flessura Pedemontana è costituito da uno sciame di faglie inverse immergenti a NNW. La propagazione verso S dei sovrascorrimenti, all'interno della sovrastruttura costituita dalle unità cretatiche, origina coppie sinclinali-anticlinali appaiate a scala regionale, delimitate da un fianco settentrionale verticalizzato e molto continuo lateralmente.

- *Strutture sepolte del margine sudalpino, Unità terziarie embricate del sottosuolo* (BERSEZIO *et alii*, 2001; FANTONI *et alii*, 2004); sono unità strutturali sepolte dai sedimenti plio-pleistocenici della Pianura, che coinvolgono il prisma clastico cretatico e la successione clastica terziaria.

Il prisma clastico cretatico è scollato in corrispondenza delle formazioni pelitiche dell'Aptiano-Albiano e del Turoniano basale. La successione terziaria embricata è a sua volta sostenuta da un piano di scollamento basale ubicato a tetto della "Scaglia" cretatico-eocenica; in essa sono presenti unicamente i termini inferiori del gruppo della Gonfolite (Oligocene superiore - Miocene inferiore) troncati dalla discordanza messiniana.

L'età di deformazione delle unità terziarie embricate è tortoniana, come dimostrato dalla conservazione di sedimenti di questa età in depressione di faglia (BERSEZIO *et alii*, 2001).

In questa fascia è espressa l'interferenza tra due generazioni di pieghe e sovrascorrimenti con direzioni medie delle superfici assiali WNW-ESE.

La successione mesozoica che caratterizza il Foglio 098-Bergamo si è deposta sul margine della Placca Apula (CHANNELL *et alii*, 1979) tra il Norico e il Campaniano, in un contesto paleogeografico e strutturale che prende tradizionalmente il nome di Bacino Lombardo (DESIO, 1929; DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949; VENZO, 1954; AUBOUIN, 1963; ASSERETO & CASATI, 1965). Si tratta di un succedersi di differenti bacini - sviluppati almeno parzialmente sulla crosta continentale varisca - che, nell'intervallo di tempo Norico-Cretacico superiore, assumono configurazioni assai diverse.

SCHEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI: UNITA' TRIASSICHE

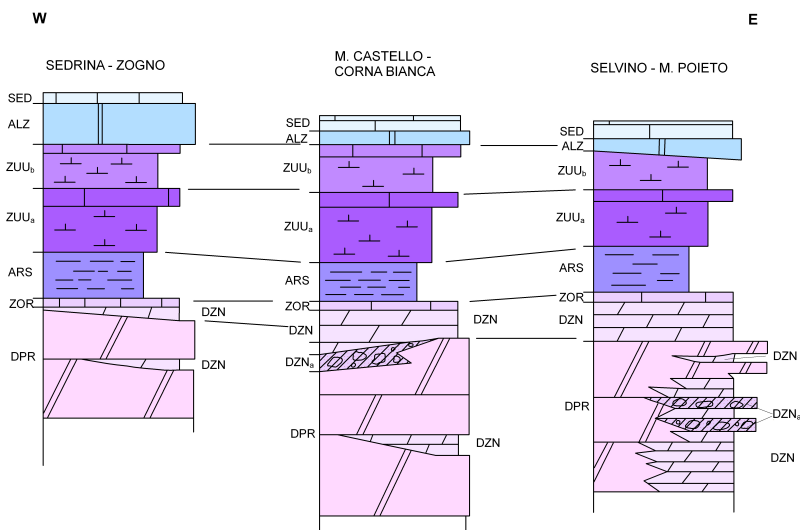


Fig. 5 – Schema dei rapporti stratigrafici delle unità triassiche.

Il Triassico superiore (Fig. 5) vede l'ampio sviluppo della piattaforma carbonatica della Dolomia Principale, che nel settore attualmente conservato in Bergamasca era articolata da una successione di solchi intrapiattaforma (Bacino Brembano, Bacino Sebino; JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1994; GAETANI *et alii*, 1998) nei quali si raccoglievano successioni di carbonati risedimentati (gruppo dell'Aralalta, JADOUL, 1986; Sequenza N1, GAETANI *et alii*, 1998). L'annegamento della piattaforma è accompagnato, tra il Norico superiore e il limite Retico-Hettangiano, dall'ampia diffusione di

facies argillose, ricche in materia organica, caratterizzate da cicli di *shallowing* con sviluppo di piattaforme carbonatiche di estensione variabile da locale a regionale (Argillite di Riva di Solto – Calcare di Zu – Dolomia a Conchodon; Sequenze N2-R1-R2; LAKEW, 1990; JADOUL *et alii*, 1994; ROBERTS, 1994; GAETANI *et alii*, 1998). Lo spessore e l'estensione laterale delle facies carbonatiche di piattaforma, a stratificazione prevalentemente massiccia, e la loro intercalazione con sedimenti pelitici e calcareo-marnosi, determinano i caratteri reologici della sequenza che controllano lo sviluppo dei sovrascorrimenti alpini (FANTONI *et alii*, 2004).

La frammentazione dell'ultima piattaforma regionale (Dolomia a Conchodon, oggi rinominata formazione dell'Albenza), durante la principale fase di *rifting* liassico, determina la nuova configurazione del Bacino Lombardo (Fig. 6) come sequenza di *semigraben* asimmetrici delimitati da faglie normali sinsedimentarie attualmente a direzione meridiana, e da faglie di trasferimento ad esse oblique (GAETANI, 1975; WINTERER & BOSELLINI, 1981; SARTI *et alii*, 1992; BERTOTTI *et alii*, 1993). Le faglie principali del sistema di *rift* sono ubicate all'esterno del Foglio 098-Bergamo (faglie dei Corni di Canzo ad W; GAETANI, 1975, e GAETANI & POLIANI, 1978; faglie del Garda-Ballino ad E, CASTELLARIN, 1972).

Il Foglio 098-Bergamo comprende alcuni sottobacini liassici del Bacino Lombardo distribuiti lungo tre allineamenti pressoché paralleli tra loro e diretti circa E-W (BERSEZIO *et alii*, 2001) (Fig. 6) Nell'allineamento settentrionale, appartenente al Sovrascorrimento di Albino, si riconoscono il Rilievo di M. Rena - M. Poieto - M. Cavlera adiacente al Bacino di Selvino (ZANCHI *et alii*, 1990b; BERSEZIO *et alii*, 1997). Lungo l'allineamento centrale, appartenente alla Flessura Pedemontana, si riconoscono, da W verso E il Rilievo di M. del Cavallo, il Rilievo di M. Misma, il Rilievo di Grone, il Rilievo del Corno Buco (CASATI & GAETANI, 1968; BERSEZIO, 1993; BERSEZIO *et alii*, 1997; PICOTTI *et alii*, 1997; BERSEZIO *et alii*, 2001). Nell'allineamento meridionale si riconoscono il Rilievo di Palazzago, l'adiacente Bacino di Bergamo, il Rilievo di Zandobbio e il Bacino di Franciacorta (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994; BERSEZIO *et alii*, 2001).

I sottobacini, ricostruibili attraverso l'integrazione dei dati di superficie e di sottosuolo, si configurano come solchi ampi 5–10 km in direzione ortogonale alle faglie normali e di dimensioni longitudinali plurichilometriche. Le successioni liassiche riflettono questa articolazione indicando una prima fase di approfondimento nell'ambito di un ciclo trasgressivo–regressivo completo (Calcere di Sedrina, GAETANI, 1970; Sequenza H di GAETANI *et alii*, 1998), seguito dalla deposizione di prismi cuneiformi, asimmetrici, di torbiditi carbonatiche intrabacinali e di pelagiti/emipelagiti, rappresentate dal Gruppo del Medolo.

Una riorganizzazione generale del Bacino Lombardo si manifesta a partire dal Toarciano e precede la fase di approfondimento per subsidenza regionale. Nell'area del Foglio 098-Bergamo, tra il Toarciano e il Bathoniano, si estende il bacino di deposizione delle torbiditi calcaree della formazione di Concesio (BERSEZIO *et alii*, 1996), che si sviluppa tra l'alto strutturale del M. del Cavallo (CASATI & GAETANI, 1968) e i margini dell'alto strutturale di Botticino (CASSINIS, 1968), appartenente all'adiacente Foglio 099-Iseo.

I sedimenti pelagici siliceo-argillosi del Selcifero Lombardo si drappeggiano sulla paleotopografia già in parte smussata dai potenti corpi risedimentati. La transizione verso una lunga fase di sedimentazione bacinale pelagica, calcarea, con *black shale* (BERSEZIO *et alii*, 2002) è accompagnata dalle fasi iniziali di ristrutturazione crostale dell'intero Bacino Lombardo, durante il Cretacico inferiore. I lineamenti distensivi meridiani perdono definitivamente la propria evidenza in questa fase (BERSEZIO, 1993).

A partire dall'Aptiano il Bacino Lombardo assume la geometria di un solco asimmetrico - attualmente diretto circa E-W - con il margine settentrionale più ripido e attivo di quello meridionale (Fig. 7 a,b); quest'ultimo è caratterizzato nel sottosuolo da successioni pelagiche ridotte e lacunose, delimitate da strutture distensive E-W (Malossa, ERRICO *et alii*, 1979). Il margine orientale è un'ampia e articolata zona, caratterizzata da troncature e discontinuità, parzialmente esposta al M. S. Onofrio, al limite E del Foglio 098-Bergamo (BERSEZIO & MENSINI, 1992). In questo solco si raccolgono i flysch del Cretacico superiore con spessori complessivi di circa 3000 m (VENZO, 1954; AUBOUIN *et alii*, 1970; GELATI *et alii* 1982; BICHSEL & HAERING, 1981), alimentati dal primo smantellamento di falde Austro- e Sudalpine, in concomitanza con le fasi tetto-genetiche eoalpine nelle Alpi Meridionali (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; BERSEZIO & FORNACIARI, 1987). Il Bacino Lombardo viene così a configurarsi come bacino di avampaese rispetto alla porzione retrovergente della catena alpina

(BERSEZIO *et alii*, 1993) che grava sulla crosta apula, flettendola e determinando la crescita di un rialzo periferico individuabile nell'area di Malossa.

Nell'area del Foglio 098-Bergamo, le fasi di strutturazione mesoalpina sono documentate da associazioni strutturali distensive (*graben* di Selvino, faglie normali della valle di Gaverina) che accolgono l'insediamento di corpi magmatici ipoabissali (porfiriti basiche di Gaverina – Val Rossa, bassa Val Cavallina e sciami di filoni associati; CASATI *et alii*, 1976), recentemente attribuiti a differenti cicli magmatici di età compresa tra circa 53 e circa 31 Ma (Ypresiano–Rupeliano; FANTONI *et alii*, 1999).

Nel Foglio 098-Bergamo non sono noti in affioramento sedimenti terziari pre-pliocenici che consentano di datare con precisione le fasi di strutturazione nealpina. A questa si deve la messa in posto dei sovrascorrimenti del Parautoctono e le fasi fuori sequenza connesse allo sviluppo della Flessura Pedemontana (SCHÖNBORN, 1992). Gli elementi a disposizione sono l'alloctonia del *graben* di Selvino, la troncatura e il piegamento dei filoni terziari da parte dei sovrascorrimenti della Flessura e la discordanza planare alla base dei sedimenti del Pliocene marino al margine pedemontano, a loro volta basculati debolmente verso S. Una revisione della distribuzione degli affioramenti pliocenici è fornita da CHIESA (2001). A questi dati, che abbracciano un intervallo-tempo comprendente l'intero Oligo–Miocene, si aggiungono gli elementi derivanti dalla conoscenza del sottosuolo; a riguardo la revisione recente di BERSEZIO *et alii* (2001) e FANTONI *et alii* (2004) precisa l'età tortoniana delle *Unità terziarie embricate*.

SCHEMA CRONOSTRATIGRAFICO: UNITA' CRETACICHE

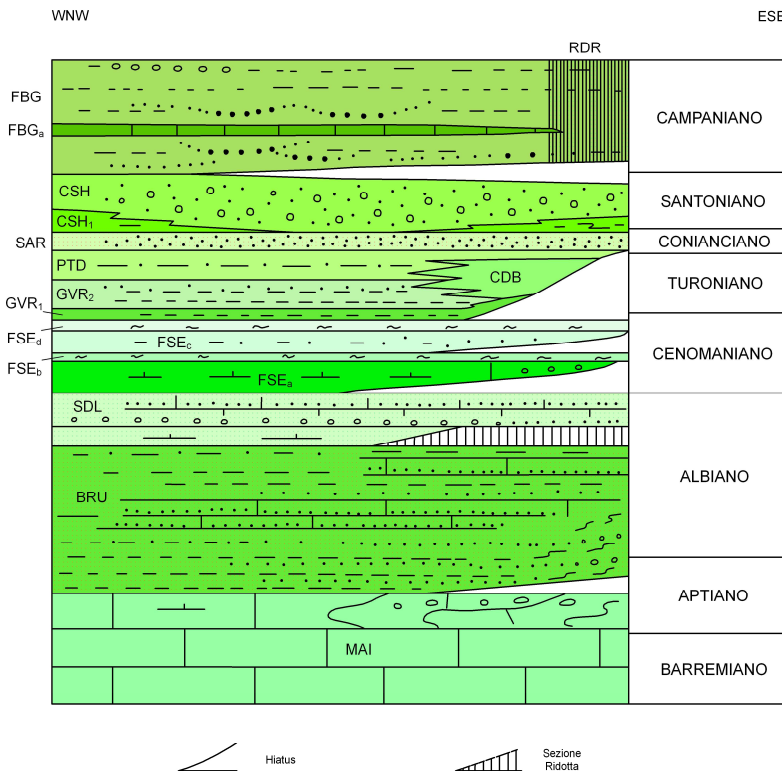


Fig. 7b – Schema cronostratigrafico delle unità cretache.

1.1 - ASPETTI MORFOLOGICI LEGATI ALL'ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Le due fasce a morfologia rilevata sono separate da un lineamento strutturale di carattere regionale, la Flessura Pedemontana, orientata nel suo assieme ESE-WNW, tracciabile con chiarezza soprattutto da Adrara al versante meridionale del Canto Alto. Essa corrisponde ad un limite tra la zona settentrionale a più alta energia di rilievo e la zona meridionale con forme da media montagna a collinari.

Il paesaggio del settore montuoso settentrionale è modellato nelle formazioni calcaree e dolomitiche del Triassico superiore e del Giurassico:

qui, ai versanti dirupati con coperture boschive modellati nelle formazioni più massive, si associano tratti di versante meno acclivi, a copertura prativa, impostati sulle formazioni a maggiore componente marnosa.

Le quote più alte, fino ad oltre 1000 m di quota, sono raggiunte alla Corna Bianca e al M. Poieto, rispettivamente in Dolomia Principale e in formazione dell'Albenza, in destra del Serio; nella zona di crinale del M. Torrezzo in Calcare di Moltrasio, sulla sinistra del Lago d'Endine. In particolare sul versante SW del M. Poieto si osservano avvallamenti di cresta e una serie di cretine e pinnacoli separati da profonde trincee interconnesse ("il labirinto") interpretate come deformazioni gravitative profonde oppure come strutture dovute ad attività tettonica (CAVALLIN & TORNAGHI, 1987; ZANCHI *et alii*, 1990a).

Localmente, il controllo strutturale sulle forme del territorio è piuttosto manifesto. In destra del Serio spiccano tratti vallivi allineati con direzione NW-SE impostati in corrispondenza di linee di faglia: tra Monte di Nese e Poscante, la valle del Cargo sopra Nembro, la valle dell'Albina tra Albino e Selvino.

In sinistra del Serio, sul versante meridionale di M. Altino, il contatto tettonico tra Calcare di Zu e Argillite di Riva di Soltò è sottolineato da un marcato incremento nell'inclinazione del versante. In sinistra del Lago d'Endine una fascia dirupata, che circoscrive i rilievi dei monti Ballerino e Torrezzo, sottolinea lo sviluppo della formazione dell'Albenza sul versante settentrionale di un'ampia sinclinale.

Dal versante meridionale del Canto Alto alla Valle Adrara il brusco salto di pendenza lungo la Flessura Pedemontana è controllato sostanzialmente dall'andamento della Maiolica.

Il paesaggio da montuoso a collinare di raccordo alla pianura è modellato in gran parte nelle formazioni calcaree e marnoso-arenacee del Cretacico, con contrasti morfologici non molto marcati, dovuti non solo alla diversa natura dei litotipi ma anche alla loro giacitura. In questo ambito la zona di Zandobbio si colloca come un'eccezione presentando uno spiccato rilievo morfologico per l'affiorare di litotipi competenti quali la dolomia di Zandobbio.

Le forme a rilievo più accentuate sono date da Sass de la Luna, arenaria di Sarnico e conglomerato di Sirone.

Il Sass de la Luna dà luogo a tratti di versante a pendenza anche notevole con coperture sia boschive che a prato, discontinue per l'affiorare sparso e diffuso di ammassi rocciosi; analoga morfologia è dovuta a banchi calcarei (banchi caotici della formazione di Sorisole) intercalati alle formazioni marnoso-arenacee. Il Sass de la Luna, in relazione alle sue

condizioni di giacitura, forma un'estesa ed articolata area rilevata nella zona del C.le di Ranica (parco de "la Maresana") in destra del Serio, e tra Cenate Sotto e Villa di Serio in sinistra del Serio; oppure rilievi orientati E-W tra le valli del Serio e di Adrara. Tra questi ultimi spicca il Costone di Gavarno. Sul versante meridionale del Costone di Gavarno e di Corna Clima i suaccennati "banchi caotici" formano più balze, ripetute a diversa quota.

Pareti scoscese e creste allungate sono legate alla distribuzione del conglomerato di Sirone; ad esempio, sul versante settentrionale dei monti S. Stefano e del Castello, dalla valle del Cherio al Monte dell'Ingannolo.

Versanti ad acclività relativamente accentuata, boscosi, localmente con spesse coperture di suolo rossastro, sono legati alla presenza dell'arenaria di Sarnico, in particolare verso il Lago d'Iseo.

Forme del rilievo relativamente depresse sono date dalle formazioni a più forte componente argillosa quali il membro delle peliti nere e quello delle peliti rosse (formazione di Gavarno) a cavallo delle Bocche del Gavarno, e la marna di Bruntino, con insellature allineate tra Olera e F.te Marcia in destra del Serio, sul versante meridionale di M.Pranzà, tra Berzo S. Fermo e Col Croce.

La struttura delle formazioni cretache esercita un marcato controllo sulle forme del paesaggio nella zona di Foresto Sparso e al M. Tomenone.

La conca di Foresto Sparso costituisce una "valle sinclinale" essendo chiaramente impostata lungo l'asse ESE-WNW della struttura omonima.

Il rilievo di M.Tomenone emerge dalla pianura con un allineamento di piccole cime pure ESE-WNW, conforme alla direzione degli strati subverticali dell'arenaria di Sarnico.

Nel settore collinare e di bassi rilievi formato dalle formazioni cretache spicca morfologicamente la zona di Zandobbio con il rilievo de "i Sommi", impostato in corrispondenza della culminazione anticlinale descritta dalla dolomia di Zandobbio, peraltro vistosamente "cariata" da una forte e diffusa attività estrattiva.

2. - UNITÀ CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

(a cura di C. Ferliga)

Il Foglio 098-Bergamo è suddivisibile in due grandi aree con caratteristiche geomorfologiche e geologiche radicalmente diverse, separate da una linea ideale a decorso WNW-ESE, coincidente con il raccordo fra la fascia collinare prealpina e l'alta pianura del Po.

Il settore settentrionale è caratterizzato da aree di media montagna degradanti verso S sino ad una fascia collinare, con quote comprese fra i 1334 m della cima del Bronzone e i 250-400 m dei fondovalle. Due grandi assi vallivi ad andamento circa NE-SW segnano il territorio: il Serio ad W e il Cherio ad E. Il settore orientale comprende inoltre un tratto del bacino idrografico dell'Oglio in corrispondenza del Lago d'Iseo, mentre un limitato settore del bacino del Brembo è presente nell'angolo nord-occidentale. Presentano inoltre caratteri autonomi il bacino idrografico del Morla, entro la cui valle si estende l'abitato di Bergamo Bassa, e il bacino del torrente Zerra, soggetto nel corso del Pleistocene a significative variazioni (Fig. 8).

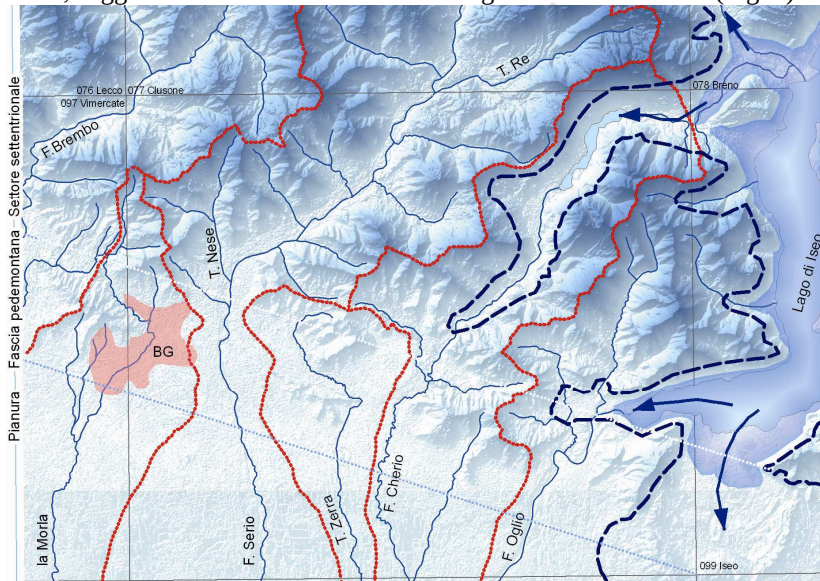


Fig. 8 - Inquadramento geografico del foglio, con evidenziati i principali corsi d'acqua e lo spartiacque dei bacini idrografici disinti. In rosa l'estensione della grande area urbanizzata di Bergamo, entro cui sono ancora leggibili i lineamenti morfologici originari del territorio. In blu a tratteggio la massima estensione dei ghiacciai durante le avanzate plio-quadernarie (MEG); in azzurro sfumato il ghiacciaio dell'Oglio durante l'LGM; si notano le diffluenze della Val Borlezza (a NE del foglio) e della valle del Cherio, nonché i due lobi in cui si divide la fronte. I ghiacciai del Brembo e del Serio si attestavano invece molto più a N, ben al di fuori del limite del foglio. (Base topografica DSM - Blom-CGR Parma; elaborazione grafica F. Torri).

La morfologia di questo settore è influenzata - come visto - innanzitutto dalla diversa competenza dei litotipi che costituiscono l'ossatura del territorio, nonché dall'assetto strutturale dell'intera successione mesozoica.

A questa base si sovrappone poi l'effetto dei vari agenti morfogenetici attivi dall'emersione della catena ad oggi.

Il settore *meridionale* è invece costituito da una fascia pedemontana subpianeggiante, genericamente inclinata verso meridione, che raccorda le ultime propaggini collinari alla pianura del Po; quest'ultima è costituita dall'aggradazione dei sedimenti trasportati dalla Morla, dal Serio, dal Cherio e dall'Oglio, e profondamente incisa dai corsi d'acqua attuali. Nella fascia prossimale, pedemontana, la successione mesozoica emerge localmente come rilievi isolati - quali il Tomenone o i colli su cui sorge Bergamo - annegati da colate di materiali mobilizzati lungo i versanti e da sedimenti alluvionali neogenico-quadernari.

Dato che gli eventi che hanno modellato il territorio fanno parte integrante dei complessi cicli di deposizione delle unità continentali neogenico-quadernarie, ben definibili a scala di singolo bacino, i lineamenti morfologici principali saranno di seguito esaminati in riferimento al più ampio quadro dei lineamenti geologici, e separatamente per ogni bacino; per la fascia di "pianura", dove i singoli grandi corpi sedimentari alluvionali entrano in coalescenza fra loro, verrà delineato un quadro unitario, che tenga conto della peculiare evoluzione di tale area.

2.1.1. - Settore Settentrionale

2.1.1.1. - Bacino del Brembo

La ridotta porzione del bacino del Brembo presente nel foglio è costituita dall'ansa del corso principale in corrispondenza di Zogno (309 m s.l.m.) nonché dalle due ampie valli laterali sinistre di Romacolo e Poscante. Lo spartiacque col bacino del Serio si aggira in questo segmento tra i 900 m della zona del M. del Cavallo e i 1224 m della Corna Bianca.

L'area è modellata su rocce della successione norica ed è caratterizzata da versanti a media acclività. Essa, durante le fasi fredde del Quaternario, non è mai stata raggiunta dal ghiacciaio brembano. Nel fondovalle sono riconoscibili lembi di terrazzi fluvioglaciali correlabili all'ultima avanzata glaciale (supersintema di Lenna); il versante sinistro compreso entro il foglio si presenta all'altezza di Endenna e di Grumello dei Zanchi modellato in ampi ripiani su cui si sono conservati depositi ghiaiosi molto alterati (supersintema di Endenna), con morfologia terrazzata ancora in parte riconoscibile, sopesi rispetto all'alveo attuale di oltre 300 m. Essi testimoniano fasi molto antiche di sedimentazione alluvionale; quota, geometria e grado di alterazione indicano una presumibile età pliocenica.

2.1.1.2. - Bacino della Morla

La Morla nasce nella fascia pedemontana a N di Bergamo, al margine del limitrofo Foglio 097-Vimercate, e da qui scorre verso SE, aggirando i colli di Bergamo per poi piegare verso SW entro il centro abitato. Il suo corso è tutt'oggi ben visibile nel tratto settentrionale e entro Bergamo sino quasi alla zona della stazione ferroviaria, laddove si diparte il canale denominato “la Morla”, a decorso NNW-SSE (via del Casalino).

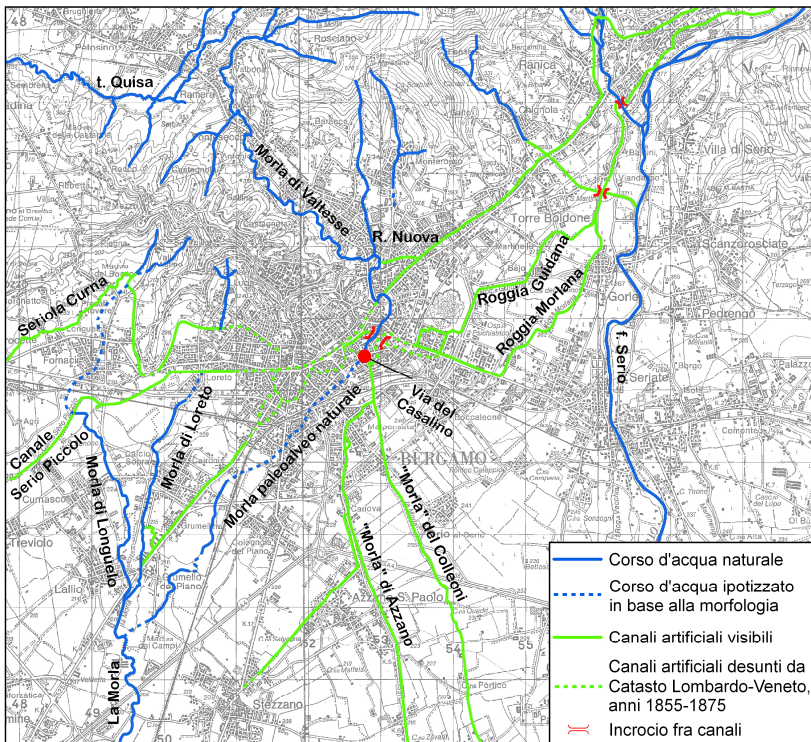


Fig. 9 - Il corso della Morla e dei suoi affluenti (in blu) e la rete di canalizzazioni impostata a partire dal Basso Medioevo (in verde): la paleovalle individuata attraverso il rilevamento di terreno raccorda la Morla di Valtesse alla Morla riconosciuta nelle carte IGM da Lallio verso S.

Oltre questo punto, il corso d'acqua non è più attualmente riconoscibile, tanto che se ne era quasi persa la memoria storica. Il rilevamento dettagliato delle morfologie tutt'oggi conservate entro la zona urbanizzata ha permesso di evidenziare la continuazione del suo corso naturale, mostrando come - a

parte i grandi lavori di sbancamento e rimodellamento attuati per realizzare la stazione ferroviaria negli anni 1885-1890 - l'impianto della Città Bassa si sia adattato alle forme originali del territorio senza obliterarle se non in epoche recentissime (Fig. 9).

La Morla raccoglie le acque delle valli che da Ponteranica scendono verso Bergamo; a quest'area si aggiungevano, sino presumibilmente al Pleistocene superiore, i valloni in destra idrografica del Serio fra Torre Boldone e Ranica, che attualmente drenano direttamente in quest'ultimo.

Allo sbocco in pianura la Morla devia verso W scavando la propria valle entro i depositi ghiaiosi seriani più antichi (sintema di Gorle); tale deviazione può essere legata proprio all'abbondante apporto di sedimenti da parte del Serio, anche se non è da escludere che avvenga in risposta ad un sollevamento neotettonico nell'antistante pianura. Questo tratto è caratterizzato da terrazzi alluvionali successivi, con orli molto netti e ben riconoscibili, alti sino ad un paio di metri nella zona di Valtesse e nella parte nord-occidentale della città; l'altezza delle scarpate decresce via via verso la Pianura, sino a ridursi a meno di un metro all'altezza di Lallio, nel limitrofo Foglio 097-Vimercate. Un'ampia zona di interfluvio, alta e caratterizzata da depositi seriani con profili d'alterazione evoluti (sintema di Grassobbio), separa in questo tratto la valle della Morla dall'area di pertinenza Serio, decorrendo da Boccaleone verso Azzano sino a Zanica.

All'altezza di tale centro abitato le morfologie, profondamente ritoccate dall'attività millenaria di coltivazione dei campi, divengono pressoché illeggibili. La valle mantiene comunque una propria identità attraverso il Foglio 097-Vimercate, ove a S di Lallio riappare un corso d'acqua naturale denominato Morla. In corrispondenza di esso, le sezioni geologiche interpretate in base alle stratigrafie dei pozzi per acqua (POMICINO *et alii*, 2001) mostrano la presenza di paleoalvei sepolti che troncano nettamente i corpi ghiaiosi più antichi attribuiti al Serio. Nel sottostante Foglio 119-Treviglio, nel corso di studi geologici di sottosuolo, in corrispondenza di tale corso d'acqua sono state evidenziate almeno due unità di ghiaie con petrografia diversa da quella seriana e brembana, che testimoniano un bacino della Morla con identità propria, nonché l'importanza di tale corso d'acqua come agente della sedimentazione (BINI A., *com. pers.*).

Le evidenze geologiche più immediate sono date, come detto, dalla presenza di una ben conservata morfologia a terrazzi alluvionali, mentre maggiori difficoltà si incontrano nella distinzione dei depositi. Dallo sbocco della valle fra Monterosso e Bergamo infatti il corso d'acqua rielabora i depositi seriani, per cui negli scavi edilizi e lungo le superfici coltivate si osservano ghiaie a ciottoli arrotondati caratterizzate dalla presenza di litotipi

non affioranti entro il suo bacino idrografico (basamento e successione permomesozoica), assieme ad un sensibile arricchimento in ciottoli di litotipi della successione cretacea dei Colli di Bergamo.

L'opera di captazione del corso d'acqua è iniziata presumibilmente al passaggio fra Alto e Basso Medioevo, in concomitanza con le prime regimazioni idrauliche per gli insediamenti artigianali dei borghi dipendenti da Bergamo (PAGANI *et alii*, 1989; LEZZE, 1596); nel '300 (ms. 1387, fondo Patetta, Bibl. Naz. Ap. Vat. in: MARCHETTI & OSCAR, 1996) un "*lectum Murgulae*" è ancora riconosciuto e indicato nella descrizione dei confini delle comunità di Campagnola, Colognola, Stezzano; presumibilmente la risistemazione di fine '400 promossa da Bartolomeo Colleoni, con la ristrutturazione delle opere di presa del Casalino e l'ampliamento del canale "la Morla" (BELOTTI, 1959), porta alla deviazione di gran parte dell'acqua entro quest'ultimo. Nel Catasto Lombardo Veneto, anni 1850-1875 (Bergamo, Archivio di Stato, documenti originali), l'antico corso meandreggiante è segnalato sino oltre la zona di via Maglio del Lotto, in corrispondenza dell'alveo tutt'oggi osservabile. Coperto successivamente nella zona della stazione ferroviaria, esso si riconosce a valle di questa come canale a cielo aperto anche nella cartografia IGM del 1889 (foglio 33 III SE, Bergamo, 1889).

2.1.1.3. - Bacino del Serio

Nell'ambito del foglio l'asse della Val Seriana presenta decorso NE-SW sino all'altezza di Ranica - Villa di Serio, ove inizia ad aprirsi sulla pianura.

Il bacino idrografico è compreso in questo tratto tra i 270 m di quota del fondovalle a SW e quote attorno ai 1000 m lungo lo spartiacque, lungo il quale spicca la cima del Podona (1227 m s.l.m.). La valle principale presenta tratti ampi e con versanti a media acclività, talvolta interrotti da pianori o da ripide bancate di roccia affiorante, in relazione ai litotipi presenti. Numerose sono le valli tributarie, spesso impostate lungo strutture tettoniche preesistenti.

Tra queste spicca a N la vallata del torrente Re (Fig. 8) – meglio nota nella letteratura geologica come "bacino di Leffe" - di cui è compreso nel foglio il fianco sinistro, caratterizzata da ampie superfici pianeggianti e terrazzate, modellate su di un potente riempimento sedimentario polifasico costituito da depositi lacustri (formazione di Leffe), di colata e alluvionali (gruppo di Cazzano, conglomerati di Casnigo e di Val Bronesca), poggianti in profondità su oltre 60 m di depositi di versante e di frana (RAVAZZI, 1993). La genesi di tale depressione stretta e allungata è problematica; il fondo in roccia è stato infatti raggiunto dal sondaggio Fornace Martinelli

(RAVAZZI, 1993) attorno a q. 294 m s.l.m., mentre la valle del Serio antistante mostra quote più alte. In particolare, nel tratto fra il ponte di Cene e Cene, lungo l'intero alveo la roccia affiora con continuità attorno a q. 365 m s.l.m.; nell'attuale assetto del territorio quindi la depressione di Leffe non troverebbe drenaggio verso l'esterno.

Di particolare interesse è anche la valle del torrente Nese, affluente di destra entro il cui solco sono conservati, presso Ranica, depositi lacustri del Pleistocene inferiore (argille di Ranica) ben noti nella letteratura geologica (PINI *et alii*, 2001; RAVAZZI, 2003).

Nel tratto compreso entro il foglio, la valle del Serio non mostra evidenze di sovraescavazione analoga a quella segnalata per altre valli lombarde (Lago di Como, Lago d'Iseo); l'alveo attuale raggiunge in più tratti il fondo in roccia, spesso coperto da spessori ridotti di depositi alluvionali recenti o da placche discontinue di depositi più antichi e ben cementati, attribuiti al conglomerato di Semonte; in particolare esso risulta ben esposto - come detto - presso Cene, nonché presso Albino e più a S in corrispondenza di Nembro.

Numerosi sondaggi segnalano la presenza del Pliocene marino ben dentro la valle, sino ad Albino (Cotonificio Honneger, MARTINIS, 1948, 1951), nel fondovalle del torrente Nese presso Alzano e in corrispondenza di scavi edilizi condotti appena a lato negli anni '90 (SIDDI *et alii*, 1988); l'analisi delle microfaune porta a ipotizzare battenti d'acqua compresi fra i 50 e i 100 m, con una linea di costa che doveva quindi spingersi entro la *ria* del Serio sino quasi a Gazzaniga.

Nel corso del Quaternario l'intera area non è stata mai raggiunta dal ghiacciaio seriano; essa presenta quindi tutte le caratteristiche delle vallate prealpine non glacializzate, con presenza di estese quanto discontinue coperture alteritiche, forme residuali caratteristiche dei vari litotipi, e ripetuti cicli di erosione dei prodotti di alterazione e rideposizione degli stessi al piede dei versanti.

Le superfici in quota sviluppate sulle unità carbonatiche triassiche e giurassiche presentano morfologie carsiche ben espresse (Fig. 10), con *karren* sviluppati sulle superfici di strato fratturate, grandi doline di dissoluzione a fondo coperto da depositi residuali, estese superfici a *griza*. Un caso particolare è dato poi dalle porfiriti presenti come *stock*, filoni e piccole intrusioni entro la successione norica a N della valle del Luio (Fig. 11): qui l'alterazione delle vulcaniti silicee sviluppa la caratteristica morfologia a *tor*, con nuclei residuali tondeggianti isolati entro il sabbione derivato dall'alterazione, accatastati ove esso sia stato asportato

dall'erosione, o direttamente affioranti in corrispondenza delle creste (versante SW del M. Altinello).



Fig. 10 – Sommità del Monte Altino: superfici di strato (Calare di Zorzino) carsificate sotto copertura (Foto C. Ferliga).



Fig. 11 – Colle Gallo: tor modellato su porfiriti alterate. (foto C. Ferliga)

Data la discontinuità e l'estrema variabilità di spessore di tali corpi alterati, e la complessiva riconoscibilità del *parent material*, essi sono stati

rappresentati con un sovrassegno sull'unità mesozoica a spese della quale si sono sviluppati. Solo nei casi ove lo spessore e l'estensione fosse particolarmente significativa, oppure la loro esistenza concorresse a rendere poco leggibile la struttura tettonica sottostante, essi sono stati rappresentati come alteriti.

Il raccordo fra i versanti e il fondovalle è spesso mascherato dalla presenza di estesi corpi di materiale precedentemente pedogenizzato e quindi colato dal versante nel corso di tutto il Quaternario. La stratigrafia di questi depositi, eminentemente di colluvio o di *debris-flow*, è complessa e di difficile lettura dato che i profili di alterazione che si osservano interferiscono con l'alterazione già presente al momento della deposizione; si tratta inoltre di unità che riflettono una storia a scala locale, difficilmente correlabile agli eventi del fondovalle principale. Per tali motivi essi sono stati riuniti nei gruppi di Prato Grande - entro le valli - e di Palazzago, che riveste il medesimo significato al raccordo con la pianura.

Il fondovalle principale, ampio e a debole inclinazione, è caratterizzato su ambedue i versanti dalla presenza di ampi terrazzi alluvionali su cui sorgono i principali centri abitati. Le superfici di ciascun ordine, talora annegate da coni di *debris-flow* provenienti dai versanti soprastanti, presentano complessivamente una buona continuità morfologica e sono ben correlabili su ambedue i versanti.

Fra Gazzaniga e Albino la successione norica costituisce l'ossatura dei terrazzi più antichi e più alti, su cui sono conservati ridotti lembi di depositi alluvionali seriani profondamente alterati (formazione di Masserini, sintema di Piodera). Scendendo da Albino verso Ranica, i terrazzi mantengono la continuità morfologica, ma la estesa antropizzazione impedisce di riconoscerne natura, spessore e alterazione dei depositi, qualora presenti; fanno eccezione gli estesi affioramenti di conglomerati del Pleistocene medio presenti presso Nembro (conglomerato di Vertova).

Scendendo lungo la valle principale, i terrazzi più antichi e più alti scompaiono via via, mentre si individuano nuove superfici più recenti incassate entro essi. In particolare la superficie e i depositi correlabili con i conglomerati più antichi presenti nella zona di Fiorano e di Casnigo (conglomerati di Val Bronesca, del Castello di Casnigo e formazione di Masserini; Foglio 077-Clusone) mancano a valle di Gazzaniga, mentre la superficie collegata al sintema di Piodera è riconoscibile sino a Ranica.

2.1.1.4. - Bacino del Cherio

La valle del Cherio (Val Cavallina) e il suo bacino idrografico sono quasi completamente compresi nel Foglio 098-Bergamo, ad esclusione della

parte alta, che si estende all'incrocio con i limitrofi Fogli 077–Clusone, 078–Breno, 099–Iseo.

Il fondovalle, relativamente ampio e a decorso NE-SW, è occupato nella porzione settentrionale dal bacino lacustre di Endine, di modesta profondità - non superiore ai 10 m - e soggetto ad interrimento (Fig. 12).



Fig. 12 - Il lago di Endine e lo spartiacque con la Val Borlezza visti da Bianzano. Si nota come la testata del bacino del Cherio sia ben entro la fascia prealpina e delimitata da un valico molto basso. (foto C. Ferliga).

La quota del fondovalle si mantiene fra i 350 m presso Endine e i 260 allo sbocco in pianura (Trescore), mentre lo spartiacque è posto quasi sempre al di sopra dei 600 m, tranne alla testata della valle (Foglio 099-Iseo) ove scende a q. 355 m; esso raggiunge la quota massima in corrispondenza del Torrezzo (1378 m). I versanti, di media acclività, si presentano interrotti da cornici subverticali in corrispondenza delle bancate di litotipi più competenti, e solcati da brevi e ripide valli laterali, talora veri e propri valloni legati a frane o fenomeni gravitativi.

Il raccordo fra i versanti e il fondovalle è caratterizzato dalla presenza di ampi lembi di terrazzi alluvionali prevalentemente conglomeratici

(supersintema del Cherio), sulla cui superficie è costruito il nucleo storico di molti centri abitati (Grone, Berzo, Entratico, Zandobbio).

La posizione della Val Cavallina, con la sua testata ampiamente dentro la fascia prealpina e a quote molto basse, è assai particolare, e questo ne ha condizionato il modellamento. Durante le fasi fredde del Quaternario, infatti, essa non ha mai potuto sviluppare un ghiacciaio suo proprio; il valico che la mette in comunicazione con lo sbocco della limitrofa Val Borlezza nella Valcamonica è però a quota ben inferiore rispetto a quelle ripetutamente raggiunte dal grande ghiacciaio camuno, che in quest'area si attestava, durante le successive espansioni, fra i 400 e i 1200 m s.l.m. Ciò ha reso possibile che una diffuenza laterale del ghiacciaio stesso scendesse lungo questa direttrice, occupando ripetutamente la valle del Cherio sino quasi allo sbocco in pianura (Fig. 8).

Depositi glaciali delle fasi più antiche si ritrovano sino all'altezza di Entratico, mentre piccoli cordoni morenici laterali di varia età sono conservati lungo i versanti (supersintema della Colma del Piano); durante l'ultimo massimo glaciale, invece, la fronte della diffuenza camuna si attestava attorno ai 370 m a monte di Endine Gaiano, senza quasi lambire quindi la sella spartiacque. Nelle fasi più antiche, i depositi fluvioglaciali hanno contribuito ad alimentare la sedimentazione alluvionale locale del fondovalle, dando ai conglomerati della Valle Cavallina una caratteristica impronta "camuna", con presenza di silicoclasti del basamento e della successione permiana non affioranti entro il suo bacino; mancando però qualsiasi correlazione diretta tra depositi glaciali e fluvioglaciali ad essi relativi, tutti i conglomerati alluvionali sono stati cartografati entro il supersintema del Cherio, senza ulteriori distinzioni.

2.1.1.5. - Bacino dell'Oglio

Il bacino dell'Oglio è rappresentato dall'estesa valle di Adrara e dalla porzione distale del Lago d'Iseo.

La valle di Adrara, a decorso N-S, con quota minima attorno ai 230 m (fondovalle allo sbocco presso Villongo) e spartiacque compreso fra i 500 e i 1300 m - ad E culmina con la cima del Bronzone, q. 1334, a W con il Torrezzo, q. 1378 - presenta tutte le caratteristiche delle valli prealpine non glacializzate, con estese coltri di alterazione delle rocce affioranti e ampie fasce di depositi di colata al piede dei versanti e nel fondovalle.

L'area del Lago d'Iseo invece si raccorda direttamente verso S al grande anfiteatro morenico dell'Oglio. La depressione occupata dal lago assume in questo tratto andamento quasi E-W, deviata dal prospiciente rilievo del

Monte Alto, con un fondale poco profondo, blandamente inclinato verso E e troncato da un netto gradino sommerso.

Lungo i versanti sono conservati in lembi discontinui, incuneati entro le valli laterali, i sedimenti lasciati dal ghiacciaio camuno: gli spazi ridotti e l'erosione successiva impediscono qui la distinzione fra depositi di singole avanzate successive. Viene quindi distinta solo l'ultima avanzata glaciale (sintema di Cantù), riunendo tutti i depositi glaciali anteriori nel supersintema della Colma del Piano.

2.1.2. - La fascia pedemontana

Nel settore meridionale del foglio, i depositi alluvionali dei fiumi sopra indicati costituiscono, allo sbocco in pianura, un'ampia fascia allungata in senso E-W, inclinata globalmente verso meridione e articolata in successioni di terrazzi alluvionali incassati gli uni negli altri, separati da aree di interfluvio poste a quota maggiore.

Nella porzione prossimale, pedemontana, sedimenti colluviali e di *debris flow* derivati dall'alterazione e dallo smantellamento dei versanti (supersintema di Palazzago) annegano gradualmente i rilievi modellati nella successione mesozoica, lasciando in affioramento una fascia di dossi isolati, articolati e allungati secondo le direttrici tettoniche principali, elevati sino oltre 200 m sulla superficie sottostante.

Il rilievo dei Colli di Bergamo e del Tomenone condiziona il drenaggio dei corsi d'acqua locali (Morla, Zerra), convogliandolo in ambedue i casi verso ESE, per poi riprendere nella pianura l'andamento meridiano.

Questa situazione è variata nel corso dell'evoluzione dell'area, probabilmente anche sotto l'influenza di movimenti neotettonici; in particolare le evidenze di terreno mostrano come lo Zerra, che nasce nella valle di Torre de' Ròveri, geometricamente aperta verso la valle del Serio, abbia deviato nel corso del Pleistocene il proprio corso prima verso Albano Sant'Alessandro, infilandosi entro la sella fra Comonte e Cascina Fornaci (Fig. 12) per confluire nel Serio (supersintema di Grassobbio); quindi si sia spostato entro il solco fra i Monti d'Argon e il Tomenone, per sfociare in pianura all'altezza di Montello; qui, in località *Tri Plok*, tracce di paleoalvei suggeriscono una confluenza nel Cherio. Successivamente il corso d'acqua si è individuato entro una propria valle autonoma riconoscibile verso S sino quasi al limite del foglio, ove confluiva nel Serio (supersintema della Selva di Clusone).

Al margine orientale del foglio, la fascia pedemontana è dominata dal grande anfiteatro morenico dell'Oglio.

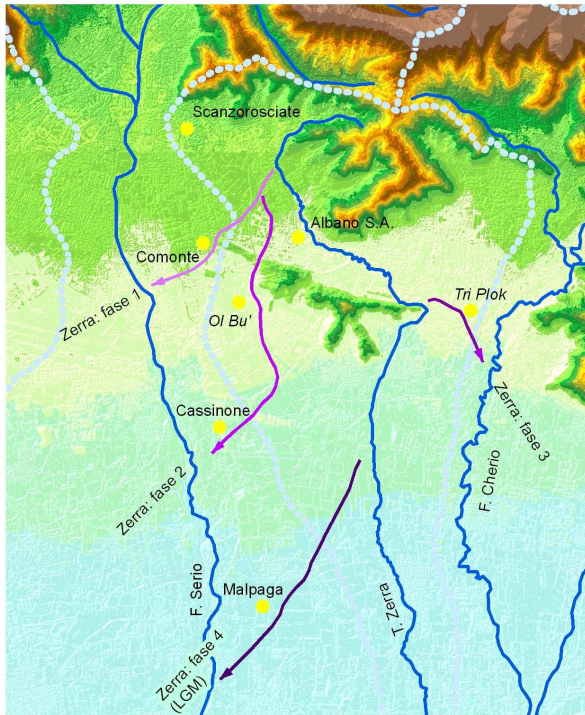


Fig. 13 - Evoluzione pleistocenica del corso dello Zerra: ad una prima fase riconoscibile, in cui il paleovalle da Comonte confluisce direttamente nel Serio, segue un progressivo spostamento verso E. (base topografica DSM – Blom-CGR Parma; elaborazione grafica: F. Torri)

Durante le avanzate glaciali pleistoceniche, i contrafforti rocciosi del Monte Alto, elevato di oltre 450 m rispetto all'attuale livello del lago, costringevano la massa del ghiacciaio camuno a dividersi in due lobi, ciascuno dei quali ha strutturato il proprio apparato morenico frontale; entro il Foglio 098-Bergamo è compreso l'intero lobo occidentale, denominato anfiteatro di Sarnico-Paratico (CASSINIS *et alii*, 2011) e la porzione occidentale dell'anfiteatro di Franciacorta (*ibid.*). Il lobo di Sarnico-Paratico è evidenziato dai depositi riuniti nel supersistema di Monterotondo, profondamente incisi dall'Oglio attuale, entro la cui gola sono incassati i terrazzi fluvio-glaciali dell'ultima avanzata (sintema di Cantù); l'anfiteatro principale, con successive cerchie moreniche via via più antiche sezionate dagli scaricatori glaciali successivi, si sviluppa invece a S del lago; entro

l'area del foglio sono presenti depositi relativi alle glaciazioni anteriori all'ultima, mentre la fronte del ghiacciaio nell'ultima avanzata si attestava più a monte. La cerchia principale, strutturata dai depositi del sintema di Monte Piane e situata in posizione circa mediana, si eleva sino a 160 m sopra la quota attuale del lago, ed è caratterizzata da una netta espressione morfologica; le cerchie esterne invece (sintemi di Paderno di Franciacorta, di Camignone, di Fantecolo) mostrano morfologie più blande e frammentate, spesso poco percepibili sul terreno e sono contraddistinte da un'alterazione decisamente elevata ("ferrettizzazione" *auct.*). I depositi glaciali più esterni distano dall'attuale bordo lago circa 10 km.

2.1.3. - *La pianura*

Il termine corrente di "pianura" implica l'idea di un'unica grande superficie costruita contemporaneamente dall'apporto sedimentario dei diversi corsi d'acqua allo sbocco delle valli prealpine. E' in questo quadro che si colloca sia l'idea di "conoidi alluvionali coalescenti" che costruirebbero la "pianura", sia quella di "livello fondamentale" della pianura stessa - caro agli autori precedenti - inteso come superficie morfologicamente omogenea, riferibile ad un unico evento glaciale e quindi monogenica e grossolanamente isocrona; recentemente, tale superficie teorica è stata attribuita all'ultima avanzata glaciale (CREMASCHI, 1987), mentre la sua pedogenesi sarebbe avvenuta durante l'Atlantico. Anche nel caso del Foglio 098-Bergamo, così come per il Foglio 099-Iseo (CASSINIS, *et alii*, 2011), i dati raccolti evidenziano invece come la genesi di questa fascia subpianeggiante sia in realtà molto più complessa.

La cosiddetta "pianura" appare in realtà articolata, da W ad E, in più livelli incassati gli uni entro gli altri in corrispondenza di ciascuna grande asta fluviale, e caratterizzati da profili di alterazione diversi; essa si configura quindi come poligenica e polifasica. In particolare, i depositi alluvionali legati all'ultima glaciazione (supersintema della Selva di Clusone, supersintema dei Laghi), ove riconoscibili, appaiono confinati in strette fasce ai lati degli alvei attuali, ed incassati entro le superfici più alte ed estese, che appaiono quindi essere nettamente anteriori.

Nella porzione meridionale del foglio, spostandosi dal margine occidentale a quello orientale (Fig. 14), la superficie si articola in una prima depressione che curva verso SW aggirando Bergamo, segnata da tracce di terrazzi mal conservati digradanti verso NW: essa evidenzia l'area di pertinenza della Morla; i suoi depositi appaiono in questo tratto incassati entro depositi seriani più antichi (supersintema di Grassobbio). Alla depressione della Morla segue una zona relativamente alta, riconoscibile da

Cascina Campana a Zanica e da qui verso SW sino al margine del foglio, che costituisce lo spartiacque fra la Morla e il Serio (supersintema di Grassobbio).

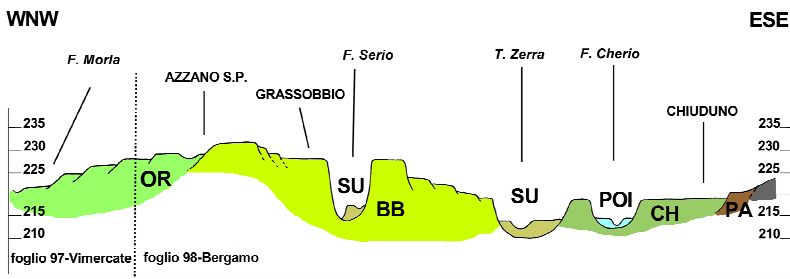


Fig. 14 - Schema dell'andamento e delle quote delle superfici dei terrazzi principali lungo una sezione trasversale WNW-ESE fra Azzano San Paolo e Chiuduno. Durante le fasi più antiche di sedimentazione del sintema di Grassobbio (BB), lo Zerra confluiva nel Serio più a N; successivamente il suo alveo si sposta verso E, incassandosi nei sedimenti più antichi, sino a confluire nel Cherio nel corso dell'Olocene (POI) (scala delle ordinate maggiore di quella delle ascisse).

La fascia ad andamento meridiano estesa fra Grassobbio, Capannelle e Zanica mostra una serie di terrazzi del Serio con rilievo via via decrescente da alcuni metri all'altezza di Seriate sino a meno di un metro attorno a Zanica; da qui in giù le morfologie divengono pressochè illeggibili, con orli di terrazzi non più distinguibili e tracce di paleoalvei.

Mentre nel tratto sino a Grassobbio l'alveo attuale si scava direttamente entro le superfici più antiche, a S di tale località assume identità la piana costituita dai sedimenti dell'ultima glaciazione (supersintema della Selva di Clusone), entro la quale si riconoscono, nonostante il pesante rimaneggiamento antropico, zone più rilevate e tracce di paleoalvei. Fra Grassobbio e Capannelle, sia in sponda sinistra che destra, tale piana è delimitata esternamente da una scarpata netta e piuttosto ben riconoscibile (Fig.15); essa appare oggi sospesa sull'alveo attuale con un dislivello di oltre 5 m verso N, tendente ad attenuarsi verso S. Complessivamente, l'intero alveo del Serio appare comunque poco scavato, senza il profondo canyon che caratterizza invece i corsi d'acqua vicini quali l'Adda, il Brembo (Foglio 097-Vimercate) o l'Oglio.

Ad E del Serio si ritrovano superfici terrazzate correlabili per quota a quelle riconoscibili ad W, anche se il pesante rimaneggiamento antropico degli strati superficiali e spesso la decorticazione del suolo impediscono più precise correlazioni di tipo pedologico. Caratteristica nel tratto fra Comonte

e Cassinone è la presenza del netto paleoalveo dello Zerra, che da località *Ol Bù* di Brusaporto confluiva nel Serio (supersintema di Grassobbio).



Fig. 15 - Alveo olocenico del Serio presso Cascina Speranza: la scarpata tronca nettamente il terrazzo dell'LGM, sospeso qui di alcuni metri rispetto al fondovalle attuale. (foto C. Ferliga)

Ad E di esso, fra Bagnatica e Tezza, una scarpata piuttosto evidente delimita il solco scavato dallo Zerra recente; analoga scarpata, incisa entro i sedimenti del Cherio, si riconosce in sponda sinistra fra Montello e Costa di Mezzate. A S di tali località, l'area di pertinenza dello Zerra si individua solo come ampia depressione, ben evidente sul terreno e dall'esame della cartografia, ma priva di elementi morfologici netti che la delimitino; procedendo verso meridione, essa assume pendenza verso SW, sino a raccordarsi, all'altezza di Malpaga, con la superficie costruita dal Serio durante l'ultimo massimo glaciale (supersintema della Selva di Clusone); l'alveo attuale del corso d'acqua si incide invece al margine orientale di tale depressione, sino a troncare direttamente gli anteriori depositi del Cherio (supersintema del Cherio). Il passaggio all'area di pertinenza del Cherio è sottolineato quindi solo da una sottile striscia di territorio più rilevata, che si

estende verso S sino all'abitato di Calcinate, restringendosi rapidamente; essa è costituita, come detto, da sedimenti del Cherio più antichi.

Anche l'area di pertinenza del Cherio mostra netti terrazzi con scarpate superiori ai 5 m nel settore prossimale, fra Trescore e Gorlago, che si attenuano verso meridione (supersistema del Cherio). Sono distinguibili tre ordini di superfici terrazzate, di cui il più alto, con scarpate molto nette, si estende non oltre Trescore; tra Ripa-Torre e località *Tri Plok*, un secondo gruppo di superfici appare incassato entro questo; fra Gorlago, S. Antonio e Carobbio, infine, si apre su ambedue le sponde l'ordine di superfici più basso, con articolazione interna via via minore e dislivello che si riduce ad un paio di metri rispetto all'alveo attuale (Fig. 17).

Un'altra ampia area più alta si estende fra Cherio e Oglio, fra Telgate e Grumello, scomposta anch'essa in superfici minori, di cui le principali hanno quote correlabili con quelle individuate fra Serio e Cherio, e solcata da piccoli corsi d'acqua locali quali il torrente Rillo. Entro questa, si incassa verso oriente la piana antistante l'anfiteatro dell'Oglio, riferibile ad uno o più eventi glaciali precedenti lo LGM e raccordata alle cerchie moreniche del supersistema di Monte Rotondo. L'attuale valle dell'Oglio costituisce un solco profondamente inciso, ampio meno di un km, delimitato da ripide pareti incise in conglomerati di diversa natura ed età; entro esso si incassano i sedimenti fluvio-glaciali dell'ultima avanzata (LGM), che è quindi successiva all'incisione tutt'oggi attiva.

3. - DATI DI SOTTOSUOLO

La conoscenza del sottosuolo nei suoi caratteri essenziali è resa possibile dai dati provenienti dalla ricerca per risorse idriche, per profondità fino ad un massimo di 200 m; da dati sismici con taratura di pozzo, connessi a ricerche di idrocarburi sviluppate da ENI/Agip, per profondità di qualche chilometro; dal Progetto CROP (Crosta Profonda) attraverso la catena alpina, supportato dal CNR italiano, per profondità di qualche decina di chilometri. Per le maggiori profondità i dati di sismica sono integrati dai dati provenienti da indagini gravimetriche, geoelettriche e aereomagnetiche. In conformità con quanto ricostruibile in superficie anche nel sottosuolo si svilupperebbe una struttura ad embrici sud-vergenti con caratteri diversi, per il diverso comportamento reologico dei materiali, nelle seguenti unità tettono-stratigrafiche, dal basso (BERSEZIO *et alii*, 2001; FANTONI *et alii*, 2004):

- il Basamento cristallino ercinico,

- la successione carbonatica mesozoica,
- il prisma clastico del Cretacico superiore,
- i prismi clastici terziari.

Queste unità sono ricoperte in marcata discordanza dalla successione della Monoclinale Pedalpina (*Pedalpine homocline*, PIERI & GROPPI 1981) compresa tra i termini del Messiniano superiore e quelli del Quaternario.

3.1 - IL BASAMENTO CRISTALLINO ERCINICO

Tale unità può corrispondere al “basamento magnetico” di CASSANO *et alii* (1986) comprensivo di “metamorfiti (serie dei laghi) e eventualmente vulcaniti e porfidi permiani”. In tale caso il Basamento cristallino ercinico nell’area del Foglio 098-Bergamo all’altezza della Valle Seriana si svilupperebbe con continuità a circa 8 km di profondità conservando la stessa geometria della parte di successione mesozoica immediatamente sovrastante.

L’andamento del tetto del Basamento cristallino ercinico a N di Bergamo, in corrispondenza dell’asse della Valle Brembana, potrebbe essere suggerito dall’andamento del fascio di riflettori individuati dal profilo CROP Alpi Centrali, che MONTRASIO *et alii* (1993) interpretano alla sommità della crosta superiore di pertinenza adriatica. Si tratta di una struttura che da circa 12 km di profondità, nel suo tratto meridionale, andrebbe gradualmente abbassandosi verso N, collegandosi al Lineamento Insubrico e ponendosi come *splay* dello stesso. Essa sarebbe una struttura di grande importanza in quanto a N di Bergamo, nel Sudalpino, svincolerebbe la porzione alloctona pellicolare (*thin skinned*) di crosta superiore sovrastante, mentre sotto la Pianura Padana controllerebbe lo sviluppo della “Milano Belt” di LAUBSCHER (1988).

I dati provenienti dal profilo CROP secondo MONTRASIO *et alii* (1993) all’altezza di Bergamo suggerirebbero a circa 23 km di profondità il limite tra crosta adriatica superiore e crosta adriatica inferiore, e a circa 30 km il limite crosta-mantello. La posizione non molto profonda della Moho sarebbe consistente con l’alto gravimetrico dei dintorni di Bergamo (MARSON *et alii*, 1994).

3.2 - LA SUCCESSIONE CARBONATICA MESOZOICA

Si tratta della successione sedimentaria di età compresa tra il Triassico e il Cretacico, presumibilmente non separabile dai sottostanti termini permo-carboniferi, il cui sviluppo in continuità con gli affioramenti sudalpini è già

indicato in PIERI & GROPPi (1981) e, con più completa delineazione strutturale, in CASSANO *et alii* (1986).

La Maiolica, nella parte superiore della successione, costituisce un ottimo *marker* sismico regionale di forte ampiezza e notevole continuità facilmente identificabile in tutta l'area. Sono inoltre riconoscibili, per la loro discreta riflettività, le successioni calcareo-marnose del Giurassico e quelle dolomitico-marnose del Norico-Retico; la Dolomia Principale spicca per la sua trasparenza sismica (BERSEZIO *et alii*, 2001).

La taratura più significativa della sismica è data dai pozzi perforati nel campo petrolifero di Malossa nella zona di Treviglio, circa 25 km a S di Bergamo (ERRICO *et alii*, 1979). Qui il riscontro con le unità stratigrafiche affioranti è immediato per l'intervallo compreso tra Calcare di Esino (Triassico medio, nel sottosuolo rappresentato da facies estesamente dolomitizzate) e Sass de la Luna (Cretacico sup.). La sovrastante facies di "Scaglia", estesa dal Cretacico superiore all'Eocene sostituirebbe la coeva serie clastica confinandone la distribuzione alla fascia di sottosuolo parallela e contigua al margine sudalpino padano.

La successione carbonatica mesozoica sepolta, analogamente a quanto si osserva in affioramento, è caratterizzata da una struttura ad embrici sottili limitati inferiormente da piani di sovrascorrimento a basso angolo che si sviluppano anche attraverso il sottostante Basamento ercinico. Questa strutturazione è ben delineata nella sez. 5 di CASSANO *et alii* (1986) tracciata lungo l'asse vallivo del Serio.

3.3 - IL PRISMA CLASTICO DEL CRETACICO SUPERIORE

Questo cuneo clastico si sviluppa nel sottosuolo sino a pochi chilometri a S della fascia pedemontana che costituisce l'area di suo più caratteristico affioramento. Si tratta di un corpo deformato disarmonicamente rispetto alle sottostanti unità carbonatiche; la disarmonia sarebbe determinata dagli scollamenti sviluppati all'interno delle peliti aptiano-albiane (marna di Bruntino) e turoniane (Peliti Nere Superiori) (BERSEZIO *et alii*, 2001).

Nel sottosuolo del Foglio 098-Bergamo la ricostruzione geometrica della sommità della Maiolica ha consentito l'individuazione di strutture con direzione N120° associate a strutture con direzione N240° (BERSEZIO *et alii*, 2001).

Le strutture N120°, conformi alle antiformali di Bergamo e di Zandobbio, sono rappresentate da ampie pieghe con geometria a duomo, a base ellittica, tagliate da rampe di piani di sovrascorrimento ben delineate. Al fronte di queste strutture si osserva un rapido approfondimento del tetto della Maiolica che supera il chilometro nell'*hanging wall* delle rampe.

Le strutture N240° costituiscono principalmente delle inflessioni che coinvolgono la geometria descritta in precedenza, delineando una struttura a duomi e bacini. Tagliano obliquamente il rilievo del M. Tomenone e, con una geometria sinforme, interrompono nel sottosuolo la continuità verso W dell'antiforme di Chiuduno-Grumello.

3.4 - LA SUCCESSIONE CLASTICA TERZIARIA

Si tratta di un prisma clastico, riconoscibile essenzialmente nel sottosuolo della parte meridionale del foglio, costituito da sedimenti arenaceo-conglomeratici e pelitici di origine torbiditico-emipelagica che danno luogo ad una successione che verso l'alto raggiunge il Miocene inferiore. Essa verso il basso dovrebbe collegarsi alle emipelagiti in facies tipo "Scaglia" seguite in discordanza dalle brecce nummulitiche eoceniche (formazione di Tabiago, KLEBOTH, 1982) affioranti nella bassa valle dell'Adda.

La serie clastica terziaria risulta individuata con i suoi lineamenti strutturali essenziali, e con spessori di qualche migliaio di metri, in PIERI & GROPPi (1981), DONDI & D'ANDREA (1986) e CASSANO *et alii* (1986). BERSEZIO *et alii* (2001) la descrivono organizzata in embrici sostenuti da un piano di scollamento basale collocato a tetto della Scaglia; un piano che sembrerebbe geneticamente legato alle superfici che deformano la sottostante successione mesozoica. La serie è troncata alla sommità da una superficie di discordanza che la limita rispetto alla successione della Monoclinale Pedalpina.

La successione clastica terziaria è riconducibile alla Gonfolite Lombarda affiorante ai piedi delle Prealpi tra i laghi Como e Maggiore.

3.5 - LA MONOCLINALE PEDEALPINA

Questa struttura, definita da PIERI & GROPPi (1981), è costituita da una successione detritica sottesa alla pianura, debolmente immersa verso S, e che verso S si va pure progressivamente ispessendo e completando sino a rappresentare l'intervallo completo Messiniano superiore - Quaternario. La sua strutturazione sarebbe dovuta al basculamento verso S dell'area pedalpina indotto dai *thrust* appenninici in progressiva migrazione verso N.

Nell'area del Foglio 098-Bergamo in essa possono essere distinte due parti: la parte inferiore, del Messiniano sup. - Pliocene, e la parte superiore, del Quaternario.

La parte inferiore è stata illustrata a più riprese soprattutto dai ricercatori dell'Agip in base ai dati provenienti dalla ricerca di idrocarburi;

in particolare da RIZZINI & DONDI (1978) e FANTONI *et alii* (2001; 2004). Si riferisce agli ultimi autori il quadro di seguito sinteticamente illustrato.

I depositi del Messiniano superiore sono ascrivibili alle Ghiaie di Sergnano s.s. e sigillano le sottostanti strutture ad embrici. In essi sono riconoscibili un sistema fluvio-deltizio ghiaioso-sabbioso retrogradante passante ad arenarie di piattaforma, e un sistema di delta-conoidi ghiaiosi progradanti passanti a conglomerati di piattaforma. Tali sistemi, al margine meridionale delle Alpi, riempiono *canyon* profondamente incisi (BINI *et alii* 1978) e a loro volta risultano incisi da superfici erosive (valli subaeree e *canyon* subacquei). La loro presenza più significativa, nel sottosuolo del Foglio 098-Bergamo, è segnalata nell'area intravalliva tra Oglio e Serio.

I depositi del Pliocene sono costituiti da sabbie deltizie e di piattaforma, le Sabbie di Caviaga, passanti verso l'alto a peliti di piattaforma e bacinali, le Argille del Santerno. Essi risulterebbero intagliati da superfici erosive con andamento meridiano e connesse ad una rete idrografica analoga a quella attuale.

La parte superiore della successione della Monoclinale Pedalpina può essere conosciuta attraverso l'analisi dei dati provenienti dalle ricerche idriche, soprattutto con sondaggi che però difficilmente raggiungono o superano i 200 m di profondità. I suoi caratteri più significativi (POMICINO *et alii*, 2001) consistono:

- nella presenza, nella parte superiore del Pliocene, di facies di mare profondo associate a facies di laguna e spiaggia con livelli argillosi talora fossiliferi intercalati a conglomerati, ghiaie e sabbie;
- nell'esistenza di una netta superficie di erosione che separa i depositi suaccennati da sovrastanti ghiaie continentali pleistoceniche di origine fluviale e fluvioglaciale;
- nell'esistenza all'interno delle ghiaie continentali di due superfici di discontinuità, sottolineate da paleosuoli, che costituiscono un utile strumento di correlazione.

La ricostruzione dell'andamento della superficie di erosione alla base dei depositi continentali ha portato all'individuazione di due paleovalli non molto profonde (dislivello medio di 30 m circa), la prima orientata N-S e localizzata ad occidente dell'attuale corso del Serio, la seconda che si sviluppa da E ad W tra gli abitati di Grassobbio e di Levate, nel contiguo Foglio 097-Vimercate. Lungo il corso del Fiume Serio i depositi del Pleistocene e dell'Olocene troncano e erodono i depositi più antichi.

4. - SISMICITÀ E CENNI DI NEOTETTONICA

La tettonica recente, successiva alla deposizione delle Ghiaie di Sergnano (Messiniano sup.), interessa pressochè tutto l'areale del foglio con sollevamento, temporanei arresti o abbassamenti nel Pliocene inferiore, e forte sollevamento dal Pliocene medio al Quaternario (C.N.R., 1983).

Le evidenze più significative possono essere riscontrate:

- nell'affioramento del Pliocene allo sbocco dei principali assi vallivi a quote relativamente alte rispetto alla sua posizione nell'immediato sottosuolo;

- nelle misure geodetiche eseguite dall'Istituto Geografico Militare d'Italia (IGM).

Nel Foglio 098-Bergamo lembi di sedimenti marini riferibili al Pliocene inferiore-medio, noti da tempo in letteratura e rivisitati da CHIESA (2001), sono presenti allo sbocco della Valle Seriana, con numerosi affioramenti tra Ranica e Alzano Lombardo attorno a quota 300 m s.l.m., e nella zona di Torre de' Ròveri. BRAMBILLA & LUALDI (1986), in base alla distribuzione delle facies sedimentarie, ne ricostruiscono una possibile linea di costa intorno all'attuale quota 350 m s.l.m..

Le misure geodetiche dell'IGM eseguite nella regione pedealpina nell'arco di tempo 1897-1957 sono state pubblicate da ARCA & BERETTA (1985). Questi Autori segnalano un *trend* di sollevamento con asse ENE-WSW nella fascia pedealpina dei fogli Bergamo e Vimercate, con velocità mediamente sugli 0,5 mm/anno, con totali di 25 mm che verso N aumentano fino a 50 mm.

Le cause del sollevamento potrebbero ricercarsi in una tettonica prevalentemente estensionale così come ZANCHI *et alii* (1995) documentano tra le valli dell'Adda e del Ticino.

IV. STRATIGRAFIA

1. - LA SUCCESSIONE *PRE-RIFT*

1.1 - DOLOMIA PRINCIPALE (**DPR**)

Sinonimi. La Dolomia Principale 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).

Sezioni più rappresentative del foglio. La formazione affiora unicamente nella porzione settentrionale del foglio, ove la sua successione, troncata tettonicamente e mancante della metà inferiore, costituisce i lembi sovrascorrenti di Albino e Selvino. Sezioni stratigrafiche sempre incomplete sono rilevabili nei dintorni di Selvino (M. Nigromo, M. Purito), più a N, presso Aviatico (Costa Trafficanti), e ad W (Corna Bianca).

Estensione degli affioramenti. Gli affioramenti della Dolomia Principale sono presenti unicamente nel settore settentrionale del foglio, con la massima estensione tra Poscante (W) e Bondo (E).

Caratteri litologici di terreno. L'unità è dolomitizzata pervasivamente: le microfacies, sempre dolomitiche, risultano spesso ricristallizzate, anche se

la dolomitizzazione precoce (mimetica) preserva in alcuni casi le strutture primarie.

In Lombardia la Dolomia Principale presenta tre associazioni di litofacies principali (in accordo con quanto riconosciuto da JADOUL 1986, JADOUL *et alii* 1994): a) una litofacies basale costituita da dolomie scure stratificate (“membro basale della Dolomia Principale” Auct.), b) dolomie grigie in banchi spessi con litofacies tipiche della piattaforma interna, c) prevalenti breccie dolomitiche grigie e grigio scure, massive con litofacies tipiche di una piattaforma marginale - pendio associate a dolomie biocostruite a serpulidi e microbialiti.

Nel Foglio 098-Bergamo sono rappresentate principalmente le associazioni di facies di piattaforma marginale - pendio che costituiscono la porzione superiore dell'unità (CHINAGLIA, 1988; BERSEZIO *et alii*, 1997). Si tratta di strati spessi e banchi di dolomie grigio scure con piccole cavità rivestite da cementi fibrosi chiari, e di dolomie biancastre, ove a grana grossolana, associate a piccole biocostruzioni a serpulidi, lenti biocostruite di microbialiti con bivalvi e foraminiferi incrostanti (Bondo). A queste litofacies si associano le breccie poligeniche fini e doloareniti intraclastiche (DPR_a), con filoni sedimentari questi ultimi generalmente riempiti da dolomicriti scure e brecciole (M. Cereto). In alta Valle Rossa sono presenti le dolomie peritidali (DPR_b). La parte sommitale della formazione, sempre in contatto con le sovrastanti dolomie zonate, è eteropica con i corpi di breccie di pendio (DZN_a; Monte di Nese, Poscante, Corna Bianca, Monte Purito) incluse nel gruppo dell'Aralalta come “breccie sommitali della Dolomia Principale” da JADOUL (1986).

Più specificamente le litofacies biocostruite comprendono: i) strati potenti fino a 2 m di *boundstone* dolomitici a porostromata, ii) lenti di spessore metrico a laminazioni stromatoliche (spongiostromata) che tendono a rivestire il substrato su cui crescono, talora costituito da accumuli oncoidali. Le litofacies di accumulo comprendono: i) *rudstone* dolomitici, interamente costituiti da oncoidi, in strati lenticolari di spessore decimetrico, ii) lenti di spessore fino a metrico di *rudstone*, *floatstone*, *grainstone* e *packstone* costituite da accumuli di intraclasti, bioclasti (frammenti di tubuli, bivalvi, gasteropodi, alghe dasycladacee, oncoidi e granuli micritizzati), iii) lenti di spessore fino a decametrico di *rudstone* dolomitiche formate pressoché esclusivamente da bivalvi, iv) strati decimetrici di dolomie gradate, costituiti da *packstone* passanti a *wackestone* bioclastiche (alghe, bivalvi) ricche di intraclasti.

Le associazioni di facies sono caratteristiche dei settori marginali della parte superiore e sommitale della piattaforma norica del Bacino Lombardo,

interessata da dolomitizzazione diagenetica precoce (JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1994). Nel Foglio 098-Bergamo la Dolomia Principale costituisce lo stretto margine meridionale della piattaforma interna sviluppata nella regione del M. Alben – M. Cavlera – Pizzo Formico (Foglio 077-Clusone, Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000). Nell'area cartografata si osservano tipiche biocostruzioni marginali, sviluppate in condizioni di *stress* ambientale e localmente controllate da tettonica sinsedimentaria (filoni). L'evoluzione del margine della piattaforma è prevalentemente aggradazionale o retrogradazionale, con un episodio di progradazione regionale alla sommità della successione (Lonno – Castello – Selvino – M. Purito). Le frequenti relazioni di eteropia con i sedimenti periplattaforma e di pendio del gruppo dell'Aralalta sottolineano la posizione paleogeografico-ambientale descritta.

Dati di laboratorio. Le microfacies della Dolomia Principale comprendono tipi biocostruiti e tipi derivanti da accumulo (CHINAGLIA, 1988).

Tra le microfacies biocostruite sono frequenti i *bafflestone* a porostromata, costituiti da aggregati di tubuli algali, avvolti da incrostazioni in un mosaico microspartito con peloidi e bioclasti dispersi. I *framestone* a spongiosstromata sono costituiti da laminazioni stromatolitiche planari o digitate immerse in massa di fondo micritica/microspartita, con intraclasti, peloidi, ostracodi.

Tra le microfacies derivanti da accumuli si riconoscono *packstone* e *rudstone* ad oncoidi, con bivalvi e alghe dasycladacee, e *grainstone* intrabioclastici a peloidi e bioclasti di alghe dasycladacee, bivalvi, foraminiferi.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Come già indicato, nel Foglio 098-Bergamo affiora solo la parte superiore della Dolomia Principale, per un massimo stimabile in 300, forse 500 metri (M. Nigromo, M. Purito, Corna Bianca, il Forcellino), quasi sempre con relazioni laterali di eteropia con le unità del gruppo dell'Aralalta.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore non è presente nel foglio.

Il limite superiore è generalmente con le dolomie zonate, con carattere transizionale, evidenziato dalla graduale comparsa di calcareniti e calcisiltiti dolomitizzate grigio scure ben stratificate e corpi di brecce (Corna Bianca). La Dolomia Principale è eteropica, nella sua parte superiore, con il gruppo dell'Aralalta (JADOUL, 1986) che caratterizza tutto lo sviluppo del margine di piattaforma già descritto.

Fossili. Le facies subtidali e di margine di piattaforma sono spesso ricche di bivalvi (*Isognomon exilis* (STOPPANI), *Isognomon sp.*, *Megalodon gümbeli* (STOPPANI), *Worthenia sp.*), gasteropodi, alghe dasycladacee (*Gyroporella*

vesiculifera GUMBEL, *Griphoporella curvata* GUMBEL, *Heteroporella zankli* (OTT)). Le facies biocostruite sono costituite da associazioni di spongiosstromata e di porostromata (*Cayeuxia* sp.).

Attribuzione cronologica. La Dolomia Principale, in base alla posizione stratigrafica e alle faune a bivalvi, dasycladacee e palinomorfi, è ritenuta di età Norico inferiore e medio (JADOUL *et alii*, 1994); il suo membro basale, non affiorante nel Foglio 098-Bergamo, potrebbe essere attribuito al Carnico Superiore sulla base della presenza della dasycladacea *Clypeina besici* PANTIC.

Ambiente deposizionale. L'ambiente deposizionale della Dolomia Principale è una vasta e articolata piattaforma carbonatica, dolomitizzata precocemente con prevalenti facies lagunari e di piana tidale nella porzione medio-inferiore, non rappresentata nel Foglio 098-Bergamo. La parte superiore - che invece vi è rappresentata - è espressione delle fasi di aggradazione, retrogradazione e finale progradazione del margine meridionale della piattaforma dell'Alben, già citata.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Tipicamente la Dolomia Principale del Foglio 098-Bergamo costituisce la zona di transizione tra la piattaforma interna del dominio Alben-Cavlera e il solco intrapiattaforma di Selvino.

1.2 - GRUPPO DELL'ARALALTA

Istituito da JADOUL (1986), il gruppo dell'Aralalta originariamente comprendeva dolomie zonate, Calcare di Zorzino, "brecce sommitali della Dolomia Principale" e membro di Artavaggio. In queste note il gruppo comprende le formazioni delle dolomie zonate e del Calcare di Zorzino, includendo le "brecce sommitali della Dolomia Principale" come litofacies all'interno delle dolomie zonate (brecce di pendio **DZN_a**).

1.2.1. - Dolomie zonate (**DZN**)

Sinonimi. L'unità è stata introdotta nel Foglio 33-Bergamo alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) ed è stata ripresa in esame da JADOUL (1986). Nel Foglio 098-Bergamo è presente il cosiddetto membro di Selvino delle dolomie zonate, introdotto da CASATI (1964), e considerato rappresentativo di una litofacies dolomitizzata del Calcare di Zorzino (BERSEZIO *et alii*, 1997). Solo le litofacies fini e poco dolomitizzate vengono attribuite in questa sede al Calcare di Zorzino, come verrà descritto nel seguito. Esse comprendono inoltre le brecce di pendio (**DZN_a**), costituenti i corpi di brecce di Selvino - Monte di Nese, eteropici con la parte sommitale della Dolomia Principale.

Sezioni più rappresentative del foglio. Le sezioni stratigrafiche più caratteristiche, anche se non complete, affiorano, da W verso E, sul versante occidentale della Corna Bianca, tra la Costa Traffucanti e la Valle Ambriola, in Val de Gru, sui versanti meridionali del M. Purito e del M. Cereto, tra il M. Nigromo e Amora (CHINAGLIA, 1988).

Estensione degli affioramenti. Nel Foglio 098-Bergamo le dolomie zonate affiorano negli stessi settori già indicati per la Dolomia Principale ad W del Serio. Esse sono però presenti anche ad E dello stesso, nella Valle di Abbazia, e sul versante meridionale della Valle Rossa, fino a Bianzano, al confine con l'adiacente Foglio 077-Clusone.

Caratteri litologici di terreno. L'unità comprende le facies carbonatiche noriche, ben stratificate e di bacino intrapiattaforma eteropiche alla Dolomia Principale. Le dolomie zonate sono costituite da alternanze di calcareniti-calcisiltiti dolomitizzate grigio scure, in strati sino a pluridecimetrici piano-paralleli, con clasti millimetrici chiari e scuri, spesso con clasti pelitici appiattiti, isorientati (*clay chip*). Le facies medio-grossolane possono presentare granoclassazione, laminazioni parallele, laminazioni oblique, *ripple* da corrente e superfici erosive alla base degli strati (torbiditi). Sono intercalate anche ritmiti 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 e con ossidi di Fe che conferiscono un 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*, 1994).

Le **brecce di pendio (DZN_a)** comprendono brecce poligeniche da fini a molto grossolane, lenticolari, costituenti corpi cuneiformi potenti fino a 50 m, clinostratificati, spettacolarmente esposti sui versanti a N di Albino e Lonno. I clasti derivano principalmente dalla Dolomia Principale ma sono presenti anche elementi derivati dalle dolomie zonate, con le quali i corpi di brecce materializzano una relazione di eteropia. Localmente sono presenti lenti di paraconglomerati intraformazionali a clasti costituiti prevalentemente da materiale derivato dallo smantellamento delle parti più alte del pendio e brecciole con clasti di Dolomia Principale. Ciascun litosoma può raggiungere i 50 m di spessore, per una potenza massima complessiva di circa 100 m.

Dati di laboratorio. Le associazioni di microfacies delle dolomie zonate sono caratterizzate da prevalenti *packstone* intraclastici a volte granoclassati

e con granuli disorientati; i processi di dolomitizzazione e di ricristallizzazione sono pervasivi e, nella maggior parte dei casi, distruggono i componenti e le strutture primarie. Le facies più fini sono costituite da microspariti dolomitiche laminate e debolmente argillose. Le microfacies delle brecce sono *rudstone* e *floatstone* con prevalenti clasti semiconsolidati di origine intraformazionale e subordinati litoclasti ricristallizzati e litificati provenienti principalmente dalle facies di margine della Dolomia Principale.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore massimo delle dolomie zonate nel Foglio 098-Bergamo non supera i 300 m (CHINAGLIA, 1988); esso può ridursi a poche decine di metri, fino a 0, nelle zone di Somendenna (W), M. Cavlera e Val Vertova (E), dove è rappresentato principalmente il Calcare di Zorzino (BERSEZIO *et alii*, 1997).

Rapporti stratigrafici. Inferiormente questa formazione è in contatto transizionale con la Dolomia Principale, con la quale risulta eteropica e localmente intercalata (versante meridionale del M. Purito, Monte Cereto e Corna Bianca). Questo limite viene ubicato in corrispondenza della prevalenza delle dolomie grigie o grigio scure stratificate intercalate con banchi di dolomie chiare ricristallizzate della Dolomia Principale e/o con il passaggio ai corpi di brecce sommitali. Superiormente e lateralmente l'unità passa, sempre con limite transizionale, ai calcari neri ben stratificati del soprastante e eteropico Calcare di Zorzino. Solo nei settori a N di Aviatico e della Corna Bianca e presso Poscante le dolomie zonate sono coperte con contatto netto dall'Argillite di Riva di Solto, mancando il Calcare di Zorzino.

Fossili. Il contenuto paleontologico di questa unità è scarso, rappresentato essenzialmente da frammenti bioclastici (gasteropodi, bivalvi, alghe dasycladacee) rimaneggiati. In aree esterne al foglio sono stati inoltre segnalati resti di *Saurichthys sp.* e denti di rettili (BINI *et alii*, 1991).

Attribuzione cronologica. Le dolomie zonate vengono datate al Norico medio esclusivamente sulla base della loro posizione stratigrafica e sulla datazione con palinomorfi dell'eteropico Calcare di Zorzino (JADOUL *et alii*, 1994).

Ambiente deposizionale. Le associazioni di litofacies delle dolomie zonate sono state interpretate come prodotte dalla risedimentazioni in massa dalla piattaforma carbonatica e dal suo margine, ad opera di torbiditi carbonatiche e *debris flow*. Le strutture, le tessiture e le geometrie caratteristiche della formazione in esame testimoniano l'esistenza di pendii a debole inclinazione che raccordavano la piattaforma carbonatica della Dolomia Principale a

bacini intrapiattaforma a circolazione ristretta e fondali prevalentemente anossici.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Nell'area del Foglio 098-Bergamo sono riconoscibili i settori di pendio superiore del margine di piattaforma (brecce alla sommità della Dolomia Principale) e le zone di pendio-raccordo con i solchi intrapiattaforma di Poscante e Selvino (ad W) e della Val Cavallina (ad E), queste ultime rappresentate dalle dolomie zonate. Le relazioni tra dolomie zonate e Dolomia Principale evidenziano due tipi di evoluzione del margine di piattaforma: in arretramento (M. Purito) e progredente (Monte Cereto, Val de Gru).

1.2.2. - *Calcare di Zorzino (ZOR)*

Sinonimi. Si tratta di un'unità formale istituita da CASATI (1964) e formalizzata dallo stesso nel 1968 con sezione tipo lungo la sponda W del Lago d'Iseo, che in precedenza era stata inclusa nelle dolomie zonate. L'unità è stata ripresa nel fascicolo III Quaderno 7 del SGN da DELFRATI *et alii* (2002).

Sezioni più rappresentative del foglio. La sezione più rappresentativa è in Val Vertova (Foglio 077-Clusone) ove, per quanto discontinuamente esposta, l'unità è presente da letto a tetto, in una successione di limitato spessore rispetto alla sezione-tipo. Una sezione incompleta ma relativamente continua è presente lungo il versante occidentale del Monte Altinello, fino al Colle Gallo.

Estensione degli affioramenti. L'unità affiora limitatamente e con spessori esigui nella porzione nord-occidentale del foglio (area di Selvino). L'area di più ampio affioramento si trova tra la Val Seriana e il margine orientale del foglio, nella dorsale M. Alto – M. Altinello – Bianzano.

Caratteri litologici di terreno. Si tratta di una successione piuttosto monotona di calcilutiti nere o grigio-scure, in strati prevalentemente planari di 10-30 cm, talora suddivisi da sottili livelli di marne nerastre, con laminazioni millimetriche o centimetriche piano-parallele, fetide alla percussione. Si osservano rare intercalazioni calcarenitiche e ruditiche, talora con base erosiva e con gradazione diretta. L'associazione di facies comprende inoltre livelli di scivolamento e deformazione sinsedimentaria. Nella zona di Selvino sono frequenti gli orizzonti dolomitizzati, tanto che nell'area l'unità non veniva separata dalle dolomie zonate (CASATI, 1964; CHINAGLIA, 1988). La differenziazione introdotta da BERSEZIO *et alii* (1997) in questo settore si fonda sulla limitata dolomitizzazione e sulla granulometria in prevalenza micritica delle sottili successioni interposte tra le dolomie zonate e l'Argillite di Riva di Solto.

Il noto livello a pesci sommitale, costituito da un'associazione di calcilutiti e *black shale* (TINTORI, 1995) si trova in alcune località del Foglio 098-Bergamo, come Poscante, Endenna e Cene.

Dati di laboratorio. Le microfacies del Calcare di Zorzino comprendono principalmente *mudstone* e *wackestone* ad intraclasti e peloidi, talora con *clay chip* argillosi e abbondante materia organica. Le litofacies più grossolane consistono di *rudstone* e *packstone* grossolani a bioclasti, intraclasti molli e litici intraformazionali o dolomitici. Tra i bioclasti sono presenti bivalvi, gasteropodi, alghe.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore del Calcare di Zorzino è molto limitato nella parte occidentale del foglio (area di Selvino) dove non supera i 40 m. Procedendo verso E l'unità aumenta di spessore sino a raggiungere i valori massimi, di oltre 400 metri, nella già menzionata dorsale del Monte Alto – Bianzano.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è interdigitato con le dolomie zonate, ed è marcato dalla scomparsa delle dolomie (settore E del foglio), o dalla loro marcata riduzione (settore W, area di Selvino) e da una maggiore omogeneità e abbondanza delle facies lutitiche. Permangono tuttavia strati fino a 30-40 cm con laminazione planare. Il limite superiore con l'Argillite di Riva di Solto è netto, con il passaggio a facies argillitiche nere, fogliettate, intercalate da sottili livelli calcarei.

Fossili. Il Calcare di Zorzino ha fornito una grande quantità di resti di vertebrati (pesci e rettili), artropodi, crinoidi, coralli e bivalvi. Le località più significative però sono situate all'esterno del foglio. Nelle già citate località di Endenna e Poscante presso Zogno e nell'area di Brembilla (Foglio 077-Clusone) sono stati rinvenuti i pesci *Brembodus ridens* TINTORI, *Legnonotus krambergeri* BARTRAM, *Pseudodalatias barnstonensis* SYKES e *Saurichthys* sp. (TINTORI *et alii*, 1985). JADOUL *et alii* (1994) segnalano la presenza di un'associazione palinologica caratterizzata da *Granuloperculatipollis rudis* VENKATACHALA & GOÇZAN, *Corollina meyeriana* (KLAUS), *Duplicisporites granulatus* LESCHIK, *Ovalipollis pseudoalatus* (THIERGART), *Klausipollenites* spp., *Todisporites* spp. e forme del complesso *Triadispora* spp.

Attribuzione cronologica. L'associazione palinologica sopra citata è riferibile al Norico medio.

Ambiente deposizionale. Il Calcare di Zorzino rappresenta gli ambienti distali dei bacini che ospitano il gruppo dell'Aralalta, ove giungeva abbastanza raramente il materiale più grossolano che si staccava dalla piattaforma. La micrite che forma la massa del sedimento veniva esportata in sospensione dalla piattaforma carbonatica, per poi accumularsi sui fondali

anossici, come indica la laminazione planare millimetrica, non deformata da bioturbazione. Tali condizioni hanno favorito l'eccezionale conservazione dei resti di vertebrati.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Nel Foglio 098-Bergamo il Calcare di Zorzino appartiene agli stessi domini paleogeografici già individuati per le dolomie zonate e per l'intero gruppo dell'Aralalta.

1.3 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO (ARS)

Sinonimi. L'Argillite di Riva di Solto è stata istituita come entità formazionale da GNACCOLINI (1965) e formalizzata dallo stesso nel 1968; la formazione corrisponde alla "facies sveva del Retico" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954). JADOUL (1986) e JADOUL *et alii* (1994) ne propongono la suddivisione in due litozone (inferiore prevalentemente argillosa e superiore costituita da cicli argilloso-marnosi e carbonatici). La stessa suddivisione è ripresa in BERSEZIO *et alii* (1997) e nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (JADOUL *et alii*, 2000) ove le due litozone non vengono cartografate separatamente. Anche in questa sede le due litozone vengono considerate unicamente dal punto di vista descrittivo, non assumendo rango di membri cartografabili.

L'area-tipo è compresa tra il Lago di Lugano e il Lago d'Iseo; la località e la sezione-tipo dell'Argillite di Riva di Solto sono ubicate lungo la sponda occidentale del Lago d'Iseo. La sezione-tipo si sviluppa lungo la sponda del lago, a partire dalla cava abbandonata collocata poco ad W della Chiesa di Riva di Solto sino a circa 1 km a S dell'abitato di Riva di Solto (GNACCOLINI, 1965).

Sezione più rappresentativa del foglio. Nel Foglio 098-Bergamo l'Argillite di Riva di Solto è spesso ridotta tettonicamente o stratigraficamente e in generale è esposta in modo molto discontinuo e frammentario. Le sezioni più rappresentative, per quanto incomplete, si rinvencono all'estremo nord-orientale del foglio tra Bianzano e Endine.

Estensione degli affioramenti. L'Argillite di Riva di Solto affiora diffusamente nel settore settentrionale del Foglio 098-Bergamo, ove costituisce una fascia diretta circa E-W nell'area di Selvino, in cui appartiene al sovrascorrimento omonimo, per proseguire ad E attraverso le valli del Luio, di Gaverina e del Cherio. Qui gli affioramenti si allineano alla Linea del M. Altino (GAETANI *et alii*, 1981), per poi circondare il Lago di Endine fino al margine orientale del foglio.

Caratteri litologici di terreno. La formazione è costituita da argilliti e marne argillose grigio-nerastre con intercalati calcari e calcari marnosi grigio scuri,

principalmente nella porzione superiore. JADOUL (1986) e JADOUL *et alii*, (1994) suddividono due litozone.

La litozona inferiore è caratterizzata da argilliti e argilliti marnose nere, ricche in mica e silt quarzoso, fogliettate, in strati frequentemente organizzati in gruppi di lamine parallele, definite da variazioni cromatiche e composizionali (oscillazione del contenuto in carbonati, terrigeni e materia organica). Le argilliti costituiscono gruppi di strati metrici, normalmente piano-paralleli, molto raramente organizzati in sequenze cicliche riconoscibili sul terreno. Sono presenti strati riccamente fossiliferi, a bivalvi e altri bioclasti, con struttura disorganizzata o caotica. L'associazione di litofacies comprende inoltre corpi lenticolari di paraconglomerati intraformazionali, a matrice argillitica nera con intraclasti calcarei e bioclasti, e corpi di limitata estensione orizzontale e spessore metrico, costituiti da *slump* che interessano alternanze calcareo-argillose, con pieghe singenetiche. Alla base della formazione, sul fianco settentrionale del M. del Cavallo, è presente un livello potente fino a 5 metri di argilliti nere, con un contenuto in C organico superiore al 5%, all'interno del quale si osservano sporadicamente biocostruzioni a Serpulidi ricristallizzate in calcite. Il passaggio alla litozona superiore è graduale, per aumento degli strati carbonatici. Questa litozona presenta uno spessore variabile da 20 a 100 metri circa nella zona di Poscante-Ambria (nel limitrofo Foglio 077-Clusone), stimabile in oltre 200 metri nella zona di Endine-Bianzano, all'estremo orientale del foglio. L'aumento di spessore è sempre accompagnato all'appoggio sulle successioni localmente più potenti del sottostante Calcare di Zorzino.

La litozona superiore si caratterizza per l'incremento degli strati carbonatici, che tendono ad organizzarsi in gruppi da metrici a decametrici. Si tratta di calcari marnosi e/o calcari micritici, grigio scuri o nerastri, solitamente disposti a costituire la porzione superiore e sommitale di unità cicliche potenti 7–30 metri, caratterizzate da una porzione inferiore argillitica, con facies laminate, seguita da una porzione mediana marnosa o marnoso-calcareo, con strati piano-paralleli di spessore decimetrico (JADOUL *et alii*, 1994). La sommità dei cicli è di solito un limite netto tra gli strati carbonatici e i sovrastanti pacchi di argillite, separati da patine ad ossidi di Fe che si sviluppano su superfici bioturbate. La litozona superiore è caratterizzata inoltre da una litofacies costituita da bioclastiti a bivalvi, ad assetto caotico o in strati gradati, interpretabili come tempestiti. Presso il limite formazionale superiore è presente un livello a grandi bivalvi (*Gervilleia*), già descritto nella bassa Valle del T. Ambriola (JADOUL *et alii*, 1994). Litofacies meno ricorrenti sono costituite da rari livelli calcarei,

lenticolari, a *Bactryllium* sp. (GNACCOLINI, 1965, con referenze; LAKEW, 1990), paraconglomerati intraformazionali e *slump*, del tipo già descritto in merito alla litozona inferiore. Il passaggio tra litozona inferiore e superiore è rappresentato dal primo sviluppo di un ciclo calcareo-marnoso, con sequenza negativa e amalgamazione degli strati calcarei sommitali, costituente un banco dello spessore di oltre 20 m. Complessivamente la litozona superiore dell'Argillite di Riva di Solto presenta uno spessore variabile da 100 a 200 metri circa.

Dati di laboratorio. Escludendo le litofacies argillitiche, prevalenti, le microfacies delle due litozone dell'Argillite di Riva di Solto comprendono essenzialmente:

- 1) *mudstone* frequentemente ricristallizzati in microspariti, abbondantemente bioturbati e con rari foraminiferi bentonici e frammenti di bivalvi;
- 2) *wackestone* a bivalvi, foraminiferi bentonici, alghe, bioclasti, peloidi e intraclasti;
- 3) *packstone* a peloidi e intraclasti con bioclasti e foraminiferi bentonici; a questa microfacies vengono attribuiti anche i *packstone* a bivalvi e bioclasti che rappresentano i livelli tempestici già descritti;
- 4) *bindstone* a Serpulidi ricristallizzati, con cementi calcitici di differenti generazioni.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Complessivamente l'Argillite di Riva di Solto raggiunge lo spessore massimo di circa 1000 m nella sezione-tipo, ubicata al margine occidentale dell'adiacente Foglio 099-Iseo (GNACCOLINI, 1965), riducendosi a 70–80 m nella Valle Imagna (JADOUL *et alii*, 1994). Lo spessore nell'area coperta dal Foglio 098-Bergamo non supera i circa 500 metri (Val Cavallina). La stima delle variazioni di spessore è resa complessa dalla costante tettonizzazione della formazione, quasi ovunque elisa o raddoppiata a causa degli scollamenti tettonici che vi hanno luogo.

Rapporti stratigrafici. L'Argillite di Riva di Solto poggia in modo netto o sul Calcare di Zorzino (in genere ad E del Fiume Serio) o sulle dolomie zonate (tra il Serio e il Brembo). Nel primo caso le argilliti nere, marnose o laminate, si sviluppano bruscamente a tetto di calcari micritici neri e/o sostituiscono calcareniti fini, gradate e laminate, di colore grigio scuro. Presso Ambria il limite è sottolineato dall'orizzonte di *black shale* già citato, con qualche probabilità correlabile ad un orizzonte argillitico carbonioso, ricco in frammenti di pesci, descritto da GNACCOLINI (1965) nella sezione-tipo. Nel secondo caso le argilliti nere ricoprono direttamente in modo netto strati spessi e banchi di doloareniti-doloruditi grigie, sovente gradate e laminate. Occorre segnalare infine che, poco a N dell'area coperta

dal Foglio 098-Bergamo, l'Argillite di Riva di Solto può poggiare direttamente, in discordanza o con *hard-ground*, sulla Dolomia Principale. Il passaggio al sovrastante Calcare di Zu è più graduale. GNACCOLINI (1965) suggerisce di posizionarlo ove le intercalazioni calcaree prevalgono sulle argilliti e marne. JADOUL *et alii* (1994) suggeriscono di porre il limite in corrispondenza dell'inizio di un *trend* regressivo, evidenziato dalla comparsa di carbonati con pseudomorfi di minerali evaporitici, orizzonti di carnirole, calcari dolomitici e livelli stromatolitici. Nel Foglio 098-Bergamo il limite è spesso sottolineato dalla presenza degli strati a *Gervilleia*, già descritti.

Fossili. Le associazioni faunistiche dell'Argillite di Riva di Solto vengono riportate ampiamente da GNACCOLINI (1965), al quale si rimanda per l'elenco delle specie rinvenute e per le referenze bibliografiche. I livelli argillosi della litozona inferiore si presentano solitamente sterili o assai poveri di macrofossili. Livelli a matrice argillosa, interpretabili come tempestiti, si caratterizzano per l'abbondanza di bivalvi, frammenti di pesci, crostacei e vetrebrati (JADOUL *et alii*, 1994). I livelli a *Bactryllium* precedentemente segnalati contengono *Bactryllium giganteum* HEER e *Bactryllium striolatum* HEER (VECCHIA, 1950). Tra le specie riconosciute nella sezione-tipo sono comprese forme tipiche del Retico, tra cui *Miophoriopsis isosceles* STOPPANI, *Corbula azzarolae* STOPPANI, *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) (ALLASINAZ, 1962). Tra le valli del Brembo e del Serio sono presenti i banchi a *Gervilleia* sp., alcune lenti a bivalvi endobionti in sito e le bioclastiti a bivalvi con *Agathammina* sp.

Attribuzione cronologica. In base alla presenza di numerose specie considerate esclusive del Retico, in associazione con specie attribuibili al Retico-Liassico e subordinatamente al Norico o all'intero Triassico superiore, GNACCOLINI (1965) attribuisce la formazione al Retico, nella sezione-tipo. Gli studi sui vertebrati condotti da WILD (1989) e sui palinomorfi, condotti da CIRILLI (in JADOUL *et alii*, 1994) e da GALLI *et alii* (2007), suggeriscono un'età norica superiore per l'Argillite di Riva di Solto, con certezza nel settore bergamasco occidentale. Su queste basi JADOUL *et alii* (1994) ne propongono l'attribuzione al Norico superiore nell'intera area di affioramento e GAETANI *et alii* (1998) definiscono e datano la sequenza deposizionale N2-R1 che contiene l'intera formazione, unitamente alle litozone inferiori del Calcare di Zu. JADOUL *et alii* (2004) attribuiscono la litozona inferiore al Norico medio-superiore, restringendo al Norico superiore la litozona superiore, sulla base delle palinoflore (associazione tipica della *phase II* di SCHUURMAN, 1979).

Ambiente deposizionale. L'interpretazione ambientale e genetica dell'Argillite di Riva di Solto si basa sulla geometria esterna e sulle relazioni stratigrafiche con le unità adiacenti, sull'associazione di facies argilloso-carbonatica, sullo sviluppo delle sequenze cicliche, sull'associazione paleontologica e sull'abbondanza della materia organica. Diversi Autori hanno interpretato i caratteri deposizionali di questa successione come tipici di un ambiente di solco intrapiattaforma in connessione con la Dolomia Principale (litozona inferiore) e di rampa da distale a proximale (litozona superiore) (LAKEW, 1990; JADOUL *et alii*, 1994; GAETANI *et alii* 1998). La ciclicità deposizionale è stata attribuita a controllo paleogeografico e climatico-eustatico determinato da cause orbitali (MASETTI *et alii* 1989; BURCHELL *et alii*, 1990).

Dominio paleogeografico di appartenenza. L'Argillite di Riva di Solto del Foglio 098-Bergamo appartiene al Bacino Lombardo, il cui sviluppo come bacino intracontinentale in un contesto di transtensione, è avviato almeno a partire dal Norico (BERTOTTI *et alii*, 1993, con referenze). All'interno del Bacino Lombardo, JADOUL *et alii* (1994) individuano una struttura distensiva di tipo asimmetrico, cui si associa l'apertura eterocrona di differenti sottobacini, delimitati sui margini occidentali da faglie con forte componente normale. Gli affioramenti del Foglio 098-Bergamo si collocano in un settore paleogeografico piuttosto articolato, comprendente, da W verso E, il solco intrapiattaforma brembano, l'alto intrabacinale seriano e infine il passaggio al depocentro sebino (Val Cavallina – Lago di Endine) (GAETANI *et alii*, 1998).

1.4 - CALCARE DI ZU (ZUU)

Sinonimi. Il Calcare di Zu è stato istituito formalmente da GNACCOLINI (1965) e formalizzato dallo stesso nel 1968, a sostituire l'unità stratigrafica in precedenza nota come "facies carpatica del Retico" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954). L'area-tipo corrisponde alla regione compresa tra il Lago di Lugano e il Lago d'Iseo. Con particolare riferimento alle caratteristiche osservabili in bergamasca centrale, LAKEW (1990) suggerisce di suddividere la formazione in 3 litozone, mentre JADOUL *et alii* (1994) propongono la suddivisione in 4 litozone: Zu1 e Zu3, calcareo-marnose con sequenze cicliche; Zu2 prevalentemente carbonatica, corrispondente al Banco a Coralli di LAKEW, 1990 e al Primo orizzonte a coralli di JADOUL & GNACCOLINI, 1992; Zu4 sottilmente stratificata e selciferà. La stessa suddivisione è ripresa in JADOUL *et alii* (2000) ove però le litozone non sono cartografate separatamente. Recentemente GALLI *et alii* (2007) hanno proposto di elevare a rango di formazione la litozona Zu4, con la

denominazione di formazione di Malanotte. La formalizzazione ufficiale non è ancora stata proposta. BERSEZIO *et alii* (1997) cartografano separatamente la coppia delle litozone Zu1 e Zu2 (ben delimitate a tetto dalla sommità del banco a coralli) e la coppia Zu3–Zu4. Questa suddivisione è stata considerata la più adeguata anche per questa edizione del Foglio 098-Bergamo, così come nell’adiacente Foglio 077-Clusone, adottando la definizione di **litozona inferiore (ZUU_a**, comprendente le litozone Zu1 e Zu2) e **litozona superiore (ZUU_b**, comprendente le litozone Zu3 e Zu4 o formazione di Malanotte), con sezioni-tipo esposte negli adiacenti fogli Vimercate e Lecco. La sezione-tipo e la località-tipo istitutive del Calcare di Zu si trovano lungo la sponda occidentale del Lago d’Iseo. La sezione-tipo si sviluppa lungo la parte orientale della Val Fonteno, che sbocca nel Sebino presso Zu (GNACCOLINI, 1965) e sulla sponda del lago, fino alla Punta della Pietra. La sezione-tipo presenta il massimo spessore del Calcare di Zu (oltre 1000 m) e, pur con ampi tratti di copertura, consente di osservare l’intera stratigrafia e di riconoscere le quattro litozone citate in precedenza, con relative variazioni laterali dovute alla posizione paleogeografica depocentrale della sezione-tipo in oggetto, rispetto all’area bergamasca centrale ove le litozone sono state definite.

Sezione più rappresentativa del foglio. Nel Foglio 098-Bergamo il Calcare di Zu presenta caratteri confrontabili a quelli della località-tipo, con spessori minori e con minore continuità di esposizione. Le sezioni più complete e continue sono disponibili lungo il versante sudorientale della Val Cavallina, tra Casazza, Monasterolo del Castello, Endine Gaiano e la Valmaggione. L’intero versante espone con discreta continuità la successione potente circa 700 metri, in cui sono ben riconoscibili, anche morfologicamente, il potente Primo banco a Coralli (litozona Zu2) e il Secondo banco a Coralli, compreso nella porzione superiore della litozona Zu3. Questi *marker* disegnano la blanda sinforme del M.Torrezzo seguita a S dall’antiforme a ginocchio di Grone.

Estensione degli affioramenti. Il Calcare di Zu affiora nel settore settentrionale del Foglio 098-Bergamo, costituendo l’ossatura dei rilievi della Flessura Pedemontana (DESIO, 1929), tra il M.Canto Alto e lo sciame di pieghe di Lonno (GAETANI *et alii*, 1981). La formazione affiora estesamente ad E di Selvino, tra Aviatico e Gazzaniga, ove appartiene al Sovrascorrimento di Albino (GAETANI *et alii*, 1981) e, ad E del Serio, costituisce il versante settentrionale della Flessura, qui rappresentata dalla catena M. Misma – M. Pranzà. Ad E della Val Cavallina il Calcare di Zu costituisce le già citate pareti ove si trovano le sezioni più rappresentative, tra Grone e Endine. Verso S la formazione costituisce le pendici meridionali

del Monte di Grone e il nucleo dell'anticlinale del Monte Bronzone, principalmente esposto nella bassa Valle Adrara. L'affioramento limitatissimo di Zandobbio, esumato dall'erosione al nucleo dell'anticlinale omonima, costituisce infine il più meridionale affioramento delle formazioni triassiche nel Foglio 098-Bergamo.

Caratteri litologici di terreno. Come già anticipato, il Calcare di Zu è stato suddiviso in due litozone informali, sulla base della suddivisione operata da JADOUL *et alii* (1994).

1.4.1. - Litozona inferiore (ZUU_a)

Nel Foglio 098-Bergamo questa litozona si sviluppa con una potenza che raggiunge i 350 m nella sola Val Cavallina orientale, e che si riduce a meno di 150 metri a M. Poieto e a M. del Cavallo, in quest'ultimo caso per troncatura erosionale a tetto. La litozona è costituita da alternanze di calcari micritici e bioclastici con calcari marnosi da grigi a nerastri, marne e argilliti marnose nerastre. Queste litofacies si associano in modo ciclico, costituendo in prevalenza sequenze negative, più raramente simmetriche o positive. Le sequenze sono formate da gruppi di strati piano-paralleli, con spessore e frequenza degli strati calcarei varianti in modo sistematico verso l'alto. Le sequenze negative sono in genere aperte da argilliti grigio-scure laminate, passanti verso l'alto a marne e calcari marnosi, fino a calcari micritico-bioclastici, questi ultimi costituenti banchi formati da gruppi di strati medi e spessi, amalgamati. Queste successioni si sviluppano con spessori metrici/decametrici. L'appoggio delle argilliti che aprono ciascun ciclo sulla sommità dei banchi micritici del ciclo sottostante è netto e può essere associato alla presenza di una crosta a noduli di ferro o ad un vero e proprio *hard-ground*. Le sequenze simmetriche si sviluppano gradualmente, presentando di norma una porzione superiore meno potente e ben sviluppata rispetto all'inferiore. Le intercalazioni terrigene fini sono molto ricche di materia organica e interamente laminate o bioturbate e fossilifere (bivalvi). La porzione superiore della litozona è costituita dalla *litozona Zu2* di JADOUL *et alii* (1994) o Banco a Coralli di LAKEW (1990), Primo orizzonte a Coralli di JADOUL & GNACCOLINI, (1992). È un orizzonte di estensione regionale con una potenza variabile da W verso E da 40 ad 80 m, riconoscibile nei livelli 43-46 della sezione-tipo di GNACCOLINI (1965). E' costituito da un gruppo di strati amalgamati di calcari micritici grigio-nerastri passanti a biolititi grigie con coralli, gasteropodi, brachiopodi, bivalvi. Questi strati sono ricoperti da calcareniti e calciruditi oolitico-bioclastiche a brachiopodi, crinoidi, bivalvi (tra cui talora grandi megalodonti), foraminiferi bentonici, alghe dasycladacee, frammenti di

coralli, in strati medi e quindi da un potente pacco di calcari micritici o fossiliferi (bivalvi, frammenti di coralli) in strati amalgamati o del tutto indistinguibili. La parte alta della litozona Zu 2 può presentare una dolomitizzazione tardiva o può comprendere livelli di breccie intraformazionali, in lenti metriche.

1.4.2. - Litozona superiore (ZUU_b)

Questa litozona si sviluppa con uno spessore variabile da 0 a 350 metri circa; gli spessori massimi corrispondono al progressivo ispessimento dell'intera formazione, che si realizza verso E, e che trova il proprio culmine, con riferimento al Foglio 098-Bergamo, nell'area della Val Cavallina – Lago d'Endine. La litozona è assente per troncatura erosionale nel settore compreso tra Lonno e M. del Cavallo, ed è drasticamente ridotta a poche decine di metri presso il M. Rena (CASATI & GAETANI, 1968; BERSEZIO *et alii*, 1997). Il limite con la litozona inferiore (ZUU_a) è netto, essendo rappresentato dall'appoggio di marne argillose grigio-scuri sui calcari micritici in strati amalgamati appartenenti alla sommità del sottostante banco a coralli. Questo limite corrisponde pressoché ovunque ad un risalto morfologico con sviluppo di una cengia erbosa, per questo è in genere raramente esposto. In prossimità del limite inferiore è possibile incontrare marne dolomitiche di colore ocreo, talora vacuolari, con pseudomorfi di carbonati su gesso; a queste possono essere associate vere e proprie “carniole”, costituite da calcari dolomitici, vacuolari, con dissoluzione dei minerali evaporitici. La litozona superiore, ove presente e completa, è costituita in prevalenza dai litotipi della litozona Zu3 di JADOUL *et alii* (1994), la cui associazione ripete in modo confrontabile i caratteri deposizionali della litozona Zu1. Più frequenti rispetto a questa sono le litofacies di calcareniti oolitico-peloidali e bioclastiche, che costituiscono singoli o gruppi di strati a laminazione obliqua concava o planare e incrociata a scala media. Analogamente sono più abbondanti i corpi metrici di biolitite a coralli, lenticolari e associati ad argilliti marnose nere. Il succedersi di cicli marnoso-calcarei è coronato dallo sviluppo di un banco calcareo, stratificato o amalgamato, a luoghi riccamente fossilifero (coralli, spugne, porostromata, alghe dasycladacee, megalodonti) e talora oncolitico, cui si sovrappone la litozona Zu4. Quest'ultima (recentemente suggerita come formazione di Malanotte da GALLI *et alii*, 2007), potente 15-30 metri, si caratterizza per la regolare alternanza di calcari marnosi e marne nerastre, a stratificazione media e sottile, piano-parallela o fortemente ondulata. Presso il limite formazionale sono stati osservati livelli bioclastici ricchi in frammenti di coralli, bivalvi, crinoidi, ooliti e oncoliti, cui si associano

micriti grigio-scuri selciferi. Nella zona del M. di Grone la litozona Zu4, e quindi il limite formazionale superiore, è caratterizzata dalla presenza di calcareniti oolitiche, in strati curvi, non paralleli, con una tipica patina nocciola-avorio. Queste si intercalano alle micriti nere con noduli di selce nera, più caratteristiche.

Dati di laboratorio. Le microfacies dei litotipi carbonatici del Calcare di Zu si differenziano in base alla posizione paleogeografica e stratigrafica oltre che all'interno dei cicli elementari che ne costituiscono la successione. I calcari delle sequenze negative minori tipiche di entrambe le litozone sono *mudstone* a peloidi e bioclasti, passanti verso la sommità di ciascuna sequenza a *wackestone* e *packstone* a peloidi, bioclasti e ooliti, con foraminiferi bentonici, *pellet*, cortoidi; la presenza di granuli micritizzati è relativamente comune. Le facies di *mudstone* tipiche della litozona Zu4, sottilmente stratificata, si differenziano per l'estesa bioturbazione, la silicizzazione e l'abbondanza di spine di poriferi. Le microfacies di *grainstone* sono caratteristiche dei due banchi a coralli principali e dei livelli oolitici a laminazioni oblique, incontrati nelle litozone Zu3 e Zu4. Si tratta di *grainstone/packstone* ad ooliti, peloidi, *pellet*, piccole oncoliti, *lump* e altri cortoidi, foraminiferi bentonici e bioclasti (crinoidi, coralli, bivalvi e altri molluschi). Tutte queste microfacies possono presentare una dolomitizzazione tardiva che tende a mascherare, fino a cancellare, la tessitura originale.

Microfacies differenti sono rappresentate dalle rare *rudstone* intraclastiche e bioclastiche, a matrice micritica o microcristallina, che caratterizzano i pochi livelli paraconglomeratici riconosciuti, oltre che dalle *boundstone* e *framestone* a coralli e porostromata che caratterizzano i *patch reef* descritti in precedenza nella litozona superiore.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Complessivamente il Calcare di Zu assume il massimo spessore ad W del Sebino, raggiungendo il migliaio di metri nella sezione-tipo ubicata nell'adiacente Foglio 099-Iseo (GNACCOLINI, 1965). Nell'area compresa nel Foglio 098-Bergamo lo spessore totale non supera i 700 metri, con i massimi collocati nella parte orientale del foglio, tra Val Cavallina e Lago di Endine. La litozona inferiore può arrivare ad una potenza di 350 metri, di cui non più di 80 rappresentati dal primo banco a coralli (litozona Zu2). La litozona superiore supera di poco i 350 m, meno di 25 dei quali attribuibili alla litozona sommitale (Zu4), ma manca del tutto tra Brembo e Serio. Gli spessori complessivi del Calcare di Zu si riducono verso W, fino ai valori minimi (200-250 m) della bassa Val Seriana (JADOUL *et alii*, 1994; BERSEZIO *et alii* 1997).

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del Calcare di Zu, corrisponde al passaggio graduale tra le sequenze argilloso-calcaree che caratterizzano l'Argillite di Riva di Solto e i cicli calcareo-marnosi della litozona inferiore. GNACCOLINI (1965) propone di posizionare il limite in corrispondenza del passaggio a facies in prevalenza carbonatiche. JADOUL *et alii* (1994) suggeriscono di utilizzare come limite le evidenze di un *trend* regressivo, sottolineato dalla presenza di carniolate, laminazioni stromatolitiche, dolomitizzazione e da un orizzonte a grandi bivalvi (*Gervillia*), nella porzione inferiore del Calcare di Zu (litozona Zu1). Questi caratteri sono del tutto evidenti nella bergamasca centrale, nelle basse valli dell'Imagna e del Brembo, solo limitatamente incluse nel Foglio 098-Bergamo. Gli stessi caratteri non sono altrettanto chiaramente espressi nella bergamasca centro-orientale, ad E del Cherio, ove la successione si ispessisce e acquisisce i caratteri depocentrali, caratteristici della sezione-tipo. Il limite tra le litozone inferiore e superiore è netto, corrispondendo alla sommità del corpo carbonatico massiccio che costituisce la litozona Zu2, ricoperto da argilliti nere che aprono il successivo gruppo di cicli, tipico della litozona Zu3. In corrispondenza di questo limite si sviluppa con discreta intensità la dolomitizzazione della litozona Zu2, a tetto della quale è localmente osservabile una discontinuità sottolineata dalla presenza di tasche di breccie intraformazionali. In tutte le successioni stratigraficamente complete, il limite formazionale di tetto è determinato dall'appoggio netto e planare delle facies di calcari micritici o oolitici grigio-chiari o nocciola, mal stratificati e parzialmente dolomitizzati della formazione dell'Albenza sui calcari marnosi grigio nerastri, a stratificazione media e sottile della litozona Zu4 o formazione di Malanotte. Solo presso Grone il limite è difficilmente posizionabile per la presenza della litofacies di calcareniti oolitiche presente nella stessa litozona. Nel settore di M. del Cavallo - Lonno e di M. Poieto, la successione del Calcare di Zu è troncata da una superficie di erosione, cui segue l'appoggio discordante di diverse formazioni liassiche o giurassico superiori sulla litozona superiore (CASATI & GAETANI, 1968; BERSEZIO *et alii*, 1997). Infine, solo negli affioramenti isolati di Zandobbio, sul Calcare di Zu si appoggia la dolomia di Zandobbio, in sostituzione della formazione dell'Albenza (GAETANI, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1995).

Fossili. Il Calcare di Zu è spesso riccamente fossilifero, principalmente nei banchi calcarei più potenti, ma anche in corrispondenza delle lenti biocostruite (*patch reef*) intercalate a questi. Le associazioni più frequenti comprendono bivalvi, brachiopodi, porostromata, coralli. Alcune tra le specie più significative comprendono *Myophoria inflata* EMMERICH, *Rhaetavicula contorta* PORTLOCK, *Cardita austriaca* HAUER, *Protocardia*

rhaetica (MERIAN), *Gervilleia sebina* SCOSSIROLI, *Bactrillium striolatum* HEER (VECCHIA, 1950). Tra i coralli sono diffuse le specie appartenenti ai generi *Retiophylla* e *Astreomorpha* (ALLASINAZ, 1962). Tra i foraminiferi bentonici sono diffusi *Triasina hantkeni* MAJZON, *Aulotortus* sp. e *Auloconus* (LAKEW, 1990).

Attribuzione cronologica. Sulla base delle associazioni paleontologiche il Calcare di Zu è stato a lungo attribuito al Retico. Le associazioni a palinomorfi consentono a CIRILLI (in JADOUL *et alii*, 1994) di posizionare il limite Norico-Retico all'interno del Calcare di Zu, poco sopra il limite tra le litozone inferiore e superiore, cioè sopra la sommità del banco a coralli che costituisce la litozona Zu2. GAETANI *et alii* (1998) inseriscono la litozona inferiore nella Sequenza Deposizionale N2-R1, unitamente all'intera successione dell'Argillite di Riva di Solto; la litozona superiore costituirebbe una sequenza a parte, denominata R2 e attribuita interamente al Retico. GALLI *et alii* (2007) individuano il limite Retico-Hettangiano nella parte basale della formazione di Malanotte, grazie alla scomparsa di *Rhaetipollis germanicus* SCHULZ e all'acme di *Krauselisporites reissingeri* (HARRIS). L'importante variazione delle palinofacies è concomitante con la marcata anomalia negativa del $\delta^{13}\text{C}$ rilevata dagli autori alla base dello Zu4. In sintesi, in attesa della calibrazione magnetostratigrafica tuttora in corso, l'età del Calcare di Zu è complessivamente da comprendere tra il Norico superiore e l'Hettangiano *p.p.*

Ambiente deposizionale. L'associazione di facies e le associazioni paleontologiche indicano per il Calcare di Zu un ambiente deposizionale misto, terrigeno/carbonatico, di bassa profondità, assimilabile ad un contesto di rampa carbonatica (LAKEW, 1990). Le variazioni di spessore, e le associate variazioni di facies, indicano i mutamenti di questo contesto deposizionale, con transizioni tra aree caratterizzate da subsidenza limitata e ambienti di elevata energia, in posizione prossima al livello di base del moto ondoso (Bergamasca centrale, Val Seriana; JADOUL *et alii*, 1994), e aree di rampa distale caratterizzate dalla massima subsidenza e dai conseguenti massimi spessori delle facies terrigene e carbonatiche fini, oltre che dall'assenza delle facies calcarenitiche laminate. I due principali corpi carbonatici contenuti nel Calcare di Zu, rispettivamente appartenenti alla litozona Zu2 e alla sommità della litozona Zu3, rappresentano fasi regressive che portano alla progradazione regionale di piattaforme carbonatiche, il cui sviluppo identifica le sequenze deposizionali già citate di GAETANI *et alii* (1998). Tali fasi regressive si associano a cambiamenti climatici verso climi aridi, documentati dalle associazioni a palinomorfi (CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994). Lo sviluppo delle sequenze cicliche ad

alta frequenza, interpretate generalmente come cicli di *shallowing*, è ricondotto alle variazioni eustatiche relative (JADOUL & GNACCOLINI, 1992; JADOUL *et alii*, 1994) sotto il controllo delle frequenze orbitali (MASETTI *et alii*, 1989).

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il Calcare di Zu appartiene al Bacino Lombardo, che durante il Norico sommitale - Retico si presenta meno drammaticamente differenziato in sottobacini delimitati da faglie normali/transtensive, rispetto alla fase precedente di transtensione norica. Per questo l'aumento dello spessore verso il depocentro sebino è verosimilmente da attribuire alla differenziazione della subsidenza dovuta all'elevato spessore della sottostante Argillite di Riva di Solto. I settori occidentali, in precedenza meno subsidenti e ospitanti successioni noriche poco potenti e poco argillose, accolgono spessori limitati del Calcare di Zu. Al contrario la troncatura che dimezza la formazione presso il M. del Cavallo è da attribuire all'erosione operata su un blocco basculato durante la successiva estensione liassica.

1.5 - FORMAZIONE DELL'ALBENZA (ALZ)

Sinonimi. Il termine formazione dell'Albenza è stato proposto recentemente nell'ambito dell'edizione dei Fogli 076-Lecco e 077-Clusone della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, contemporanea all'edizione di questo foglio. Questa denominazione sostituisce la precedente tradizionale denominazione di Dolomia a Conchodon. La denominazione tradizionale è stata utilizzata a lungo erroneamente per indicare i livelli ricchi in megalodonti che caratterizzano la parte superiore del Calcare di Zu. La Dolomia a Conchodon è stata definita formazionalmente da GNACCOLINI (1964), con riferimento alla Lombardia occidentale. La sezione maggiormente rappresentativa nell'area a cui si riferisce (esaminata, studiata, analizzata) riferita dall'Autore è ubicata presso l'Alpe Perino (Valcuvia). Questa definizione è adottata nella cartografia geologica ufficiale a partire dall'edizione del Foglio 34-Breno alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia (BIANCHI *et alii*, 1971). La stessa definizione, trattenuta successivamente da BONI & CASSINIS (1973), era adottata in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954), con accezione stratigrafica differente. Per l'attuale edizione del Foglio 098-Bergamo vengono conservati tutti gli elementi caratteristici che definivano la Dolomia a Conchodon limitandosi a sostituirgli la denominazione formazionale. Occorre poi ricordare che nell'area di Zandobbio affiora un'unità in posizione stratigrafica analoga a quella della formazione dell'Albenza, ma differente per alcuni caratteri litostratigrafici, che viene pertanto

cartografata separatamente sotto la definizione tradizionale di dolomia di Zandobbio. Occorre infine ricordare che diversi affioramenti, attribuiti storicamente alla formazione dell'Albenza, sono stati riclassificati come appartenenti ad altre unità liassiche, in parte come già proposto da BERSEZIO *et alii* (1997).

Sezione più rappresentativa del foglio. Nel Foglio 098-Bergamo le sezioni più rappresentative della formazione dell'Albenza sono ubicate, da E verso W, nella Val Cavallina tra Grone e il Monte Torrezzo, nella Valle Adrara, a N di San Rocco, nella bassa Val Seriana presso le cave di Pradalunga e infine in bassa Val Brembana, presso le cave di Sedrina. In particolare le sezioni delle cave di Grone, sugli opposti versanti della valle del Cherio a S di Casazza, offrono il massimo spessore formazionale, circa 100 metri, nell'area del Foglio 098-Bergamo.

Estensione degli affioramenti. La distribuzione degli affioramenti della formazione dell'Albenza ricalca la posizione delle unità liassiche. Essa affiora infatti lungo l'intero decorso dei rilievi corrispondenti alla Flessura Pedemontana, tra il M. Canto Alto e il M. Pranzà. In bassa Val Seriana la formazione affiora nel *graben* di Selvino mentre in Val Cavallina contorna le blande pieghe di Grone - M. Torrezzo, per proseguire in valle Adrara sugli opposti fianchi dell'anticlinale del M. Bronzone. La formazione dell'Albenza affiora infine limitatamente presso il Corno Buco e nella Valle del Duago, poco a N della sponda sebina.

Caratteri litologici di terreno. La formazione dell'Albenza è prevalentemente carbonatica, organizzata in strati mal definiti da superfici discontinue e in banchi talora amalgamati, in questo caso di spessore plurimetrico, di colore grigio-nocciola chiaro. Nel complesso si tratta di calcareniti oolitiche associate a calcari micritici poveri di fossili. La dolomitizzazione è presente in modo localizzato e interessa molto raramente l'intera formazione. Si tratta di solito di una dolomitizzazione tardiva e selettiva che interessa principalmente gli intervalli a granulometria maggiore (calcareniti oolitiche dolomitizzate) e subordinatamente, in plaghe, le facies micritiche, che assumono in questi casi tessiture cristalline a grana molto fine. Come litologia accessoria sono presenti noduli di selce, da millimetrici a centimetrici, solitamente di colore grigio avorio o rosato, che compaiono presso la base e/o nella parte superiore della formazione. Nelle sezioni più rappresentative è stata riconosciuta l'associazione delle seguenti litofacies:

- calcareniti oolitico-bioclastiche, talora dolomitiche, con bioclasti, intraclasti e litoclasti, questi ultimi molto rari. Questi strati possono presentare geometria esterna tabulare e spessore medio, o geometrie curve,

non parallele. La struttura interna, ove osservabile, è caratterizzata da laminazioni planari, oblique ad alto o basso angolo e/o da laminazioni oblique concave a scala media;

- calcari micritici e microcristallini, grigio-avorio, molto raramente dolomitizzati, bioturbati, con bioclasti (bivalvi, crinoidi, spugne), fossili (foraminiferi bentonici), ooliti e peloidi, in strati e banchi mal definiti, tabulari a scala decametrica, raramente selciferi;

- calcari micritici grigio-nocciola, con rarissimi bioclasti sparsi (molluschi), intensamente bioturbati, localmente selciferi, in gruppi di strati amalgamati a costituire banchi metrici.

Le litofacies indicate si associano verticalmente e lateralmente, con prevalenza dei calcari micritici nocciola e dei calcari microcristallini fossiliferi. I gruppi di strati calcarenitici sono prevalenti presso la base della formazione e nella sua parte media, ma la loro distribuzione è fortemente controllata dall'ubicazione delle sezioni osservate.

Nel settore orientale del foglio i caratteri indicati sono tipici delle sezioni di elevato spessore (100 metri), presenti a partire dal M. Bronzone e spostandosi verso N. I limitati affioramenti del Corno Buco e della Valle del Duago, isolati tettonicamente e separati fisicamente dai precedenti, se ne differenziano, rappresentando l'estrema variazione occidentale dello spessore e delle facies, rispetto a quanto si osserva lungo la sponda sebina (Foglio 099-Iseo). In questi ultimi affioramenti la formazione dell'Albenza presenta spessore elevato, oltre 160 metri, e facies meglio stratificate, riccamente selcifere, talora oncolitiche, attribuite da GAETANI (1970) alla Corna. Queste facies e questi spessori variano progressivamente verso il territorio compreso nel Foglio 098-Bergamo, e in particolare verso le due zone indicate, ove la potenza non supera i 50 metri e le facies si presentano massicce, dolomitizzate in modo pervasivo e grossolano, raramente oolitiche.

Verso occidente si presentano ancora in vari settori delle riduzioni di spessore, fino a meno di 40 metri (M. Pranzà, M. Misma, M. Cavlera, M. Cedrina, M. Poieto), corrispondenti in generale a settori di alto strutturale che acquisteranno maggiore identità, e margini tettonici riconoscibili, a partire dal Sinemuriano. A queste riduzioni corrisponde abbastanza invariabilmente l'aumento della dolomitizzazione, la riduzione delle facies meglio stratificate e fossilifere (calcari micritici e microcristallini), l'aumento delle facies micritiche non stratificate e delle calcareniti. Lateralmente rispetto a queste aree spessori e facies tornano in modo graduale a quelli più tradizionali (80–90 metri). Spesso la formazione dell'Albenza è troncata a tetto, talora molto profondamente, fino

all'omissione totale. Ciò si verifica poco ad E di Grone, lungo il versante sudoccidentale del M. Poieto, ad E del M. Cedrina, pressoché in tutto il settore di Albino - Lonno - M. del Cavallo.

Dati di laboratorio. Le microfacies della formazione dell'Albenza caratterizzano le litofacies descritte sul terreno:

- *grainstone* oolitici talora dolomitizzati, con peloidi, intraclasti e rari litoclasti. Al nucleo delle ooliti possono essere presenti foraminiferi bentonici, tra i quali è riconoscibile qualche individuo di *Triasina hantkeni* MAJZON. La dolomitizzazione tardo diagenetica, ove presente, origina un feltro idiotopico attraverso il quale si riconosce con difficoltà l'originaria tessitura. Alcuni campioni presentano ampie plaghe di silicizzazione;

- *packstone* e *wackestone*, talora dolomitizzati, con *pellet*, peloidi, intraclasti, rare ooliti, spesso superficiali, rare e piccole oncoliti, bioclasti (bivalvi e rari ammonoidi non determinabili), rari foraminiferi bentonici. Alcune *packstone* si presentano come vere e proprie lumachelle a bivalvi, con riempimenti di tipo geopetale;

- *mudstone* a peloidi e bioclasti (bivalvi), molto raramente dolomitizzati; raramente si osservano vere e proprie dolomicriti.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore massimo della formazione dell'Albenza nel Foglio 098-Bergamo è di circa 100 metri, misurabile in Val Cavallina, tra Grone e Endine. Le variazioni, per riduzione stratigrafica, avvengono ripetitivamente con polarità E-W, e portano la formazione a ridursi a meno di 40 metri nei settori già citati di M. Pranzà, M. Misma, M. Cedrina, M. Poieto. La troncatura a tetto riduce la formazione a poche decine di metri, fino ad eliderla completamente nelle già elencate aree ad E di Grone, M. Misma/Case Gotti, Albino/Lonno, M. del Cavallo/Olera.

Rapporti stratigrafici. In generale la formazione dell'Albenza si sviluppa a tetto del Calcare di Zu. Il limite è netto, per appoggio dei gruppi di strati calcarenitici o calcareo-micritici, amalgamati, grigi, tipici della formazione in esame, sulla successione calcareo-marnosa a stratificazione sottile e media della parte sommatata della litozona **ZUU₆**, del Calcare di Zu. Localmente (M. di Grone) ove la litozona superiore del Calcare di Zu presenta a tetto calcareniti oolitiche, il passaggio è più difficilmente posizionabile, in genere grazie alla variazione di colore da grigio scuro a grigio chiaro e alla scomparsa o amalgamazione delle superfici di stratificazione. Il limite di tetto, nelle successioni non troncate, è definito normalmente dal passaggio al Calcare di Sedrina. Esso si presenta netto, per l'appoggio dei calcari microcristallini grigi, talora dolomitici del Calcare di Sedrina, sui livelli sommitali della formazione dell'Albenza. Nelle successioni troncate a tetto, la formazione può essere ricoperta da differenti

unità liassiche, sempre con relazioni di discontinuità fisica rese evidenti da discordanze, superfici di erosione irregolari, bruschi passaggi litologici.

Fossili. I fossili nella formazione dell'Albenza sono piuttosto rari. Tra i bivalvi sono presenti i generi *Chlamys* e *Myophoria* (GAETANI, 1970), oltre a rari Megalodontidi, in aggiunta a crinoidi, ammonoidi non determinabili, foraminiferi tra cui *Triasina hantkeni* MAJZON (LAKEW, 1990; ROBERTS, 1994).

Attribuzione cronologica. Per posizione stratigrafica, la base della Dolomia a Conchodon, ora formazione dell'Albenza, venne attribuita al Retico superiore (GAETANI, 1970; JADOUL *et alii*, 2000). Ancora per posizione stratigrafica, il tetto della formazione venne assegnato alla sommità dell'Hettangiano, poiché il Calcare di Sedrina presenta alla base faune appartenenti alla zona a *Liasicum* (LOZAR, 1992; ROBERTS, 1994). GAETANI *et alii* (1998) includono la Dolomia a Conchodon nella Supersequenza Norico superiore - Hettangiano superiore, considerandola come intervallo di stazionamento alto (LAKEW, 1990) della Sequenza Deposizionale R2, costituita dalle litozone Zu3 e Zu4 del Calcare di Zu e coronata dalla formazione in oggetto. GALLI *et alii* (2007) hanno individuato il limite Retico-Hettangiano presso la sommità del Calcare di Zu, consentendo di restringere l'attribuzione cronologica della formazione dell'Albenza al solo Hettangiano.

Ambiente deposizionale. In base ai caratteri osservati, l'ambiente di deposizione della formazione dell'Albenza è interpretabile come tipico di una piattaforma carbonatica subtidale aperta, di tipo bahamiano, in cui secche e barre oolitiche, bi- e tridimensionali potevano migrare verso i margini. La piattaforma era caratterizzata da un'elevata produttività di fango carbonatico, peloidi e ooliti. Nella Lombardia occidentale ROBERTS (1994) individua ambienti di tipo tidale. In generale la formazione dell'Albenza rappresenta l'ultima progradazione regionale di una piattaforma carbonatica prima della fase di *rifting* principale che ristrutturò il Bacino Lombardo a partire dal Liassico.

Dominio paleogeografico di appartenenza. La formazione dell'Albenza appartiene al Bacino Lombardo. Essa sigilla l'articolazione dei bacini intrapiattaforma norico-retici, progradando a scala regionale. Contestualmente la formazione viene a far parte del substrato *pre-rift* rispetto alla successiva fase di estensione liassica, cui si deve la riorganizzazione del Bacino Lombardo in una complessa successione di *semigraben* asimmetrici di ampiezza longitudinale chilometrica.

1.6 - DOLOMIA DI ZANDOBBIO (ZAN)

Sinonimi. Nell'area di Zandobbio – Trescore Balneario, in corrispondenza di un'ampia culminazione dell'anticlinale regionale di Bergamo-Zandobbio (GAETANI *et alii*, 1981; BERSEZIO *et alii*, 1990), emerge una successione di carbonati giurassici, interamente circondata in affioramento dalle unità clastiche cretatiche e quindi isolata fisicamente dalle formazioni coeve. La successione è tipica di un contesto di paleoalto strutturale giurassico, da tempo noto come Alto di Zandobbio (GAETANI, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994), di cui è preservata e esposta una porzione del margine settentrionale. L'alto si sviluppa frammentando un corpo di carbonati dolomitizzati di mare basso tradizionalmente noti come dolomia di Zandobbio, pietra di Zandobbio o calcare di Zandobbio (CARIMATI *et alii*, 1980), del tutto verosimilmente correlabile con la formazione dell'Albenza e con il Calcare di Sedrina, in facies dolomitizzata tardivamente. Nel sottosuolo i pozzi ENI (Cascina Riviera presso Trescore Balneario e vari altri) perforano successioni liassiche dolomitiche attribuite alla dolomia di Zandobbio e messe in relazione con le unità già citate ma anche con la parte inferiore dei prismi di pelagiti e torbiditi calcaree del Medolo l.s.. In affioramento queste unità sono solo localmente dolomitizzate e il limite con la dolomia di Zandobbio è agevolmente identificabile. Si è pertanto ritenuto di conservare l'identità di questa unità stratigrafica tradizionale, con la denominazione di dolomia di Zandobbio, la più rispondente alla litologia dominante.

Sezione più rappresentativa del foglio. Le sezioni più rappresentative si rilevano presso le cave dell'area di Zandobbio (Cava Bombardieri, Cava 3N, Cava Cremaschi) in cui si coltivano le dolomie per granulati e pietre ornamentali.

Estensione degli affioramenti. La dolomia di Zandobbio affiora esclusivamente in corrispondenza della culminazione dell'anticlinale di rampa di Bergamo-Zandobbio, tra Trescore Balneario e Selva di Zandobbio.

Caratteri litologici di terreno. La dolomia di Zandobbio comprende tre litozone (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994), non cartografate separatamente nel presente lavoro:

a) dolomie bianche o rosate in banchi e strati spessi, alternati ad intervalli a stratificazione sottile. Questa litozona costituisce l'80% della successione e comprende: dolomicriti a fantasmi di peloidi, crinoidi, bivalvi, echinodermi, frequentemente ricristallizzate a grana grossolana; doloareniti a laminazione obliqua concava a piccola e media scala, con ooidi, peloidi, bioclasti; brecce intraformazionali con cavità riempite da cementi e *fenestrae*; rari livelli di

calcarei micritici solo parzialmente dolomitizzati, con foraminiferi, brachiopodi, bivalvi, ostracodi. L'associazione di facies prevede lo sviluppo di sequenze ripetitive di dolomicriti e brecce, con o senza doloareniti intercalate;

b) calcareniti oolitico-peloidali bianche o grigie a noduli di selce, in strati medi e spessi, cuneiformi, dolomitizzate e silicizzate, con laminazioni oblique concave a grande o piccola scala, a luoghi ricche in echinodermi, crinoidi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi;

c) dolomicriti grigio-chiare o rosate, a stratificazione sottile, planare o ondulata, con sottili intercalazioni pelitiche grigie o rosate.

All'interno del corpo dolomitico principale si sviluppano filoni sedimentari discordanti o strato-concordanti, decametrici, costituiti da corpi di brecce dolomitiche intraformazionali, associate a brecciatore *in situ* delle salbande. Questi filoni, sviluppati durante lo smembramento estensionale della piattaforma, sono cartografati insieme alla dolomia di Zandobbio, dalla quale sono spesso indistinguibili per la dolomitizzazione e per il carattere intraformazionale delle brecce.

Dati di laboratorio. Le microfacies della dolomia di Zandobbio sono pressoché sempre dolomitizzate, con dolomite limpida a mosaico ipidiotopico. Si riconoscono originari *mudstone* a peloidi; *wackestone* e *packstone* ad ooidi, peloidi, foraminiferi, echinodermi e crinoidi, bivalvi, ostracodi; *grainstone* oolitici a crinoidi. Nella litozona b) la silicizzazione - talora riconoscibile come pre-dolomitica - è ubiquitariamente diffusa.

Spessore dell'unità e sue variazioni. La litozona a) inferiore, affiora per almeno 120 m di spessore, con base non presente. Essa è seguita da circa 15 m appartenenti alla litozona b), localmente mancante, e da altri 20 m della litozona c). Lo spessore minimo complessivo delle successioni più potenti e complete è di circa 160 m.

Rapporti stratigrafici. La base dell'unità non è presente nell'area. Perforazioni e affioramenti urbani non più reperibili suggeriscono la presenza del Calcare di Zu non oltre qualche decina di metri sotto la base degli affioramenti della dolomia di Zandobbio. A tetto si sviluppa una discontinuità stratigrafica per mezzo della quale si passa dall'appoggio del calcare di Moltrasio sulla litozona c) (Trescore, Entratico), all'appoggio discordante di una successione toarciano-titoniana ridotta e condensata direttamente sulle litozone a) o b) (Selva di Zandobbio) fino alla troncatura più profonda con appoggio dei conglomerati titoniani direttamente sulla litozona a) (Buca del Corno).

Fossili. La dolomia di Zandobbio presenta associazioni a bivalvi, brachiopodi, echinodermi, crinoidi, ostracodi e foraminiferi, pressoché

sempre indeterminabili a causa della dolomitizzazione. La ricca associazione tipica della litozona b) induce a correlare questo intervallo con la porzione regressiva sommitale del Calcare di Sedrina (GAETANI, 1970).

Attribuzione cronologica. In base alla correlazione tra litozona b) e corpi sommitali del Calcare di Sedrina, e alla segnalazione di affioramenti del Calcare di Zu alla base dell'unità, si ritiene possibile attribuire la dolomia di Zandobbio all'Hettangiano. Non si può escludere un'età sinemuriana per la litozona silicizzata sommitale c), che è localmente coperta dal calcare di Moltrasio, qui datato al Sinemuriano–Pliensbachiano (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994).

Ambiente deposizionale. La dolomia di Zandobbio rappresenta una successione di piattaforma carbonatica in condizioni tidali (litozona a), che evolve verso una successione di piattaforma esterna-rampa (sommità della litozona a) coperta da un intervallo regressivo con barre oolitiche (litozona b). L'annegamento della piattaforma è segnalato dallo sviluppo, forse già sinemuriano, della litozona c), di rampa carbonatica.

Dominio paleogeografico di appartenenza. La dolomia di Zandobbio appartiene al dominio di sviluppo delle piattaforme carbonatiche hettangiane (formazione dell'Albenza – Corna – Calcare di Sedrina) di cui riassume l'evoluzione in cicli trasgressivo-regressivi seguiti dall'annegamento sinemuriano. Nell'area di Zandobbio essa appartiene al margine settentrionale di un alto strutturale, che si sviluppa, frammentandola, tra il Sinemuriano e il Titoniano.

1.7 - CALCARE DI SEDRINA (SED)

Sinonimi. La definizione formazionale del Calcare di Sedrina si deve a FRANCANI (1967), così come la sua formalizzazione (1968) che individua l'area-tipo nella regione compresa tra la sponda orientale del Lago di Lecco e la sponda occidentale del Sebino. Località e sezione-tipo sono ubicate lungo la strada provinciale che congiunge Sedrina e Ubiale, in Val Brembana. La formazione, o le unità ad essa equivalenti, erano in precedenza denominate come Calcari di Carenno (RASSMUSS, 1912), Formazione di Val Malanotte (CITA *et alii*, 1959) o *Kieselkalke* (BERNOULLI, 1964).

Sezione più rappresentativa del foglio. Le sezioni più rappresentative del Calcare di Sedrina sono ubicate nel Foglio 098-Bergamo lungo il versante settentrionale del M.Canto Alto, all'estremo occidentale del foglio, in continuità fisica con il prolungamento orientale degli affioramenti della sezione-tipo, e presso Sedrina, nell'adiacente Foglio 097-Vimercate. Ad E del Fiume Serio, la formazione è ben esposta in alcune sezioni altrettanto

significative, tra cui quella delle Cave Italcementi di Pradalunga (LOZAR, 1995), delle Cave Italcementi di Grone (VECCHIA, 1949) e in Valle Adrara, a N di S.Rocco o presso il M. di Grone (GAETANI, 1970).

Estensione degli affioramenti. Nel Foglio 098-Bergamo gli affioramenti del Calcare di Sedrina si distribuiscono sia lungo i rilievi della Flessura Pedemontana, come nell'allineamento Canto Alto - Lonno e più ad E lungo la catena Pradalunga - M. Misma - M. Pranzà - Grone, sia a N della stessa, come nei fianchi del *graben* di Selvino, o al contorno delle ampie pieghe del M. Torrezzo - Grone. Presso l'estremità orientale del foglio, la formazione affiora in entrambi i fianchi dell'anticlinale del M. Bronzone oltre che, a S della stessa, nella zona di Corno Buco - Valle del Duogo, affacciata sulla sponda sebina. L'affioramento estremamente limitato, isolato e meridionale di Zandobbio, nella bassa Val Cavallina, completa il panorama delle esposizioni del Calcare di Sedrina.

Caratteri litologici di terreno. Il Calcare di Sedrina comprende una successione di calcari bioclastici, talora dolomitizzati, calcari oolitici e calcari marnosi, con liste e noduli di selce, a stratificazione sottile o media, piano-parallela o ondulata. La formazione presenta, in diversi settori della bergamasca, due livelli riccamente fossiliferi: l'inferiore presso la base (*Grenzbivalvenbank*, KRONEKER, 1910) il superiore presso il tetto dell'unità (banco a brachiopodi, RASSMUS, 1912). A tetto è pressoché ovunque sviluppato un intervallo intensamente silicizzato, che può assumere i caratteri di un livello-guida, ove costituito da un banco plurimetrico interamente silicizzato, con selce di colore bianco-rosato (livello-guida a selci bianche di CASATI, 1970). Nel complesso la formazione raggiunge spessore di rado eccedente i 120 metri, quindi inferiore a quanto riportato nella sezione-tipo (157 metri) da FRANCANI (1967). La formazione può mancare in alcuni settori, per troncatura erosionale a tetto (M. del Cavallo - Lonno - Albino, M. Misma, Grone).

In generale, nelle successioni non erose a tetto, si possono individuare tre litozone, non cartografabili, come già suggerito da BERSEZIO *et alii* (1997) e in JADOUL *et alii* (2000). I caratteri delle tre litozone possono essere riassunti come segue (dal basso verso l'alto), avendo come riferimento le sezioni più significative già citate, tra cui quelle del Canto Alto, Pradalunga, Valle Adrara:

Litozona inferiore, potente da 15 a 40 metri circa, costituita da calcari micritici grigi, localmente in parte dolomitizzati, a stratificazione media o spessa per amalgamazione, piano-parallela, con rari noduli di selce grigio-scura, e un'associazione di bioclasti e fossili: bivalvi, gasteropodi, echinodermi, crinoidi. Alcuni livelli sono ricchissimi di grandi bivalvi

(*Liostrea*), normalmente disarticolati. Il passaggio alla successiva litozona è in genere graduale ma molto rapido.

Litozona intermedia (40-50 metri), formata da calcari micritici e microcristallini ad intraclasti e peloidi, di colore grigio scuro, con selci nere in noduli equidimensionali, a stratificazione piano-parallela o ondulata, media o sottile, con interstrati o giunti marnosi. Questa litozona è sostituita dalla successiva con limite netto.

Litozona superiore (10-25 metri) costituita da calcari micritici, calcari oolitici e calcari bioclastico-fossiliferi, grigio-scuri, con abbondante selce di colore nero, grigio o biancastro. I bioclasti e i fossili sono localmente molto abbondanti, comprendendo brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, crinoidi, echinodermi. I gruppi di strati oolitici possono costituire corpi di calcareniti a laminazione obliqua planare o concava a scala media. A luoghi la silicizzazione diviene pervasiva e pressoché totale, con colorazioni bianche o grigio-chiare (Canto Alto, Grone).

In questa successione si riconoscono il *Grenzbivalvenbank* (compreso, quando presente, nella litozona inferiore), il banco a brachiopodi (compreso nella litozona superiore) e il livello *marker* a selci bianche e ooliti, sommitale.

Se si escludono gli assottigliamenti per erosione a tetto, fino alla totale omissione dell'unità, il Calcare di Sadrina presenta alcune variazioni rispetto alla successione così riassunta, sia in direzione W-E, sia verso S.

Muovendo da W, una prima variazione si osserva poco ad E del Canto Alto, presso la località Stalle di Braghizza, dove la dolomitizzazione tardiva assume carattere pervasivo e grana grossolana, cancellando tutti i caratteri primari.

All'estremo settentrionale del foglio, tra Brembo e Serio, il M. Poieto offre una successione estremamente ridotta e troncata a tetto, ove la successione delle tre litozone non è riconoscibile, risultando sostituita da calcari dolomitici più o meno ricchi in selce, mal stratificati. Questi caratteri si prolungano verso N, fuori dal Foglio 098-Bergamo, nell'adiacente Foglio 077-Clusone, negli affioramenti del M. Cedrina e del M. Cavlera (BERSEZIO *et alii*, 1997). In tutto questo settore i corpi di brecce che si trovano alla sommità del Calcare di Sadrina, discordanti sulla troncatura che lo interseca a tetto e talora costituenti tasche o riempimenti di filoni sedimentari, sono da attribuire alle unità successive, come già cartografato da BERSEZIO *et alii* (1997) e diversamente da quanto indicato in precedenza (ZANCHI *et alii*, 1990b).

Nel settore Pradalunga-Grone, tra Serio e Cherio, le variazioni di spessore e di associazione di litofacies sono piuttosto marcate. Dall'area di Pradalunga,

ove il Calcare di Sedrina presenta spessore elevato, oltre 120 metri, con lo sviluppo molto evidente delle tre litozone, si passa rapidamente alla successione ridotta del M. Misma. Da qui fino quasi a Grone, il Calcare di Sedrina presenta uno spessore compreso tra 0 e 40-50 metri e un'associazione di litofacies caratterizzata dall'alternanza di calcareniti oolitiche in strati medi e spessi, di colore giallino, con calcari micritici, fossiliferi e/o bioclastici, a bivalvi e altri molluschi, echinodermi, crinoidi, poriferi anche in posizione di vita, con noduli di selce grigia o nerastra. In tutto questo settore non è possibile riconoscere la suddivisione in litozone tipica delle aree di spessore normale.

Ad E della troncatura di Grone, che omette interamente la formazione, il Calcare di Sedrina si ripresenta con spessori variabili tra 70 e 100 metri, presentando in modo evidente la suddivisione nelle tre litozone. In queste aree il *Grenzbivalvenbank*, il banco a brachiopodi e l'orizzonte a selci bianche sommitale sono frequentemente riconoscibili e ben esposti. Solo negli affioramenti prospicienti il Lago d'Iseo (Corno Buco e Valle del Duogo, nel limitrofo Foglio 099-Iseo), la successione si presenta nuovamente ridotta a 20-40 metri, assumendo facies calcareo-dolomitiche o totalmente dolomitizzate, in strati spessi e banchi frequentemente amalgamati. Quando la tessitura primaria è riconoscibile, si osservano calcareniti oolitico-bioclastiche, ricche di frammenti di crinoidi e echinodermi, e calcari micritici fossiliferi e selciferi. Alla sommità di questa successione è presente un gruppo plurimetrico di strati medi, piano-paralleli, di calcareniti oolitiche e calciruditi molto ricche in bivalvi, crinoidi, echinodermi e brachiopodi, in prevalenza silicizzati, con noduli di selce, che costituisce un buon equivalente del banco a brachiopodi.

L'estrema variazione di litofacies compare negli affioramenti meridionali dell'anticlinale di Zandobbio, esumati in culminazione strutturale tra gli affioramenti della successione cretacea. In quest'area il Calcare di Sedrina manca localmente per erosione o si riduce ad una successione potente pochi metri e pressoché interamente dolomitizzata. Nonostante la riduzione di potenza e la dolomitizzazione si riconoscono ancora una litozona inferiore di doloareniti oolitiche, seguita da una litozona intermedia di dolomicriti selciferi, sottilmente stratificate, a sua volta ricoperta dal banco a brachiopodi, ben riconoscibile perchè quasi ovunque non dolomitizzato (GAETANI, 1970, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994).

Dati di laboratorio. Le microfacies del Calcare di Sedrina sono ben caratterizzate all'interno delle litozone descritte. In particolare nella litozona inferiore si riconoscono:

- *grainstone* oolitici, a peloidi, *pellet* (*Favreina*), bioclasti (bivalvi, gasteropodi, crinoidi, echinodermi, foraminiferi bentonici, tra cui *Valvulinidae* e *Textularidae*), talora ricristallizzati o dolomitizzati selettivamente;

- *packstone* e *wackestone* a peloidi, ooliti, rare oncoliti e *lump*, bioclasti (bivalvi, crinoidi, foraminiferi bentonici); questa microfacies può presentare percentuali di dolomitizzazione variabili;

La litozona intermedia è caratterizzata da una microfacies prevalente, costituita da *mudstone* e *wackestone*, talora silicizzati, a peloidi, *pellet* (*Favreina*), rare ooliti, oncoliti, bivalvi anche a guscio sottile, cefalopodi non determinabili, foraminiferi bentonici. L'abbondanza delle oncoliti cresce in corrispondenza della variazione di facies descritta in precedenza verso il settore sudorientale.

La litozona superiore presenta nuovamente la prevalenza di microfacies di *grainstone* e *packstone*, cui si associano rari *wackestone*, ad ooliti, peloidi, spicole di spugne silicee, crinoidi, bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, foraminiferi bentonici (*Involutina*). I fossili sono frequentemente silicizzati; la silicizzazione è diffusa in ampie plaghe che tendono a mascherare la tessitura originale.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Il Calcare di Sedrina presenta i massimi spessori, circa 130, metri nella zona di Pradalunga e presso il Canto Alto, non lontano dalla sezione-tipo di Sedrina (Foglio 097-Vimercate). La riduzione stratigrafica dello spessore avviene più volte, nella direzione E-W, come ad esempio da Pradalunga al M. Misma (130-20 metri) o come dal M. Rena al M. Poieto (90-10 metri), dal M. Bronzone a Grone (90-50 metri), dalla sponda sebina occidentale (Foglio 099-Iseo) al Corno Buco - Valle del Duogo (estremo orientale del Foglio 098-Bergamo, adiacente al Foglio 099-Iseo) (150-20 metri). L'estrema variazione meridionale corrisponde alla successione ridotta dell'alto di Zandobbio (GAETANI, 1975), con spessori variabili da 0 a 40 metri circa. Oltre a queste variazioni primarie dello spessore stratigrafico occorre registrare le riduzioni anche drastiche dovute ad erosione a tetto, che portano la formazione ad essere assente nella zona del M. del Cavallo - Lonno - Albino, in settori del M. Rena - M. Cedrina - M. Cavlera (Foglio 077-Clusone), tra M. Misma e M. Pranzà, tra Grone e Berzo S. Fermo.

Rapporti stratigrafici. Il Calcare di Sedrina ricopre la formazione dell'Albenza con limite netto, che si realizza per appoggio dei gruppi di strati calcareo-micritici grigi, fossiliferi, talora dolomitizzati sui sottostanti livelli di calcareniti oolitiche o di calcari micritici grigio-chiari o nocciola. Nel solo settore isolato di Zandobbio la formazione ricopre la dolomia di

Zandobbio, con limite netto, che pone a contatto dolomie massicce in banchi metrici, a grana grossolana, appartenenti a quest'ultima unità, con dolomicriti grigio-rosate a stratificazione sottile e media, selcifere, appartenenti al Calcare di Sedrina. Nelle successioni complete, il Calcare di Sedrina è coperto con limite netto dai calcari marnosi, abbondantemente selciferi, bioturbati, a stratificazione piano-parallela media e spessa, appartenenti al calcare di Moltrasio. Nelle successioni troncate, diverse litozone del Calcare di Sedrina sono coperte in discontinuità da corpi di brecce appartenenti al calcare di Moltrasio, oppure direttamente dalle altre formazioni giurassiche, quali il Calcare di Domaro (M. Misma).

Fossili. L'associazione paleontologica del Calcare di Sedrina è piuttosto ricca, ed è stata studiata e descritta nella bergamasca orientale da GAETANI (1970), cui si rimanda per l'elenco completo delle specie rinvenute e per gli aspetti tassonomici. La litozona inferiore, comprendente i livelli equivalenti al *Grenzbivalvenbank*, è caratterizzata dalla presenza di abbondanti bivalvi, tra cui *Chlamys*, *Plagiostoma*, *Gryphaea*, *Liostrea* (*L. dumortieri* JOLY e *L. picteiana* MORTILLET), gasteropodi, rari brachiopodi, crinoidi (*Pentacrinus*) e echinodermi, foraminiferi bentonici, tra cui *Valvulinidae*, *Textularidae*, *Lagenidae*. GAETANI (1970) segnala la presenza di frammenti di coralli, tra i quali individua *Stylophyllum*. La litozona superiore, comprendente i livelli equivalenti al banco a brachiopodi, è caratterizzata in aggiunta da abbondanti brachiopodi, tra i quali GAETANI (1970) determinò *Calcirhynchia rectemarginata* (VECCHIA), *Lobothyris ovatissimaeformis* (BOCKH) e rari ammonoidi, della famiglia *Schloteimiidae*.

Attribuzione cronologica. In base alla posizione stratigrafica, alle associazioni di macrofossili (GAETANI, 1970) e alle associazioni a nannofossili calcarei (LOZAR, 1992; 1995), il Calcare di Sedrina viene attribuito all'Hettangiano. Il *Grenzbivalvenbank* può appartenere all'Hettangiano medio, zona a *Liasicus*, per la comparsa di *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE) (LOZAR, 1992). GAETANI (1970) attribuisce il banco a brachiopodi all'Hettangiano superiore, zona ad *Angulata*, in bergamasca occidentale. Sulla base di queste considerazioni, GAETANI *et alii* (1998) includono il Calcare di Sedrina nella Sequenza H (Hettangiano), appartenente alla Supersequenza Norico-Hettangiano.

Ambiente deposizionale. Il Calcare di Sedrina presenta l'associazione di facies tipica di una piattaforma aperta subtidale (litozona inferiore e superiore) cui si intercala un ambiente più aperto e di bassa energia, a sedimentazione pelagica prevalente (litozona intermedia). Questa organizzazione definisce lo sviluppo di una sequenza trasgressivo-regressiva completa, aperta dalle facies di mare basso del

Grenzbivalvenbank e conclusa dalla progradazione dei sedimenti oolitico-bioclastici del banco a brachiopodi. Le facies tipicamente progradanti, con barre oolitiche, di quest'ultimo intervallo sono parzialmente sostituite da sedimenti di ambiente più profondo (piattaforma esterna - rampa carbonatica) rappresentati dalla facies nord-orientale di Portirone (Foglio 099-Iseo). Le variazioni di spessore stratigrafico riflettono subsidenza differenziata e sono determinate dalle fasi iniziali del *rifting* liassico, che scompose il Bacino Lombardo in sottobacini separati da alti strutturali, a partire dal tardo Hettangiano. Le troncature a tetto si devono all'attività delle faglie sinsedimentarie sinemuriane, che determinarono il basculamento di blocchi e la conseguente erosione delle creste sollevate ("alti strutturali"). *Dominio paleogeografico di appartenenza.* Il Calcare di Sedrina appartiene al Bacino Lombardo. Il settore compreso nel Foglio 098-Bergamo si colloca in una zona ad alti e bassi strutturali, la cui conformazione inizia a delinearsi con l'Hettangiano (GAETANI, 1975; BERTOTTI *et alii*, 1993; BERSEZIO *et alii*, 1997, 2001).

2. - I PRISMI CARBONATICI SIN-RIFT

2.1 - CALCARE DI MOLTRASIO (**MOT**)

Sinonimi. Il calcare di Moltrasio è un'unità stratigrafica informale la cui denominazione si deve a STOPPANI (1857) con il nome di "pietra di Moltrasio". Essa corrisponde lateralmente a parte del *Lombardische Kieselskalk* affiorante nel Bacino del M. Generoso (BERNOULLI, 1964) e a parte del calcare di Gardone Val Trompia (PARONA, 1897) che occupa la maggior parte del Foglio 099-Iseo ad E del Sebino. VECCHIA (1948, 1949) include questa unità nella Formazione Clastica del Lago d'Iseo, denominazione poi non riutilizzata nella cartografia geologica ufficiale. In effetti nel Foglio 33-Bergamo alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) l'unità compare classificata su base cronostratigrafica come "Sinemuriano", nel Foglio 34-Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) essa è definita come "calcare di Gardone Val Trompia - calcare di Moltrasio" (BIANCHI *et alii*, 1971); BONI & CASSINIS (1973) mantengono la denominazione di calcare di Gardone Val Trompia ad E del Sebino e di calcare di Moltrasio per gli affioramenti ad W dello stesso, così come è stato scelto da JADOUL *et alii* (2000) e da BERSEZIO *et alii* (1997). Questi ultimi associano alla formazione un'unità informale, riconosciuta dall'Albenza alla

Val Cavallina, denominata “*Liassic Breccias (LB)*”, comprendente i principali corpi risedimentati in massa (brecce, paraconglomerati intraformazionali) ma anche alcuni limitati corpi di calcari microcristallini massivi associati a dolomie molto grossolane, che si collocano stratigraficamente interposti tra Calcare di Sedrina e calcare di Moltrasio, o si intercalano nella porzione inferiore di quest’ultimo. Queste unità nel Foglio 098-Bergamo vengono a costituire una litozona del calcare di Moltrasio (**MOT_a**).

Sezione più rappresentativa del foglio. Nel Foglio 098-Bergamo il calcare di Moltrasio è presente con discreta continuità. Le sezioni più rappresentative sono ubicate, partendo da W, nell’area di Lonno-Nembro, lungo i versanti occidentale e meridionale del M. Rena, presso le cave Italcementi di Pradalunga e in Valle Adrara; in queste ultime due località si osservano le sezioni di riferimento per il Foglio 098-Bergamo. La prima si trova esposta a monte delle Cave Italcementi sul versante sinistro idrografico del fiume Serio, a NE dell’abitato di Pradalunga; la seconda si segue lungo la provinciale tra Adrara S. Rocco e il Colle S. Fermo e sugli opposti versanti della Valle Adrara, pressoché fino a S. Fermo.

Estensione degli affioramenti. Nel Foglio 098-Bergamo il calcare di Moltrasio affiora estesamente lungo la catena bordiera della Flessura Pedemontana, sul versante meridionale del Canto Alto e poi tra Lonno e Albino. A N di questo settore la formazione è contenuta nell’*hangingwall* del *Graben* di Selvino e a M. Poieto. Ad E del Serio, lungo la Flessura, il calcare di Moltrasio affiora a Pradalunga, e in successione estremamente assottigliata compare lungo la cresta Misma-Pranzà. Ad E del Cherio la formazione occupa ampie aree della zona a blande pieghe del M. Torrezzo - Colle S. Fermo, dell’alta Valle Adrara e dello spartiacque tra questa e le valli di Vigolo, Parzanica e Fonteno nell’adiacente Foglio 099-Iseo, tributarie del Sebino. Limitati affioramenti, con spessori esigui, sono presenti nella zona del Corno Buco - Valle del Duogo, prospicienti la sponda settentrionale del Sebino, e nell’area di Zandobbio, isolata all’interno delle formazioni cretatiche.

Caratteri litologici di terreno. Il calcare di Moltrasio è costituito complessivamente dall’associazione di 5 litozone, sovrapposte verticalmente o giustapposte lateralmente. Le litozone 1 e 2 nel presente foglio sono cartografate con la denominazione di brecce liassiche (**MOT_a**), le litozone 3, 4 e 5 costituiscono la parte principale dei diversi prismi sedimentari in cui si articola la formazione, cartografate complessivamente con la sigla **MOT**.

Ogni litozona è caratterizzata da una specifica associazione di litofacies, riassumibile sinteticamente come segue:

Brecce liassiche (MOT_a) Litozona 1 (unità LB *p.p.* in BERSEZIO *et alii*, 1997) - La litozona comprende corpi di breccia e megabreccia a supporto clastico, o di ortoconglomerato, con clasti di provenienza locale (Retico-Hettangiano) e intraclasti, talora non del tutto litificati. In alcuni casi le brecce hanno matrice interstiziale argillitica, di colore rosso (Grone); altrove (M. Poieto) le brecce sono intensamente silicizzate. A queste brecce si associano paraconglomerati intraformazionali a matrice micritica, calciruditi gradate in strati spessi, lenticolari e calcari selciferi microcristallini a crinoidi, bivalvi e altri bioclasti. Spesso i corpi di breccia riempiono tasche lenticolari. In alcuni casi costituiscono filoncelli sedimentari, inseriti nelle sottostanti formazioni retico-hettangiane.

Brecce liassiche (MOT_a) Litozona 2 (unità LB *p.p.* in BERSEZIO *et alii*, 1997) - L'associazione di litofacies comprende calcari micritici e calcilutiti grigio-nocciola o rosate, prive di stratificazione, in corpi di spessore plurimetrico, talora ricchi di fossili e bioclasti, tra cui bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, ammonoidi, crinoidi, echinodermi, poriferi. A queste si associano dolomie cristalline a grana grossa, massive o stratificate, localmente fossilifere (bivalvi) con passaggi gradual, verticali o laterali.

Litozona 3 (MOT) (comprendente le litozone 1 e 2 di JADOUL & DONISELLI, 1987) - Calcari marnosi e spongolitici. Questa litozona comprende calcari micritici e/o microcristallini, selciferi e spongolitici, grigio-scuri o neri, in strati sottili e medi, piano-paralleli o ondulati a piccola scala, con grandi bioturbazioni, associati a marne o marne argillose, grigie, in strati sottili e molto sottili, omogenei o laminati, talora molto ricchi di C organico. Sporadicamente in questa litozona possono comparire calcisiltiti gradate e laminate o *slump* di limitate dimensioni. Quasi ovunque i primi metri della litozona sono ricchissimi di selce nera in grandi noduli e liste, o diffusamente silicizzati. Questa silicizzazione costituisce un evento correlabile alla scala del foglio, in modo confrontabile a quanto avviene per il *marker* siliceo sommitale del Calcare di Sedrina.

Litozona 4 (MOT) - Calcarenitico-marnosa. Essa si caratterizza per la maggior frequenza degli strati risedimentati, costituiti da calciruditi, calcareniti e calcisiltiti, marnose, in strati di spessore variabile, da sottili a spessi, piano-paralleli, gradati e laminati, associati a *slump* calcareo-marnosi, con pieghe singenetiche e noduli di selce fluitata e rari paraconglomerati intraformazionali. Le litofacies risedimentate si associano a subordinati livelli di calcari micritici e/o microcristallini, selciferi e spongolitici, con interstrati di marne o marne argillose, grigie.

Litozona 5 (MOT) – Calcarei selciferi microcristallini. Questa litozona caratterizza le successioni meno potenti del calcare di Moltrasio, comprendendo principalmente calcilutiti grigie parzialmente silicizzate, con noduli di selce talora concentrati e comunque molto abbondanti, a luoghi ricche di bioclasti (bivalvi a guscio sottile, crinoidi); a queste si associano interstrati molto sottili di marna argillosa.

Nelle successioni complete del Foglio 098-Bergamo, ove si raggiungono gli spessori massimi, il calcare di Moltrasio è costituito dalla sovrapposizione delle litozone 3 e 4. Questo è tipico dell'intera area che si sviluppa ad E del fiume Cherio e a N dell'allineamento Berzo San Fermo - Adrara S. Rocco - M. Bronzone. A S di questo allineamento, nella zona del Corno Buco - Valle del Duogo, il calcare di Moltrasio, estremamente ridotto in spessore, è interamente costituito dalla litozona 5 che sostituisce lateralmente le litozone 3 e 4 cui si deve l'apertura a ventaglio della formazione verso E, nella valle di Vigolo nell'adiacente Foglio 099-Iseo. Analoga relazione si realizza verso W, ove già presso Grone entrambe le litozone 3 e 4 si assottigliano gradualmente, passando all'associazione delle litozone 1 (MOT_a) e 5. Questa associazione caratterizza l'intero settore Grone - M. Pranzà, ad W del quale, tra Costa Misma e il M. Misma, il calcare di Moltrasio è rappresentato prevalentemente dalle brecce della litozona 1, discordanti su differenti unità di substrato retico-hettangiano. L'associazione prevalente delle litozone 3 e 4 si riapre gradualmente a ventaglio solo a partire dal versante nord-occidentale del M. Misma, e da qui fino a Pradalunga. Questa successione caratterizza anche gli affioramenti del *Graben* di Selvino, dove però alla base della formazione è presente un corpo lenticolare appartenente alla litozona 2 delle brecce liassiche (MOT_a), mentre ad W degli stessi, a M. Poieto, alla base della litozona 4 è presente un corpo di brecce che riciclano il sottostante Calcare di Sedrina. Una successione analoga caratterizza gli affioramenti esposti lungo la Flessura Pedemontana, tra Albino e Lonno, ove le brecce liassiche della litozona 1 (MOT_a) sono seguite stratigraficamente verso l'alto da calcari marnosi risedimentati della litozona 4. Tra Lonno e Olera - M. Campanua, la litozona 4 si chiude completamente ed all'interno delle brecce liassiche (MOT_a) la litozona 1 è sostituita lateralmente dalla litozona 2, che copre in discordanza le formazioni retico-hettangiane. All'estremo occidentale del Foglio 098-Bergamo è esposta la chiusura orientale di un altro prisma cuneiforme, costituito dalle litozone 3 e 4 del calcare di Moltrasio, il cui depocentro si ritrova alcuni chilometri ad W, in bassa Val Brembana presso Ubiale (BERSEZIO *et alii*, 1997).

Dati di laboratorio. Le microfacies del calcare di Moltrasio variano nelle differenti litozone. Escludendo le megabrecce e le brecce, nella litozona 1 si osservano *rudstone* e *floatstone* ad intraclasti, litoclasti e bioclasti, talora intensamente silicizzate. La litozona 2 delle brecce liassiche (**MOT_a**) è dominata dai *mudstone* a bioclasti e fossili (bivalvi, gasteropodi, ostracodi, crinoidi, poriferi, foraminiferi bentonici), cui si associano dolomie cristalline, con dolomitizzazione tardiva e massiva, a costituire un mosaico idiotopico a grana grossa. I calcari marnosi, bioturbati e selciferi, tipici della litozona 3 si presentano al microscopio come *mudstone* e *wackestone*, talora silicei, a spicole, radiolari, peloidi, bioclasti (bivalvi pelagici, crinoidi, rari ammonoidi non determinabili), foraminiferi bentonici, rarissime ooliti. E' frequente la presenza di frammoidi o singoli individui euedrali di pirite e solfuri in genere. Gli strati risedimentati, calcareniti gradate e laminate tipiche della litozona 4, presentano microfacies di *packstone* e *wackestone* ad intraclasti, peloidi, spicole, radiolari, bioclasti, clasti silicei, con ampie plaghe di silicizzazione. Queste microfacies caratterizzano le basi gradate degli strati, e passano verso l'alto a *wackestone* e *mudstone* del tutto simili a quanto già descritto per la litozona 1 delle brecce liassiche (**MOT_a**). Talora si rinvencono *floatstone* intraclastici, con bivalvi pelagici e crinoidi, nelle porzioni di strato che ricordano le calcisiltiti basali con le calciliti marnose sommitali. I calcari microcristallini tipici della litozona 5 sono costituiti prevalentemente da *mudstone* silicei, con spicole e radiolari (ove riconoscibili). Queste microfacies sono più frequentemente caratterizzate dalla presenza di ammonoidi e cefalopodi non determinabili, crinoidi e altri bioclasti, rispetto ai *mudstone/wackestone* tipici della litozona 3.

Spessore dell'unità e sue variazioni. All'interno del Foglio 098-Bergamo il calcare di Moltrasio presenta una potenza massima di poco superiore ai 300 metri, rilevabile nelle sezioni nord-orientali del M. Torrezzo - Colle San Fermo. Spessori rilevanti (250 metri) si rilevano inoltre all'interno del *Graben* di Selvino (M. Rena) e presso Pradalunga. In generale la formazione si configura come una successione di prismi cuneiformi, con riduzione estrema degli spessori all'apice dei prismi stessi (M. del Cavallo - M. Canto Alto, M. Poieto, M. Misma - M. Pranzà, Grone, Corno Buco - Valle del Duago, Zandobbio), fino a valori minimi di pochi metri. Tra questi settori di estrema riduzione si aprono i corpi principali, i cui depocentri sono ubicati nella bassa Val Brembana (Ubiale, Foglio 097-Vimercate), tra Lonno e Pradalunga, nella zona di Selvino - M. Rena, e nel settore M. Torrezzo - Colle San Fermo, che si prolunga ad E fino alla sponda occidentale del Sebino nel contiguo Foglio 099-Iseo (BERSEZIO *et alii*, 1997; 2001).

Rapporti stratigrafici. Nelle successioni complete il calcare di Moltrasio ricopre il Calcare di Sedrina con limite netto, caratterizzato dall'appoggio di calcari grigio-scuri o neri, selciferi, debolmente marnosi, a stratificazione parallela o ondulata, media o sottile (litozona 3), sulle sottostanti calcareniti oolitico-bioclastiche, silicizzate, in strati spessi o mal definiti. Nelle successioni ridotte, incomplete e discordanti, le diverse litozone del calcare di Moltrasio ricoprono differenti formazioni retico-hettangiane, troncate a tetto. Tra il Canto Alto e Albino, le brecce liassiche (**MOT_a**) si alternano a ricoprire il Calcare di Zu, la formazione dell'Albenza o il Calcare di Sedrina, troncati a differenti livelli stratigrafici. Analogamente la litozona 1 delle brecce liassiche (**MOT_a**) si appoggia in discordanza sul contatto tra formazione dell'Albenza e Calcare di Sedrina, troncato al Monte Poioto e più a N al Monte Cedrina e al Monte Cavlera (Foglio 077-Clusone), ove, in associazione con calcari micritici e dolomitizzati, sigillano troncature e faglie normali sinsedimentarie (BERSEZIO *et alii*, 1997). Ad E, tra il M. Misma e il M. Pranzà, sono ancora le brecce liassiche (**MOT_a**, litozona 1) a sigillare la troncatura erosionale e le associate faglie sinsedimentarie, ricoprendo ora la formazione dell'Albenza, ora il Calcare di Zu. Analogamente a Grone, la stessa litozona ricopre la discontinuità a tetto della successione retico-liassica basculata e profondamente erosa.

Il limite di tetto, con il Calcare di Domaro, può presentarsi graduale, per scomparsa dei livelli risedimentati e passaggio ad una successione di calcilutiti marnose e marne grigio-chiare, selciferi, a stratificazione piano-parallela. Questi caratteri sono tipici delle aree dove lo spessore di entrambe le formazioni è elevato. Nei settori ove si realizzano le già discusse riduzioni di spessori, il limite può essere netto e corrisponde al passaggio rapido tra le litofacies calcarenitico-marnose della litozona 4 e una successione ben stratificata di calcilutiti grigio-chiare o rosate fino a rosse e di argille marnose pure rosse o verdi a noduli calcilutitici grigi o rosati, della litozona inferiore del Calcare di Domaro nota in Bergamasca con la denominazione informale di membro di Botta (ROSSI RONCHETTI *et alii*, 1968).

Fossili. I macrofossili di significato biostratigrafico sono piuttosto rari e sparsi anche a causa dei processi di risedimentazione e di diluizione dovuti all'elevata velocità di sedimentazione. Sono comuni i bivalvi, frequentemente a guscio sottile, i crinoidi e gli echinodermi, sempre come bioclasti, rari e non determinabili gli ammonoidi; in particolare non è stato possibile verificare la presenza di *Schloteiimidae* o di *Arietitidi* segnalati in precedenza (VECCHIA, 1948; GAETANI, 1970). A questi si aggiungono le spicole di poriferi, i radiolari e i foraminiferi bentonici. Di significato

stratigrafico sono al contrario i nannofossili calcarei, tra i quali LOZAR (1992) identifica *Mitrolithus jansae* (WIEGAND) (prima comparsa presso il limite formazionale inferiore), *M. elegans* DEFLANDRE e *Parhabdololithus liasicus* DEFLANDRE. Segnalazioni di ammonoidi di età liassica, probabilmente sinemuriana e domeriana, difficilmente ubicabili in sezioni certe, si ricavano dai lavori di AIRAGHI (1897) e CERETTA (1938), in parte almeno riconducibili alle brecce liassiche (**MOT_a**) dell'area di Lonno. All'interno di questa unità, le successioni calcareo-dolomitiche massive (litozona 2) presentano frequentemente bivalvi, gasteropodi e ammonoidi non determinabili, associati a poriferi e crinoidi.

Attribuzione cronologica. Il calcare di Moltrasio è attribuito in genere al Liassico, e più specificamente al Sinemuriano, sia in base alla posizione stratigrafica, soprastante i livelli a brachiopodi dell'Hettangiano superiore presenti alla sommità del Calcare di Sadrina (GAETANI, 1970), sia in base alla biostratigrafia a nannofossili calcarei (LOZAR, 1992, 1995). Nell'area in oggetto gli elementi utili a restringere l'età della formazione al solo Sinemuriano derivano principalmente da questi ultimi dati, raccolti nelle sezioni di Pradalunga e della Valle Adrara.

Ambiente deposizionale. La formazione è caratterizzata da un'associazione di facies interpretabili secondo differenti processi di sedimentazione:

- 1) decantazione pelagica e emipelagica di fanghi calcareo-silicei e di sedimenti terrigeni fini, in ambiente in grado di conservare il contenuto in C organico, e comunque a profondità superiori alla zona fotica;
- 2) risedimentazione di materiale pelagico con limitati apporti da piattaforma subtidale esterna, per mezzo di flussi torbidity-rich in materiali fini;
- 3) risedimentazione in massa di materiali intraformazionali semiconsolidati, da parte di processi di scivolamento gravitativo sinsedimentario (*slumping*);
- 4) deposizione di brecce di piede pendio per mezzo di frane sottomarine;
- 5) sedimentazione fine, biogenica, in ambiente di bassa energia, subtidale, di bassa profondità, tettonicamente instabile.

Questi caratteri indicano per il calcare di Moltrasio un ambiente di sedimentazione caratterizzato da forti contrasti tra zone di alto strutturale, tettonicamente mobile, con sviluppo localizzato di facies di mare basso, fangose (brecce liassiche, **MOT_a**, litozona 2), e zone bacinali, con profondità superiori ai 200 metri, prossime a scarpate o a margini ripidi e tettonicamente attivi, in cui si accumulano brecce e megabrecce, *slump* e calcari risedimentati, associati a facies pelagiche e emipelagiche (brecce liassiche, **MOT_a**, litozona 1, e litozone 3, 4 cartografate come **MOT**). I margini poco inclinati e tettonicamente meno attivi ospitano le successioni ridotte, con facies esclusivamente pelagiche (litozona 5, **MOT**)

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il calcare di Moltrasio appartiene al Bacino Lombardo, nella configurazione *sin-rift* tipica del Lias. Nel Foglio 098-Bergamo la formazione costituisce parte del riempimento di una serie di *semigraben* asimmetrici di dimensioni longitudinali chilometriche, separati da alti strutturali determinati dal sollevamento delle creste dei blocchi basculati (CASATI & GAETANI, 1968; GAETANI, 1975; JADOUL & DONISELLI, 1987; BERTOTTI *et alii*, 1993; BERSEZIO, 1994; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994; BERSEZIO *et alii*, 2001).

2.2 - CALCARE DI DOMARO (DOM)

Sinonimi. La prima denominazione del Calcare di Domaro si deve a BONARELLI (1894), dopo un lungo periodo di attribuzione al Medolo, unitamente alle unità sinemuriane. VECCHIA (1948) inserisce la successione all'interno della Formazione Clastica del Lago d'Iseo. La definizione di Calcare di Domaro è utilizzato in tutte le carte geologiche recenti, con esclusione del Foglio 33-Bergamo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) ove in base alla classificazione cronostatigrafica adottata, il Calcare di Domaro compare sotto la definizione di Domeriano–Pliensbachiano. L'unità è stata descritta da SCHIROLLI (1997) e formalizzata dallo stesso nel 2002, con area-tipo compresa nella Provincia di Brescia, località-tipo in bassa Val Trompia e sezione-tipo al M. Domaro (anticamente "Domero"), ove è istituito lo strato-tipo del Domeriano. Nella Lombardia occidentale, unità equivalenti stratigraficamente appartengono al *Lombardische Kieselkalk* (BERNOULLI, 1964). Il Calcare di Domaro appartiene al Gruppo del Medolo formalizzato da SCHIROLLI (2007) ed è stata inclusa nel catalogo delle formazioni da SCHIROLLI (2002).

Sezione più rappresentativa del foglio. Le sezioni più rappresentative del Calcare di Domaro sono esposte a M. Rena, alle cave Italcementi di Pradalunga nella bassa Val Seriana e nella zona dei Colli di S. Fermo in Val Cavallina. Le tre aree, per quanto non presentino continuità di esposizione da letto a tetto, consentono di osservare le diverse litozone in cui si articola la formazione. La sezione più continua (Pradalunga) si sviluppa lungo il versante sudoccidentale del M. Misma, tra le cave Italcementi e il santuario di Madonna della Neve.

Estensione degli affioramenti. Il Calcare di Domaro affiora lungo il fascio di pieghe fagliate della Flessura Pedemontana: al M. Canto Alto, tra il M. Colletto e Nembro, tra Pradalunga e il M. Misma, tra il M. Pranzà e Grone. A N di questo allineamento la formazione affiora nel *Graben* di Selvino (M. Rena – Ganda) e, molto estesamente nella zona dei Colli di San Fermo – M. Torrezzo. A S di questo settore, affioramenti limitati compaiono tra il Corno

Buco, la Valle del Duogo e l'abitato di Giogo, di fronte alla sponda sebina, e presso Trescore Balneario – Zandobbio, nell'omonima culminazione antiforme che esuma le formazioni retico-giurassiche dalla copertura costituita dalla successione cretacea.

Caratteri litologici di terreno. Nel Foglio 098-Bergamo il Calcare di Domaro è costituito dall'associazione di due litozone, che si susseguono verticalmente e si giustappongono lateralmente, determinando le variazioni laterali della formazione, in stretta correlazione con le variazioni di spessore. La litozona inferiore è nota informalmente come membro di Botta (ROSSI RONCHETTI *et alii*, 1968); il corpo principale dell'unità raggruppa i membri DOM₁ e DOM₂ definiti nell'adiacente Foglio 099-Iseo. Per ragioni di leggibilità cartografica le due porzioni della formazione sono state cartografate insieme.

Il membro di Botta (litozona inferiore) è presente in corrispondenza delle zone in cui lo spessore del Calcare di Domaro si riduce a poche decine di metri. Esso si sviluppa per uno spessore variabile da 5 a 50 metri circa, a partire dal limite formazionale inferiore. Esso è costituito da una peculiare associazione di facies, comprendente: calcilutiti grigio-chiare, bianco-rosate o rosso mattone, in strati sottili molto regolari, piano-paralleli, intercalati a mame argillose rosse o verdognole, con struttura *flaser*-nodulare, a noduletti di calcilutite grigia o nocciola. Negli stessi interstrati sono presenti livelli di bioclastiti a bivalvi, ammonoidi, belemniti, crinoidi. Localmente, ove il membro e l'intera formazione presentano gli spessori minimi, a questi litotipi si associano paraconglomerati intraclastici, a matrice argilloso-marnosa rossa e intraclasti molli o semilitificati di calcilutite grigio-chiara, con subordinati litici calcarei e silicei intrabacinali. Questa litofacies costituisce lenti di spessore variabile da centimetrico a metrico e di limitata estensione laterale, in associazione con litocalciruditi e ortoconglomerati fini, a litoclasti calcarei e intraclasti, in strati lenticolari di spessore variabile da decimetrico a metrico.

Il membro di Botta passa verticalmente e lateralmente, in modo graduale, prima ad una successione di calcilutiti regolarmente stratificate, selciferi, grigio-chiare, poi all'associazione prevalente delle litofacies a calcari marnosi selciferi. Ciò si verifica sia verso le successioni di spessore crescente, sia in corrispondenza dell'estremo assottigliamento od omissione della formazione, che si realizza in varie località del Foglio 098-Bergamo, tra cui M. del Cavallo - M. Colletto, M. Misma - M. Pranzà - Grone, Corno Buco - Giogo - Valle del Duogo, Zandobbio. In questo modo il membro perde di individualità in poche centinaia di metri.

La litozona superiore, corpo principale del Calcare di Domaro, rappresenta la massima parte dello spessore e dell'estensione laterale dell'unità. Si tratta di una successione aciclica di strati piano-paralleli, calcareo-marnosi, selciferi, con interstrati marnoso-argillosi. La litozona è caratterizzata da un'articolata associazione di facies, che comprende: calcari marnosi grigio-chiari, selciferi, con liste e noduli di selce grigio-chiara, ocra o rosata, in strati piano-paralleli o paralleli-ondulati, da medi a spessi, passanti con gradualità a tetto e letto agli interstrati marnoso-argillosi. Questa litozona è caratterizzata dalla fine dispersione delle bioturbazioni, che interessano gli strati uniformemente da tetto a letto. Localmente si ritrovano bivalvi, ammonoidi, rari crinoidi. Gli interstrati sono costituiti da marne e marne argillose, omogenee o laminate, di colore grigio chiaro, ocra o verdognolo, in strati variabili da molto sottili a medi. Alle facies descritte, interpretabili come sedimenti pelagico-emipelagici, si associano coppie calcarenite/marna di colore grigio, gradate e laminate, con liste di selce grigia, in strati piano-paralleli da sottili a molto spessi, talora interamente laminati, con gruppi di lamine parallele e/o ondulate a piccola scala; la bioturbazione, quando presente, è confinata nelle porzioni superiori dei singoli strati. Le basi sono nette e piane, il passaggio tra calcare e marna è graduale. Principalmente nella parte superiore della litozona, si rinvengono corpi lenticolari di calcare marnoso stratificato, disturbati da pieghe singenetiche e convoluzioni (*slump*), talora contenenti intraclasti e litoclasti calcarei, di dimensioni fino a metriche. La presenza di gruppi di strati gradati e laminati, interpretabili come il prodotto di rideposizione intrabacinale, associati a *slump* e intervalli prevalentemente marnosi, punteggia la monotona successione della litozona superiore, suddividendola in pacchi di strati plurimetrici, ben individuabili ma difficilmente tracciabili lateralmente. Verso la sommità della formazione gli strati risedimentati divengono meno frequenti, per lasciare posto ad una regolare associazione di calcari marnosi e marne, a stratificazione media piano-parallela, che permane fino al limite formazionale superiore. I caratteri descritti sono tipici delle successioni di elevato spessore, ove la litozona inferiore non è riconoscibile. Allontanandosi da queste successioni, alla riduzione di spessore si associano la progressiva scomparsa degli strati risedimentati e la progressiva riduzione di spessore e frequenza delle marne intertrato.

Dati di laboratorio. Le microfacies del Calcare di Domaro sono piuttosto monotone e riflettono i caratteri dell'associazione di litofacies schematizzata in precedenza.

Nel membro di Botta si riconoscono:

- *mudstone* e *wackestone* selciferi, a radiolari, spicole di spugne silicee, bivalvi pelagici a guscio sottile, gasteropodi, ammonoidi, crinoidi, echinodermi;

- *packstone* e *rudstone* a litoclasti, intraclasti, bioclasti (crinoidi, echinodermi, bivalvi, ammonoidi).

Nella litozona superiore si riconoscono:

- *mudstone* e *wackestone*, marnosi e bioturbati (*Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides*), con lamellibranchi, gasteropodi, rare ammonoidi, echinodermi, crinoidi, spicole silicee e calcaree, radiolari, foraminiferi bentonici, peloidi e *pellet*;

- *packstone* ad intraclasti, litoclasti, peloidi, *pellet*, rare ooliti, bioclasti degli stessi gruppi già elencati in precedenza, laminati o gradati, con passaggio a *wackestone* e *mudstone* a radiolari prevalenti;

- *grainstone* a bioclasti, intraclasti, litoclasti e ooliti, queste ultime piuttosto abbondanti. Questa microfacies è tipica di alcuni gruppi di strati presenti in Bergamasca centrale presso il limite formazionale superiore.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Nel Foglio 098-Bergamo lo spessore complessivo del Calcare di Domaro varia da 0 a circa 400 metri. La formazione manca nei dintorni del M. del Cavallo e del M. Mismo, ove si sviluppano le principali discontinuità stratigrafiche, in genere ricoperte dalle unità toarciano-bathoniane. Nel complesso le variazioni di spessore del Calcare di Domaro indicano che questa formazione comprende differenti prismi cuneiformi, in alcuni casi separati fisicamente, che si sviluppano interamente nel Foglio 098-Bergamo, o che vi terminano, trovando completamento nei fogli adiacenti (097-Vimercate, 099-Iseo). In particolare, presso il M. Canto Alto (estremo W del foglio), si osserva la chiusura orientale del prisma che si ispessisce gradualmente verso il fondovalle del Fiume Brembo (W, Foglio 097-Vimercate). Ad E del M. del Cavallo, sede dell'alto strutturale liassico omonimo (CASATI & GAETANI, 1968) si riapre bruscamente il prisma cuneiforme di Lonno-Nembro (0–200 metri), la cui geometria richiama le variazioni di spessore della zona di M. Poieto – M. Rena (80–250 metri), sviluppato a N di questo stesso settore. La terminazione graduale, verso E, del prisma di Lonno-Nembro avviene poco ad E del Fiume Serio, tra il depocentro di Pradalunga (300 metri) e l'alto del M. Mismo – M. Pranzà (80–0 metri) (BERSEZIO *et alii*, 2001). In quest'ultimo settore trova ampio sviluppo il membro di Botta, con litofacies calcareo-marnose ricche in bioclasti e facies encrinetiche peculiari. Ad E di Grone si apre il prisma dei Colli di San Fermo (40–400 metri) che prosegue nel depocentro sebino orientale (Foglio 099-Iseo). La terminazione dello stesso prisma si osserva, tettonicamente dislocata, nella zona di Corno Buco

– Colle del Giogo (20–80 metri), ove sono diffuse le facies paraconglomeratiche e ruditiche in genere all'interno del membro di Botta. Gli estremi affioramenti meridionali, presso Trescore Balneario – Zandobbio (bassa Val Cavallina) mostrano la rapida chiusura verso S della formazione, in corrispondenza dell'alto strutturale liassico di Zandobbio (0–50 metri) (GAETANI, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994).

Rapporti stratigrafici. Nel Foglio 098-Bergamo il Calcare di Domaro appoggia sul calcare di Moltrasio con limite netto ove è presente il membro di Botta. Questo caso si verifica ove inizia la tendenza all'assottigliamento della formazione, cioè sui fianchi degli alti strutturali liassici. I calcari marnosi grigio scuri, selciferi, del sottostante calcare di Moltrasio vengono sostituiti in modo brusco dai gruppi di strati di calcilutiti grigio-nocciola, rosse o rosate con intercalazioni di marne argillose a noduli calcilutitici. Questi passano in modo molto rapido alla soprastante litozona superiore del Calcare di Domaro, per scomparsa delle colorazioni rosse o rosate, degli interstrati di marne nodulari e per la variazione della geometria degli strati, che passano da piano-paralleli, sottili e medi, molto regolari, a paralleli-ondulati di spessore irregolarmente variabile. Il limite formazionale superiore è caratterizzato dall'appoggio netto di marne grigio-marrone, seguite da calcareniti e calciruditi bioclastiche (gruppo di Concesio) sulle alternanze calcareo-marnose, grigio-chiare e poco selciferi, tipiche della sommità del Calcare di Domaro. A Pradalunga lo stesso limite è sottolineato dalla presenza di potenti *slump* alla sommità del Domaro, associati a calcareniti oolitiche e encrinetiche, descritte in precedenza. Lungo il fianco settentrionale della sinclinale del Colle del Giogo, le marne grigie che costituiscono la base del gruppo di Concesio sono sostituite da marne argillose rosso mattone, con alcune intercalazioni di paraconglomerati intraformazionali a matrice argillosa e di marne calcaree nodulari (facies equivalenti al Rosso Ammonitico Lombardo). Anche in questo caso il limite di tetto del Calcare di Domaro si presenta netto.

Fossili. Il Calcare di Domaro presenta frequenti livelli fossiliferi e bioclastici risedimentati, con faune banali, di scarso significato stratigrafico, di cui si è dato conto in precedenza. Di importanza biostratigrafica sono le associazioni ad ammonoidi, ricche e ben studiate nella località-tipo, in Val Trompia (Foglio 099-Iseo, DOMMERGUES *et alii*, 1997; SCHIROLI, 2002, con referenze). Nel Foglio 098-Bergamo, faune ad ammonoidi di età domeriana sono presenti principalmente nel membro di Botta e nelle unità ad essa equivalenti. ROSSI RONCHETTI *et alii* (1968) segnalano *Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT, *Reysenoceras ragazzoni* (HAUER) e *Arietoceras algovianum* OPPEL (zona a *Margaritatus*), *Pleuroceras spinatum*

(BRUGUIERE) e *Pleuroceras solare* (PHILLIPS) (zona a *Spinatum*). VENZO (1954) segnala la presenza di *Becheiceras bechei* (SOWERBY) (Carixiano) presso Zandobbio. La biostratigrafia a nannofossili calcarei ha fornito una buona zonazione, con il riconoscimento delle associazioni tipiche delle biozone definite dalla prima comparsa di *M. jansae* (WIEGAND) (tardo Carixiano), *Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWEILI (tardo Domeriano) e *L. sigillatus* (STRADNER) (limite Domeriano-Toarciano) (COBIANCHI, 1992).

Attribuzione cronologica. In base alla biostratigrafia ad ammoniti e a nannofossili calcarei, il Calcare di Domaro del Foglio 098-Bergamo è attribuibile al Pliensbachiano (Carixiano *p.p.* – Domeriano).

Ambiente deposizionale. Il Calcare di Domaro costituisce corpi prismatici di spessore variabile, che affiancano aree in cui la formazione stessa è assente o estremamente ridotta. Queste aree sono da tempo note come “paleoalti strutturali” (M. del Cavallo, M. Misma, Corno Buco – Grone, Zandobbio). L’associazione di facies tipica di ciascun prisma evidenzia meccanismi deposizionali pelagici associati a processi di risedimentazione di varia natura (flussi granulari modificati, correnti torbide, frane sottomarine, *mud-flow*, *slumping*) in ambienti bacinali, con profondità superiori alla base della zona fotica. Le facies nodulari, arrossate e ammonitiche del membro di Botta denotano profondità minori e influenza dei fattori climatico-orbitali nell’organizzazione della stratificazione. Queste successioni si ubicano invariabilmente nel settore di raccordo tra le successioni ridotte e lacunose (“di alto” o di margine) e le successioni potenti e complete delle aree depocentrali. Nel complesso l’ambiente di deposizione del Calcare di Domaro è pertanto costituito da una serie di bacini estensionali, asimmetrici, con margini sollevati e tettonicamente attivi durante la sedimentazione, di dimensioni longitudinali chilometriche. Si tratta degli stessi bacini già individuatisi durante il Sinemuriano ad accogliere i corpi prismatici del calcare di Moltrasio.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il Calcare di Domaro appartiene al Bacino Lombardo nella sua configurazione liassica, *sin-rift*. Il Foglio 098-Bergamo contiene un settore complesso e articolato del bacino, caratterizzato dal susseguirsi, da W verso E, dell’Alto Strutturale del M. del Cavallo, del bacino del Serio, dell’Alto Strutturale di M. Misma - Grone – Corno Buco, del Bacino Sebino occidentale; a S degli stessi nell’Alto Strutturale di Zandobbio (BERSEZIO *et alii*, 2001) è conservato un limitato lembo del margine meridionale del Bacino Sebino occidentale.

2.3 - GRUPPO DI CONCESIO (NC)

Sinonimi. Il termine gruppo di Concesio è stato introdotto per il Foglio 099-Iseo (CASSINIS *et alii*, 2011), mentre in precedenza la stessa unità stratigrafica era considerata avere rango formazionale; la denominazione di formazione di Concesio è stata introdotta da CASSINIS (1968). In precedenza la formazione era chiamata Medolo Superiore (CACCIAMALI, 1901), Pietre da Coti, Formazione Clastica del Lago d'Iseo - Membro superiore (VECCHIA, 1948), Calcarei Arenacei del M. Rena, Aaleniano-Toarciano, Foglio 33-Bergamo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954). Secondo la riclassificazione attuale (CASSINIS & SCHIROLLI, 2002), il gruppo di Concesio comprende la formazione di Villa Carcina e la formazione dei Calcari Medoloidi, equivalenti ai precedenti membri della formazione di Concesio, rispettivamente denominati Membro dei Calcari Nocciola e Membro dei Calcari Medoloidi (BERSEZIO *et alii*, 1996, 1997). Località-tipo e sezioni-tipo sono ubicate in bassa Val Trompia, tra Concesio e Gardone Val Trompia (CASSINIS *et alii*, 2011).

Sezione più rappresentativa del foglio. Il gruppo di Concesio affiora estesamente nel Bresciano; gli affioramenti della Bergamasca, per quanto continui, sono assai più limitati, estendendosi principalmente lungo il fianco meridionale della catena bordiera della Flessura Pedemontana. Il gruppo termina presso il M. del Cavallo (estremo occidentale del Foglio 098-Bergamo), ad W del quale viene sostituito da una successione differente e in parte coeva (Formazione di Sogno: GAETANI & POLIANI, 1978; DELFRATI *et alii*, 2000) che caratterizza il Foglio 097-Vimercate. La sezione più rappresentativa nel Foglio 098-Bergamo è ubicata lungo il corso del Torrente Valmaggiora, presso Viadanica (BERSEZIO *et alii*, 1996); essa inizia dalla chiesa di Viadanica e decorre verso S per oltre 500 metri. Altre sezioni rappresentative, da W verso E, sono ubicate a N di Bergamo, in Valle del T. Nese, lungo il versante occidentale della Val Seriana, nella struttura nota come *graben* di Selvino. Sezioni discretamente esposte e continue si trovano tra le cave di Pradalunga e il M. Misma e da qui fino a Grone.

Estensione degli affioramenti. Come già accennato il gruppo di Concesio affiora lungo il fianco meridionale della Flessura Pedemontana, in una fascia diretta circa N110, a partire dal M. del Cavallo ad W per giungere al Monte Bronzone - Valle Adrara ad E. A N di questa fascia il gruppo è esposto all'interno del *graben* di Selvino (tra M. Rena e Ganda); a S della stessa sono presenti unicamente i limitati affioramenti dell'area di Zandobbio, sul fianco diritto settentrionale dell'anticlinale omonima. Esso

costituisce un prisma cuneiforme che si assottiglia e chiude verso W (M. del Cavallo).

Ambiente deposizionale. Il gruppo di Concesio è caratterizzato dallo sviluppo di due prismi sedimentari sovrapposti, costituiti da carbonati risedimentati in ambiente bacinale e pelagiti calcareo-siliceo-marnose. I due prismi, corrispondenti alle due formazioni descritte, presentano significative differenze per facies e composizione; l'inferiore alimentato principalmente dalla produttività e dallo smantellamento di una piattaforma carbonatica sudorientale, il superiore costituito principalmente dalla rideposizione di materiale pelagico, durante le fasi di annegamento della piattaforma stessa. I processi di redistribuzione verso il bacino sono riconosciuti principalmente come flussi granulari modificati, correnti torbide, *debris flow*, *slumping*.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il gruppo di Concesio appartiene al Bacino Lombardo, depositandosi al termine della fase di *rifting* principale, e delineando una profonda ristrutturazione dell'architettura a *semigraben* asimmetrici realizzatasi in precedenza durante il Liassico. Il gruppo infatti sigilla i margini dei bacini minori, raccogliendosi all'interno di aree subsidenti più ampie rispetto alle dimensioni dei singoli bacini sinemuriano-pliensbachiani. Il settore compreso nel Foglio 098-Bergamo rappresenta la porzione occidentale del Bacino Sebino, esteso durante il Toarciano-Bathoniano, dalla zona di Botticino al M. del Cavallo.

2.3.1. - *Formazione di Villa Carcina (FVC)*

Caratteri litologici di terreno. Questa formazione comprende le litozone 1-3 di BERSEZIO *et alii* (1996). Si tratta di un'unità a geometria regionale cuneiforme, con spessore massimo di circa 300 metri (Viadanica, sezione più rappresentativa), che si riduce progressivamente verso W, fino alla totale omissione che si realizza a partire dal M. del Cavallo. Il limite inferiore è netto, per appoggio di un intervallo marnoso talora decametrico sui calcari marnosi tipici della sommità del Calcare di Domaro; il limite superiore è graduale, per transizione da calcari marnosi a calcilutiti selciferi.

Nell'area di massima potenza, presso Viadanica, la formazione comprende una successione caratteristica, che varia lateralmente congiuntamente alla riduzione di spessore. Alla base si riconoscono fino a 35 metri di marne e marne calcaree marroncine, massicce o stratificate; il loro assottigliamento è accompagnato da una variazione di colore, fino a rosso mattone, e dalla comparsa di orizzonti nodulari. Nelle successioni estremamente ridotte (M. Misma, Grone) al limite tra la formazione di Villa Carcina e il Calcare di Domaro si interpone un intervallo di marne encrinetiche che poggiano su

corpi risedimentati in massa (BERSEZIO *et alii*, 1996). La litozona marnosa è seguita da una successione, potente oltre 150 metri, costituita da alternanze di calcareniti/calciruditi in strati gradati e laminati, passanti a marne e marne argillose associate a rare calcilutiti selcifere e *slump*. In generale queste litofacies si associano a costituire sequenze positive, a base erosionale debolmente concava con lenti calciruditiche ricche di litoclasti e bioclasti, seguite da gruppi di strati progressivamente più fini e sottili, costituiti da coppie calcarenite-marna. Ogni sequenza termina con alternanze di calcilutiti selcifere e marne argillose. La silicizzazione di fossili e bioclasti e degli strati laminati è un carattere estremamente diffuso. Gli *slump* sono rari e compaiono verso la sommità di questo intervallo calciclastico grossolano. La formazione di Villa Carcina termina con un ulteriore pacco di sedimenti calcarenitico-marnosi selciferi, potente al massimo un centinaio di metri. Nelle successioni di massimo spessore questo intervallo è costituito da coppie calcarenite fine - marna, gradate e laminate, molto simili a classiche torbiditi con sequenza di Bouma, associate a marne argillose, calcilutiti selcifere e *slump*. L'intervallo presenta strati tabulari generalmente organizzati in gruppi calcarenitici separati da livelli marnosi, privi di ciclicità o con sequenze negative. L'assottigliamento verso W coincide con la scomparsa delle marne, l'estrema riduzione in spessore e frequenza degli strati risedimentati e una diffusa silicizzazione, con colore della selce variabile dal rosa al grigio.

Dati di laboratorio. Le microfacies comprendono:

- *mudstone* e *wackestone* normalmente bioturbati, frequentemente silicizzati o selciferi, a bioclasti, peloidi, intraclasti, rare ooliti. Tra i bioclasti sono abbondanti echinodermi, crinoidi, bivalvi, cefalopodi non determinabili;
- *packstone* o *rudstone* a matrice micritica in feltro microcristallino, con litoclasti, intraclasti, peloidi, ooliti, granuli terrigeni tra cui quarzo, litici sedimentari, rari magmatici e metamorfici, bioclasti e fossili (echinodermi, crinoidi, bivalvi, radiolari, foraminiferi bentonici);
- *grainstone* ad ooliti, crinoidi, echinodermi e altri bioclasti, con intra- e litoclasti calcarei;
- *floatstone* ad intraclasti (*mudstone* a radiolari, *wackestone* a bioclasti e ooliti) e bioclasti (echinodermi, crinoidi, cefalopodi non determinabili), in matrice micritica, debolmente marnosa e bioturbata.

Spessore dell'unità. La formazione di Villa Carcina ha potenza variabile da 0 a 300 m, con geometria cuneiforme e chiusura nel settore occidentale del foglio, presso il M. del Cavallo.

Rapporti stratigrafici. Nelle successioni depocentrali complete, la formazione di Villa Carcina si sviluppa a tetto del Calcare di Domaro, per

mezzo di un limite netto tra i calcari pelagici selciferi di quest'ultima formazione e le marne argillose che costituiscono la base dell'unità. Il limite evolve in una discontinuità, con appoggio ora su differenti litozone del Calcare di Domaro (Grone) ora su diverse litozone del calcare di Moltrasio. A tetto il passaggio con la formazione dei Calcari Medoloidi è transizionale. Relazioni laterali di *onlap* sono ricostruibili su base cartografica in corrispondenza della terminazione occidentale della formazione.

Fossili. La formazione di Villa Carcina è ricca di bioclasti e fossili alloctoni, risedimentati dagli ambienti di mare basso adiacenti il bacino (BONI & CASSINIS, 1973; GAETANI, 1975; CASSINIS, 1978). Le forme più abbondanti sono echinodermi e crinoidi, che originano vere e proprie encriniti, cui si aggiungono bivalvi, ammonoidi, belemniti, brachiopodi, spicole di poriferi, nannofossili calcarei.

Attribuzione cronologica. Sulla base della biostratigrafia ad ammoniti integrata con i nannofossili calcarei, la base della formazione di Villa Carcina in Val Trompia è attribuita al Toarciano inferiore, zona a *Dactyloceras tenuicostatum* YOUNG & BIRD. All'interno del Foglio 098-Bergamo, la base della formazione di Villa Carcina appartiene, nelle successioni complete, al Toarciano inferiore, per la prima comparsa del nannofossile *Lotharingius sigillatus* (STRADNER) corrispondente alla zona a *Tenuicostatum* (biozonazione ad ammoniti). Il tetto dell'unità si colloca nell'Aaleniano, zona a *Concavum*, in base alla prima comparsa di *Watznaueria britannica* (STRADNER) (BERSEZIO *et alii*, 1996, 1997).

2.3.2. - Formazione dei Calcari Medoloidi (FME)

Caratteri litologici di terreno. La formazione dei Calcari Medoloidi comprende le litozone 4 e 5 di BERSEZIO *et alii* (1996); essa è in massima parte costituita da un'alternanza aciclica di calcilutiti selcifere, marne e marne argillose omogenee o laminate, coppie calcisiltite-marna e *slump* calcareo-marnosi, con composizione prevalentemente pelagica (bivalvi a guscio sottile, radiolari, peloidi, intraclasti lutitici). Verso la sua chiusura occidentale essa perde quasi interamente gli interstrati di marne argillose e vede diminuire spessore e frequenza delle coppie calcisiltite-marna. Nella sua porzione sommitale diversi metri sotto il limite formazionale di tetto, si sviluppa un tipico pacco di strati, interamente silicizzato, di spessore metrico-decametrico, che può costituire un *marker* locale. Ad W del M. Misma, i 15-25 metri sommitali della formazione dei Calcari Medoloidi sono costituiti da calcilutiti selcifere, nocciola o rosate; ad E dello stesso queste calcilutiti sono sostituite da marne e marne argillose o calcaree, di colore rosso mattone, con abbondanti bivalvi pelagici, crinoidi, belemniti e

altri bioclasti. In alcuni casi (Grone) è tipica la presenza di livelli *flaser*-nodulari decimetrici.

Dati di laboratorio. Le microfacies sono rappresentate in prevalenza da:

- *mudstone* e *wackestone* a radiolari, spicole silicee, bivalvi pelagici, crinoidi, intraclasti, spesso bioturbati e/o silicizzati;
- *packstone* a bivalvi pelagici, talora piuttosto impacchettati, con crinoidi, echinodermi, cefalopodi, radiolari, intraclasti, in alcuni casi pressoché interamente silicizzati.

Spessore dell'unità e sue variazioni. La formazione dei Calcari Medoloidi ha spessore variabile da 0 a 140 metri, con geometria cuneiforme determinata dalla chiusura occidentale (M. del Cavallo), confrontabile con quella della formazione di Villa Carcina.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è transizionale. Il limite di tetto con le Radiolariti del Selcifero Lombardo può essere netto oppure graduale ma rapido, per passaggio da calcari selciferi grigi, più o meno marnosi e sottilmente stratificati, a selci stratoïdi brune o verdastre, solo localmente rosse, con intercalazioni argillitiche o debolmente marnose. Solo localmente, in Bergamasca, questo limite è sottolineato dalla presenza di un livello di marne rosse zeppe di bivalvi a guscio sottile, mal stratificate, con superficie sommitale indurita e sottolineata da croste ferruginose e dalla concentrazione di belemniti spesso isorientati.

Fossili. La formazione dei Calcari Medoloidi è caratterizzata dall'abbondanza di bioclasti e fossili pelagici (radiolari, bivalvi a guscio sottile, ammonoidi), nonché di nannofossili calcarei.

Attribuzione cronologica. Il tetto della formazione è attribuito al Bajociano (CASSINIS, 1968, 1978; COBIANCHI, 1992; SCHIROLLI, 1994). In Bergamasca la formazione dei Calcari Medoloidi è compresa tra l'Aaleniano, zona a *Concavum*, in base alla prima comparsa di *W. britannica* e il Bathoniano inferiore, per la prima comparsa di *Watznaueria barnesae* (BLACK) (BERSEZIO *et alii*, 1996, 1997).

2.4 - SUCCESSIONE GIURASSICA RIDOTTA E CONDENSATA (SGX)

In corrispondenza dei paleoalti strutturali giurassici del M. del Cavallo e di Zandobbio (CASATI & GAETANI, 1968; GAETANI, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994) i prismi carbonatici liassici terminano bruscamente, contro scarpate di paleofaglia, o gradualmente, sugli opposti margini basculati conservati nei *footwall* delle faglie estensionali. In questo secondo caso si sviluppano successioni carbonatiche estremamente sottili, localmente in facies di Rosso Ammonitico Lombardo (GAETANI, 1975), che riassumono per incompletezza e/o condensazione l'intervallo temporale

compreso tra il Pliensbachiano e il Titoniano (Zandobbio) e tra il Domeriano e il Toarciano (M. del Cavallo). A Zandobbio in queste successioni si insediano alcuni filoni sedimentari di età toarciana. L'insieme di queste unità, estremamente localizzate, sottili ed eterogenee - quindi non cartografabili individualmente - viene riassunto sotto la definizione di "successione giurassica condensata" da BERSEZIO *et alii* (1997).

La successione giurassica ridotta e condensata dell'Alto di Monte del Cavallo. Nell'area di M. di Nese – Lonno, questa successione comprende calcari marnosi sottilmente stratificati rossi, rosati o grigi, con bivalvi, gasteropodi e crinoidi, che drappeggiano la discontinuità sviluppata a tetto delle formazioni retico-liassiche. Localmente vi si ritrovano intercalati *slump* e paraconglomerati intraformazionali. A Lonno questa successione è sostituita da calcari grigio-giallastri ricchi in frammenti di crinoidi e con ammoniti (successione condensata), che ricoprono per mezzo di un corpo di brecce sia il Calcare di Zu troncato a tetto (CASATI & GAETANI, 1968), sia le brecce liassiche (BERSEZIO *et alii*, 1997) costituenti le brecce liassiche (**MOT_a**) del calcare di Moltrasio. Queste successioni non superano i 20 m di spessore massimo e sono attribuibili ad un intervallo Domeriano inferiore – Toarciano, sulla base dei ritrovamenti di ammoniti (referenze in BERSEZIO *et alii*, 1997). Facies di Rosso Ammonitico Lombardo si ritrovano unicamente nei pressi di Monte di Nese, e tra il Canto Alto e il M. del Cavallo, vicino al margine occidentale del Foglio 098-Bergamo. Si tratta di circa 10 m di calcari marnosi *flaser* nodulari, rosso-mattone a noduli rosati, grigi o nocciola, con Ammoniti. CASATI & GAETANI (1968; con referenze) indicano un'età toarciana, sulla base delle ammoniti ritrovate.

La successione giurassica ridotta e condensata dell'Alto di Zandobbio. Nell'area di Zandobbio una troncatura erosionale interrompe a tetto la successione di piattaforma della dolomia di Zandobbio, ricoperta progressivamente dalla terminazione del cuneo sedimentario del calcare di Moltrasio. Il Calcare di Domaro è qui sostituito lateralmente da un cuneo che può raggiungere i 35 m di spessore, con brusche riduzioni e terminazioni laterali, costituito da calcari grigio-rosati o giallastri, stratificati, talora ricchi in crinoidi, bivalvi, gasteropodi, belemniti, con associati corpi plurimetritici di brecce a clasti derivati dalle unità sottostanti (incluso il calcare di Moltrasio) e paraconglomerati ad assetto caotico (GAETANI, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994, con referenze). Livelli ad ammoniti (*Pleuroceras spinatum* (BRUGUIERE) e *Juraphyllites*) riferiscono al Domeriano sommitale la parte media di questo cuneo. Al suo interno sono insediati corpi di brecce discordanti, costituenti filoni sedimentari, la cui ricca associazione ad ammonoidi e brachiopodi era già stata attribuita al

Domeriano– Toarciano da ROSSI RONCHETTI *et alii* (1968). L'intervallo così costituito è ricoperto da alcuni metri di calcilutiti grigio-rosate, stratificate, riferibili all'Aaleniano–Bajociano inferiore sulla base della biostratigrafia a nannofossili calcarei (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994). Una discordanza angolare separa queste calcilutiti da una successione fortemente condensata, con pochi centimetri di marne argillose rosse che ricoprono un *hard-ground*, riferibili al Bajociano superiore in base ai nannofossili calcarei (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994), seguite da 50 cm di marne nodulari rosse a noduli ferruginosi (Bathoniano inferiore; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994) e da meno di 2 m di marne calcaree rosso-mattone, con laminazioni emisferoidali, ricche in belemniti e aptici (GAETANI, 1975), non databili con accuratezza. Questa successione condensata è coperta da alternanze di calcareniti a bioclasti (crinoidi, echinodermi, aptici) e calcilutiti biancorosate, che presentano alla sommità un'associazione a nannofossili tipica del Titoniano inferiore (zona a *Conusphaera mexicana* TREJO), quindi coeva con il Rosso ad Aptici. Lateralmente (Entratico, Val della Colta) facies tipo Rosso Ammonitico rappresentano la successione toarciana (ZANZUCCHI, 1963), altrimenti rappresentata principalmente nei filoni sedimentari.

3. - LA SUCCESSIONE MESOZOICA POST-RIFT

3.1 - SELCIFERO LOMBARDO (SM)

3.1.1. - Radiolariti del Selcifero Lombardo (RSL)

Sinonimi. Le Radiolariti del Selcifero Lombardo appartengono, insieme al Rosso ad Aptici, al Gruppo del Selcifero Lombardo (PASQUARÈ, 1965; SCIUNNACH, 2007). I termini citati sono ampiamente consolidati nella letteratura e nelle conoscenze geologiche regionali, a partire dagli ultimi decenni del 1800. La scheda di formalizzazione è di SCIUNNACH (2007a). Nel Foglio 098-Bergamo, le unità del Selcifero Lombardo sono spesso non cartografabili in scala 1:50.000. Per questo in carta esse vengono distinte ove possibile, altrimenti sono accorpate e cartografate col rango di Gruppo. PASQUARÈ (1965) introduce per le Radiolariti una suddivisione in 4 membri informali che rappresentano variazioni laterali di facies, con transizioni in direzione E-W. Nel Foglio 098-Bergamo l'intera unità è costituita dal membro di Burligo, la cui sezione e località-tipo sono ubicate presso

l'abitato di Burligo, lungo il fianco meridionale del M. Albenza (Foglio 097-Vimercate).

Sezione più rappresentativa del foglio. Per quanto l'area di affioramento delle Radiolariti sia sufficientemente estesa, sezioni rappresentative e ben esposte sono difficili da reperire, sia per le scarse condizioni di esposizione, sia per la tettonizzazione connessa al ruolo di orizzonte di scollamento locale assolto da questa unità. Successioni discrete si rilevano a Nembro presso il Santuario di Zuccarello, o negli opposti versanti della bassa Val Cavallina, presso gli abitati di Viganò San Martino e Berzo San Fermo e infine a Viadanica, lungo il torrente Valmaggioro.

Estensione degli affioramenti. Le Radiolariti affiorano lungo la fascia della Flessura Pedemontana costituendo il fianco meridionale dei rilievi compresi tra Lonno, Nembro, M. Misma e M. Pranzà. Ad E della Val Cavallina l'unità è presente nei fianchi dello sciame di pieghe sinformi-antiformi di Villanova-Campospino e M. Canzano - Viadanica. L'estremo affioramento settentrionale di Radiolariti è presso Ganda, a N di M. Rena (Selvino). Gli affioramenti meridionali si trovano sul fianco settentrionale dell'anticlinale di Trescore Balneario - Zandobbio e sul versante meridionale del M. Alto, presso Capriolo.

Caratteri litologici di terreno. Le Radiolariti comprendono selci a stratificazione centimetrica o decimetrica piano-parallela o piano-ondulata, talora con geometrie mammellonari, con interstrati argillosi solo localmente presso la base e il tetto dell'unità, debolmente marnosi. Nella parte superiore della formazione compaiono strati marnoso-calcarei, silicizzati, di spessore centimetrico, che aumentano progressivamente di frequenza e spessore, fino a prevalere sulle selci stratificate. Il colore delle selci varia in modo regolare e abbastanza uniforme, con la porzione inferiore caratterizzata da colore bruno, grigio scuro o verde scuro e un passaggio graduale, verso l'alto, a colorazioni bruno-violacee fino a rosso-mattone. Queste ultime prevalgono ove le litologie calcareo-marnose silicizzate sono ormai dominanti.

Dati di laboratorio. Al microscopio ottico polarizzatore le selci stratificate delle Radiolariti si presentano come silice criptocristallina o microcristallina in cui si riconoscono solo occasionalmente i contorni dei gusci di radiolari. A loro volta questi sono formati da quarzo microcristallino e da calcedonio fibroso-raggiato. Nei campioni relativi alla parte inferiore delle Radiolariti, in corrispondenza delle più frequenti intercalazioni argillose, sono presenti livelli terrigeni, a silt di quarzo, rari feldspati, miche chiare, clorite, rari litici sedimentari, argille; a questi si associa la glauconite.

Le facies calcareo-siliceo-marnose si presentano come *mudstone* e *wackestone* silicizzati, a radiolari, calcisfere, aptici, intraclasti, quarzo.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Nel Foglio 098-Bergamo lo spessore delle Radiolariti varia da 0 a 70 metri. Gli spessori massimi si rilevano a Capriolo, Viadanica, Pradalunga e Nembro; i minimi caratterizzano l'area di Zandobbio, ove localmente l'unità manca, e il settore del Canto Alto.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore delle Radiolariti presenta caratteri differenti a seconda della posizione paleogeografica e strutturale. In particolare, in corrispondenza dell'alto strutturale del M. del Cavallo (CASATI & GAETANI, 1968), le Radiolariti si sviluppano gradualmente sulle facies condensate del Rosso Ammonitico Lombardo, che sostituiscono il gruppo di Concesio e la Formazione di Sogno (GAETANI, 1975; BERSEZIO *et alii*, 1997). Nello stesso settore le Radiolariti poggiano in discontinuità su diversi termini della successione liassica (Calcare di Domaro e calcare di Moltrasio). Caratteri simili si osservano in corrispondenza dell'alto strutturale di Zandobbio (GAETANI, 1975) ove le Radiolariti, estremamente ridotte, ricoprono una successione di età toarciana, che sostituisce il gruppo di Concesio (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994). Nelle successioni complete le Radiolariti si sviluppano a tetto del gruppo di Concesio, con passaggio netto, sottolineato dall'appoggio di selci brune stratificate sui livelli marnoso-argillosi rossi sommitali di quest'ultima formazione. Il limite superiore, nelle successioni più potenti, è un passaggio graduale al Rosso ad Aptici, per intercalazione sempre più frequente di strati calcareo-marnosi di colore nocciola o rosato, con noduli di selce rossa o bruna, nelle selci stratificate o nei calcari silicizzati. In questi casi il limite si pone alla scomparsa delle selci stratoidi. Nelle zone di spessore più limitato il limite diviene netto e caratterizzato dall'appoggio di calcare marnoso, selcifero, sulle sottostanti selci in banchi costituiti da gruppi di strati amalgamati.

Fossili. I macrofossili sono estremamente rari, risultando costituiti da aptici (*Lamellaptychus* e *Cornaptychus* alla base dell'unità), belemniti e brachiopodi (*Pygope diphyra* BUCH) (PASQUARÈ, 1965). I microfossili sono principalmente radiolari (*Spumellaria* e *Nassellaria*) e rari nannofossili calcarei, identificabili presso la base e il tetto dell'unità solitamente più calcarei, e nelle successioni di limitato spessore.

Attribuzione cronologica. L'età delle Radiolariti è attribuita da PASQUARÈ (1965) al Calloviano-Oxfordiano, in base alle associazioni ad aptici dell'intero Selcifero Lombardo. La zonazione a radiolari consente a BAUMGARTNER (1987) di attribuire le Radiolariti al Bathoniano superiore - Kimmeridgiano, mentre nella sezione di Colle di Sogno, poco ad W del Foglio 098-Bergamo, GAETANI & ERBA (1990) indicano per la base delle

Radiolariti, in appoggio sulla Formazione di Sogno, un'età prossima al limite Aaleniano-Bajociano. BERSEZIO & CALCAGNI (1994) indicano un'età analoga per la base delle Radiolariti nell'area di Zandobbio, ove il gruppo di Concesio è assente e sostituito da una facies confrontabile con il Rosso Ammonitico Lombardo, e buona parte del Toarciano è materializzata dal riempimento di filoni sedimentari (ROSSI RONCHETTI *et alii*, 1968). La datazione è differente nelle successioni più potenti, ove è presente il gruppo di Concesio, il cui tetto raggiunge la base del Bathoniano (BERSEZIO *et alii*, 1996).

Ambiente deposizionale. Le Radiolariti derivano principalmente da decantazione pelagica di lutiti siliceo-carbonatico-argillose e dalle successive trasformazioni diagenetiche. Meccanismi di introduzione eolica del materiale terrigeno sono resi evidenti dalla tipologia e micromorfologia dei clasti siltosi. Rari e occasionali sono gli strati prodotti da processi di redistribuzione o risedimentazione di tipo torbidoitico o massivo. La ciclicità climatico-orbitale si riflette nell'organizzazione in *bundle* di alcune porzioni della successione, e nelle ritmicità silice/argilla (BAUMGARTNER, 1987). Nel complesso le Radiolariti mantellano la topografia ereditata dalla strutturazione *sin-rift* del Bacino Lombardo, derivando le proprie variazioni di spessore da variazioni locali del tasso di subsidenza per compattazione o dalla preesistenza di depressioni non colmate dalle formazioni precedenti.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Le Radiolariti costituiscono il primo drappo pelagico *post-rift* che mantella la struttura del Bacino Lombardo, ereditata dalle fasi distensive sinemuriano-toarciane. Nell'area del Foglio 098-Bergamo, all'interno del Bacino durante la deposizione delle Radiolariti sono ancora evidenti i rilievi strutturali del M. del Cavallo e di Zandobbio.

3.1.2. - Rosso ad Aptici (RAP)

Sinonimi. Il Rosso ad Aptici appartiene, insieme alle Radiolariti, al Gruppo del Selcifero Lombardo (PASQUARÈ, 1965, SCIUNNACH, 2007, 2007b). Nel Foglio 098-Bergamo il Rosso ad Aptici è distinto ove possibile, altrimenti viene accorpato con le Radiolariti e cartografato con il rango di Gruppo indicato come Selcifero Lombardo (SM). Secondo PASQUARÈ (1965) il Rosso ad Aptici presenta caratteri di uniformità nell'area lombarda, risultando costituito da una successione di marne e marne calcaree o calcari marnosi talora debolmente silicei rosati, rosso mattone o grigi, sottilmente stratificati, con poca selce in noduli e liste. L'Autore differenzia però il membro di Monte Misma, di estensione locale e di interesse per il Foglio 098-Bergamo, costituito da una successione prevalentemente argillosa con

colori variabili dal violaceo al bruno. Alla sommità del Rosso ad Aptici l'Autore propone di distinguere la formazione di Prabione, costituente la transizione alla soprastante Maiolica e caratterizzata dalla presenza di corpi di paraconglomerati e brecce intraformazionali. BARBERIS *et alii* (1990) considerano gli orizzonti transizionali, ove presenti, come parte della Maiolica. Analogamente a quanto proposto da BERSEZIO *et alii* (1997) e JADOUL *et alii* (2000), la formazione di Prabione non viene distinta nel presente foglio, ma inclusa come litozona all'interno della Maiolica.

Sezione più rappresentativa del foglio. Nel Foglio 098-Bergamo sezioni rappresentative del Rosso ad Aptici sono presenti poco ad W di Nembro, presso la sommità del Monte Ganda. Più ad oriente l'unità è esposta in modo continuo presso Viganò San Martino, sulla sponda destra del fiume Cherio, lungo la scarpata a monte della provinciale della Val Cavallina e in una cava abbandonata presso Sarnico. I caratteri del già citato membro di M. Misma si osservano in modo relativamente continuo unicamente lungo la Costa Misma, poco a N di Bergamo.

Estensione degli affioramenti. Il Rosso ad Aptici affiora, come le Radiolariti, lungo il fascio di strutture della Flessura Pedemontana e in particolare ad W del Fiume Serio tra il Monte Canto Alto e Nembro; in parte di questo settore l'unità non è cartografabile individualmente costituendo con le Radiolariti il Selcifero Lombardo. Ad E del fiume Serio il Rosso ad Aptici accompagna la Flessura lungo un'unica fascia di affioramenti tra Pradalunga, Viganò San Martino e Adrara San Martino. Ad E della Valle Adrara gli affioramenti si distribuiscono nel fascio di pieghe di Lerano-Viadanica, fino a raggiungere la sponda sebina.

Caratteri litologici di terreno. Nel Foglio 098-Bergamo il Rosso ad Aptici presenta le successioni più complete, potenti da 20 a 35 metri, nelle zone di Nembro, Viganò San Martino e Sarnico. In queste situazioni si riconoscono due litozone non cartografabili separatamente. La litozona inferiore è costituita da marne silicee e calcari selciferi rosso-violacei, con selci in noduli rossi o nocciola e determina il passaggio transizionale alle sottostanti Radiolariti; la stratificazione è sottile, in genere piano-parallela o ondulata, e ai litotipi indicati localmente si associano lenti di brecce, paraconglomerati e *slump*. La litozona superiore è costituita da alternanze di calcari marnosi rosati, calcilutiti crema o rosa con selci in noduli e liste rosse, miele o nere e giunti argillitici rossi o grigi; sottilmente stratificata, passa progressivamente a calcilutiti bianche e rosate verso l'alto. Questa litozona costituisce la "transizione alla Maiolica" di BARBERIS *et alii* (1990) e sostituisce in parte la formazione di Prabione di PASQUARÈ (1965). L'unica successione di potenza significativa che differisca da quanto descritto

affiora nella zona del M. Misma, ove la litofacies indicata è sostituita da alternanze di marne argillose rosso-violacee o brune alternate a calcari marnosi debolmente silicei (membro di M. Misma, PASQUARÈ, 1965).

In molte aree il Rosso ad Aptici si riduce fino a non essere separabile cartograficamente dalle Radiolariti. In queste zone (Canto Alto, Monte di Nese, Viadanica, Adrara San Martino) la riduzione di spessore si accompagna ad una riduzione dell'abbondanza delle argille. L'unità vi è costituita da calcilutiti debolmente marnose, rosse, selcifere, sottilmente stratificate, talora con geometrie pseudonodulari o *flaser* nodulari. In queste successioni possono essere presenti lenti paraconglomeratiche ad intraclasti marnosi. Unicamente presso Zandobbio, in corrispondenza dell'omonimo alto strutturale giurassico, il Rosso ad Aptici manca interamente per erosione, con appoggio di brecce e conglomerati di età titoniana sulle dolomie liassiche di Zandobbio (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994).

Dati di laboratorio. Le microfacies del Rosso ad Aptici sono monotonamente costituite da *mudstone* e rari *wackestone* a radiolari e calpionelle, con foraminiferi bentonici, aptici, bivalvi pelagici e crinoidi pelagici (*Saccocoma*). Talora la silicizzazione pervade le microfacies in modo selettivo. Subordinatamente si riconoscono *floatstone* ad intraclasti di *mudstone* o di marna in matrice di *mudstone* a calpionelle e radiolari.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Il Rosso ad Aptici presenta spessori variabili da 0 a circa 40 metri, per erosione e per assottigliamento laterale verso le zone di alto strutturale preesistenti (Monte del Cavallo, Grone-Viadanica, Zandobbio).

Rapporti stratigrafici. Il Rosso ad Aptici presenta nelle successioni più potenti e complete un limite inferiore transizionale, determinato dalla progressiva riduzione degli strati argilloso-silicei bruni o rossastri delle sottostanti Radiolariti. Lo stesso limite si presenta più rapido ove l'unità va assottigliandosi. Il limite di tetto è transizionale, per intercalazione sempre più fitta di calcilutiti selcifere color crema, tipiche della soprastante Maiolica.

Fossili. Il Rosso ad Aptici è caratterizzato dalla presenza abbondante di microfaune a nannofossili calcarei, calpionelle, radiolari (*Nassellaria* e *Spumellaria*), foraminiferi bentonici, ostracodi e Globochete, cui si associano macrofossili, tra cui bivalvi a guscio sottile, echinodermi in frammenti, crinoidi (*Saccocoma*), belemniti (*Belemnites*), brachiopodi (*Pygope diphya* BUCH), aptici. Tra gli aptici PASQUARÈ (1965) segnala le associazioni a *Lamellaptychus* e *Levptychus*, la cui abbondanza è massima nella parte media dell'unità, e a *Lamellaptychus angulocostatus* PET e *Punctaptychus*, nella parte superiore.

Attribuzione cronologica. L'età del Rosso ad Aptici è Kimmeridgiano - Titoniano superiore (PASQUARÈ, 1965, GAETANI, 1975; GAETANI & ERBA, 1990; BARBERIS *et alii*, 1990), in base alle zone di associazione ad aptici e alla biostratigrafia a calpionelle e nannofossili calcarei. La litozona di transizione alla Maiolica normalmente arriva a comprendere parte della zona a *Conusphaera mexicana* (BARBERIS *et alii*, 1990), alla base del Titoniano superiore.

Ambiente deposizionale. Il Rosso ad Aptici presenta caratteri di deposizione pelagica in grado di mantellare la topografia ad alti e bacini ereditata dal Liassico. Ai sedimenti pelagici si associano localmente brecce, *slump* e paraconglomerati dovuti a processi di risedimentazione in massa. E' verosimile che la presenza di questi corpi sia da porre in relazione ai gradienti di pendio ancora presenti e associati alla persistenza dei paleoalti liassici, oltre che alla subsidenza differenziale delle successioni bacinali, più potenti e argillose rispetto a quelle marginali. Occorre però notare che evidenze di una rinnovata tettonica sinsedimentaria sono note nella soprastante Maiolica a partire dal Titoniano (BARBERIS *et alii*, 1990), suggerendo che almeno i corpi rideposti di età più recente presenti nel Rosso ad Aptici possano derivare dall'inizio di questa attività.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il Rosso ad Aptici nel Foglio 098-Bergamo caratterizza la porzione centrale del Bacino Lombardo, ove sta per realizzarsi la transizione tra il regime di subsidenza e sedimentazione *post-rift* e la fase di riorganizzazione regionale che porterà allo sviluppo del bacino di avampaese cretacico, durante le prime fasi tettonogenetiche alpine. L'unità è presente in tutti i domini paleogeografici del Sudalpino Lombardo.

3.2 - CONGLOMERATO DI BUCA DEL CORNO (BNR)

Sinonimi. Si tratta di un'unità di nuova istituzione, riconosciuta con questa denominazione da BERSEZIO & CALCAGNI (1994).

Sezione più rappresentativa del foglio. Il conglomerato di Buca del Corno ha estensione limitata. La sua successione più continua e completa è esposta sul fianco meridionale dell'anticlinale di Zandobbio, nei pressi della cava Cremaschi, in località Selva di Zandobbio.

Estensione degli affioramenti. L'unità è presente unicamente a sottolineare la troncatura erosionale a tetto del paleoalto giurassico di Zandobbio nel suo settore sud-orientale, in corrispondenza di scarpate di paleofaglia.

Caratteri litologici di terreno. Si tratta di una coppia di cunei, potenti rispettivamente 0-26 m (occidentale) e 0-60 m (orientale), costituiti da paraconglomerati e brecce a clasti di formazioni giurassiche locali, con

matrice di calcilutiti a nannofossili calcarei che hanno fornito un'associazione databile al Titoniano superiore – Valanginiano (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994). I due cunei poggiano in discordanza sui diversi termini troncati della successione hettangiano–sinemuriana sottostante (dolomia di Zandobbio, calcare di Moltrasio). Il prisma occidentale è costituito da corpi disorganizzati e amalgamati. Il prisma sudorientale presenta sequenze positive stratificate, con alternanza di banchi di breccie poligeniche a clasti che riciclano l'intera successione giurassica e livelli di calcari dolomitici grigi. In quest'area la successione è ricorrentemente dolomitizzata. Il passaggio alla soprastante Maiolica è graduale, per intercalazione di calcilutiti alla sommità dei corpi di breccie.

Dati di laboratorio. Le microfacies dei clasti osservati nei due corpi di breccie e conglomerato ne confermano la provenienza dalle unità della sottostante successione giurassica ridotta. Solo il prisma occidentale mostra clasti semiconsolidati attribuibili alla Maiolica. La matrice micritica dei paraconglomerati è costituita da *mudstone* a radiolari e calpionelle (prisma occidentale). I livelli calcareo-dolomitici del prisma orientale sono dolomicriti e dolospariti a mosaico inequigranulare ipidiotopico.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Il prisma occidentale ha spessore massimo di circa 26 m, quello orientale raggiunge i 60 m.

Rapporti stratigrafici. I due cunei poggiano in discordanza erosionale sui diversi termini della successione giurassica del paleoalto. Essi non hanno relazioni fisiche reciproche; la correlazione tra i due corpi è indicata dall'inquadramento stratigrafico e dai caratteri litostratigrafici. A tetto entrambi sono invariabilmente coperti dalla Maiolica, in successioni diversamente incomplete alla base.

Fossili. La matrice dei rari paraconglomerati contiene nannofossili calcarei, radiolari e calpionelle (prisma occidentale). I livelli calcarei dolomitizzati del prisma orientale sono sterili. Solo le rare calcilutiti a tetto conservano nannofossili calcarei riconoscibili.

Attribuzione cronologica. In base alle associazioni a nannofossili calcarei e all'inquadramento stratigrafico si ritiene attendibile un'età Titoniano superiore – Valanginiano per il prisma occidentale, compreso tra la zona a *Nannoconus colomii* e la zona a *Calcicalathina oblongata*, e Titoniano per il prisma orientale, i cui livelli transizionali alla Maiolica sono già compresi nella zona a *Conusphaera mexicana*.

Ambiente deposizionale. Si tratta di corpi legati allo smantellamento di scarpate di faglia residue del paleoalto di Zandobbio. La riattivazione di alcune di queste paleostrutture durante la fase di riorganizzazione del

Bacino Lombardo al limite Giurassico–Cretacico è stata proposta da BERSEZIO (1993) e BERSEZIO & CALCAGNI (1994).

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il conglomerato di Buca del Corno corona e sigilla alcune paleostrutture giurassiche dell’Alto di Zandobbio, ubicato nella zona di transizione tra Bacino Lombardo e Alto del Botticino (BERSEZIO *et alii*, 2001; FANTONI *et alii*, 2004).

3.3 - MAIOLICA (MAI)

Sinonimi. Il termine Maiolica è tradizionalmente in uso nella bibliografia geologica lombarda e nazionale, fin dal primo utilizzo risalente alla metà del 1800. Il termine è stato utilizzato in tutte le edizioni di carte geologiche precedenti pur non trattandosi di una definizione formale. La scheda della formalizzazione dell’unità è di PETTI & FALORNI (2007).

Sezione più rappresentativa del foglio. Nonostante gli affioramenti di Maiolica siano numerosi e ben esposti, nel Foglio 098-Bergamo le sezioni complete, poco tettonizzate e ben esposte sono rare. Tra queste la più rappresentativa è presente a Capriolo, in una cava abbandonata sulle pendici nord-occidentali del M. Alto, nei pressi del Lago d’Iseo. Nei pressi di Bergamo, in una cava abbandonata poco a N dell’abitato di Nese, è esposta un’altra sezione, la cui base è però intersecata da una faglia che ne disturba il limite inferiore.

Estensione degli affioramenti. La Maiolica affiora, come le unità del Selcifero Lombardo, lungo il fascio di strutture della Flessura Pedemontana e, in particolare, ad W del Fiume Serio, tra il Monte Canto Alto e Nembro. L’affioramento più settentrionale, limitatissimo, si trova presso Ganda, all’interno della struttura nota come *graben* di Selvino. Ad E del Serio la Maiolica accompagna la Flessura lungo un’unica fascia di affioramenti, tra Pradalunga, Viganò San Martino e Adrara San Martino. Ad E della Valle Adrara gli affioramenti si distribuiscono nel fascio di pieghe di Lerano-Viadanica, fino a raggiungere la sponda sebina. A S del Fiume Oglio la Maiolica riaffiora nel rilievo del M. Alto, presso Capriolo.

Caratteri litologici di terreno. La Maiolica è costituita da una successione piuttosto monotona di calcilutiti bianche, grigio chiare o crema in strati sottili o medi, piano-paralleli o ondulati, con bioturbazioni sparse, a liste e noduli di selce, cui si alternano in proporzioni variabili interstrati marnosi o argillosi centimetrici, omogenei o laminati, spesso ricchi in materia organica, che possono costituire veri e propri *black shale* (WEISSERT, 1981; ERBA & QUADRIO, 1987; BARBERIS *et alii*, 1990; BERSEZIO *et alii*, 2002). A queste litofacies, costituenti la maggior parte dell’unità, si associano litofacies risedimentate, intrabacinali, costituite da: strati di calcareniti-

calcsiltiti gradati e laminati, sottili o medi, piano-paralleli; lenti paraconglomeratiche di spessore metrico, ad intraclasti calcilutitici, silicei e marnosi, immersi in matrice micritica; *slump* a geometria lenticolare, di potenza al massimo decametrica, coinvolgenti pacchi di strati di Maiolica o di Rosso ad Aptici.

L'associazione regionale delle facies pelagiche e di quelle risedimentate definisce l'organizzazione della Maiolica in 6 litozone, modulata dalla ritmica fluttuazione di frequenza e spessore degli interstrati marnoso-argillosi e dalla distribuzione dei corpi risedimentati (BERSEZIO, 1993). Le litozone, non cartografabili, sono però riconoscibili nell'area del Foglio 098-Bergamo, con continuità laterale e spessore variabili. In estrema sintesi, dal basso stratigrafico, si riconoscono le seguenti litozone:

Litozona I. Costituisce l'intervallo di transizione tra Rosso ad Aptici e Maiolica e corrisponde a parte della formazione di Prabione di PASQUARÈ (1965). Si tratta di 0-15 metri di alternanze di calcilutiti color crema e rosate, con noduli di selce, alternate ad interstrati marnosi grigi o rosso mattone. La litozona contiene grandi corpi di *slump* e paraconglomerato e corrisponde lateralmente ad una discontinuità stratigrafica.

Litozona II. Si tratta di gruppi di strati sottili di calcilutiti bianche con liste di selce grigia ritmicamente intercalate, praticamente privi di intercalazioni marnoso-argillose. Questi gruppi di strati, potenti 5-15 metri, si ripetono nella successione alternandosi alle altre litozone.

Litozona III. Si tratta di una complessa alternanza di strati risedimentati in massa (*slump* e paraconglomerati), calcsiltiti gradate e laminate, calcilutiti con noduli di selce e interstrati marnoso-argillosi con rari *black shale*. Questa litozona, potente fino a 30 metri, ricopre la litozona I e può alternarsi ai gruppi di strati della litozona II.

Litozona IV. Comprende la caratteristica associazione di facies che definisce l'evento valanginiano (WEISSERT *et alii*, 1979; WEISSERT & LINI, 1991; BERSEZIO *et alii*, 2002), ricca in argille e marne con frequenti *black shale*, associate a calcilutiti con noduli di selce nera e a strati risedimentati (calcareniti fini gradate e laminate, paraconglomerati, *slump*). La litozona IV, potente fino a 40 metri, ricopre sempre la litozona III e si alterna raramente con le litofacies della litozona II.

Litozona V. Si tratta dell'alternanza regolare di calcilutiti e *black shale*, con percentuale in materia organica che può raggiungere il 7%, (BERSEZIO *et alii*, 2002), pressoché priva di strati risedimentati, che caratterizza la parte barremiana della Maiolica, con spessore massimo di 35 metri.

Litozona VI: Si tratta della litozona di transizione tra Maiolica e marna di Bruntino (Aptiano inferiore), presente o conservata solo localmente

nell'area del Foglio 098-Bergamo a causa della presenza di una discontinuità stratigrafica e della sistematica relazione di scollamento tettonico tra le due formazioni. La litozona è costituita da calcisiltiti gradate e laminate, calcilutiti selcifere e interstrati marnoso-argillosi, il cui spessore e frequenza crescono verso il limite formazionale superiore. A tetto della litozona è contenuto il Livello Selli - *black shale* che corrisponde all'evento anossico dell'Aptiano inferiore (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982; COCCIONI *et alii*, 1987; BERSEZIO, 1993) osservabile nel Foglio 098-Bergamo molto sporadicamente.

Dati di laboratorio. Le microfacies della Maiolica sono principalmente di tre tipi:

- *mudstone* a radiolari, foraminiferi bentonici nonché planctonici a partire dal Berriasiano, calpionelle nella porzione titoniana dell'unità, calcisfere, aptici, ammonoidi, bivalvi pelagici;
- *wackestone* e *packstone* a radiolari, calcisfere, foraminiferi, bioclasti e intraclasti, gradati o laminati, con matrice micritica finissima;
- *floatstone* ad intraclasti calcilutitici, marnosi e silicei, con microfossili dei gruppi già indicati e bioclasti (bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, brachiopodi).

Spessore dell'unità e sue variazioni. La Maiolica presenta spessori variabili da 25 a circa 250 m a causa della presenza di discontinuità stratigrafiche a tetto e letto in prossimità di alcuni alti strutturali liassici (Zandobbio, M. del Cavallo).

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore della Maiolica è transizionale, con lo sviluppo della litozona di transizione al sottostante Rosso ad Aptici. Nelle citate aree di M. del Cavallo e Zandobbio il limite è netto e discontinuo, con lacuna corrispondente a parte del Titoniano. Nel primo caso, mancando il Rosso ad Aptici, la Maiolica si appoggia sulle Radiolariti del Selcifero Lombardo; nel secondo l'unità si appoggia sulle dolomie liassiche di Zandobbio per mezzo del conglomerato di Buca del Corno (BNR; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994).

Il limite superiore è netto e discontinuo. Anche in presenza della litozona di transizione superiore (litozona VI), il passaggio tra carbonati e sedimenti terrigeni fini della marna di Bruntino avviene in modo estremamente brusco e paraconcordante. Nella maggior parte dell'area compresa nel Foglio 098-Bergamo lo stesso limite rappresenta una discontinuità con lacuna anche più estesa ed evidente, come a Zandobbio, ove mancano tutto l'intervallo Berriasiano-Albiano, ovvero quasi tutta la Maiolica e quasi tutta la marna di Bruntino, o a Capriolo, ove manca buona parte dell'Aptiano.

Fossili. La Maiolica presenta principalmente associazioni micropaleontologiche, con faune a calpionelle, nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e bentonici (ERBA & QUADRIO, 1987; BARBERIS *et alii*, 1990). Dal punto di vista macropaleontologico, oltre a forme di scarso significato tra cui bivalvi, gasteropodi, crinoidi, sono segnalati ammonoidi da VENZO (1954) nella porzione barremiana della successione.

Attribuzione cronologica. In base alla biostratigrafia a nannofossili calcarei, calpionelle e foraminiferi planctonici, la Maiolica rappresenta l'intervallo Titoniano superiore (zona a *Conusphaera mexicana*) - Aptiano inferiore (zona a *Chiastozygus litterarius*; ERBA & QUADRIO, 1987; BARBERIS *et alii*, 1990). Le classiche successioni della Maiolica lombarda hanno fornito dati e taratura per la stratigrafia magnetica del Cretacico inferiore (CHANNELL & ERBA, 1992).

Ambiente deposizionale. La Maiolica costituisce il drappo pelagico che mantella la fisiografia del Bacino Lombardo in ambiente batiale. Ai meccanismi di sedimentazione pelagica, modulati dai cicli di produttività a frequenza orbitale, corrispondono sequenze di calcilutiti punteggiate da eventi anossici, a loro volta rappresentati da orizzonti di *black shale*. I processi di risedimentazione determinano il frequente sviluppo di unità torbiditiche intrabacinali e di corpi di *slump*. La distribuzione spazio-temporale di questi corpi risedimentati e la relazione con lo sviluppo di discontinuità stratigrafiche ha suggerito che, tra il Titoniano e l'Aptiano, il Bacino Lombardo sia stato soggetto a tettonica sinsedimentaria, durante la fase di ristrutturazione transtensiva dei lineamenti paleogeografici ereditati dal *rifting* liassico (BERSEZIO, 1992).

Dominio paleogeografico di appartenenza. Nel Foglio 098-Bergamo la Maiolica appartiene al Bacino Lombardo, così come questo si configurava tra Giurassico superiore e Cretacico. In questo intervallo alcuni alti strutturali liassici hanno ancora evidenza morfologica e si avvia la riorganizzazione del bacino dai lineamenti paleostrutturali a direzione N-S (giurassici) all'allungamento E-W della successiva fase a sedimentazione terrigena torbiditica (Cretacico "medio" e superiore).

4. - LA SUCCESSIONE CLASTICA CRETACICA DEL BACINO LOMBARDO

4.1 - MARNA DI BRUNTINO (**BRU**)

Sinonimi. La marna di Bruntino è stata istituita da PASSERI nel 1969, con area tipo corrispondente alla Bergamasca centrale. In precedenza la formazione era indicata con la denominazione informale di Scisti Neri (VENZO, 1954; AUBOUIN *et alii*, 1970). Lateralmente, all'esterno del Foglio 098-Bergamo, la marna di Bruntino corrisponde alla Scaglia Variegata (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982) sia nel Varesotto che nel Bresciano.

Sezione più rappresentativa del foglio. Il Foglio 098-Bergamo contiene la sezione-tipo della marna di Bruntino, ubicata in valle del T. Nese, poco a N di Bergamo; attualmente la sezione è pressoché interamente non esposta; occorre inoltre tenere conto di una serie di disturbi tettonici che interessano la formazione anche in corrispondenza della sezione stessa. Il reperimento di sezioni indisturbate e ben esposte è particolarmente difficile nell'area in esame, poiché la formazione costituisce uno degli orizzonti preferenziali di scollamento tettonico. Nelle cave abbandonate di Capriolo, sul versante nord-occidentale del M. Alto, è attualmente ben esposta una sezione che presenta i principali caratteri della formazione in modo sufficientemente rappresentativo.

Estensione degli affioramenti. La marna di Bruntino sottolinea con i propri affioramenti gli accavallamenti associati al fascio di pieghe della Flessura Pedemontana. Per questo essa si ritrova lungo un'unica fascia bidimensionale di esposizioni, diretta circa N110, tra Olera e Viadanica. All'esterno di questa fascia la formazione affiora unicamente al contorno dell'anticlinale di Zandobbio.

Caratteri litologici di terreno. La marna di Bruntino è costituita da una successione di argilliti varicolori, marne, siltiti e areniti fini torbiditiche con locali intercalazioni di corpi conglomeratici lenticolari, sviluppata nel Foglio 098-Bergamo su spessori variabili da 80 a 140 metri circa, (PASSERI, 1969; GELATI *et alii*, 1982; BERSEZIO, 1988, 1992).

Sulla base delle associazioni di facies, la marna di Bruntino è stata suddivisa in tre litozone non cartografate separatamente, di seguito descritte dal basso verso l'alto:

- *Litozona inferiore* ("pelagica"): è costituita da argilliti varicolori e marne in strati sottili e medi, piano paralleli, definiti frequentemente dalle variazioni ritmiche di colore, che gradualmente passa dal nero al verde oliva al rosso-violaceo. I livelli nerastrati sono normalmente dei veri e propri *black*

shale con contenuto in materia organica che può raggiungere il 3%. Ai litotipi argilloso-marnosi sono associati strati di calcari debolmente marnosi e spesso silicizzati, sottili o medi, piano-paralleli, di colore grigio plumbeo, e strati di areniti ibride, bioclastiche, a laminazione obliqua concava a piccola scala, in strati sottili e medi a base netta e piana e tetto netto ondulato. Questa litozona può raggiungere lo spessore di 50 metri o mancare lateralmente, ove alla base della formazione è presente la discontinuità che la delimita (BERSEZIO, 1992; BERSEZIO & FORNACIARI, 1994). Gli orizzonti di *black shale* sono riferibili all'evento anossico oceanico 1A (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982).

- *Litozona intermedia* ("torbidity"): è costituita da areniti fini e siltiti in strati sottili o medi gradati e laminati, piano-paralleli, con base netta e passaggio graduale a tetto verso marne argillose; queste si alternano con marne e marne calcaree in strati medi o spessi, fino a banchi. Questi banchi sono corpi plurimetrici a base gradata, da rudite a siltitica, interamente omogenei e bioturbati, passanti lateralmente, nel settore orientale del foglio (Valle Adrara, Lago d'Iseo), a *slump* con pieghe sin-genetiche e strutture fluidali. La porzione centrale della litozona è caratterizzata dall'abbondanza della materia organica nelle marne e nelle areniti, suggerendo la correlazione con l'evento anossico oceanico 1B (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982). La litozona intermedia costituisce un litosoma ben individuato, a geometria lenticolare, potente fino a 70 metri, con i massimi spessori presso l'estremo occidentale del foglio e assottigliamento verso il margine orientale (Capriolo, nonché Polaveno nel Foglio 099-Iseo). La litozona può appoggiare in modo netto direttamente sulla Maiolica (Pradalunga, Vigano S.M.) per mezzo di corpi lenticolari di areniti ibride grossolane, gradate e laminate e conglomerati fini, caratteristicamente silicizzati, evidenziando la mancanza della litozona inferiore e la discontinuità con lacuna che delimita a letto la marna di Bruntino.

- *Litozona superiore* ("marnosa"): la litozona comprende una successione di marne e marne calcaree, potente 10-50 metri, caratterizzata da strati e banchi marnosi omogenei o gradati, con basi piane e nette, associati ad argilliti marnose varicolori, calcari marnosi silicizzati e *black shale*. La composizione pelagica e intrabacinale degli strati risedimentati denuncia la transizione verso il regime deposizionale che caratterizza il soprastante Sass de la Luna.

Dati di laboratorio. La marna di Bruntino presenta un'associazione di litofacies eterogenea. Le microfacies degli strati carbonatici sono *mudstone* e rari *wackestone* a radiolari, foraminiferi planctonici e bentonici, bioclasti. Le basi gradate degli strati calcareo-marnosi sono *packstone* di analoga

composizione, cui vanno aggiunti intraclasti, quarzo e rari litici. Le areniti della litozona intermedia sono in genere areniti ibride a litici carbonatici, altri litici sedimentari, rari litici metamorfici, quarzo, feldspati, miche, bioclasti e fossili (tra cui orbitolinidi e melobesie, radiolari, foraminiferi, bivalvi, gasteropodi, echinodermi, barchiopodi), intraclasti, *pellet*, peloidi glauconitici; alle areniti si aggiungono quarzareniti ibride, a quarzo, intraclasti, bioclasti, litici metamorfici di basso grado (filladi), litici sedimentari (selci, calcari), miche, clorite, feldspati, *pellet* glauconitici.

I livelli argillitici presentano variazioni sistematiche della composizione dei minerali argillosi e della frazione organica, caratterizzate e descritte in BERSEZIO (1992).

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore della marna di Bruntino nel Foglio 098-Bergamo varia da 70/80 a circa 140 metri. La variazione è strettamente connessa alla posizione del depocentro del litosoma torbiditico che costituisce la litozona intermedia nella parte occidentale del foglio e allo sviluppo della discontinuità inferiore, cui si deve la mancanza locale della litozona inferiore (zona di Pradalunga - Viganò San Martino).

Rapporti stratigrafici. La marna di Bruntino si appoggia sulla Maiolica con un contatto netto che può svilupparsi a tetto di una litozona transizionale, compresa stratigraficamente nella Maiolica, o su una superficie di discontinuità con lacuna che può estendersi a tutto l'intervallo Berriasiano-Aptiano (Zandobbio) o al solo Aptiano (Pradalunga, Capriolo).

Fossili. Dal punto di vista macropaleontologico la marna di Bruntino presenta bioclasti e fossili, spesso alloctoni, privi di importanza stratigrafica, tra cui bivalvi, brachiopodi, echinodermi. Di maggior interesse sono i ritrovamenti di ammonoidi cretacici, segnalati da VENZO (1954) la cui posizione stratigrafica è però spesso incerta. Dal punto di vista micropaleontologico le associazioni a foraminiferi planctonici consentono di riconoscere le biozone dell'Aptiano-Albiano (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982; BERSEZIO, 1992). Sono presenti inoltre orbitolinidi e altri foraminiferi bentonici, tra cui *Lenticulina*, *Lagenidae*, *Nodosaridae* e alghe melobesie risedimentate.

Attribuzione cronologica. In base alla biostratigrafia a foraminiferi planctonici la marna di Bruntino è datata, nelle successioni complete, all'Aptiano inferiore (zona a *Leopoldina cabri*) - Albiano superiore (zona a *Biticinella breggensis*).

Ambiente deposizionale. La marna di Bruntino apre la sedimentazione terrigena nel Bacino Lombardo, in ambiente batiale inferiore-medio, e contiene il primo litosoma torbiditico silicoclastico ad alimentazione extrabacinale (Austroalpino e Subalpino, BERSEZIO, 1992). I processi

deposizionali torbidity sono accompagnati dalla messa in posto di *slump* e dalla sedimentazione pelagica e emipelagica di fondo. La conservazione della materia organica nei ricorrenti livelli di *black shale* è ben correlabile temporalmente ai sub-eventi anossici globali 1A e 1B (Aptiano superiore, Albiano inferiore).

Dominio paleogeografico di appartenenza. La marna di Bruntino appartiene al Bacino Lombardo, nella sua configurazione cretacea, che viene interpretata come caratterizzata da disposizione circa ortogonale a quella dei lineamenti paleogeografico-strutturali tipici del Giurassico. Il Bacino si avvia a diventare il bacino di avampaese della catena eo-alpina, nella sua porzione retrovergente meridionale.

4.2 - SASS DE LA LUNA (SDL)

Sinonimi. Il Sass de la Luna è un'unità litostratigrafica formale, costituita da una successione di marne e marne calcaree grigie. L'unità ha ricevuto la denominazione da VENZO (1954) ed è stata formalizzata da BERSEZIO, 2007. Il Sass de la Luna, tipico della Bergamasca e del Bresciano occidentale, corrisponde lateralmente nel Varesotto alla parte superiore della Scaglia Variegata.

Sezione più rappresentativa del foglio. Le sezioni più potenti e complete del Sass de la Luna si trovano nei dintorni di Bergamo, ove però gli affioramenti sono limitati. Le sezioni più rappresentative sono quindi ubicate più ad E, nella zona di Trescore Balneario - sezione di Madonna del Mirabile - e lungo il versante nord-occidentale del M. Alto, presso Capriolo, nella cava Italcementi abbandonata.

Estensione degli affioramenti. Il Sass de la Luna affiora, come la marna di Bruntino, lungo il fascio di strutture della Flessura Pedemontana e a S delle stesse, nella zona a pieghe e faglie che caratterizza le colline pedemontane. Gli affioramenti si distribuiscono con ampia estensione anche in direzione N-S, tra Alzano Lombardo, Villa di Serio, Pradalunga, Cenate, Borgo di Terzo, e di qui verso E nella zona di Berzo S.F., Entratico, Zandobbio, Sarnico e Capriolo.

Caratteri litologici di terreno. Il Sass de la Luna è stato suddiviso in due litozone informali (BERSEZIO, 1992) cartografate separatamente da BERSEZIO *et alii* (1990) nella Carta Geologica delle Colline Pedemontane tra Brianza e Lago d'Iseo, in scala 1:50.000. Esse non sono state cartografate separatamente in questa edizione del Foglio 098-Bergamo. Le due litozone sono di seguito descritte.

Litozona inferiore. Questa litozona comprende una successione di marne e marne calcaree grigie o grigio-brune, localmente rossastre, potente da 40 m

a 120 m. E' costituita dall'associazione di tre litofacies: 1) strati marnosi gradati e laminati, da medi a spessi, piano-paralleli; 2) marne omogenee o laminate grigie o rossastre, in strati medi o sottili, piano-paralleli; 3) calcilutiti a stratificazione sottile o molto sottile, piano-parallela, con abbondanti bioturbazioni e locale silicizzazione. Nelle successioni meridionali, più potenti, come a Madonna del Mirabile, gli strati marnosi gradati e laminati si alternano regolarmente alle marne emipelagiche grigie o rossastre, talora sviluppando sequenze negative. Verso N e W, l'assottigliamento della litozona corrisponde alla riduzione di frequenza e spessore degli strati gradati e laminati, fino alla loro totale sostituzione da parte dell'associazione di marne e calcilutiti, con colorazioni rossastre diffuse. Il limite inferiore della litozona è sempre graduale, per progressivo aumento della frazione calcarea e graduale scomparsa dei colori verdi, neri e infine rossi, che caratterizzano la sottostante marna di Bruntino.

Litozona superiore. Questa litozona è costituita in prevalenza da calcari marnosi che presentano tutti i caratteri tipici dei depositi risedimentati con uno spessore che raggiunge i 250 m. La litozona deriva dall'associazione aciclica delle seguenti litofacies: 1) calcareniti e marne calcaree gradate e laminate, in strati piano-paralleli, medi e spessi; 2) banchi calcareo-marnosi omogenei e fortemente bioturbati, il cui spessore può raggiungere i 10 m, con base piana e netta di solito sottolineata dalla presenza di un conglomerato intraclastico; 3) calcareniti a laminazione obliqua planare, in strati sottili a base netta e tetto ondulato; 4) marne emipelagiche grigie, omogenee o laminate, in strati sottili e medi intercalati agli strati risedimentati; 5) calcilutiti a stratificazione sottile, piano-parallele, omogenee, talora silicizzate.

La litozona superiore presenta i massimi spessori tra Bergamo e Villa di Serio-Zandobbio, cioè nella zona assiale della fascia di affioramento. In questo settore essa si configura come una successione monotona, priva di ciclicità, punteggiata dai banchi calcarei più potenti, la cui frequenza e spessore aumentano verso l'alto. Alla sommità, poco sotto il limite formazionale superiore, gli strati calcareo-marnosi risedimentati diminuiscono di numero e spessore; gli ultimi metri del Sass de la Luna sono quindi caratterizzati dall'alternanza di calcilutiti pelagiche e marne emipelagiche. Il limite di letto della litozona superiore è graduale, per progressivo aumento della frequenza e dello spessore degli strati calcareo-marnosi risedimentati. Progressivamente la successione diviene decisamente più calcarea rispetto ai caratteri delle litofacies della litozona inferiore.

Dati di laboratorio. Le microfacies degli strati calcarei gradati e laminati del Sass de la Luna sono principalmente *packstone* passanti a *wackestone* a

foraminiferi planctonici e bentonici, radiolari, calcisfere, bivalvi a guscio sottile, rari ammonoidi non determinabili, rari crinoidi e intraclasti. Le basi ruditiche dei banchi marnosi omogenei sono *rudstone* e *floatstone* ad intraclasti calcarei e selciosi, con una microfauna corrispondente a quanto indicato per le calcareniti. Le calcareniti a lamine oblique planari sono caratterizzate da una frazione quarzosa, frammista a radiolari e foraminiferi planctonici, con ottima selezione granulometrica. Le calcilutiti pelagiche infine sono *mudstone* a radiolari e foraminiferi, talora silicizzate in quarzo microcristallino.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Il Sass de la Luna presenta nel Foglio 098-Bergamo uno spessore complessivo variabile da 70/80 a circa 330 metri. Riduzioni di spessore più marcate si verificano ad W e ad E dell'area del foglio, ove la formazione si può ridurre a meno di 20 metri (Lecco, Foglio 097-Vimercate; bassa Val Trompia, Foglio 099-Iseo).

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del Sass de la Luna è un passaggio graduale, sviluppato a tetto della marna di Bruntino. Il limite di tetto è un passaggio graduale alle marne rosse appartenenti alla formazione di Sorisole (Cenomaniano). Nel settore settentrionale della Bergamasca centro-orientale - comprendente l'intero costone di Gavarno tra Villa di Serio e Luzzana e il settore a N di Foresto sparso - il limite è sottolineato da una discontinuità dovuta alla mancanza delle marne rosse (FSE₂) e al conseguente appoggio del banco caotico I (formazione di Sorisole, Cenomaniano superiore) sul tetto del Sass de la Luna. Se in questi casi sia incompleta anche la sommità della formazione in oggetto è difficile da definire, per la mancanza di discordanza geometrica o di evidenze di erosione e per la non sufficiente risoluzione biostratigrafica. Nella sola zona di Capriolo, a tetto del Sass de la Luna si ritrova una successione cenomaniana peculiare, il membro del Monte S. Onofrio (FSE₂), con limite netto e discontinuo ad E, presso Mirabella, o graduale ad W, al M. S. Onofrio (BERSEZIO & MENSINI, 1992).

Fossili. Nel Sass de la Luna i macrofossili sono rari e di scarso significato, in quanto generalmente alloctoni o banali (bivalvi, crinoidi, frammenti di brachiopodi). VENZO (1954) e AUBOUIN *et alii* (1970) segnalano la presenza di ammonoidi in ciò che considerano la sommità del Sass de la Luna. Questi livelli fossiliferi appartengono alle formazioni cenomaniane della formazione di Sorisole, coerentemente con l'età cenomaniana delle ammoniti rinvenutevi. Le microfaune a foraminiferi planctonici sono dominate da *Rotalipora appenninica* (RENZ), *R. ticinensis* (GANDOLFI), *Planomalina buxtoni* (GANDOLFI), *Globigerinelloides* spp., *Hedbergella* spp.

Attribuzione cronologica. In base alla biostratigrafia a foraminiferi planctonici, la litozona inferiore del Sass de la Luna è attribuita alle Zone a *R. subticinensis* e *R. ticinensis*, mentre la litozona superiore appartiene alla successiva zona a *R. appenninica* (BERSEZIO, 1992). Entrambe indicano l'Albiano superiore.

Ambiente deposizionale. Il Sass de la Luna costituisce il primo significativo prisma cuneiforme torbiditico del Bacino Lombardo, allungato in direzione E-W, con terminazioni marginali a N e a S e assottigliamento verso il margine orientale e il settore distale occidentale, entrambi esterni al foglio. L'alimentazione è pressoché esclusivamente pelagica; i processi di redistribuzione dei fanghi semiconsolidati albiani sono torbiditici o legati a flussi granulari modificati e *mudflow*, verosimilmente conseguenza di una continua attività sismica, in grado di mobilitare i sedimenti accumulati sugli altofondi pelagici circostanti il bacino.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il Sass de la Luna appartiene al Bacino Lombardo, che ha definitivamente acquisito la sua geometria con allungamento E-W, parallelo ai fronti in avvicinamento, e con tutta probabilità ancora sottomarini, della nascente catena sudalpina.

5. - I SISTEMI TORBIDITICI CENOMANIANI

5.1 - FORMAZIONE DI SORISOLE (FSE)

Sinonimi. Con questa denominazione si intende indicare un intervallo stratigrafico molto complesso e articolato che nell'area bergamasca si sviluppa alla sommità del Sass de la Luna, e di cui ricorrono in letteratura diverse denominazioni, comunemente riferite ad aspetti specifici, confrontabili con difficoltà.

La formazione comprende la Scaglia argillosa rossa del Cenomaniano di VENZO (1954) ed è compresa nel Sass de la Luna da parte di AUBOUIN *et alii* (1970), che segnalano spessi strati calcarei a selce ad assetto caotico nella sua parte alta.

Essa risulta per la prima volta stratigraficamente organizzata in BERSEZIO & FORNACIARI (1989) e informalmente definita come "*Cenomanian turbiditic-hemipelagic systems with chaotic deposits*" in BERSEZIO *et alii* (1990).

La località e la sezione tipo della formazione di Sorisole sono ubicate in Bergamasca centrale immediatamente a N dell'abitato omonimo, in sinistra della Val Baderen (Foglio 097-Vimercate) ove la formazione su di uno

spessore di circa 80 m risulta espressa dalla sue litozone più significative, che da qui possono essere seguite e cartografate negli altri settori della Bergamasca.

Sezioni più rappresentative del foglio. Nel Foglio 098-Bergamo la formazione di Sorisole è esposta in modo discontinuo e frammentario. Sezioni significative sono comunque ricostruibili sul versante meridionale del Costone di Gavarno, sul fianco settentrionale della Sinclinale di Foresto Sparso tra Entratico e il Colle Guina, e sul versante meridionale della stessa struttura nella zona di San Giovanni delle Formiche.

Estensione degli affioramenti. Ripetizioni tettoniche ne inducono la distribuzione su più fasce, generalmente sottili, che si sviluppano con direzione ESE-WNW su tutta l'area del foglio, immediatamente a S della Flessura Frontale. In particolare: nel settore orientale la formazione si sviluppa sui fianchi di una sinclinale - detta dei Giubilini, nel Foglio 097-Vimercate - tra il M. Solino e Ponteranica; nel settore centrale sottolinea l'intensa deformazione a S del M. Misma; nel settore orientale, a E del fiume Cherio, infine, marca l'andamento della Sinclinale di Foresto Sparso.

Caratteri litologici di terreno. Nell'area del Foglio 098-Bergamo, la formazione di Sorisole, quando si sviluppa con continuità, è costituita da quattro litozone riconosciute da BERSEZIO & FORNACIARI, (1988) e cartografate separatamente in questo lavoro. Nella sola zona di Capriolo parte di essa è sostituita da una successione definita membro del Monte S. Onofrio (**FSE₂**).

Le litozone sono di seguito descritte dal basso verso l'alto.

Le **marne rosse (FSE_a)** sono costituite da tre facies principali associate in modo vario nei settori del foglio:

- calcareniti a bioclasti passanti a calcilutiti o a marne bioturbate in strati gradati e laminati da sottili a medi;
- *pebbly mudstone* intraformazionali, con clasti calcarei e silicei, in strati medi discontinui talora grossolanamente gradati;
- marne rosse a stratificazione piano-parallela da media a molto spessa, bioturbate o laminate.

Un affioramento significativo si segnala nei pressi di Cascina dell'Ingannolo (360 m s.l.m.), a S di Selva (Zandobbio), con sequenze pelitico-arenacee al massimo decimetriche, in rapporto da 2/1 a 4/1, costituite rispettivamente da marne-argille grigio rossastre o da arenarie da medie a fini con frequenti laminazioni parallele e oblique.

I **banchi caotici (FSE_b, FSE_d)** sono rappresentati da due banchi di calcari micritici a struttura caotica abbracciati la litozona a Torbiditi Sottili, il

primo (banco caotico I, **FSE_b**) direttamente sovrastante le marne rosse, il secondo (banco caotico II, **FSE_d**) a tetto della formazione.

La loro organizzazione interna risulta dalla diversa associazione di:

- sequenze calcaree stratificate (tipo Sass de la Luna) disturbate da pieghe disarmoniche e faglie, costituenti corpi potenti fino a 30-40 m e lateralmente estesi per diverse centinaia di metri;
- *slumping* a struttura interna caotica in cui la matrice calcilutitica e/o marnosa, a tessitura fluidale, conserva i relitti della originaria stratificazione sotto forma di elementi convoluti e ritorti; contiene inoltre *boudin* e clasti eterometrici arrotondati o deformati prevalentemente di calcilutiti, selci, calcari oolitici.
- *pebbly mudstone* completamente disorganizzati passanti gradualmente alla facies precedente, oppure grossolanamente gradati, che possono riempire tasche erosionali.

Le **torbiditi sottili (FSE_c)** costituiscono una litozona caratterizzata da facies a composizione sia silicoclastica che carbonatica, comprensiva di:

- alternanze di arenarie medio fini e peliti in rapporto 3/1, in strati gradati e laminati con sequenze di Bouma complete, a geometria lenticolare o discontinua;
- arenarie medie o fini, a laminazione obliqua, in strati medi o sottili lenticolari frequentemente amalgamati a calcilutiti costituenti coppie caratteristiche;
- alternanze di arenarie fini e peliti in rapporto da 1/1 a 1/5, in strati piano-paralleli con sequenze T b-e e T c-e prevalenti;
- strati piano-paralleli a base siltosa e tetto pelitico o marnoso;
- calcareniti fini e calcilutiti spesso silicee in strati da sottili a medi gradati e laminate in livelli da sottili a medi che si intercalano alle facies precedenti.

Dati di laboratorio. Le microfacies più significative si riferiscono ai banchi caotici (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988). La matrice delle facies a *slumping* è data da *wackestone* a foraminiferi e radiolari risedimentati. Forme pelagiche profonde sono frammiste ad elementi di piattaforma o di pendio superiore, foraminiferi (*Cuneolina*, *Orbitolina*, *Lenticulina*), frammenti di echinodermi e di alghe calcaree, ooliti.

Le arenarie delle torbiditi sottili (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988) sono delle litareniti ibride a cemento calcitico. La frazione extrabacinale è data da Q=60% F=5% L=35% con grani di quarzo policristallino e litici interamente derivati da rocce metamorfiche. La componente intrabacinale carbonatica è composta in prevalenza da foraminiferi planctonici e subordinatamente bentonici e assieme ai “clasti molli” rappresenta in media il 12% della

composizione totale. La matrice, se presente in origine, risulta completamente sostituita da calcite tardiva.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore della formazione di Sorisole va considerato sia nell'assieme che relativamente alle singole litozone che la costituiscono.

Nell'assieme gli spessori più rilevanti si osservano in affioramenti collocati in posizione relativamente più settentrionale, con circa 140 m nella zona di Catene presso Sorisole nel settore occidentale del foglio, ancora sui 140 m a Valpredina nel settore centrale, 150 m a Colle Guina a N di Foresto Sparso nel settore orientale.

Le marne rosse, pur costituendo un orizzonte relativamente continuo, nell'ambito del Foglio 098-Bergamo non superano la decina di metri di spessore.

I due banchi caotici si assottigliano progressivamente verso W e rapidamente verso S fino a chiudersi, mostrando notevoli variazioni di spessore. I valori massimi raggiungono gli 80 m a Gavarno, Colle Guina e Col Croce, in affioramenti in posizione settentrionale ad E della Val Seriana.

Le torbiditi sottili presentano i massimi spessori, 65-80 m, lungo un allineamento circa W-E nei settori occidentali e centrali del Foglio 098-Bergamo, da Sorisole a Madonna del Mirabile. Nella stessa area esse si assottigliano rapidamente a meno di 40 m verso N (Gavarno, M. Misma). Più a E le riduzioni di spessori e successiva chiusura possono essere seguite con continuità sia verso N (Colle Guina, Col Croce) che verso S (Valle Adrara).

Rapporti stratigrafici. La formazione di Sorisole nei settori occidentali e centrali del Foglio 098-Bergamo, dove si sviluppa con tutti i suoi termini, è compresa tra il Sass de la Luna e il membro delle peliti nere della formazione di Gavarno.

I rapporti con il Sass de la Luna sono espressi dalle marne rosse e in genere sottolineati dalla presenza di un intervallo plurimetrico di calcilutiti a stratificazione sottile arrossate già nella parte alta del Sass de la Luna. E' un contatto netto di paraconcordanza in corrispondenza dell'allineamento più settentrionale di affioramenti, e relativamente graduale negli affioramenti in posizione più meridionale.

I rapporti con il membro delle peliti nere della formazione di Gavarno sono espressi dal banco caotico II; è un contatto piuttosto immediato, comunque esprimente continuità di sedimentazione. Nel settore orientale del foglio il limite superiore della formazione di Sorisole è rappresentato dal contatto tra il banco caotico II e unità turoniane progressivamente più recenti verso NE:

membro delle peliti rosse (**GVR₂**) a Madonna del Mirabile e a Colle Guina, flysch di Colle Cedrina (**CDB**) a Col Croce e S. Giovanni delle Formiche, e infine dal contatto tra lo stesso banco e l'arenaria di Sarnico (**SAR**) coniaciana in Valle Adrara (località Colle Piano - Villa Zucchetto/Pizzigoni). In quest'ultima zona, da San Carlo verso Chinelli, tra il banco caotico e il flysch di Colle Cedrina si interpongono un orizzonte di 20 cm di materiale argilloso da rosso cupo ad ocra (paleosuolo?) e una breccia (1 m) a clasti calcarei e pelitici rossi eterometrici a matrice argillosa rossastra.

Fossili. Significative microfaune provengono dagli intervalli pelitici (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988).

Alla base delle marne rosse sono segnalate: *Rotalipora brotzeni* (SIGAL), *R. gandolfi* LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, *R. appenninica* (RENZ), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *P. stephani* (GANDOLFI), *Heterohelix* spp.

Il tetto delle marne rosse contiene: *Rotalipora cushmani* (MORROW), *R. montsalvensis* MORNOD, *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO.

La parte restante della successione è caratterizzata da: *Rotalipora cushmani* (MORROW) *R. greenhornensis* (MORROW), *R. deecke* (FRANKE), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN. *Attribuzione cronologica.* La formazione di Sorisole nelle sezioni più complete comprenderebbe le zone a *Rotalipora brotzeni*, *R. reicheli*, *R. cushmani* e *Whiteinella archaeocretacea*, che ne consentono la datazione al Cenomaniano, in particolare, le marne rosse sono riferibili al Cenomaniano inferiore e a parte del Cenomaniano medio, la parte restante della successione al Cenomaniano medio e superiore. Nel settore orientale localmente (Madonna del Mirabile) tra marne rosse e Sass de la Luna la mancanza della zona a *Rotalipora brotzeni* sottolineerebbe la presenza di una lacuna relativa al Cenomaniano inferiore (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988).

Ambiente deposizionale. Le varie litozone della formazione di Sorisole si sono deposte in ambiente marino profondo e registrano la transizione tra un regime torbidity pelagico (marne rosse) e uno silicoclastico (torbidity sottili). Si tratterebbe di un bacino orientato secondo una direzione attualmente E-W, nel quale si accumulano, nella forma di banchi caotici, anche i depositi pelagici franati dal margine settentrionale in seguito alla mobilità tettonica del margine stesso.

Tale attività potrebbe essere in relazione con le prime fasi di deformazione della catena alpina durante il Cretaceo.

Dominio paleogeografico di appartenenza. La formazione di Sorisole sottolinea un intervallo-tempo, il Cenomaniano, in cui si registra una radicale modificazione dell'assetto paleogeografico del Bacino Lombardo. Le strutture distensive giurassiche, con *graben* e *semigraben* orientati N-S, sono riprese e sostituite da bacini orientati all'incirca E-W in coordinate attuali. Nell'ambito delle Alpi Meridionali il bacino occupato dalla successione cenomaniana della formazione di Sorisole si configura come il primo bacino orientato E-W. In base alle evidenze stratigrafiche l'evoluzione del margine settentrionale di tale bacino risulterebbe prodotta da tettonica compressiva (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988).

5.1.1. - Membro del Monte S. Onofrio (**FSE₂**)

Sinonimi. Il termine di membro del Monte S. Onofrio viene introdotto in questo foglio, per rappresentare le successioni in precedenza definite come Flysch di Valdona (BICHSEL & HAERING, 1981) o come Successione Cenomaniana del Monte S. Onofrio (BERSEZIO *et alii*, 1990; BERSEZIO & MENSINI, 1992).

Sezioni più rappresentative del foglio. Le sezioni rappresentative sono localizzate sul versante occidentale del Monte S. Onofrio, lungo la carrareccia che congiunge le cave Rossi con la sommità del rilievo - vera e propria sezione-tipo, completa da letto a tetto, nel settore di massimo spessore - e nella zona delle cave ubicate nella valletta di Valdona, sempre presso Capriolo.

Estensione degli affioramenti. Il membro affiora unicamente nell'area di Capriolo - Paratico - Corno Pendita, ove il fianco settentrionale di un'anticlinale regionale connessa con la rampa frontale delle strutture del Margine Sudalpino (FANTONI *et alii*, 2004) inverte e solleva un frammento del margine sudorientale del bacino cretacico dei flysch lombardi. Nella stessa zona si realizza l'eteropia tra la porzione superiore del membro e il banco caotico II della formazione di Sorisole (BERSEZIO & MENSINI, 1992).

Caratteri litologici di terreno. Il membro è costituito dall'alternanza dei seguenti litotipi: marne emipelagiche grigie, nocciola o rosate; torbiditi calcisiltitico-marnose in strati da sottili a medi gradati e laminati; torbiditi silicoclastiche costituite da areniti medie passanti a peliti, con sequenze di Bouma Ta-b/e, Tb-e, Tc-e; calcilutiti pelagiche nocciola o rosate, omogenee, in strati sottili; *slump* marnoso-calcarei con strati contorti, pieghe e faglie singenetiche; paraconglomerati intraformazionali. Due corpi di *slump* potenti alcuni metri costituiscono buoni *marker* locali, tracciabili per oltre 1 km.

Dati di laboratorio. Le microfacies dei livelli carbonatici sono in prevalenza *mudstone* e *wackestone* a radiolari, foraminiferi planctonici, bioclasti, intraclasti, silicoclasti (quarzo, litici, miche); sia nella sezione di Valdona che nella possibile sezione-tipo del Monte S. Onofrio. La composizione delle areniti è ibrida, con percentuali variabili tra il 30 e il 60% di intraclasti e microfossili (radiolari e foraminiferi), associate a 20–35% di quarzo, 5–40 % di litici (metamorfici, magmatici intrusivi e effusivi, sedimentari), 0–10% di feldspati, rara glauconite.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore varia tra 30 e 90 m muovendo dalla zona del Corno Pendita al Monte S. Onofrio.

Rapporti stratigrafici. Il limite di letto è un appoggio graduale sul Sass de la Luna, molto rapido e ben marcato dal cambio di colore delle marne, da grigio a rosato, e dalla comparsa degli *slump* e delle areniti silicoclastiche. A tetto, nella zona del Monte S. Onofrio, il membro è troncato e ricoperto dall'arenaria di Sarnico in discordanza angolare di almeno 10°, con lacuna dell'intero Turoniano. A NE, nella zona del Corno Pendita, la formazione è ricoperta dal secondo banco caotico della formazione di Sorisole, che ne sostituisce la parte superiore, e con cui è plausibile una relazione di eteropia, purtroppo non conservata, in affioramento, per erosione.

Fossili. Le associazioni fossilifere sono principalmente rappresentate da foraminiferi planctonici, oltre a radiolari. Tra i foraminiferi planctonici sono state riconosciute le associazioni a *Rotalipora brotzeni* (SIGAL), *R. reicheli* MORNOD, *R. greenhornensis* (MORROW) e *Schackoina cenomana* (SHACKO).

Attribuzione cronologica. Le associazioni micropaleontologiche e le relative biozone indicano un'età comprendente il Cenomaniano; la parte sommitale sarebbe attribuibile a questo piano in base all'assenza della zona a *Whiteinella archaeocretacea* e alla possibile presenza della sola sottozona a *Rotalipora greenhornensis* della zona a *R. cushmani*.

Ambiente deposizionale e dominio paleogeografico di appartenenza. L'associazione di facies e le geometrie suggeriscono che il membro rappresenti il prodotto della deposizione al piede del pendio marginale sudorientale del Bacino Lombardo. La mobilità tettonica cenomaniana e turoniana sono documentate dalla messa in posto degli *slump* e dallo sviluppo delle troncature e discordanze angolari sigillate dall'arenaria di Sarnico (Coniaciano).

6. - I SISTEMI TORBIDITICI E EMIPELAGICI TURONIANI

Tali sistemi sono rappresentati da alcune unità stratigrafiche di rango diverso tra loro, legate sia in senso verticale che orizzontale: il flysch di Pontida, la formazione di Gavarno con i membri delle peliti nere e delle peliti rosse e un banco caotico III di estensione regionale, il flysch di Colle Cedrina, i conglomerati di M. Misma e di Valle dell'Acqua.

Si tratta di formazioni, membri e litozone di età complessivamente estesa a tutto il Turoniano, costituiti in particolare da peliti emipelagiche e torbiditi nonché da corpi rocciosi dovuti a processi gravitativi di alta densità.

Le due successioni di torbiditi classiche, flysch di Pontida e flysch di Colle Cedrina, si sviluppano soprattutto ad W e a E di Bergamo, rispettivamente nelle aree dei Fogli 097-Vimercate l'una e 098-Bergamo l'altra. La formazione di Gavarno con i membri delle peliti nere e delle peliti rosse affiora su tutto l'areale bergamasco tranne che alla sua estremità orientale, ad E del fiume Cherio. Il conglomerato di M. Misma e di Valle dell'Acqua affiora unicamente nel settore centrale del foglio, tra il Serio e il Cherio.

I sistemi turoniani comprendono unità stratigrafiche già indicate in letteratura con nomi comprensivi quali Flysch scistoso-argilloso (VENZO 1954), Flysch cenomaniano-turoniano (FERNANDEZ, 1962), *Flysch rouge, gris, et orangé* (AUBOUIN *et alii*, 1970).

6.1 - FORMAZIONE DI GAVARNO (GVR)

6.1.1. - *Membro delle peliti nere* (GVR₁)

Sinonimi. Questa denominazione informale è stata introdotta in BERSEZIO & FORNACIARI (1987) in riferimento all'intervallo stratigrafico già noto in letteratura come “scisti marnosi neri, carboniosi, a pesci” (VENZO, 1954), “scisti neri superiori” (AUBOUIN *et alii*, 1970), “*black shale*” superiori (GELATI *et alii*, 1982).

E' un membro che, nonostante l'esiguo spessore, rappresenta un rimarchevole orizzonte-guida, cartografato da BERSEZIO *et alii* (1990) dalla valle dell'Adda verso E sino oltre la Val Seriana nella zona di Gavarno.

Sezioni più rappresentative del foglio. Nel Foglio 098-Bergamo affioramenti significativi si osservano nella zona di Gavarno-Valpredina sul versante meridionale del Costone di Gavarno. Sezioni particolarmente significative sono osservabili inoltre in Bergamasca occidentale e centrale, nel limitrofo Foglio 097-Vimercate, presso Torre de' Busi, lungo il T. Sommaschio (Caprino Bergamasco) e il T. Tornago (Almenno S. Bartolomeo) e a Sorisole in località Pisgà.

Estensione degli affioramenti. Nell'area del Foglio 098-Bergamo il membro delle peliti nere costituisce due fasce orientate WNW-ESE dal limite occidentale del foglio sino all'altezza del M. Misma. In particolare esso sottolinea l'andamento della sinclinale detta dei Giubilini, sviluppata a S della Flessura Frontale tra M. Solino e Ponteranica e sul versante meridionale del Costone di Gavarno.

Caratteri litologici di terreno. L'unità è costituita da una successione di argilliti nere, talora molto ricche in materia organica, intercalate con marne grigie e torbiditi fini siltoso-arenitiche a stratificazione piano-parallela.

Le facies più significative, individuate e descritte da FORNACIARI (1989) ma non cartografate separatamente in questo lavoro, sono date da:

- peliti da grigie a verde oliva, normalmente massive, talora in orizzonti a lamine millimetriche alternati ad orizzonti bioturbati (facies 1);
- argilliti nere, talora siltose, in strati sottili di norma laminati e ricchi in materia organica ("*black shale*") (facies 2);
- alternanze arenaceo-pelitiche in strati da sottili a medi, con arenarie fini gradate e laminate (sequenze di Bouma Tc-e, Td-e) e peliti grigio-scure e nere (facies 3);
- peliti grigie, verde oliva o giallastre in strati da medi a spessi finemente gradati e con laminazione piano-parallela diffusa (facies 4);

Alle facies terrigene descritte si intercalano saltuariamente calcilutiti grigio-scure (facies 5) talvolta silicizzate in strati piano-paralleli sottili e medi, più grossolani alla base per la presenza di una lamina millimetrica a foraminiferi e radiolari risedimentati.

Dati di laboratorio. Le arenarie a tessitura da fine a molto fine sono litareniti feldspatiche immature a cemento siliceo/fillosilicatico, micacee. I feldspati sono costituiti soprattutto da feldspato potassico mentre i litici sono prevalentemente di rocce metamorfiche; quelli sedimentari, scarsi, sono costituiti esclusivamente da selce.

Nelle peliti sono state condotte analisi sia sulla frazione inorganica che su quella organica. La frazione inorganica analizzata al diffrattometro a raggi X risulta composta in prevalenza da quarzo e minerali argillosi, subordinatamente da plagioclasti e feldspati; la componente argillosa è formata in prevalenza da illite detritica e clorite. La percentuale di materia organica negli orizzonti più scuri è di norma inferiore a 1%, solo sporadicamente raggiunge il 3%. Si tratta di materia organica prevalentemente erbacea e legnosa di provenienza continentale, accumulata in seguito a processi di risedimentazione.

Spessore dell'unità e sue variazioni. In destra del fiume Serio il membro delle peliti nere mantiene i caratteri osservati nella sezione tipo di Pisgì,

con circa 20 m di emipelagiti grigie (facies 1), torbiditi fini e sottili (facies 3) e intercalati sottili livelli di “*black shale*” (facies 2).

Ad E del Serio il membro risulta prevalentemente costituito dalle facies 4 e 1. In particolare in tutta l’area sopra Gavarno Rinnovata presenta una regolare successione, spessa almeno 40 m, formata da strati di facies 4; la stessa successione, talora rossastra, è presente a Giustiniana sul fianco meridionale della Sinclinale del Gavarno ove raggiunge i 30 m di spessore. Lo spessore si riduce a circa 10 m a Gavarno sul fianco settentrionale dell’omonima struttura e va chiudendosi sotto il M. Misma.

Rapporti stratigrafici. Il membro delle peliti nere si sviluppa in continuità sul banco caotico II dal limite occidentale del Foglio 098-Bergamo, zona di Sorisole/Pisgà, verso Gavarno. In tutta questa zona il passaggio verso l’alto al membro delle peliti rosse è caratterizzato soprattutto dal graduale ma rapido cambiamento di colore delle peliti. Ad E di Gavarno il membro delle peliti nere viene a mancare, prima in parte sostituito da peliti rossastre (Bocche del Gavarno, Piazze), successivamente per lacuna (Foresto Sparso, Adrara).

Fossili. Sono molto significativi i rinvenimenti di VENZO (1954) negli “Scisti marnosi neri carboniosi a pesci” (Mantelliceratano superiore) della sezione del T. Sommaschio in Bergamasca occidentale. Si tratta, oltre che di pesci, di ramoscelli di sequoia, di *Frenelopsis* e di foglie di *Proteaceae*.

Associazioni di foraminiferi planctonici significative caratterizzano la parte basale del membro nella zona di Sorisole e a Gavarno. In particolare a Gavarno si segnalano *Rotalipora cushmani* (MORROW), *R. greenhornensis* (MORROW), *Praeglotruncana stephani* (GANDOLFI), *P. delrioensis* (PLUMMER), *Shackoina cenomana* (SHACKO).

Attribuzione cronologica. In relazione all’associazione faunistica segnalata nella sua parte basale e nei livelli immediatamente sovrastanti del flysch di Pontida, il membro delle peliti nere è datato al Cenomaniano sommitale - Turoniano inferiore (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988, 1994).

Ambiente deposizionale. Nell’area bergamasca centrale e orientale in cui rientra il Foglio 098-Bergamo, FORNACIARI (1989) parla di prevalente sedimentazione di torbiditi fangose con elevato tasso di sedimentazione in una situazione di margine di bacino. La presenza di livelli con una relativamente alta percentuale di materia organica conservata potrebbe essere tentativamente attribuita al continuo e rapido seppellimento della stessa.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il membro delle peliti nere presenta una rimarchevole equivalenza-tempo con analoghi intervalli

anossici, come il livello Bonarelli dell'Appennino Umbro–Marchigiano, che rappresentano il cosiddetto Evento Anossico Oceanico (OAE) 2.

Nell'ambito del Bacino Lombardo il membro delle peliti nere si colloca tra due fasi di sedimentazione terrigena extrabacinale, di cui quella superiore rappresenta il principale riempimento torbido del Bacino Lombardo. Per FORNACIARI (1989) l'unità sembra marcare una fase di stasi nell'evoluzione dello stesso bacino prima che questi cominci a delinarsi decisamente come una avanfossa sul fronte della incipiente catena sudalpina.

6.1.2. - Membro delle peliti rosse (GVR₂)

Sinonimi. Questa unità stratigrafica è cartografata con la denominazione di Peliti Rosse in BERSEZIO *et alii* (1990).

Essa trova sostanzialmente riscontro nella “Scaglia marnosa rossa” descritta da VENZO (1954) nel T. Sommaschio in Bergamasca occidentale così come negli “scisti argillosi rossi” dello stesso autore ad E della Val Seriana nell'area del Foglio 098-Bergamo. Altri riferimenti si trovano in GNACCOLINI (1968) come Flysch pelitico arenaceo rosso, in BICHSEL & HAERING (1981) come Flysch rosso, in GELATI *et alii* (1982) come Torbiditi pelitico-arenacei, in BERSEZIO & FORNACIARI (1987) come Flysch di Pontida inferiore.

Sezioni più rappresentative nel foglio. L'esposizione più completa è osservabile a N di Gavarno, lungo la strada che sale al Costone di Gavarno, a N di quota 460 m s.l.m.. Affioramenti significativi si osservano pure nella zona di Madonna del Mirabile a N di Trescore Balneario. Sezioni relativamente significative nell'area ad W del Foglio 098-Bergamo sono osservabili sul T. Carpine (M. Marengo), sul T. Ovrena (Torre de' Busi), sul T. Sommaschio (Caprino Bergamasco).

Estensione degli affioramenti. Il membro delle peliti rosse si presenta in genere in affioramenti limitati e discontinui. Nell'area del Foglio 098-Bergamo occupa il nucleo della sinclinale dei Giubilini, ben delineata a S della Flessura Frontale tra M. Solino e Ponteranica e sul versante meridionale del Costone di Gavarno. Costituisce inoltre più scaglie tettoniche allungate in direzione E-W ad E delle Bocche del Gavarno, sopra Sant'Ambrogio.

Caratteri litologici di terreno. Il membro delle peliti rosse comprende una successione di argilliti con subordinati livelli arenacei a stratificazione sottile e orizzonti calcilutitici normalmente silicizzati. Sul versante meridionale del Costone di Gavarno sono osservabili due litozone emblematiche, non cartografate separatamente.

La litozona inferiore è caratterizzata da alternanze pelitico-arenacee in sequenze al massimo di 30 cm, con arenaria per lo più micacea in strati di 3-8 cm a base irregolare e con accenni di gradazione e/o laminazione parallela, passante bruscamente a pelite da calcareo-argillosa ad argillosa verde oliva o rossa, colore quest'ultimo prevalente alla sommità delle sequenze.

La litozona superiore presenta peliti rosse e verdi con marne argillose e calcari marnosi in strati sottili, al massimo decimetrici, rosso-violacei con sfumature e chiazze verde oliva. Si intercalano sporadiche sequenze pelitico-arenacee di pochi cm di spessore.

Verso E il membro delle peliti rosse perde progressivamente le facies arenacee che a Piazze e a Bocche del Gavarno sono rappresentate solo da sottili straterelli di siltiti/arenarie molto fini.

La successione si caratterizza per l'intercalazione di banchi calcareo-marnosi a base arenacea (2 a Gavarno, rispettivamente di 3 e 1 m); essi esprimono una facies che si sviluppa tipicamente nel flysch di Colle Cedrina.

Le due litozone sopra descritte sono separate da un banco caotico, cartografato come banco caotico III (**GVR_a**), i cui caratteri litologici sono analoghi a quelli dei banchi caotici I e II della formazione di Sorisole e la cui distribuzione areale coincide sostanzialmente con quella del membro delle peliti rosse.

Dati di laboratorio. FORNACIARI (1989) riferisce di analisi eseguite su campioni argillosi e arenacei. I primi rilevano un contenuto in carbonati relativamente basso, a volte nullo, con illite detritica, clorite e un interstrato cloritico/vermiculitico.

Le arenarie sono subarcose litiche micacee a cemento calcitico. La tessitura varia da fine a media e la selezione da moderata a scarsa. I litici sono scarsi e sono dominanti quelli provenienti da rocce metamorfiche; tipici sono grani di rocce olocristalline a struttura granoblastica, isotropi, formati da quarzo e feldspati potassici, probabilmente derivati da gneiss.

I litici sedimentari sono quasi interamente rappresentati da rocce carbonatiche e selci. Le miche, muscovite e clorite, sono molto abbondanti. Il cemento è calcitico, localmente cloritico (BERSEZIO & FORNACIARI, 1994).

Spessore dell'unità e sue variazioni. Il membro delle peliti rosse raggiunge gli spessori massimi in Bergamasca occidentale con 130 m nella zona di Sorisole. Nell'area del Foglio 098-Bergamo dai 30 m di Gavarno l'unità si va rapidamente azzerando verso E in modo piuttosto difficile da ricostruire

anche per la sovrapposizione di possibili elisioni tettoniche; manca comunque nelle zone di Foresto Sparso e Valle Adrara.

Rapporti stratigrafici. Il membro delle peliti rosse risulta comunemente compreso tra il membro delle peliti nere e il flysch di Pontida; questo in particolare a W della Val Seriana. La transizione al membro delle peliti nere è indicato da un rapido ma graduale cambiamento di colore. Anche il passaggio al sovrastante flysch di Pontida è graduale; tuttavia la transizione può essere seguita per mezzo di un caratteristico strato calcareo gradato riconoscibile in buona parte della Bergamasca occidentale. Si tratta di quanto indicato da VENZO (1954) come “Livello 8” - di spessore 4m - nella sezione del T. Sommaschio, dove peraltro si colloca circa 5 m sotto la variazione di colore delle peliti - da rosse a grigio-giallastre - indicante il limite tra le due unità.

Tra le Bocche del Gavarno e la valle del Cherio il membro delle peliti rosse risulta parzialmente in eteropia con quello delle peliti nere e con il flysch di Colle Cedrina; giunge ad appoggiarsi direttamente sui banchi caotici cenomaniani per poi chiudersi in modo piuttosto rapido (BERSEZIO & FORNACIARI, 1994).

Fossili. Nella “scaglia marnosa rossa” del T. Sommaschio VENZO (1954) segnala il rinvenimento di frammenti di piccoli Inocerami, placchette di echinidi, articoli di crinoidi, denti di pesci, briozoi e ooliti.

Elementi utili per la datazione del membro delle peliti rosse consistono in microfaune a foraminiferi planctonici, in cui comunque sono presenti faune risedimentate, tra cui *Rotalipora cushmani* (MORROW). A Gavarno, in particolare, sono presenti: *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Schackoina cenomana* (SHACKO), *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN) (nella litozona inferiore); *Marginotruncana sigali* (REICHEL), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO, *M. schneegansi* (SIGAL), *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO (nella litozona superiore).

Attribuzione cronologica. Le microfaune planctoniche segnalate consentono il riferimento alla zona a *Helvetoglobotruncana helvetica* (ROBASZYSKY & CARON, 1995) e una attribuzione cronologica estesa dal Turoniano inferiore al Turoniano Medio. Questa attribuzione trova conferma in diversi autori, in particolare in BERSEZIO *et alii* (1990).

Ambiente deposizionale. Il membro delle peliti rosse è costituito da depositi emipelagici e da torbiditi di diverso tipo. FORNACIARI (1989) parla in particolare di torbiditi classiche descrivibili attraverso la sequenza di Bouma, di torbiditi fini “fangose”, di torbiditi carbonatiche intrabacinali. Esse rappresentano nel loro assieme un sistema che comincia a delinearsi tra le Bocche del Gavarno e Gavarno e diventa progressivamente più spesso

verso W. La sua chiusura a E può essere messa in relazione con l'evoluzione tettono-sedimentaria di un margine che trova collocazione nella zona del M. Misma.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Secondo FORNACIARI (1989) i caratteri geometrico-stratigrafici e le facies sedimentarie del membro delle peliti rosse proverebbero che il Bacino Lombardo, nel Turoniano inferiore e medio, si configura ormai come un tipico bacino di avampaese marcatamente asimmetrico, con il settore più subsidente a ridosso del lato orogenico, in questo caso quello settentrionale, del bacino stesso.

Le torbiditi sarebbero immesse nel bacino attraverso l'erosione di M. Misma, già attiva nel Cenomaniano, e raggiungerebbero l'area bacinale più profonda (Bergamasca occidentale e Brianza, nel Foglio 097-Vimercate) attraverso un pendio a leggerissima inclinazione.

6.2 - FLYSCH DI COLLE CEDRINA (CDB)

Sinonimi. Questa denominazione è introdotta da GELATI *et alii* (1982). Si riferisce a una formazione compresa da VENZO (1954) nel "Flysch scistoso-argilloso grigio" e indicata da PIAT (1963) e AUBOUIN *et alii* (1970) come "*Flysch pélito-gréseux*" eteropico del Sass de la Luna. La formazione è cartografata come flysch di Colle Cedrina da BERSEZIO *et alii* (1990).

La sezione-tipo può essere segnalata a N di Villongo, sul versante meridionale del M. Dratto lungo la strada che sale a Case del Dratto.

Sezioni più rappresentative del foglio. Affioramenti significativi sono osservabili nella zona di Foresto Sparso, nelle località T. Tuf, Cave di Pietra e Madonna dell'Ingannolo.

Estensione degli affioramenti. L'estensione areale del flysch di Colle Cedrina è circoscritta al Foglio 098-Bergamo estendendosi ad E della valle del Serio.

Gli affioramenti più occidentali, limitati e discontinui, sono segnalati dal versante meridionale del Costone di Gavarno alla valle del Cherio.

La formazione si sviluppa poi, anche se non con continuità, in corrispondenza dei fianchi della Sinclinale di Foresto Sparso e, con giacitura subverticale, lungo un allineamento W-E dalla valle del Cherio (Chiodello) a Sarnico.

Caratteri litologici di terreno. Il flysch di Colle Cedrina è costituito da una successione di alternanze marnoso-siltose in strati gradati e laminati o massivi talora ricchi in *clay chip*, in cui la porzione più grossolana basale si sviluppa con spessori al massimo di 40 cm, normalmente sui 25-30 cm, quella marnosa in intervalli da 1-3 m, talora fino a 10 m. Sono presenti livelli conglomeratici lenticolari e *slumping*.

Le facies più significative sono organizzate come segue da FORNACIARI (1989):

- banchi marnoso-siltosi grigi, disorganizzati, omogenei e massivi, a struttura caotica;
- banchi marnosi-siltosi gradati con microconglomerato basale, laminazioni piano-parallele e oblique verso l'alto;
- banchi marnosi-siltosi organizzati, finemente gradati con lamine piano-parallele alla base;
- conglomerati disorganizzati a supporto clastico in lenti, costituiti di norma solo da ciottoli di rocce sedimentarie (calcarei oolitici, calcilutiti, selci, encriniti e dolomie);
- marne e peliti emipelagiche gialle e rosse ad aspetto omogeneo.

A Foresto Sparso, in località Cave di Pietra, il flysch di Colle Cedrina, con 200 m di spessore, presenta una successione di strati spessi o molto spessi marnoso-calcarei, gradati e laminati, cui si alternano banchi di spessore plurimetrico calcareo-marnosi, massivi, e livelli lenticolari a struttura disturbata con ciottoli sparsi. Nella parte media dell'unità si intercala una lente conglomeratica potente fino a 2,5 m, con ciottoli comprendenti litologie sedimentarie mesozoiche tra cui calcari oolitici, calcilutiti, selci e calcari marnosi in facies tipo Scaglia.

Dati di laboratorio. I banchi marnosi a struttura caotica sono *mudstone* o *wackestone* a foraminiferi planctonici (FORNACIARI, 1989).

I microconglomerati alla base di certi banchi contengono bioclasti di piattaforma/pendio, echinidi, alghe rosse, foraminiferi planctonici, glauconite con associati grani di quarzo mono- e policristallino.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore del flysch di Colle Cedrina varia da 0 a 250 m, con circa 80 m in corrispondenza della sezione-tipo.

In particolare, esso è assente a N sul bordo settentrionale della Sinclinale di Foresto Sparso, si ispessisce nettamente verso S raggiungendo i 200 m a Cave di Pietra e a Entratico, per poi assottigliarsi nuovamente verso S già a partire dal bordo meridionale della Sinclinale di Foresto Sparso, con circa 30 m a Madonna dell'Ingannolo.

Rapporti stratigrafici. Il flysch di Colle Cedrina, pur occupando una significativa posizione stratigrafica, mostra relazioni diversificate con le unità adiacenti.

In tutta l'area del Foglio 098-Bergamo esso appoggia con un contatto netto e discontinuo sul banco caotico II della formazione di Sorisole. Verso l'alto passa al membro delle peliti rosse della formazione Gavarno ad W, sul Costone di Gavarno, e al flysch di Pontida o direttamente all'arenaria di Sarnico ad E del fiume Cherio. Anche il passaggio all'arenaria di Sarnico

può essere caratterizzato da una superficie erosiva di discontinuità sottolineata talora da un orizzonte di conglomerati residuali in matrice pelitica.

Verso W il flysch di Colle Cedrina presenta un rapporto di eteropia rispetto al membro delle peliti rosse e al flysch di Pontida.

Particolarmente significativa è la ricostruzione del litosoma che si può fare in corrispondenza di sezioni N-S trasversali alla Sinclinale di Foresto Sparso. Alla chiusura W di questa struttura, tra Colle Guina e M. Sega, il flysch di Colle Cedrina si interpone tra il banco caotico II e il flysch di Pontida in facies prevalentemente pelitica, conservando uno spessore di qualche decina di metri.

Nel settore centrale della sinclinale, da S verso N tra la zona dell'Ingannolo e la Costa dei Ronchi, il flysch di Colle Cedrina si va gradualmente chiudendo, andando a disporsi in rapporti di *onlap* rispetto al sottostante banco caotico II (**FSE_d**); la stessa cosa si osserva ancora più ad E, dal M. Dratto verso la valle Adrara.

L'eteropia tra il flysch di Colle Cedrina e il membro delle peliti rosse (GVR₂) può essere apprezzata sia da E verso W che da N verso S in corrispondenza degli affioramenti più occidentali del medesimo (Casa d'Alto, Ca' Pessino, Piazze). L'eteropia sia nell'una che nell'altra direzione è marcata dalla progressiva comparsa di marne emipelagiche rosse, che si accompagna anche alla riduzione in spessore dei banchi marnosi.

Fossili. Si segnala la presenza diffusa di microfaune a foraminiferi planctonici nella matrice dei paraconglomerati alla base della formazione presso S. Giovanni della Formiche e a Colle Guina: *Marginotruncana pseudolinneina* PESSAGNO, *M. coronata* (BOLLI), *M. renzi* (GANDOLFI) e *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI). Le stesse microfaune, con aggiunta di *Marginotruncana sigali* (REICHEL) e *M. schneegansi* (SIGAL) sono pure segnalate in diversi campioni da FORNACIARI (1989).

Attribuzione cronologica. L'associazione a foraminiferi planctonici suggerisce il riferimento del flysch di Colle Cedrina al Turoniano medio-superiore. Questa datazione consente di circoscrivere almeno al Turoniano inferiore, senza escludere parte del Turoniano medio, la lacuna tra questa formazione e il sottostante banco caotico cenomaniano.

Ambiente deposizionale. Il flysch di Colle Cedrina deriverebbe da franamenti sottomarini originati da un pendio con caratteristiche di margine collocato in posizione nord-orientale, e accumulati all'interno del bacino di sedimentazione del flysch di Pontida.

Si tratterebbe di apporti trasversali intrabacinali che si interdigitano con quelli extrabacinali longitudinali espressi proprio dal flysch di Pontida. I

frammenti sarebbero prodotti dalla crescita del margine suaccennato, provocata verosimilmente da tettonica compressiva (BERSEZIO & FORNACIARI, 1987). Questo fatto sarebbe provato dall'assenza della successione turoniana tra il banco caotico II e l'arenaria di Sarnico al bordo orientale della Sinclinale di Foresto Sparso, e dalla presenza di facies caotiche turoniane immediatamente più a S dell'area presumibilmente denudata.

Dominio paleogeografico di appartenenza. L'area di margine in cui si collocherebbe il flysch di Colle Cedrina va collegata all'avanfossa meridionale dell'incipiente catena alpina, la cui individualità durante il Turoniano è suggerita in particolare dal flysch di Pontida (BERSEZIO & FORNACIARI, 1994).

6.3 - FLYSCH DI PONTIDA (PTD)

Sinonimi. Si tratta di una formazione alla cui identità si riferiscono diverse denominazioni; corrisponde sostanzialmente al "Flysch scistoso-argilloso grigio" di VENZO (1954) e al "*Flysch gris*" di AUBOUIN *et alii* (1970). Il termine "Flysch di Pontida" è introdotto da DE ROSA & RIZZINI (1967), e successivamente modificato in "Formazione di Pontida" da GNACCOLINI (1968) e BICHSEL & HAERING (1981). La formazione è cartografata come Flysch di Pontida da BERSEZIO *et alii* (1990) in tutta la sua area di affioramento.

La Bergamasca occidentale, nel Foglio 097-Vimercate, è l'area di più significativo sviluppo della formazione; gli affioramenti più significativi si trovano nelle zone di Torre de' Busi e Pontida, fino a Calolziocorte nel Lecchese. Un taglio stradale che intendeva collegare Gromlongo con Brocchione aveva messo in luce quella che poteva essere una buona sezione-tipo del flysch di Pontida; purtroppo l'abbandono dello stesso ha precluso tale possibilità.

Sezioni più rappresentative del foglio. Nel Foglio 098-Bergamo limitati e discontinui affioramenti si ritrovano sul versante N di M. Tomenone; affioramenti poco significativi si trovano pure sul versante meridionale della fascia collinare M. S. Stefano - M. dell'Ingannolo a S di Zandobbio.

Estensione degli affioramenti. Il flysch di Pontida risulta cartografato in una fascia di circa 3-5 km orientata WNW-ESE sul versante settentrionale di M. Tomenone, e in corrispondenza di un allineamento E-W di circa 6 km sul versante meridionale della collina M. S. Stefano - M. dell'Ingannolo. L'unità sottolinea inoltre l'andamento dei fianchi della sinclinale di Foresto Sparso nel suo settore occidentale.

Caratteri litologici di terreno. Il flysch di Pontida è costituito da alternanze marnoso-arenacee a stratificazione da sottile a spessa, cui si alternano strati e banchi calcareo-marnosi potenti fino ad alcuni metri, talora gradati e con base conglomeratica.

Esso presenta una associazione di facies relativamente monotona, costituita per la maggior parte da strati arenacei di origine torbidity, incompleti alla base (Tb-e), a geometria piano-parallela. Prevalgono: alternanze di peliti e arenarie molto fini sino a *silt* in strati da sottili a spessi, con l'intervallo pelitico-marnoso molto più spesso di quello arenitico; coppie siltiti e peliti giallastre in strati di vario spessore; coppie calcareniti / calcilutiti gradate in strati da sottili a molto spessi.

Il rapporto arenaria/pelite cresce nella parte alta della formazione, in prossimità del passaggio all'arenaria di Sarnico. La distribuzione dei corpi calcareo-marnosi è irregolare e non mostra alcuna ciclicità; la loro frequenza e spessore decrescono verso l'alto della formazione.

L'indicazione della paleocorrente (*flute cast* e *parting lineation*, in particolare) suggerirebbe una provenienza degli apporti da E (BERSEZIO & FORNACIARI, 1987).

Dati di laboratorio. Le arenarie del flysch di Pontida sono litareniti molto fini, immature, a cemento calcitico tardivo (BERSEZIO & FORNACIARI, 1987). Il quarzo monocristallino è nettamente più abbondante di quello policristallino, mentre tra i litici sono dominanti i frammenti di rocce metamorfiche, scarsi quelli di rocce sedimentarie.

La frazione intrabacinale è costituita da foraminiferi planctonici e clasti pelitici. La calcite tardiva sostituisce sia il materiale intergranulare che i clasti dell'ossatura.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore del flysch di Pontida è difficilmente misurabile non solo per l'estensione delle coperture superficiali ma anche per la frequente pervasività della strutturazione tettonica a diversa scala. Comunque, lo spessore massimo è valutato in 600 m nell'area tipo Pontida - M. Brocchione del Foglio 097-Vimercate; nell'area del Foglio 098-Bergamo raggiunge al massimo i 100 m e tende ad azzerarsi verso la Valle Adrara.

Rapporti stratigrafici. In Bergamasca centrale e occidentale (Foglio 097-Vimercate) il flysch di Pontida si interpone tra le peliti posse e l'arenaria di Sarnico. Nel Foglio 098-Bergamo si interpone normalmente tra il flysch di Colle Cedrina e l'arenaria di Sarnico; con il flysch di Colle Cedrina verso E presenta inoltre rapporti di eteropia. L'unità viene comunque a mancare anche per lacuna verso la valle di Adrara.

Fossili. Già VENZO (1954) segnalava microfaune a foraminiferi ma soprattutto Fucoidi (*Zoophycus*), e una ricca associazione floristica a *Condrites*.

Significative associazioni microfaunistiche si trovano nella parte basale e sommitale della formazione. Alla base, sul T. Sommaschio nel “Livello 8” di VENZO (1954), si segnala una microfauna riferibile alla zona a *Helvetoglobotruncana helvetica*; nella parte superiore, nella zona di passaggio all’arenaria di Sarnico, è segnalata (*ibid.*) un’associazione riferibile alla zona a *Marginotruncana sigali* contenente, oltre all’indicatore zonale *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Heterohelix reussi* (CUSHMAN), *H. moremani* (CUSHMAN).

ERBA & FORNACIARI (1988) segnalano nella parte superiore della formazione una associazione a nannofossili riferibile alla zona *Eiffellithus eximius*.

Attribuzione cronologica. Le microfaune segnalate, discusse anche in relazione alla posizione stratigrafica, consentirebbero il riferimento della formazione al Turoniano medio-superiore.

Ambiente deposizionale. Il flysch di Pontida rappresenta un sistema torbidoitico alimentato da E e progradante verso W di cui si ritiene che quanto affiorante costituisca solo una piccola parte dell’intero sistema deposizionale (FORNACIARI, 1989). La generale disposizione degli affioramenti consente di localizzare l’area di maggiore accumulo in Bergamasca occidentale e Brianza (Foglio 097-Vimercate) e collocare l’area nord-marginale del bacino nel settore orientale del Foglio 098-Bergamo, dove il sistema si assottiglia andando a sovrapporsi in *onlap* laterale sulla successione di margine rappresentata dal flysch di Colle Cedrina.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Con il flysch di Pontida inizia la principale fase di riempimento dell’avanfossa meridionale dell’incipiente catena alpina, collocata al fronte di unità sud-vergenti.

Il sistema di alimentazione del flysch di Pontida convoglia nel bacino sedimenti derivati dall’erosione di unità austroalpine, la cui deformazione durante il Cretacico è documentata da lungo tempo.

6.4 - CONGLOMERATI DEL MONTE MISMA E DI VALLE DELL’ACQUA (SVQ)

Sinonimi. Con la denominazione proposta vengono accomunate l’Unità di Monte Misma e l’Unità di Valle dell’Acqua cartografate in BERSEZIO *et alii* 1990, e già descritte in FORNACIARI (1989). Quella di M. Misma in particolare è oggetto di accurata analisi stratigrafica da parte di BERSEZIO *et alii* (1989).

Sezioni più rappresentative del foglio. Le esposizioni più significative sono osservabili nei dintorni della località Ca' Piccinini, Spersiglio e S. Maria del Misma, sul versante meridionale di M. Misma.

Estensione degli affioramenti. La formazione si presenta in affioramenti limitati e discontinui distribuiti in corrispondenza di due strette fasce, allungate E-W sui versanti meridionali dei Monti Misma e Pranzà, ove occupa il nucleo di strutture sinclinaliche tettonicamente laminate e vergenti a S.

Caratteri litologici di terreno. La formazione è costituita da conglomerati in corpi lenticolari e arenarie sia massive che sottilmente stratificate, associate a peliti talora rosse e giallastre. I conglomerati di aspetto caotico e/o gradati sono costituiti da ciottoli di selce, calcilutiti e calcareniti in matrice fine; le arenarie, spesso a base di ciottoli di Maiolica, come i conglomerati rivelano un'origine torbiditica con indicazioni di paleocorrenti provenienti da NE e E.

Dati di laboratorio. Si dispone di dati relativi alla petrografia delle arenarie e al contenuto microfaunistico degli intervalli pelitici. Le arenarie sono litareniti ibride e litareniti a cemento calcitico. La frazione extrabacinale è data da frammenti quarzoso-feldspatici, vulcaniti, rari bioclasti di piattaforma, dolomie e selci. Quella intrabacinale è composta principalmente da frammenti di gusci di organismi planctonici e più raramente bentonici.

Spessore dell'unità e sue variazioni. L'unità raggiunge lo spessore massimo di circa 40 m nell'area Spersiglio - Santa Maria del Misma mostrando le più significative esposizioni nella fascia a S del M. Misma, con transizione da facies prevalentemente grossolane a fini, da E verso W in conformità con la direzione delle paleocorrenti: da corpi conglomeratici canalizzati ad arenarie fini e sottilmente stratificate via via prevalenti verso W.

Rapporti stratigrafici. La formazione è limitata alla base da una significativa superficie erosiva che ne determina la sovrapposizione, a diversi livelli di profondità, sulla marna di Bruntino e sulla Maiolica. Detta superficie rimarca una lacuna-tempo che arriva ad abbracciare l'intervallo Barremiano inferiore - Turoniano superiore. La formazione è troncata a tetto dalla superficie topografica.

Fossili. Nelle sezioni di Spersiglio e di S. Maria del Misma, una ricca associazione a nannofossili nella parte alta della formazione indica la zona *Eiffellithus eximius*.

Attribuzione cronologica. Tenendo conto oltre che del proprio contenuto faunistico anche di quanto suggerito dalle unità sottostanti la formazione è databile soprattutto al Turoniano superiore.

Ambiente deposizionale. La formazione colma, a partire dal Turoniano superiore, una depressione formatasi al margine del bacino a seguito di franamenti sottomarini.

Dominio paleogeografico di appartenenza. I conglomerati del Monte Misma e di Valle dell'Acqua sono collegabili alla crescita e all'evoluzione tettonica del margine del Bacino Lombardo durante il Cenomaniano e parte del Turoniano.

7. - I SISTEMI TORBIDITICI CONIACIANO-SANTONIANI

Costituiscono una successione stratigrafica tra le più tipiche del Bacino Lombardo, di cui si hanno notizie e descrizioni accurate anche in studi dell'Ottocento (DE ALESSANDRI, 1899; DE CRISTOFORIS, 1838). VENZO ne cartografa la distribuzione areale sul Foglio 33-Bergamo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) utilizzando la denominazione di "Piano di Sirone".

Sono rappresentati da due unità in regolare successione stratigrafica, l'arenaria di Sarnico e il conglomerato di Sirone, distribuite con continuità laterale su tutto l'areale dei fogli 098-Bergamo e 097-Vimercate dal Lago d'Iseo al fiume Adda, tra esse localmente si interpone l'unità di Colle Brianza.

7.1 - ARENARIA DI SARNICO (**SAR**)

Sinonimi. Le ragioni del nome sono da ricondurre alla denominazione commerciale della pietra da costruzione - "pietra di Sarnico" - estratta nelle numerose cave che trovano sviluppo soprattutto nella zona di Sarnico.

La roccia cavata da questa unità veniva definita in passato "pietra di Sarnico" ma già DE ALESSANDRI (1899) parlava di "Arenaria di Sarnico". Bisogna comunque arrivare a VENZO (1954) per averne una precisa collocazione stratigrafica.

L'unità è indicata come "*Flysch grèseux*" da AUBOUIN *et alii* (1970) e come "*Sarnico Sandstone*" da DE ROSA & RIZZINI (1967); viene definita come "Arenaria di Sarnico" sul Foglio 46-Treviglio (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969) e da BICHSEL & HAERING (1981); e come "Arenarie di Sarnico" da GELATI *et alii* (1982) e da BERSEZIO *et alii* (1990). E' praticamente impossibile indicare una sezione-tipo; gli affioramenti di arenaria di Sarnico sono purtroppo limitati a causa della facile alterabilità

delle rocce che le compongono e della conseguente tendenza a dar luogo a coltri di alterazione *in situ* o mobilizzate

Sezioni più rappresentative del foglio. L'arenaria di Sarnico si presenta in genere in affioramenti limitati e discontinui; i più significativi, soprattutto relativi a cave abbandonate, si trovano nelle zone di Gandosso, Foresto Sparso e Sarnico.

In particolare a Gandosso buone osservazioni si possono eseguire lungo la strada di S. Pantaleone, a Foresto Sparso in loc. Cave di Pietra, verso Colle Guina e nella valle del T. Tuf, a Sarnico nelle cave a N dell'abitato e al Castello di Paratico.

Estensione degli affioramenti. Entro il Foglio 098-Bergamo l'arenaria di Sarnico è parte integrante di diversi elementi strutturali in destra e sinistra del fiume Oglio.

Sulla destra idrografica dell'Oglio, le aree di affioramento più significative costituiscono il nucleo della Sinclinale di Foresto Sparso e il fianco settentrionale di una struttura antiforale, allungato in direzione E-W dal M. Tomenone a Sarnico. Nella zona di Gandosso, più a S, l'arenaria di Sarnico costituisce alcuni elementi strutturali controllati da tettonica tardiva di tipo distensivo, in particolare il *graben* di M. della Croce.

In sinistra dell'Oglio l'arenaria di Sarnico, tra il M. S. Onofrio e Paratico, è l'elemento più alto di una successione che immerge a NW sotto i depositi quaternari.

Caratteri litologici di terreno. La successione tipica dell'arenaria di Sarnico è costituita da un'alternanza di arenarie grigie in strati da sottili a spessi e di peliti; l'unità si presenta essenzialmente con tre associazioni di facies, non cartografate separatamente, di seguito descritte in ordine di importanza.

a) Alternanza tra peliti grigie e arenarie fini e medie, massive, senza evidenti strutture interne, in strati piano paralleli da medi a spessi, a base netta e contatto superiore arenaria/pelite pure netto; rapporto arenaria/pelite=1.

b) Alternanze di peliti e arenarie fini in strati da sottili a medi, massivi o con laminazioni da parallele a oblique.

c) Arenarie medie e fini amalgamate, in strati e banchi spessi fino a 7-8 metri, con gradazione assente o poco sviluppata e superfici di stratificazione nette, parallele o leggermente convergenti alla scala dell'affioramento.

Nei settori sud-orientali del foglio, Castello di Paratico e Gandosso, prevalgono arenarie da medie a grossolane in orizzonti anche fino a 10 m, costituiti da strati metrici amalgamati, anche a sviluppo lenticolare, a base spesso chiaramente erosionale, talora senza strutture interne, oppure con laminazioni da parallele a oblique.

Dati di laboratorio. Le arenarie sono litareniti fini e medie, ben selezionate, a cemento calcitico tardivo (FORNACIARI, 1989) e matrice in genere molto scarsa. I litici comprendono frammenti di rocce sedimentarie (soprattutto selci, siltiti e dolomie) e metamorfiche (*slate* e metamorfiti “foliati”), probabilmente derivate da filladi e micascisti. Tra i minerali pesanti sono riconoscibili zirconi e granati.

Spessore dell'unità e sue variazioni. L'arenaria di Sarnico costituisce un litosoma relativamente uniforme distribuendosi con uno spessore massimo valutabile attorno ai 400 m.

Rapporti stratigrafici. Su gran parte del Foglio 098-Bergamo l'arenaria di Sarnico si sovrappone alle unità turoniane. Tale contatto, nell'area orientale, si caratterizza per la presenza di un orizzonte al massimo di 30 m formato da peliti rosse e grigie, conglomerati residuali, microconglomerati e calcilituti, ben espresso nella fascia più meridionale di affioramenti (Dratto, Sarnico, zona dell'Ingannolo) su una distanza di circa 5 km.

La comparsa di strati arenacei più spessi comunemente sottolinea il passaggio graduale del flysch di Pontida all'arenaria di Sarnico.

La base dell'arenaria di Sarnico è talora caratterizzata da evidente superficie di discontinuità. Infatti, in corrispondenza del fianco settentrionale della Sinclinale di Foresto Sparso, esse poggiano direttamente sul banco caotico cenomaniano (M. Costa dei Ronchi e località Colle Piano - Villa Zucletto - Pizzigoni), mentre al Monte S. Onofrio poggiano su una successione marnoso-calcareo cenomaniana prevalentemente pelitica varicolore.

Il contatto tra l'arenaria di Sarnico e il sovrastante conglomerato di Sirone si mantiene netto su un ampio areale del Foglio 098-Bergamo, ed è comunemente di tipo erosivo. Nella zona S. Pantaleone-Gandosso si sviluppa un limite transizionale, sottolineato dalla presenza del membro di Colle Brianza del conglomerato di Sirone.

Fossili. Nell'arenaria di Sarnico VENZO (1954) segnala un rinvenimento isolato di ammonite svolta riferito a *Anisoceras* aff. *pseudoarmatum-paderbornense* SCHLUTER, nella parte basale della formazione al Monte S. Genesio in Brianza orientale.

Più significativi ai fini biostratigrafici i ritrovamenti nelle intercalazioni pelitiche di foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo

Attribuzione cronologica. L'arenaria di Sarnico è stata attribuita al Coniaciano da VENZO (1954) e confermata in tale età da ERBA & FORNACIARI (1988) in base alle associazioni a nannofossili relative alle zone a *Marthasterites furcatus* e *Broinsonia lacunosa*, rispettivamente nelle parti inferiore e superiore della formazione.

Ambiente deposizionale. L'arenaria di Sarnico appartiene al sistema torbiditico silicoclastico che si imposta nel Bacino Lombardo nel Cretacico superiore.

Si tratta di torbiditi che le paleocorrenti suggeriscono alimentate da E e strutturate in depositi di lobo (facies c precedentemente descritta), intercalati con i rispettivi depositi fini marginali (facies b) e a depositi di piana di bacino (facies a).

La composizione delle arenarie consentirebbe di identificarne l'area di provenienza nel dominio austroalpino, la cui deformazione durante il Cretacico è da lungo riconosciuta.

Dominio paleogeografico di appartenenza. L'arenaria di Sarnico documenta il protrarsi del riempimento della avanfossa sudalpina già ben individuata durante il Turoniano. Nella zona orientale la superficie erosiva alla base della formazione provverebbe il confinamento del sistema a N, probabilmente per la presenza di un rilievo tettonico la cui attività innescata nel Turoniano continua a protrarsi.

7.2 - CONGLOMERATO DI SIRONE (CSH)

Sinonimi. Il riferimento all'abitato di Sirone, in Brianza centrale, come località tipo di questa formazione risale già ai vecchi autori: DE CRISTOFORIS (1838) è il primo a descriverla come "puddinga di Sirone", mentre DE ALESSANDRI (1899) è il primo ad inserirla in un quadro stratigrafico, denominandola "Piano di Sirone". Quest'ultima definizione è ripresa da VENZO (1954), che riconosce alla formazione l'attribuzione al Santoniano.

Come "Conglomerati di Sirone" la formazione viene descritta da GNACCOLINI (1971) nei suoi caratteri sedimentologici; come "conglomerato di Sirone" viene introdotta in GELATI *et alii* (1982) e cartografata in BERSEZIO *et alii* (1990).

Storicamente la località tipo di questa formazione è riconducibile alla zona dell'abitato da cui prende il nome dove in passato dalla roccia venivano cavate "ruote" per macine da mulino e dove purtroppo attualmente la sua esposizione è scarsa e avulsa dal suo contesto stratigrafico.

Comunque le località di più chiaro sviluppo del conglomerato di Sirone si trovano ad W del fiume Brembo, sul versante meridionale del M. Canto e nella zona di Colle Brianza, nel contiguo Foglio 097-Vimercate.

Sezioni più rappresentative del foglio. Affioramenti significativi, anche se di continuità limitata, sono osservabili tra Carrobbio degli Angeli, Chiuduno e Gandosso, e sul versante S del M. Tomenone. In particolare nella prima area si segnalano le località di Tribulina dei Santi, Roccolo Gozzini, la

strada che da Duria scende fino agli Angeli, i versanti N e SW del Monte del Castello.

Estensione degli affioramenti. Il conglomerato di Sirone risulta distribuito in tre aree tra loro separate dai depositi continentali del Quaternario. Costituisce una fascia continua che sottolinea l'andamento dei fianchi della Sinclinale Carobbio degli Angeli – Gandosso; emerge per una distanza di circa 1 km dai depositi della pianura sul versante meridionale di M. Tomenone; all'estremità occidentale del foglio è ipotizzabile nella zona urbana orientale di Bergamo–città per supposta continuità con quanto meglio osservabile nel foglio contiguo.

Caratteri litologici di terreno. Il conglomerato di Sirone comprende una successione conglomeratico-arenacea alla cui base è localmente presente un membro transizionale all'arenaria di Sarnico, definito membro di Colle Brianza (**CSH₁**). Il conglomerato di Sirone è costituito da corpi conglomeratici lateralmente discontinui da medi a spessi, comunemente organizzati in cicli plurimetrici arenacei verso l'alto. Nell'area del Foglio 098-Bergamo i conglomerati che costituiscono la litologia dominante si presentano con facies diverse: conglomerati massivi disorganizzati, a supporto clastico, privi di gradazione; conglomerati a supporto clastico con gradazione inversa passante a normale; conglomerati a supporto clastico e gradazione normale con frequenti ciottoli embricati; conglomerati "compositi" compresi tra superfici di stratificazione relativamente piano-parallele talora con laminazioni oblique ad alto angolo.

La componente arenacea ha una facies del tutto simile a quella dell'arenaria di Sarnico.

Nella Sinclinale di Carobbio degli Angeli - Gandosso, nei conglomerati di Sirone si riconoscono due principali orizzonti conglomeratici; uno alla base e l'altro a tetto dell'unità, separati da un orizzonte intermedio di arenarie.

L'orizzonte superiore è chiuso da un livello a *slumping* in cui sono contenuti brandelli di calcari marnosi rossi e di marne - marne siltose chiare stratificate.

Dati di laboratorio La composizione dei ciottoli del conglomerato di Sirone è stata analizzata in particolare da CADEL (1974), che ne ha valutato la seguente percentuale relativa di frequenza: calcari 7%, dolomie 49%, selci varicolori 18%, quarzo 13%, arenarie fini 12%, porfiriti 1%. Lo stesso CADEL, in base alla loro microfacies, ne ha operato la suddivisione di seguito schematizzata:

- rocce clastiche, quali *wacke* quarzose, grovacche, siltiti e subarcose che possono provenire da unità carbonifere e/o permo-scitiche;
- litareniti con frammenti vulcanici da unità mesozoiche;

- dolomie e calcari da unità triassiche-giurassiche;
- selci nere e rosse da unità giurassiche tipo Medolo e anche da unità più antiche;
- calcari marnosi in facies di “scaglia” di età albiano-cenomaniana;
- calcari di scogliere a rudiste e coralli di età santoniana;
- rocce eruttive (rioliti, daciti e andesiti) provenienti per la maggior parte da unità permiane.

Le arenarie presenti nel conglomerato di Sirone sono litareniti da fini a grossolane a cemento calcitico. I litici più rappresentati sono frammenti di rocce sedimentarie (dolomie, selci, siltiti) e metamorfiche (*slate*, filladi e micascisti); rari sono i frammenti di rocce effusive acide e basiche.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Il conglomerato di Sirone è un corpo sedimentario relativamente omogeneo da W verso E, e può essere seguito dalla Brianza fin verso il Lago d'Iseo per almeno 40 km. Nella stessa direzione diminuisce gradualmente il suo spessore da circa 200 m a non oltre 50-60 m. Nell'area del Foglio 098-Bergamo si registrano valori di 70-80 m sul Colle di Bergamo, e variazioni in senso N-S all'altezza della valle del Cherio, dove il conglomerato di Sirone presenta uno spessore di 70-80 m nella Sinclinale Carobbio degli Angeli - Gandosso, e di non oltre 50 m al M. Tomenone.

Rapporti stratigrafici. Si è già ricordato il limite inferiore con l'arenaria di Sarnico che si manifesta con un contatto netto marcato talora da erosione oppure attraverso una facies di transizione – membro di Colle Brianza (**CSH₁**) - oggetto di trattazione specifica.

Il limite superiore del conglomerato di Sirone è dato dalla comparsa delle facies calcarenitiche della pietra di Credaro. Su entrambi i fianchi della Sinclinale di Carobbio degli Angeli - Gandosso, al limite tra le due unità si interpone un banco calcareo di una decina di metri, che presenta alla base un microconglomerato della stessa composizione del conglomerato di Sirone. Questo banco si sovrappone al livello a *slumping* in precedenza descritto e è limitato alla sommità da paraconcordanza.

Fossili. Una fauna soprattutto di grande valore storico ad ippuriti, gasteropodi, bivalvi e ammoniti viene segnalata da VENZO (1954). Si tratta in particolare di ippuriti e acteonelle nei conglomerati, di *Eupachydiscus isculensis* (REDT.), *Inoceramus crippsii* (MANT.) e foladomie nelle arenarie della parte inferiore.

VENZO segnala i ritrovamenti più significativi al Monte dei Frati (Bergamasca occidentale), al Colle di San Vigilio (Bergamo-città), in una cava di “molère” già allora abbandonata di Gandosso - Cressa Varinelli.

ERBA & FORNACIARI (1988) caratterizzano l'età del conglomerato di Sirone per la presenza di una nannoflora calcarea attribuita alle zone a *Reinardtites anthophorus* e a *Calculites obscurus*.

Attribuzione cronologica. Già VENZO (1954) aveva correttamente attribuito il conglomerato di Sirone al Santoniano. ERBA & FORNACIARI (1988) ne precisano un'età estesa all'intero Santoniano in tutta l'area di affioramento, tranne che nel settore orientale del foglio, nella zona della Sinclinale di Carobbio degli Angeli - Gandosso, dove l'assenza della zona a *Calculites obscurus* permetterebbe di datare al Santoniano superiore la lacuna tra conglomerato di Sirone e pietra di Credaro.

Ambiente deposizionale. Il conglomerato di Sirone forma un sistema torbiditico di materiali molto grossolani, che le paleocorrenti indicano alimentato assialmente da W e da NW e, nella zona di Chiuduno, trasversalmente da N; è possibile che almeno parzialmente si interdigiti con il sistema dell'arenaria di Sarnico, che veniva invece alimentato da E.

I materiali del conglomerato di Sirone testimoniano una loro intensa elaborazione in ambienti continentali e marino-marginali, probabilmente in un apparato di *fan-delta* ubicato su un stretta piattaforma tettonicamente instabile e prossima al pendio di raccordo con il bacino. E' in tale contesto che si innescerebbero processi di risedimentazione in massa che giustificano la collocazione attuale degli stessi materiali in ambiente marino relativamente profondo.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Nell'ambito dell'avanfossa sudalpina il sistema torbiditico del conglomerato di Sirone, costituito da materiali relativamente più grossolani, disattiva quello dell'arenaria di Sarnico. Secondo FORNACIARI (1989) tale disattivazione potrebbe essere stata prodotta da una forte modificazione dell'area sorgente in seguito ad intensa attività tettonica; la migrazione del fronte di deformazione sudalpino avrebbe determinato la creazione di una serie di rilievi tettonicamente attivi prossimi alla linea di costa, con conseguente accumulo di materiali grossolani su una piattaforma stretta, ai margini del bacino profondo in cui sarebbero poi risedimentati.

7.2.1. - Membro di Colle Brianza (CSH₁)

Si tratta di un membro sviluppato in particolare ad W del fiume Brembo verso l'abitato di Colle Brianza (Foglio 097-Vimercate). Nel Foglio 098-Bergamo esso costituisce affioramenti sporadici e limitati tra S. Pantaleone e Tribulina dei Santi nella zona Grumello del Monte – Gandosso.

I suoi caratteri litologici sono significativamente espressi nella zona di S. Pantaleone, con sottili alternanze di peliti e arenarie in rapporto da 1/1 a

1/2. Si tratta di arenarie comunemente in straterelli inferiori a 5 cm, al massimo di 10-15 cm, con laminazioni convolute, talora ad evidente chiusura laterale; la pelite è prevalentemente marnoso-argillosa, talora calcarea alla sommità di sottili e sporadiche sequenze a base arenitica.

A Colle Brianza, nelle diverse scaglie tettoniche in cui la successione risulta scomposta, il membro di Colle Brianza non supera i 40 m di spessore; in una della scaglie però il solo *pebbly mudstone* raggiunge i 60 m. Nel Foglio 098-Bergamo si possono solo ipotizzare valori non superiori a quelli della zona tipo.

La presenza di nannoplancton calcareo riferibile alla zona *Reinardtites anthophorus* (FORNACIARI, 1989) ne consente la datazione al Santoniano.

La sua facies sedimentaria, caratterizzata da torbiditi sottili, potrebbe suggerirne lo sviluppo in posizione marginale rispetto ai sistemi più grossolani a cui risulta stratigraficamente associata.

8. - I SISTEMI TORBIDITICI CAMPANIANI

I sistemi torbiditici campaniani sono rappresentati da una successione che VENZO (1954) definiva come "Campaniano" ("Piano di Brenno" *Auct.* – parte inferiore) riconoscendovi anche facies di "Flysch orogeno".

Essi risultano comprensivi di Flysch di Bergamo e pietra di Credaro.

Il Flysch di Bergamo, a cui si intercala il *megabed* di Missaglia, nel Foglio 098-Bergamo rientra del tutto marginalmente all'estremità orientale del Colle di Bergamo, dove peraltro non può che essere supposto per continuità stratigrafica con le aree contigue, in quanto del tutto coperto dall'urbanizzazione cittadina.

8.1 - PIETRA DI CREDARO (RDR)

Sinonimi. L'identità di questa formazione è proposta con la denominazione di "Pietra di Credaro" da PASSERI (1965), per le stesse aree di affioramento dove nel Foglio 46-Treviglio alla scala 1:100.000 si parla di Flysch di Bergamo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969). La denominazione di "Pietra di Credaro" è confermata in GELATI *e alii* (1982) e utilizzata in BERSEZIO *et alii* (1990). La pietra di Credaro si sviluppa tipicamente nel Foglio 098-Bergamo ove comunque è impossibile indicarne una sezione-tipo per mancanza di continuità di esposizione.

La denominazione introdotta è quella utilizzata nell'ambito di una attività estrattiva di cui si hanno testimonianze già nel Medio Evo.

Sezioni più rappresentative del foglio. Più che di sezioni, per la pietra di Credaro si ritiene corretto parlare di spaccati connessi con l'attività estrattiva, nei comuni di Carrobbio degli Angeli, Castelli Calepio e Credaro in particolare. Di particolare estensione lo spaccato della cava Ravelli in località Castel Rampino.

Estensione degli affioramenti. La pietra di Credaro affiora tra i fiumi Cherio e Oglio su una distanza di circa 12 km in direzione E-W e al massimo 4 km in direzione N-S. Con giacitura monoclinale, essa costituisce le propaggini meridionali del M. Tomenone a Bagnatica; occupa il nucleo orientato E-W della Sinclinale di Carrobbio degli Angeli - Gandosso ove dà luogo alla sua area di maggiore estensione; forma due zone tettonicamente ribassate a Credaro e Grumello del Monte.

Caratteri litologici di terreno. La pietra di Credaro è data da una successione relativamente uniforme di calcareniti a prevalente laminazione parallela, in sequenze di strati sporadicamente amalgamati al massimo dell'ordine del metro, e limitate da superfici piano-parallele almeno alla scala dell'affioramento. Talora la base delle sequenze è più grossolana e gradata e la loro sommità, su spessori centimetrici, è data da calcisiltiti a laminazione obliqua e sporadicamente da calcilutiti. L'intercalazione di intervalli marnosi e marnoso-argillosi non è comune. Al M. Tomenone, a circa un centinaio di metri dalla base della formazione, si intercalano due megastrati carbonatici, il più alto dei quali contiene blocchi di calcari oolitici fino a 50 cm. Analogo megastrato, spesso fino a 5 m, si intercala anche in tutta l'area più orientale.

A Celatica Tolari, lungo la strada per le Querce, si intercala un orizzonte a struttura caotica a cui si associa un "olistolite" di "Radiolariti" giurassiche, sviluppato su 12 m di lunghezza e 3 di altezza.

Dati di laboratorio. Nelle calcareniti i clasti carbonatici sono costituiti, oltre che da frammenti di dolomie, da bioclasti di piattaforma (echinidi, alghe rosse, briozoi, frammenti di gusci probabilmente di bivalvi e foraminiferi bentonici). Spesso la forte ricristallizzazione oblitera del tutto i componenti originari.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore della formazione è valutabile in oltre 350 m nell'area di sua maggiore estensione, al nucleo della Sinclinale di Carrobbio degli Angeli - Gandosso. Comunque non sono possibili confronti in quanto l'unità è limitata a tetto dalla superficie topografica.

Rapporti stratigrafici. I rapporti tra la pietra di Credaro e il sottostante conglomerato di Sirone sono stati descritti nell'analogo capitolo relativo a

quest'ultima unità. A tetto la Pietra di Credano è troncata dalla superficie topografica.

Fossili. VENZO (1954) in una lastra calcarenitica nella zona di Credaro segnala il rinvenimento di *Modiola* aff. *typica* FORBES. Le associazioni a foraminiferi planctonici si caratterizzano per la presenza di globotruncane, globigerine, *Heterohelicidae*. Si segnalano in particolare *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY) e *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER).

Attribuzione cronologica. A partire da VENZO (1954), per la pietra di Credaro è sempre stata confermata un'età campaniana.

Ambiente deposizionale. La pietra di Credaro è parte integrante di un sistema torbidoitico complesso formato da più unità coalescenti; la zona occidentale con il Flysch di Bergamo si caratterizza per la maggior presenza di depositi silicoclastici, quella orientale per la prevalenza di detrito carbonatico. Questi fatti sarebbero confermati anche dall'andamento delle paleocorrenti, da N e da NW per il Flysch di Bergamo, e con direzione E-W e anche con provenienza da SE per la pietra di Credaro.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il sistema torbidoitico campaniano si configura ancora come depositatosi in un bacino di avampaese connesso alla nascente catena alpina. Secondo FORNACIARI (1989) potrebbe trattarsi di un bacino più vasto di quello riempito in precedenza dai più antichi sistemi torbidoitici. La varietà degli apporti testimonierebbe una variazione del sistema di drenaggio dell'area sorgente probabilmente a causa di attività tettoniche. Al riguardo si rileva che la comparsa del sistema torbidoitico campaniano è coeva alla discordanza interna di Gosau che documenta la fase tettonica alpina Intra-Gosau.

Per la pietra di Credaro in particolare non si esclude l'attivazione di aree sorgenti anche a SE, in settori di attuale dominio padano.

8.2 - FLYSCH DI BERGAMO (FBG)

Sinonimi. Riferimenti relativi a questa formazione si trovano in diversi lavori già a partire dalla prima metà dell'800, quali VILLA & VILLA (1844), VARISCO (1881) e DE ALESSANDRI (1899), che nella sua Carta geologica 1:100.000 estende la successione in esame a parte del "Piano di Brenno". Analoga collocazione stratigrafica troviamo in VENZO (1954) il quale parla di "Piano di Brenno" in particolare per la parte superiore della successione, quella sovrastante l'orizzonte calcareo-marnoso in seguito definito come "Missaglia Megabed" (Megastrato) (BERNOULLI *et alii*, 1981).

L'unità è stata istituita come Flysch di Bergamo da GELATI & PASSERI (1967), e formalizzata dagli stessi autori nel 1968 e come tale cartografata da BERSEZIO *et alii* (1990).

Sezioni più rappresentative del foglio. Il Flysch di Bergamo, a cui si intercala il megastrato di Missaglia, nel Foglio 098-Bergamo rientra del tutto marginalmente all'estremità orientale del Colle di Bergamo, dove peraltro non può che essere supposto per continuità stratigrafica con l'area del contiguo Foglio 097-Vimercate, in quanto del tutto coperto dall'urbanizzazione cittadina.

Estensione degli affioramenti. Sul Colle di Bergamo la formazione costituisce il fianco settentrionale, da subverticale a rovescio e diretto NW-SE, di una blanda sinforme che si riesce a delineare dagli sporadici affioramenti presenti nello sperone del Colle verso Mozzo, nel Foglio 097-Vimercate.

Caratteri litologici di terreno. Il Flysch di Bergamo comprende una successione arenaceo-pelitica che, nella porzione medio-bassa, include il megastrato di Missaglia. La formazione è costituita da alternanze di arenarie e peliti in strati piano-paralleli da sottili a spessi talora organizzati in cicli di ispessimento verso l'alto. Esse sono associate a calcari a tessitura fine in strati piano paralleli a base calcarenitica, talora microconglomeratica, e a calcari marnosi in banchi anche di notevole spessore. Nel Foglio 098-Bergamo si sviluppa la parte compresa tra il conglomerato di Sirone alla base e il megastrato di Missaglia (FBG_a) alla sommità, supposta in continuità laterale con la successione esposta sul versante meridionale della collina di Canto nella zona di Roncarro (Foglio 097-Vimercate).

Dati di Laboratorio. Le arenarie del Flysch di Bergamo sono costituite sia da una frazione silicoclastica che da una carbonatica (FORNACIARI, 1989), di norma separate, a volte associate. I dati provengono dagli affioramenti del Foglio 97-Vimercate.

Le arenarie silicoclastiche corrispondono a litareniti feldspatiche micacee a cemento calcitico che a volte ingloba completamente i grani dell'ossatura. I litici sono rappresentati da frammenti di rocce sedimentarie e metamorfiche: dolomie, selci, granuli quarzoso-micacei probabilmente derivati da micascisti.

Le calcareniti, spesso con frazione silicoclastica, sono costituite da clasti di dolomie, da bioclasti di piattaforma (echinidi, alghe rosse, briozoi, bivalvi) e da foraminiferi bentonici.

Particolarmente significativi sono i ciottoli degli orizzonti conglomeratici, soprattutto di quelli alla base degli strati carbonatici e del megastrato di Missaglia, in cui si segnalano in particolare calcari micritici ascrivibili a Maiolica e Sass de la Luna, selci di diverso colore, dolomie presumibilmente triassiche, calcari oolitici di provenienza controversa, frammenti nettamente subordinati di rocce cristalline.

Spessori dell'unità e sue variazioni. Lo spessore del Flysch di Bergamo, tra Brianza e Bergamasca centrale, è stimato da diversi autori nell'ordine del migliaio di metri. Misurazioni dirette sono state eseguite a Roncarro e Montevecchia. Nella sezione di Roncarro la parte inferiore sottostante il Megastrato di Missaglia raggiunge i 370 m; lo stesso intervallo sul Colle di Bergamo è valutabile in circa 320 m. A Montevecchia la parte superiore sovrastante lo stesso megastrato è di circa 700 m.

Rapporti stratigrafici. Nell'area del Foglio 098-Bergamo ne è supposta la continuità stratigrafica con il sottostante conglomerato di Sirone. Il limite superiore è dato da una superficie erosionale coincidente con la superficie topografica

Fossili. Nella sezione di Roncarro (Foglio 097-Vimercate), dall'alto al basso della formazione, si segnalano associazioni a foraminiferi planctonici comprendenti *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER). In tutta l'area di affioramento della formazione ERBA & FORNACIARI (1988) segnalano un'associazione a nannofossili riferibile alla zona ad *Aspidolitus parvus*.

Attribuzione cronologica. I reperti fossili indicati consentono di estendere l'età del Flysch di Bergamo a tutto il Campaniano.

Ambiente deposizionale. I depositi del Flysch di Bergamo possono essere interpretati come depositi marini profondi di origine torbidity. Si tratta di torbidity di grande estensione areale presumibilmente accumulate in un bacino allungato, con indicatori di paleocorrenti suggerenti apporti dei materiali da N in Brianza, da NW in Bergamasca occidentale e centrale. La deposizione del Megastrato di Missaglia sarebbe connessa ad un evento catastrofico legato a grandi processi di instabilità ai margini del bacino (BERNOULLI *et alii* 1981).

Dominio paleogeografico di appartenenza. Anche il sistema torbidity rappresentato dal Flysch di Bergamo può essersi sviluppato nell'avanfossa prospiciente la nascente catena alpina nel Cretacico superiore e essere alimentato dall'erosione di tale catena.

8.2.1. - Megastrato di Missaglia (FBG_a)

Si tratta di una litozona calcareo-marnosa che già VENZO (1954) segnalava alla base del sovrastante Piano di Brenno. Illustrata da FRANCHINO (1958), da GELATI & PASSERI (1967) e da GALBIATI (1969), è istituzionalizzata da BERNOULLI *et alii* (1981) come *Megabed* di Missaglia.

Il megastrato di Missaglia si sviluppa nella parte medio-bassa del Flysch di Bergamo. Si tratta di un orizzonte chiaramente bipartito, costituito da un

pebbly mudstone nella parte inferiore, e da un megastrato calcareo s.s. nella parte superiore.

Il *pebbly mudstone* costituisce un orizzonte di 5-6 m lateralmente discontinuo, a matrice marnoso-argillosa con struttura fluidale, imballante caoticamente ciottoli di varia natura ed età (calcarei tipo Maiolica e Sass de la Luna, calcari oolitici, selci, etc.), nonché brandelli anche stratiformi di peliti varicolori e dello stesso Flysch di Bergamo.

Il megastrato calcareo s.s., che raggiunge i 30 m di spessore, consiste di un conglomerato basale, al massimo dello spessore di un metro, che passa gradualmente a calcarenite–calcsiltite, e infine a calcilitite che ne costituisce gran parte dello spessore. Data l'intensità dell'urbanizzazione è molto difficile riconoscerne la continuità all'estremità orientale del Colle di Bergamo; la sua distribuzione nell'areale del foglio sarebbe comunque estremamente limitata.

9. - FILONI PORFIRITICI TERZIARI (fn)

Nel settore settentrionale del Foglio 098-Bergamo sono presenti corpi subvulcanici e filoniani, inseriti all'interno della successione norico-retica, nella zona di Selvino e di Gaverina – Colle Gallo - Valle Rossa.

Nella *zona di* Selvino–Amora i corpi filoniani sono associati alla struttura estensionale nota come *graben* di Selvino, e si insediano, in discordanza nelle dolomie zonate, Calcare di Zorzino, Argillite di Riva di Soltò, Calcare di Zu, seguendo sciami di fratture e di faglie con giaciture subverticali e direzioni circa E-W (ZANCHI *et alii*, 1990b). Si tratta di filoni da metrici a decametrici costituiti da porfiriti a composizione basaltica, fortemente alterate, con pochi fenocristalli di plagioclasio in una massa di fondo di plagioclasio, pirosseni e opachi, microcristallina. I prodotti di alterazione sono abbondante calcite e clorite, zeoliti, epidoti. ZANCHI *et alii* (1990b) datarono un filone di questo gruppo (Amora) a $50,4 \pm 0,6$ Ma, con metodo K/Ar. FANTONI *et alii* (1999) datarono un filone connesso a quello riportato a $36,3 \pm 3,3$ Ma, con metodo Ar/Ar.

Il filone più meridionale cartografato affiora nella Cava Italcementi di Pradalunga e interseca in discordanza il contatto tra formazione dell'Albenza e Calcare di Sedrina. Il filone è basculato e piegato in conseguenza dello sviluppo del fianco meridionale dell'anticlinale del M. Misma (Flessura Pedemontana), confermando l'età per lo meno post-eocenica della struttura.

Nella *zona di Gaverina – Colle Gallo - Valle Rossa* sono presenti veri e propri corpi intrusivi di bassa profondità, di dimensioni pluridecametriche, da cui si diramano sciami di filoni strato-concordanti o discordanti e sub-verticali. Questi corpi sono inseriti nel Calcare di Zorzino, nell'Argillite di Riva di Solto e lungo il contatto tra le due unità. Si tratta di porfiriti a composizione da andesitica a trachianandesitica a basaltica, talora con tessitura fortemente orientata e allineata parallelamente alle salbande. Nelle andesiti, caratteristica tipica è la presenza di fenocristalli di orneblenda verde di dimensioni fino a 2 mm, talora estremamente abbondanti, associati a plagioclasti spesso geminati in modo complesso e zonati composizionalmente. La massa di fondo è un fine feltro microcristallino di plagioclasti e opachi. I filoni sono spesso fortemente alterati, con prodotti di alterazione costituiti da calcite, argille (alterazione dei plagioclasti) e clorite (svilupata dall'orneblenda). Le rocce a composizione basaltica sono più rare, con fenocristalli di plagioclasio calcico a geminazione semplice e polisintetica associati ad augite. La massa di fondo è un feltro olocristallino finissimo di plagioclasio, pirosseni e opachi. L'alterazione, sempre profonda e intensa, produce calcite, zeoliti, clorite e minerali argillosi.

Alcuni filoni di questo gruppo furono datati da ZANCHI *et alii* (1990b), con metodo K/Ar, che fornì età di $49,7 \pm 1,3$ Ma e di $55,2 \pm 1,4$ Ma. FANTONI *et alii* (1999) datano una trachianandesite del Colle Gallo a $54,8 \pm 1,8$ Ma con metodo Ar/Ar. Altri campioni dalla stessa area, prevalentemente basaltici per composizione, hanno fornito età comprese tra $31,4 \pm 4,1$ Ma e $38,9 \pm 1,1$ Ma, indicando la presenza di due famiglie di corpi magmatici distinte.

10. - SUCCESSIONE PLIO-PLEISTOCENICA MARINA

10.1 - FORMAZIONE DI TORNAGO (TOG)

Definizione. Argille grigio-azzurre, argille marnose e sabbiose, sabbie gialle. Depositi marini circalitorali e infralitorali.

Sinonimi. Argille grigie (STOPPANI 1873; VARISCO 1881; PARONA 1883; CORTI 1894; TARAMELLI 1880; PATRINI 1923; CAFFI 1923); Lembi Astiano-Piacenziani (VENZO & GUAITANI, 1943); “argille giallastre” e “Argille grigio-azzurre” con molluschi fossili (MALANCHINI 1953-1954); Pliocene (BRAMBILLA & LUALDI 1986); Pliocene (SIDDI *et alii*, 1988).

Litologia. Argille grigie e grigio-azzurre, marnose, massive, spesso con lieve frazione sabbiosa fine; argille grigie finemente laminate alternate a sabbie fini; argille sabbiose; rare intercalazioni ghiaiose (depositi bacinali circolitorali). Verso l'alto la serie passa a sabbie gialle con episodi ghiaiosi e rare intercalazioni marnoso-argillose fino a ghiaie, di colore giallastro (depositi infralitorali fino a parali).

Fossili. Il contenuto paleontologico è abbondante sia in microfauna che macrofauna.

Microfauna: nell'analisi delle microfaune (BRAMBILLA & LUALDI, 1986, SIDDI *et alii*, 1988) sono segnalate:

Ammonia beccarii (LINNÉ), *Ammonia beccarii parkinsoniana* (D'ORBIGNY), *Ammonia beccarii tepida* CUSHMAN, *Ammonia tepida* (CUSHMAN), *Amphicoryna scalaris* (BATSCH), *Bolivina* sp., *Bolivina punctata* D'ORBIGNY, *Brizalina catanensis* SEGUENZA, *Brizalina dilatata* (REUSS), *Brizalina* cf. *spatulata* (WILLIAMSON), *Bulimina* sp., *Bulimina* cf. *aculeata* D'ORBIGNY, *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI, *Bulimina costata* D'ORBIGNY, *Bulimina exilis* BRADY, *Bulimina fusiformis* WILLIAMSON sensu FORNASINI, *Bulimina* cf. *lappa* CUSHMAN & PARKER, *Bulimina lappa* CUSHMAN & PARKER, *Bulimina* cf. *minima* TEDESCHI & ZANMATTI, *Bulimina minima* TEDESCHI & ZANMATTI, *Criboelphidium decipiens* (COSTA), *Dentammo mucronata* NEUGEBOREN, *Ellipsopolymorphina fornasinii* GALLOWAY, *Elphidium crispum* (LINNÉ), *Eponides* cf. *bradyi* EARLAND, *Florilus* sp., *Florilus boueanum* (D'ORBIGNY), *Florilus citai* (DI NAPOLI), *Fursenkoina* sp., *Fursenkoina schreibersiana* (CZJZEK), *Globobulimina ovula* (D'ORBIGNY), *Gyroidinoides laevigatus* (D'ORBIGNY), *Gyroidinoides umbonatus* (SILVESTRI), *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY), *Heterolepa bellincionii* (GIANNINI & TAVANI), *Heterolepa* cf. *floridana* (CUSHMAN), *Lenticulina rotulata* (LAMARCK), *Melonis soldanii* (D'ORBIGNY), *Nodosaria* cf. *radicala glandulinoides* DERVIEUX, *Nonionella turgida* (WILLIAMSON), *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Orthomorphina tenuicostata* (COSTA), *Pandaglandulina dinapolii* LOEBLICH & TAPPAN, *Praeglobobulimina ovata* (D'ORBIGNY), *Protelphidium granosum* (D'ORBIGNY), *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *Rectuvigerina siphogenerinoides* (LIPPARINI), *Reussella spinulosa* (REUSS), *Rosalina globularis* D'ORBIGNY, *Stainforthia* sp., *Stainforthia complanata* (EGGER), *Textularia* cf. *flintii* CUSHMAN, *Textularia* cf. *sagittula* DEFRANCE, *Textularia sagittula* DEFRANCE, *Globigerina apertura* CUSHMAN, *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerinoides obliquus obliquus* BOLLI, *Orbulina universa* D'ORBIGNY .

Macrofauna: nella facies argillosa sono segnalati soprattutto bivalvi, gasteropodi, briozoi, scafopodi, echinodermi, crostacei, antozoi e anterozoi. Sono segnalate in particolare tanatocenosi a *Corbula gibba*, *Amycyclina semistriata* e *Nassa semistriata*. Nella facies delle sabbie gialle sono predominanti faune a ostreidi (*Ostrea edulis* e *O. forskali*).

SCAPHOPODA: *Dentalium* sp.

BIVALVIA: *Acanthocardia* (A.) *aculeata* (L.), *Alectryonella plicatula* (GMEL.), *Anadara* (A.) *diluvii* (L.K.), *Barbatia* (B.) *barbata* (L.), *Callista* (C.) *chione* L., *Clausinella scalaris* (BRONN), *Corbula* (*Caryocorbula*) *revoluta* (BR.), *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI), *Hyrtea* (M.) *spinifera* (MTG.), *Gastrochaena* (G.) *dubia* (PENN.), *Glycymeris* sp., *Musculus* sp. (*discors*?), *Modiolus* sp. (*adriaticus*?), *Ostrea edulis* (L.), *Ostrea forskali* CHEMNIZ, *Plagiocardium* (*Papillicardium*) *papillosum* (POLI), *Spisula* (S.) *subtruncata* (DA COSTA), *Tellina* (*Peronidia*) *albicans* (GMEL.), *Timoclea* (T.) *ovata* (PENN.), *Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella* (LK), *Gouldia* (G.) *minima* (MTG.).

GASTROPODA: *Amycyclina semistriata* (BR.), *Bela* (B.) *brachistoma* (PHIL.), *Bittium* (B.) *reticulatum* (DA COSTA), *Caecum trachea* MTG., *Charonia* (C.) *nodifera* (L.), *Cythara* sp., *Lunatia helicina* (Br.), *Lunatia* sp., *Nassarius* (*Phrontis*) *mayeri* (BELL.), *Naticarius* (N. cf. *tigrinus*) (DEFR.), *Necerita josephina* (RISSO), *Odostomia* (*Megastomia*) *conoidea* (BR.), *Ringicula* (*Ringiculina*) *ventricosa* (SOW.), *Turbonilla* (*Pyrgiscus*) *rufa* (PHIL.), *Pyramidella* (P.) *plicosa* (BRONN), *Amycyclina semistriata* (BR.), *Turritella* (T.) *tricarinata tricarinata* (BR.), *Turritella* (*Zaria*) *spirata* (BR.).

ECHINOIDEA: *Brissopsis* Sp.

Aree di affioramento. Gli affioramenti sono di piccole dimensioni e labili; molte segnalazioni vengono da sondaggi e scavi temporanei allo sbocco della Val Seriana, sui due lati della valle fino ad Albino, da Bergamo e da Albano S. Alessandro.

Morfologie e paleogeografia. Le facies argillose si sono deposte in un ambiente classificato circolitorale in base alle faune contenute, quindi con un battente d'acqua valutabile tra i 60 e i 100 m. Dai dati di sottosuolo risulta che in corrispondenza dell'asse della Val Seriana (Nembro e Albino) il Pliocene marino raggiunge 90 m di spessore con sedimenti argillosi testimonianza di una profonda ingeressione marina entro la valle stessa, con una linea di costa collocabile attorno ai 350 m di quota; la valle deve quindi essere considerata come una vera e propria *ria*.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La formazione di Tornago ricopre una paleosuperficie articolata, incisa da un reticolato idrografico analogo all'attuale entro una successione costituita da unità del Cretacico e del

Giurassico. Essa è eteropica nella parte superiore a depositi alluvionali alimentati da valli laterali, attualmente affluenti del Serio, che sfociavano direttamente in mare (conglomerato di Nese) ed è troncata superiormente da una superficie poligenica e polifasica su cui appoggiano conglomerati e ghiaie alluvionali riferibili a diverse unità seriane pleistoceniche; nella zona di Ranica inoltre su tale superficie appoggiano i depositi lacustri delle argille di Ranica.

Età. Le associazioni micropaleontologiche suggeriscono un'età che va dal Piacenziano al Gelasiano.

11. - LE SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO - QUATERNARIE

11.1 - BACINO DELL'OGGIO: SUCCESSIONE DELL'ANFITEATRO

(a cura di D. Corbari e A. Bini)

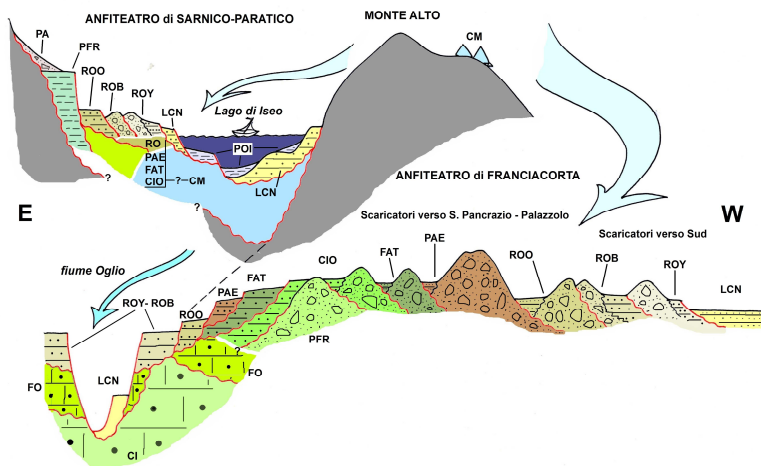


Fig. 16 – Schema dei rapporti stratigrafici entro l'anfiteatro dell'Oglio (Foglio 098-Bergamo)

11.1.1. - Ceppo di Cremignane (CI)

Definizione. Conglomerati da massivi a stratificati, con clasti arrotondati, discoidali, da moderatamente a ben selezionati; lenti di marne e siltiti laminate (depositi alluvionali). Clasti poligenici, con prevalenti silicoclasti dell'alta valle. Cementazione da molto buona sino a completa litificazione.

Sinonimi. Ceppo pre-mindeliano (VECCHIA, 1954); Ceppo (COMIZZOLI *et alii*, 1966: area della forra dell'Oglio); Conglomerati glaciali e interglaciali di età imprecisata: Conglomerato di Cremignane (BONI & CASSINIS, 1973); Ceppo villafranchiano (CHARDON, 1975); Complesso di Tagliuno *p.p.* (CORBARI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Lungo la forra dell'Oglio, nel settore compreso tra Paratico e Capriolo, soprattutto in sponda sinistra.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non affiorante. Superficie limite superiore sempre erosionale, poligenica e polifasica; localmente essa presenta lembi di suoli conservati. È ricoperto dai depositi del gruppo di Foppe, del supersintema di Monterotondo e dal sintema di Cantù (Fig. 16), e dai depositi di versante del sintema del Po. Non sono chiari i rapporti stratigrafici con le unità glaciali precedenti il supersintema di Monterotondo.

Litologia. L'unità riunisce conglomerati organizzati in banchi a base erosionale, concava o irregolarmente ondulata, di spessore da decimetrico a metrico; da massivi a stratificati, con stratificazione da pianoparallela a incrociata; supporto di matrice arenacea da media a fine, clasti arrotondati o subarrotondati, discoidali, da moderatamente a ben selezionati. Intercalate lenti di spessore centimetrico di marne e siltiti laminate, spesso deformate. Clasti poligenici, con prevalenti silicoclasti provenienti dall'alta Val Camonica (oltre 50÷60%). Cementazione da molto buona sino a completa litificazione, con diffusa presenza di croste calcitiche e cavità di dissoluzione. I caratteri sedimentologici dei depositi indicano un ambiente deposizionale fluviale di tipo *braided*, con energia da media a elevata.

Paleogeografia. I dati di terreno indicano che l'unità racchiude più eventi deposizionali legati ad un ambiente fluviale di energia medio alta, la cui alimentazione proveniva da N ed era in qualche modo correlata alle avanzate glaciali. Tra un evento e il successivo si sarebbero create le condizioni idonee all'instaurarsi di una intensa pedogenesi; analogamente sarebbe avvenuto al termine della sedimentazione del gruppo. Resta problematica la spiegazione della composizione petrografica dei depositi, completamente dissimile per rapporto fra carbonati/silicoclasti rispetto a tutti gli altri depositi che si rinvengono nell'anfiteatro.

Età. Il ceppo di Cremignane, per caratteri quali la cementazione spinta sino alla completa litificazione, e per posizione stratigrafica - a letto del gruppo di Foppe - è sicuramente più antico della parte finale del Calabriano; allo stato attuale delle conoscenze, non si può escludere una sua età più antica, sino all'inizio del Gelasiano.

11.1.2. - Gruppo di Foppe (FO)

Definizione. Conglomerati e arenarie medio-grossolani, poligenici a dominante carbonatica, da moderatamente a molto ben cementati (depositi alluvionali). Comprende: unità di Le Guardie, u. di Terzoletto e u. di Bustone, non distinte cartograficamente.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, cartografata in precedenza come Ceppo pre mindeliano *p.p.* (VECCHIA, 1954), Ceppo *p.p.* (COMIZZOLI *et alii*, 1966: area della forra dell'Oglio), Conglomerati glaciali e interglaciali di età imprecisata: Conglomerato di Cremignane *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973), Ceppo villafranchiano *p.p.* (CHARDON, 1975), Complesso di Tagliuno *p.p.* (CORBARI *et alii*, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore costituito da una superficie erosionale complessivamente suborizzontale o debolmente immergente verso S, con andamento locale irregolare e molto ondulato, che pone il gruppo in contatto con il ceppo di Cremignane. Superficie limite superiore sempre erosionale, priva di qualsiasi connotazione morfologica; su di essa poggiano i depositi alluvionali dei sistemi di Fantecolo e di Monterotondo, nonché i depositi di versante del sistema del Po (Fig. 16). I rapporti stratigrafici con i depositi glaciali delle unità precedenti il supersistema di Monterotondo non sono chiari.

Litologia. Il gruppo è costituito da conglomerati e ghiaie medio-grossolani, a vario grado di cementazione, organizzati in banchi con superficie inferiore erosionale, concava o irregolarmente ondulata, e costituiti da *set* di strati di spessore variabile; supporto di matrice arenacea o arenaceo-siltosa, localmente supporto clastico, clasti arrotondati o subarrotondati, discoidali, da poco a moderatamente selezionati, di dimensioni sino a 60 cm; presenti strati più fini costituiti da arenarie e sabbie medio grossolane. Clasti poligenici, prevalentemente carbonatici. Cementazione da moderata sino a molto buona. I caratteri sedimentologici (organizzazione dei depositi, forma dei clasti, embricature e isoorientazioni) indicano un ambiente deposizionale fluviale di tipo *braided* ad energia medio-elevata. All'interno della successione sedimentaria sono presenti suoli che consentono la suddivisione del gruppo in unità di rango inferiore, così caratterizzate:

- unità di Bustone: conglomerato poligenico moderatamente selezionato, con clasti carbonatici non superiori al 50%, a cementazione da media ad elevata; limite inferiore erosionale, molto ondulato, localmente con paleosuolo conservato, sviluppato sul ceppo di Cremignane; limite superiore caratterizzato da un paleosuolo con matrice da 7.5 a 5 YR 4/4 (orizzonte pedologico Bt), con *argillan* ben espresse, e sparse piccole laccature Fe-M; l'alterazione interessa l'unità in tutto il suo spessore, con litotipi intrusivi e metamorfiti acide alterati; spessore max osservato 4 m.

- unità di Terzoletto: conglomerato poligenico moderatamente selezionato, con più del 50% di clasti carbonatici, da mediamente a ben cementato; limite inferiore erosionale, ondulato, suborizzontale, localmente con paleosuolo conservato sviluppato sull'unità di Bustone; limite superiore caratterizzato da un paleosuolo con matrice 8,5 YR 4/6 (orizzonte pedologico BCk); spessore massimo osservato 4 m.

- unità di Le Guardie: ghiaie poligeniche moderatamente selezionate, prevalentemente carbonatiche, con cementazione irregolare, litificate solo localmente; limite inferiore erosionale, ondulato, suborizzontale, localmente con paleosuolo conservato sviluppato sull'unità di Terzoletto; limite superiore erosionale, ondulato, suborizzontale, su cui poggia il supersintema di Monterotondo; spessore massimo osservato 2 m.

Area di affioramento. Il gruppo affiora esclusivamente in corrispondenza delle principali scarpate dell'Oglio, dei suoi paleoalvei e dei suoi affluenti.

Paleogeografia. Il gruppo racchiude depositi legati ad un corso d'acqua *braided* probabilmente glaciale, alimentato da N; il ritrovamento di paleosuoli all'interno della successione sedimentaria testimonia l'esistenza di distinti eventi deposizionali con l'interposizione di condizioni idonee all'instaurarsi di pedogenesi significative. L'unità potrebbe rappresentare l'espressione deposizionale fluviale delle unità glaciali distinte nell'anfiteatro e sicuramente precedenti il supersintema di Monterotondo nonché dubitativamente precedenti il sintema di Fantecolo, sino ad essere, nelle sue ultime fasi, almeno parzialmente coevo a quest'ultimo.

Età. Il gruppo di Foppe è probabilmente riferibile al Pleistocene medio.

11.1.3. - Sintema di Paderno di Franciacorta (PFR)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa calcarea sovraconsolidata (*till* d'alloggiamento); ghiaie massive a supporto di matrice limoso-argillosa decarbonatata (depositi alluvionali); sabbie, limi sabbiosi, limi e limi argillosi (depositi lacustri); limi e limi argillosi decarbonatati, normal-consolidati o sovraconsolidati (depositi eolici); limi argillosi con rari clasti derivati dal substrato locale, fortemente

pedogenizzati (depositi di versante). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie poco conservate, copertura loessica complessa e profilo di alterazione di spessore superiore a 7,7 m, con clasti calcarei argillificati, silicoclasti alterati o con *cortex*, colore da 5 a 10YR.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, in precedenza cartografata come Mindel *p.p.* (VECCHIA, 1954), Riss *p.p.* (BONI & CASSINIS., 1973; CHARDON, 1975), "Sedena moraine" *p.p.* (CREMASCHI, 1987).

Area di affioramento. Anfiteatro di Sarnico–Paratico, in particolare nella valle di Celatica Tolari (depositi lacustri e fluviali) e lungo la valle dell'Uria (depositi glaciali e di versante), e settore sudoccidentale dell'anfiteatro di Franciacorta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non direttamente visibile, erosivo sulla successione mesozoica o su alteriti.

Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie blande, intensamente rimodellate da processi erosivi, pedogenetici e dalla costante presenza di una coltre eolica multipla; si tratta quindi di una superficie almeno parzialmente poligenica e polifasica. Profilo di alterazione caratterizzato da profondità massima del fronte di decarbonatazione superiore a 5,8 m su *till*, superiore a 4,4 m su ghiaie fluviali e a 7,7 m su sequenze complesse; con coltre eolica multipla, costituita da *loess* 10YR su *loess* 7.5YR, a sua volta su *loess* da 10 a 7.5YR, con presenza di orizzonti multipli a *fragipan* e di *ferriargillan* nei *loess* profondi; su depositi glaciali, fluviali e eolici orizzonti pedologici diagnostici Bt e Btx multipli; laccature Fe-Mn e *ferriargillan* abbondanti negli orizzonti argillici; litotipi calcarei non più visibili o argillificati, silicoclasti metamorfici e vulcanici alterati o con *cortex*; colore della matrice da 5 a 10YR.

Sul sintema appoggiano i depositi del sintema di Camignone, i depositi alluvionali del sintema di Monte Piane e del supersintema di Monterotondo, nonché depositi di versante riferibili al supersintema di Palazzago (Fig. 16).

Litologia. Il sintema è costituito da:

- *till* d'alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa calcarea sovraconsolidata di colore 2.5Y, clasti prevalentemente subarrotondati o subangolosi, con clasti a ferro da stiro e/o striati.
- depositi alluvionali: ghiaie massive sempre intensamente pedogenizzate, a supporto di matrice limoso-argillosa decarbonatata, clasti da subarrotondati ad arrotondati discoidali, con dimensioni massime sino a 40 cm, moda tra 3 e 5 cm.
- depositi lacustri: sabbie, limi sabbiosi, limi e limi argillosi alterati nelle porzioni sommitali (area di cava presso Celatica Tolari), di ambiente proglaciale o fluviale a bassa energia.

- depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati per pedogenesi, normal-consolidati o sovraconsolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi centimetri (*loess* colluviati); costituiscono una coltre continua, con spessori normalmente inferiori a 2,5 m, ma localmente, in depressioni colmate da *loess* colluviato, anche superiori ai 4 m.

- depositi di versante: limi argillosi con rari clasti derivanti dal substrato locale, fortemente pedogenizzati.

Clasti poligenici a dominante carbonatica, con presenza di silicoclasti dell'alta valle.

Morfologia e paleogeografia. L'espressione morfologica del sintema è molto blanda, con lembi di depositi glaciali e eolici oppure con resti terrazzati di depositi lacustri, annegati dalle alluvioni legate a eventi sedimentari successivi. La cresta delle morene terminali appare debolmente accennata, con dislivelli di pochi metri rispetto al *sandur* circostante. Tutto questo dipende da numerosi fattori che tendono a regolarizzare le asperità e a diminuire l'energia del rilievo, tra i quali l'azione erosiva operata dai torrenti glaciali che fuoriuscivano dall'anfiteatro, l'intensa azione della pedogenesi che tende a fare collassare i depositi, la presenza di una coltre eolica pressoché continua e di spessore variabile, i processi di colluvionamento delle coperture fini (*loess* e suoli) in condizioni periglaciali.

Durante la glaciazione Paderno di Franciacorta, le valli dei torrenti Udriotto ed Uria risultano sbarrate dal ghiacciaio, con formazione di laghi proglaciali i cui depositi si trovano oltre 50 m sopra l'attuale livello del Lago d'Iseo.

Età. Il sintema di Paderno di Franciacorta è riferibile alla parte superiore del Calabriano. Dati palinologici derivanti dallo studio della sequenza lacustre di Celatica Tolari (VENTURINI, 1998 e GALLI, 1996) fanno ritenere che il sintema sia attribuibile alla parte alta del Calabriano.

11.1.4. - Sintema di Camignone (CIO)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa calcarea sovraconsolidata (*till* di alloggiamento); diamicton massivi da caotici a gradati, localmente risedimentati (depositi di contatto glaciale); ghiaie massive a supporto di matrice sabbioso-limosa calcarea o a supporto clastico (depositi alluvionali); limi e limi argillosi decarbonatati, normal-consolidati o sovraconsolidati (depositi eolici). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie poco conservate, seppellite da sedimenti più recenti; copertura loessica multipla; profilo di alterazione di spessore superiore a 3,6 m, clasti calcarei argillificati, metamorfici e vulcanici alterati o con *cortex*, colore da 5 a 10 YR.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come Mindel *p.p.* (VECCHIA, 1954), Riss *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975), "Sedena moraine" *p.p.* (CREMASCHI, 1987).

Area di affioramento. Anfiteatro di Franciacorta, lungo le pendici orientali del Monte Alto e nella porzione sudoccidentale dell'anfiteatro stesso, in particolare nell'area compresa tra Adro ed Erbusco.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite inferiore generalmente immergente verso il lago e localmente marcata dalla presenza di suoli sepolti, erosionale sulla successione mesozoica o su depositi del sintema di Paderno di Franciacorta; nell'area posta a NW di Nigoline inoltre l'unità appoggia con superficie erosiva su depositi di versante del supersintema di Palazzago. L'unità è troncata da una superficie erosionale su cui poggiano depositi del sintema di Fantecolo e del supersintema di Monterotondo (Fig. 16).

La superficie limite superiore presenta morfologie poco evidenti, erose o rimodellate da processi pedogenetici e dalla presenza di una coltre eolica continua, multipla, di spessore variabile, solitamente maggiore nelle depressioni. Profilo di alterazione rappresentativo caratterizzato da profondità massima del fronte di decarbonatazione maggiore di 2,2 m su *till*, 3,0 m su ghiaie fluviali, 3,6 m su sequenze complesse; coltre eolica multipla, costituita da *loess* 10YR su *loess* 7.5YR, a sua volta su *loess* da 5 a 10YR e su *loess* da 5 a 7.5YR, con presenza di orizzonti multipli a *fragipan*; orizzonti pedologici diagnostici Bt multipli su depositi glaciali e alluvionali, Btx su depositi alluvionali e *loess*, Btx/Bt(x) discontinui su depositi glaciali; laccature Fe-Mn abbondanti negli orizzonti argillici; litotipi calcarei non più visibili o argillificati, silicoclasti metamorfici e vulcanici alterati o con *cortex*; colore della matrice da 3.5 a 5YR.

Litologia. Il sintema è costituito da:

- *till* d'alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa calcarea sovraconsolidata di colore 2.5Y, clasti prevalentemente subarrotondati o subangolosi, talora a ferro da stiro e/o striati.
- depositi di contatto glaciale: diamicton massivi da caotici a gradati, localmente risedimentati, con locali intercalazioni di lenti costituite da limi e sabbie.
- depositi alluvionali: ghiaie massive a supporto di matrice sabbioso-limosa calcarea o a supporto clastico, clasti da subarrotondati a arrotondati, discoidali; ghiaie da rozzamente a moderatamente selezionate, con dimensioni massime sino ad 80 cm, moda tra 4 e 8 cm; lenti di sabbie e limi da massivi a laminati; talora cementazione locale nei livelli ghiaiosi.

- depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati, normal-consolidati o sovraconsolidati, con rari clasti centimetrici (*loess* colluviati); costituiscono una coltre continua di spessore variabile, normalmente inferiore ai 2 m.

Clasti poligenici a dominante carbonatica, con presenza di silicoclasti dall'alta valle.

Morfologia e paleogeografia. Il sintema di Camignone appare smembrato in più parti in seguito a processi erosivo/deposizionali avvenuti successivamente alla sua messa in posto; in particolare l'unità è stata intensamente rimodellata dall'azione dei torrenti glaciali che fuoriuscivano dall'anfiteatro nel corso delle glaciazioni Fantecolo e Monte Piane, erodendo e spianando quanto trovavano davanti a loro. Accanto a questo va aggiunta l'azione della pedogenesi e la presenza di una coltre eolica pressoché continua, fattori questi che tendono a smussare le asperità e diminuire il contrasto morfologico.

Età. Il sintema di Camignone è riferibile al Pleistocene medio.

11.1.5. - Sintema di Fantecolo (FAT)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa calcarea sovraconsolidata (*till* di alloggiamento); diamicton massivi da caotici a gradati, localmente risedimentati (depositi di contatto glaciale); ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso-limosa calcarea o a supporto clastico (depositi alluvionali); limi e limi argillosi decarbonatati, normal-consolidati o sovraconsolidati (depositi eolici). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie molto erose, copertura loessica multipla, profilo di alterazione di spessore superiore a 3 m, clasti calcarei argillificati, metamorfici e vulcanici alterati o con *cortex*, colore da 5 a 7.5 YR.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come Mindel *p.p.* (VECCHIA, 1954), Riss *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975), "Sedena *moraine*" *p.p.* (CREMASCHI, 1987), Unità di Grumello del Monte (CORBARI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Anfiteatro di Franciacorta, fra Adro ed Erbusco, nonché presso Capriolo.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite inferiore erosionale debolmente immergente verso il lago, che pone a contatto l'unità con il sintema di Camignone; nel settore a SW di Paratico, lungo la forra dell'Oglio, il sintema appoggia invece direttamente sui conglomerati del gruppo di Foppe.

Sull'unità appoggiano depositi del sintema di Monte Piane, depositi alluvionali del supersintema di Monterotondo e del sintema di Cantù,

nonché depositi di versante del sintema del Po e del supersintema di Palazzago (Fig. 16).

Superficie limite superiore erosionale, caratterizzata da una coltre eolica molto discontinua e da un profilo di alterazione quasi sempre troncato; ove conservato, esso è caratterizzato da profondità massima del fronte di decarbonatazione sino a 2,2 m su *till*, 4,0 m su ghiaie fluviali, 3,2 m su sequenze complesse; coltre eolica multipla costituita da *loess* 10YR su *loess* 7.5YR a sua volta su *loess* da 7.5 a 10YR, con presenza di *fragipan*; orizzonti pedologici diagnostici Bt multipli, su depositi glaciali e alluvionali, Btx su depositi alluvionali e *loess*; laccature Fe-Mn negli orizzonti argillici; litotipi calcarei argillificati, silicoclasti metamorfici in parte alterati o con *cortex*, litotipi vulcanici alterati o con *cortex*; colore della matrice da 5 a 7.5YR.

Litologia. Il sintema è costituito da:

- *till* d'alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa calcarea sovraconsolidata di colore 2.5Y, dal 30% al 50% di clasti con dimensioni massime sino a 70 cm e moda compresa tra 4 e 7 cm, da subarrotondati a subangolosi, spesso a ferro da stiro e/o striati; locali intercalazioni di livelli sabbiosi.
- depositi di contatto glaciale: diamicton massivi da caotici a gradati, localmente risedimentati, con locali intercalazioni di lenti costituite da limi e sabbie.
- depositi alluvionali: ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso-limosa calcarea o a supporto clastico, con clasti da subarrotondati ad arrotondati, discoidali; ghiaie da rozzamente a moderatamente selezionate, con dimensioni massime sino a 60 cm e moda tra 4 e 8 cm; intercalate lenti di sabbie e limi da massivi a laminati; cementazione localizzata, discontinua, nei livelli ghiaiosi.
- depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati, normal-consolidati o sovraconsolidati, con rari clasti di dimensioni centimetriche (*loess* colluviati); costituiscono una coltre discontinua, con spessori massimi inferiori ad 2 m.

Clasti poligenici a dominante carbonatica, con presenza di silicoclasti dall'alta valle; clasti prevalentemente locali nei depositi di conoide presenti nell'area a NE di Chiuduno.

Morfologia e paleogeografia. Il sintema presenta forme parzialmente conservate. Si riconosce una cerchia di morene molto erose, immediatamente interna a quella del sintema di Camignone, da cui partono scaricatori glaciali che troncano in più punti quest'ultima; a loro volta le morene del sintema di Fantecolo appaiono smembrate dagli scaricatori

glaciali del sintema di Monte Piane e del supersintema di Monte Rotondo. Al margine occidentale dell'anfiteatro sono inoltre riconoscibili lembi di depositi alluvionali terrazzati.

Età. Il sintema di Fantecolo è riferibile al Pleistocene medio.

11.1.6. - Sintema di Monte Piane (PAE)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa calcarea sovraconsolidata (*till* di alloggiamento); limi e limi argillosi laminati da normalconsolidati a sovraconsolidati, diamicton massivi da caotici a gradati localmente risedimentati (depositi di contatto glaciale); ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso-limosa calcarea o a supporto clastico (depositi alluvionali); limi e limi argillosi decarbonatati, normal-consolidati o sovraconsolidati (depositi eolici). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie abbastanza ben conservate, copertura loessica multipla, profilo di alterazione di spessore superiore a 2,5 m, clasti calcarei argillificati, metamorfici e vulcanici alterati o con *cortex*, colore da 5 a 7.5 YR.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come Riss (VECCHIA, 1954), Würm (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975), "Solferino *moraine*" *p.p.* (CREMASCHI, 1987).

Area di affioramento. Il sintema di Monte Piane struttura la cerchia morenica altimetricamente più elevata dell'anfiteatro, con quote massime comprese tra i 340 e 350 m s.l.m.; veniva per questo definito dagli A.A. come "morenico delle cerchie più elevate". I suoi depositi si rinvengono esclusivamente nell'anfiteatro di Franciacorta, tra Cortefranca ed Erbusco.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. L'unità poggia, con una superficie limite erosionale e debolmente immergente verso il lago, direttamente sulla successione mesozoica, o, con superficie probabilmente ondulata e localmente sottolineata da lembi di suoli sepolti, sul sintema di Fantecolo. Nella porzione esterna dell'anfiteatro, i suoi depositi alluvionali troncano e/o si sovrappongono a quelli delle unità più antiche. Sull'unità appoggiano depositi del supersintema di Monterotondo e localmente depositi di versante del sintema del Po.

Superficie limite superiore con morfologie abbastanza ben conservate, coltre eolica multipla discontinua, profilo d'alterazione spesso troncato; ove conservato, esso è caratterizzato da profondità massima del fronte di decarbonatazione sino a 2,0 m su *till*, 2,5 m su ghiaie fluviali; coltre eolica multipla costituita da *loess* 10YR su *loess* 7.5YR, a sua volta su *loess* da 7.5 a 5YR, con locale presenza di *fragipan*; orizzonti pedologici diagnostici Bt multipli su depositi glaciali e fluviali, Bt(x) sul *loess* basale; laccature Fe-

Mn negli orizzonti argillici; clasti calcarei argillificati, silicoclasti metamorfici in parte alterati o con *cortex*, vulcanici con *cortex*; colore della matrice da 5 a 7.5YR.

Litologia. Il sintema è costituito da:

- *till* d'alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa calcarea sovraconsolidata di colore 2.5Y, dal 30% al 60% di clasti con dimensioni massime sino a 150 cm e moda compresa tra 4 e 10 cm, prevalentemente da subarrotondati a subangolosi, frequentemente a ferro da stiro e/o striati.

- depositi di contatto glaciale: depositi fini, da sabbie a limi argillosi, di colore 2.5Y, massivi o con laminazione da pianoparallela a convoluta, da normal-consolidati a sovraconsolidati, con sparsi clasti da subangolosi a subarrotondati di dimensioni massime decimetriche; localmente intercalate lenti di diamicton massivi, di ghiaie alluvionali o di limi e argille limose di ambiente lacustre. Spesso presenti deformazioni legate a glacioteettonica.

- depositi alluvionali: ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso-limosa calcarea o a supporto clastico con scarsa o nulla matrice, clasti da subarrotondati a arrotondati, discoidali; ghiaie da rozzamente a moderatamente selezionate, con clasti di dimensioni massime sino ad 80 cm e moda compresa tra 4 e 8 cm; intercalazioni lenticolari di sabbie e limi da massivi a laminati; cementazione localizzata, discontinua, entro gli orizzonti ghiaiosi.

- depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati, normal-consolidati o sovraconsolidati, con rari clasti di dimensioni centimetriche (*loess* colluviati).

Clasti poligenici, a dominante carbonatica, con presenza di silicoclasti dall'alta valle.

Morfologia e paleogeografia. Il carattere più evidente del sintema è l'accentuata espressione morfologica delle sue morene terminali: tale assetto è molto probabilmente dovuto alla presenza di morene di sovrapposizione, costituite superficialmente da depositi della glaciazione Monte Piane ricoprenti vecchi cordoni della glaciazione Fantecolo.

Piccoli lembi di un *sandur*, riferibile al sintema per quota e caratteri del limite superiore, sono riconoscibili immediatamente a S di Capriolo.

Età. Il sintema di Monte Piane è riferibile al Pleistocene medio.

11.1.7. - *Supersintema di Monte Rotondo (RO)*

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice (depositi glaciali); limi e limi argillosi laminati da normalconsolidati a sovraconsolidati, diamicton massivi da caotici a gradati localmente risedimentati (depositi di

contatto glaciale); ghiaie da massive a stratificate (depositi alluvionali); limi e limi argillosi decarbonatati, normal-consolidati o sovraconsolidati (depositi eolici); travertini (depositi chimici). Profilo d'alterazione sino a 2,8 m, clasti calcarei argillificati, metamorfiti con sottile *cortex*, vulcaniti raramente alterate, colore 5YR-10YR. Morfologie ben conservate. Comprende: Unità di Torbiato (**ROO**), di Borgonato (**ROB**), di Timoline (**ROY**).

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come Würm e Riss *p.p.* (VECCHIA, 1954), Würm *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975), "Solferino *moraine*" *p.p.* (CREMASCHI, 1987), Complesso dell'Oglio *p.p.* (CORBARI *et alii*, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica o sulle unità dell'anfiteatro più antiche, a partire dai conglomerati del gruppo di Foppe sino ai depositi del sintema di Monte Piane. Nell'area tra il Torrente Rillo e località Molinaretti, i depositi alluvionali attribuiti al gruppo indistinto appoggiano inoltre su di una superficie erosionale che tronca unità locali attribuite al gruppo di Palazzago.

Superficie limite superiore per lo più sindeposizionale, con morfologie evidenti, solitamente ben conservate, e presenza di una coltre eolica fortemente discontinua; talora sepolta da depositi di versante del gruppo di Palazzago e del sintema del Po. All'interno del supersintema sono distinguibili tre unità glacigeniche successive, con caratteristiche e rapporti stratigrafici reciproci propri: unità di Torbiato (ROO), di Borgonato (ROB), di Timoline (ROY).

Area di affioramento. Il supersintema di Monterotondo è arealmente l'unità maggiormente affiorante nell'anfiteatro dell'Oglio e nelle aree di piana alluvionale ad esso esterne. È racchiuso dalla cerchia principale - dal punto di vista altimetrico - costituita dal sintema di Monte Piane; i suoi depositi glaciali si rinvencono sino ad una quota massima di circa 300 m s.l.m.

Morfologia e paleogeografia. La porzione interna dell'anfiteatro è in larga misura modellata sui depositi del supersintema di Monterotondo, con cordoni morenici a vario grado di espressione morfologica, ampie piane fluvio-glaciali e lacustri - spesso sede di cave attive o trasformate in discariche - e terrazzi di contatto glaciale.

Molte delle superfici morfologicamente classificabili come terrazzi di *kame*, appartenenti alle unità di Torbiato e di Borgonato, sottendono una realtà più complessa, essendo costituiti da superfici di appoggio del ghiacciaio immergenti verso il lago, strutturate su depositi di fondo, e poi localmente ricoperte da depositi di contatto glaciale.

Allo stato attuale delle conoscenze, non è possibile stabilire se le tre unità informali in cui è stato distinto il supersintema corrispondano a pulsazioni di una stessa glaciazione o appartengano a distinti eventi glaciali.

Le fasi glaciali testimoniate dal supersintema di Monterotondo rappresentano comunque l'ultima grande strutturazione dell'anfiteatro dell'Oglio, accompagnata dall'ulteriore smantellamento di forme e depositi legati alle precedenti glaciazioni. Quest'ultimo aspetto è particolarmente evidente nell'anfiteatro di Sarnico–Paratico, ove, all'esterno degli scarsi depositi glaciali legati al supersintema, l'unico testimone della successione di cerchie tutt'oggi invece riconoscibile nell'anfiteatro di Franciacorta è un piccolo lembo di cordone morenico localizzato a W di Villongo, e riferibile al sintema di Paderno di Franciacorta; in quest'area infatti, l'azione erosiva degli scaricatori fluvioglaciali e dello stesso Oglio, che raccoglieva le acque di fusione glaciale portandole verso la pianura, è stata imponente.

Età. Il supersintema di Monterotondo è riferibile al Pleistocene medio – Pleistocene superiore (?).

11.1.7.1. - Unità di Torbiato (**ROO**)

Definizione. - Superficie limite superiore con morfologia ben conservata, coltre eolica multipla costituita da *loess* 10YR su *loess* 7.5YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione sino a 1,9 m su *till*, 2,0 m su ghiaie fluviali, 2,8 m su sequenze complesse; sino a tre differenti orizzonti pedologici Bt su depositi glaciali e fluviali; laccature Fe-Mn negli orizzonti argillici; clasti calcarei argillificati, silicoclasti metamorfici in parte alterati o con *cortex*, vulcanici raramente alterati; colore della matrice da 5 a 10YR.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite inferiore erosionale, con geometria a basso angolo immergente verso il lago, su depositi del sintema di Monte Piane; nel settore dell'anfiteatro di Sarnico–Paratico erode e terrazza i depositi alluvionali e lacustri del sintema di Paderno di Franciacorta. Sull'unità appoggiano localmente i depositi dell'unità di Borgonato, del supersintema di Palazzago e del sintema del Po. Superficie limite superiore con morfologie ben conservate e coltre eolica multipla costituita da *loess* 10YR su *loess* 7.5YR. Profilo di alterazione caratterizzato da profondità massima del fronte di decarbonatazione sino a 1,9 m su *till*, 2,0 m su ghiaie fluviali, 2,8 m su sequenze complesse; sino a tre differenti orizzonti pedologici Bt su depositi glaciali e fluviali; laccature Fe-Mn negli orizzonti argillici; clasti calcarei argillificati, silicoclasti metamorfici in parte alterati o con *cortex*, vulcanici raramente alterati; colore della matrice da 5 a 10YR.

Litologia. L'unità comprende diamicton massivi a supporto di matrice con clasti eterometrici subarrotondati (depositi glaciali); ghiaie, sabbie e limi stratificati depositi da correnti trattive a contatto col ghiacciaio o negli scaricatori che da esso si dipartivano. Cementazione localizzata e discontinua in alcuni livelli.

Morfologia e paleogeografia. Da località Castello sino a Madonna della Neve l'unità costituisce i cordoni morenici più esterni del supersintema, estesi in senso meridiano e troncati da scaricatori glaciali locali, non sempre di dimensioni cartografabili; a S, verso Torbiato, sono invece riconoscibili evidenti terrazzi di *kame*, costituiti da depositi di contatto glaciale su di un'ossatura di depositi di fondo.

Età. Entro il supersintema è l'unità più antica, geometricamente esterna ed anteriore all'unità di Borgonato.

11.1.7.2. - Unità di Borgonato (**ROB**)

Definizione. Superficie limite superiore con morfologia ben conservata, coltre eolica multipla costituita da *loess* 10YR su *loess* 7.5YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione da 0,9 a 1,5 m su *till*, 1,5 m su ghiaie fluviali, 2,1 m su sequenze complesse; sino a due differenti orizzonti pedologici Bt su depositi glaciali e fluviali; laccature Fe-Mn negli orizzonti argillici; clasti calcarei argillificati, silicoclasti metamorfici in parte alterati o con *cortex*, vulcanici raramente alterati; colore della matrice tipicamente 7.5YR, localmente sino a 10YR.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite inferiore erosionale sui depositi dell'unità di Torbiato, del sintema di Monte Piane o dei conglomerati del gruppo di Foppe. Sull'unità appoggiano localmente i depositi dell'unità di Timoline o quelli del sintema del Po (Fig. 16).

Superficie limite superiore con morfologia ben conservata, coltre eolica multipla costituita da *loess* 10YR su *loess* 7.5YR. Profilo di alterazione caratterizzato da profondità massima del fronte di decarbonatazione da 0,9 a 1,5 m su *till*, 1,5 m su ghiaie fluviali, 2,1 m su sequenze complesse; sino a due differenti orizzonti pedologici Bt su depositi glaciali e fluviali; laccature Fe-Mn negli orizzonti argillici; clasti calcarei argillificati, silicoclasti metamorfici in parte alterati o con *cortex*, vulcanici raramente alterati; colore della matrice tipicamente 7.5YR, localmente sino a 10YR.

Litologia. Deposit glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice con clasti eterometrici subarrotondati; depositi alluvionali e di contatto glaciale: ghiaie, sabbie e limi stratificati. Cementazione localizzata e discontinua in alcuni orizzonti.

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben riconoscibile, con cordoni morenici discontinui nella zona attorno a Corte Franca, interrotti dagli scaricatori glaciali dell'unità di Timoline.

Età. Successiva all'unità di Borgonato e anteriore all'unità di Timoline.

11.1.7.3. - Unità di Timoline (**ROY**)

Definizione. Superficie limite superiore con morfologia ben conservata, coltre di *loess* da 7.5 a 10 YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione da 0,9 sino a 1,5 m su *till*, 1,4 m su ghiaie fluviali, 2,1 m su sequenze complesse; sino a due differenti orizzonti Bt su depositi glaciali e fluviali, orizzonti Btg e Bg su depositi di contatto glaciale o glaciolacustri; laccature Fe-Mn negli orizzonti argillici; clasti calcarei argillificati, silicoclasti metamorfici in parte alterati o con *cortex*, vulcanici raramente alterati; colore della matrice da 7.5 a 10 YR

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite inferiore erosionale, immergente a basso angolo verso il lago su depositi dell'unità di Borgonato, immergente invece verso l'anfiteatro esterno su depositi del sintema di Momte Piane; nel settore dell'anfiteatro di Sarnico-Paratico, inoltre, l'unità appoggia con limite erosivo circa suborizzontale sui conglomerati del gruppo di Foppe (Fig. 16). Sull'unità appoggiano con contatto erosionale depositi del sintema di Cantù (supersintema dei Laghi) e localmente depositi del sintema del Po, non cartografabili alla scala della carta.

Superficie limite superiore con morfologia ben conservata, coltre di *loess* da 7.5 a 10 YR. Profilo di alterazione caratterizzato da profondità massima del fronte di decarbonatazione da 0,9 sino a 1,5 m su *till*, 1,4 m su ghiaie fluviali, 2,1 m su sequenze complesse; sino a due differenti orizzonti Bt su depositi glaciali e fluviali, orizzonti Btg e Bg su depositi di contatto glaciale o glaciolacustri; laccature Fe-Mn negli orizzonti argillici; clasti calcarei argillificati, silicoclasti metamorfici in parte alterati o con *cortex*, vulcanici raramente alterati; colore della matrice da 7.5 a 10 YR.

Litologia. L'unità comprende diamicton massivi a supporto di matrice con clasti e blocchi subarrotondati (depositi glaciali), ghiaie, sabbie e limi stratificati di ambiente alluvionale, limi e limi argillosi di ambiente lacustre proglaciale; localmente sono presenti depositi chimici tipo travertini, di estensione non cartografabile alla scala della carta.

Morfologia e paleogeografia. L'unità costituisce evidenti cordoni morenici fra Paratico e Fosio, e all'estremo limite orientale del foglio, a N di Corte Franca in posizione interna rispetto alle altre unità del supersintema; fra Corte Franca e Torbiato inoltre sono ben riconoscibili ampie piane lacustri.

Età. Entro il supersintema è l'unità più recente, geometricamente interna e posteriore all'unità di Borgonato.

11.2 - BACINO DELL'ADDA-OGGIO

(a cura di D. Corbari e A. Bini)

11.2.1. - Supersintema dei Laghi: sintema di Cantù (LCN)

Definizione. Ghiaie stratificate o in corpi lenticolari, a supporto clastico o di matrice sabbiosa con clasti da subarrotondati ad arrotondati, ed intercalate sabbie e limi; clasti prevalentemente carbonatici (depositi alluvionali). Cementazione localizzata e discontinua, negli orizzonti più grossolani. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, copertura loessica assente, profilo di alterazione di spessore inferiore a 1,2 m, colore da 7.5 a 10 YR, clasti calcarei alterati o con *cortex*, silicoclasti metamorfici inalterati o con debole *cortex*, vulcanici inalterati.

Sinonimi. Unità definita entro l'area del Foglio 076-Lecco come Complesso Glaciale di Cantù (BINI, 1987), poi divenuto Alloformazione di Cantù (BINI *et alii*, 1992; ROSSI *et alii*, 1991; FELBER, 1993), con riferimento ai depositi dell'ultima avanzata (LGM) del ghiacciaio dell'Adda; denominazione successivamente estesa al ghiacciaio dell'Oglio, dato che i due bacini di alimentazione risultano coalescenti, durante l'LGM, nell'area del passo dell'Aprica (BINI *et alii*, in stampa). Nell'area del Foglio 098-Bergamo i depositi dell'ultima avanzata glaciale sono stati in passato cartografati come Würm *p.p.* (VECCHIA, 1954; NANGERONI, 1965; BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975), "Solferino *moraine*" *p.p.* (CREMASCHI, 1987), Complesso dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Margine orientale del foglio, al bordo del Lago d'Iseo e sommerso entro esso, nonché entro la forra dell'Oglio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore quasi mai visibile, a geometria suborizzontale o, per i depositi glacialigenici, blandamente immergente verso il lago, erosionale sulla successione mesozoica o sui depositi dell'unità di Timoline (supersintema di Monterotondo), o - lungo la forra dell'Oglio - su conglomerati del gruppo di Foppe (Fig. 16). Localmente, lungo la forra dell'Oglio, l'unità è incisa da una superficie erosionale su cui appoggiano depositi alluvionali riferibili al sintema del Po, in lembi discontinui di dimensioni non cartografabili alla scala della carta; analogamente, lungo il versante destro, sull'unità appoggiano ridotte e discontinue placche di depositi di versante.

Superficie limite superiore deposizionale, caratterizzata da morfologie evidenti, in genere ben conservate, e assenza di coltre eolica. Profilo d'alterazione spesso troncato o completamente asportato a causa del suo limitato spessore, laddove l'attività antropica intensa abbia rimodellato l'originaria superficie topografica. Ove conservato, esso è caratterizzato da profondità massima del fronte di decarbonatazione sino a 1,0 m su depositi di contatto glaciale, 1,2 m su ghiaie fluviali; orizzonti pedologici diagnostici Bt su depositi glaciali e fluviali, Btg su depositi di contatto glaciale; clasti calcarei alterati o con *cortex* da millimetrico a centimetrico, silicoclasti metamorfici inalterati o con sottilissimo *cortex* decolorato, vulcanici inalterati; colore della matrice da 7.5 a 10YR.

Litologia. Entro il foglio il sintema è rappresentato esclusivamente da depositi alluvionali, costituiti da ghiaie da massive a rozzamente stratificate, a supporto di matrice sabbiosa calcarea o a supporto clastico, moderatamente selezionate, con clasti di dimensioni massime sino a 70 cm, moda compresa tra 2 e 10 cm, da subarrotondati ad arrotondati; intercalati livelli di sabbie o di limi da massivi a laminati. Clasti poligenici, prevalentemente carbonatici. Cementazione localizzata, discontinua, entro gli orizzonti più grossolani.

Morfologia e paleogeografia

Nell'area del foglio i depositi legati all'ultima avanzata (LGM) del ghiacciaio dell'Oglio presentano forme ben conservate, con piccole piane fluvioglaciali incassate entro il cosiddetto "Livello fondamentale della pianura", la cui strutturazione era ritenuta avvenire nel corso dell'LGM (CREMASCHI, 1987), ma che appare in realtà precedente a tale evento. In questa fase, la fronte del ghiacciaio non raggiungeva la parte terminale del lago compresa nel foglio.

Età. Analisi condotte nell'area delle torbiere d'Iseo su torbe poggianti direttamente sui depositi glaciali del sintema di Cantù (BERTOLDI, 1989), forniscono per la base della successione di depositi organici un'età C^{14} di 9.000 ± 175 anni BP. Sulla base di questi dati, il sintema di Cantù è riferibile al Pleistocene superiore.

11.3 - BACINO DEL CHERIO

(a cura di D. Corbari, C. Ferliga & S. Rossi)

11.3.1. - Conglomerato di Ripa-Torre (CTP)

Definizione. Conglomerati grossolanamente stratificati, a supporto clastico e matrice arenacea, clasti arrotondati costituiti da rocce carbonatiche locali,

con subordinate rocce provenienti dalla Val Camonica; cementazione buona.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come Ceppo dell'interglaciale Mindel-Riss e Ceppo dell'interglaciale Riss-Würm (VENZO, 1945), Ceppo dell'Anaglaciale I-II (VENZO, 1949), Ceppo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954).

Area di affioramento. Entro l'asse della Val Cavallina l'unità costituisce limitati affioramenti, non cartografabili alla scala della carta, lungo le scarpate dei principali terrazzi, da Colognola sino a Berzo S. Fermo ove affiora più estesamente; in affioramenti arealmente modesti si osserva anche a S di Grone e sul fondovalle tra Borgo di Terzo e Luzzana. Affiora inoltre lungo l'incisione fluviale del Torrente Tadone e, in piccoli lembi, lungo l'alveo attuale del Cherio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore osservato solo entro la valle, ove l'unità poggia direttamente sul substrato. Verso S, i dati delle stratigrafie dei pozzi per acqua mostrano situazioni molto variabili: zone dove i conglomerati raggiungono spessori anche di 50 m, altre dove sono intercalati con lenti di argilla e ghiaia ed altre ancora dove mancano totalmente; in tutte le stratigrafie sufficientemente profonde i conglomerati non appoggiano mai su roccia - che compare solo in alcune stratigrafie nella zona di Gorlago a profondità di circa 90 m - ma su argille o alternanze argilloso-ghiaiose con blocchi, delineando quindi una situazione complessa e di difficile interpretazione alla luce dei dati noti.

Rappresentando fasi di sedimentazione in cui una diffidenza del ghiacciaio camuno era già affacciata nella valle, lateralmente verso N l'unità deve far passaggio laterale a un'unità glaciale compresa nel supersistema della Colma del Piano indistinto; tale correlazione non è però conservata.

Entro l'asse vallivo, su di essa appoggiano depositi di unità glaciali comprese nel supersistema della Colma del Piano indistinto; su di essa appoggiano inoltre i depositi alluvionali del supersistema del Cherio e le alluvioni del sistema del Po.

Litologia. L'unità comprende depositi alluvionali costituiti da conglomerati con grossolana stratificazione suborizzontale, a supporto clastico o, localmente, a supporto di matrice arenaceo-siltitica, clasti da arrotondati a subspigolosi con dimensioni medie tra 2 e 7 cm e dimensione massima osservata di 40 cm, prevalentemente carbonatici di alimentazione dal bacino della Val Cavallina con massimo 10% di elementi silicoclastici di provenienza camuna. Cementazione da buona ad ottima.

Paleogeografia. L'unità raduna depositi conglomeratici probabilmente di diversa età, accomunati dalla cementazione e da una ridotta percentuale di

silicoclasti di alimentazione camuna, che possono derivare sia da un'alimentazione glaciale diretta, sia dal rimaneggiamento di depositi glaciali più antichi, durante una fase non glacializzata; la forte dominanza dei litotipi derivanti dalle successioni sedimentarie calcaree affioranti lungo la bassa Val Cavallina, indicano comunque una alimentazione da parte della Valcamonica estremamente ridotta, dando così all'unità una connotazione molto locale. Entro la valle, i conglomerati formano l'ossatura della porzione centrosettentrionale del principale terrazzo della Val Cavallina (Colognola e Berzo S. Fermo). Verso S, l'unità testimonia eventi alluvionali che hanno interessato lo sbocco in pianura del Cherio, non necessariamente coevi a quelli entro la valle stessa. L'unità non sembra qui essere il più antico evento sedimentario continentale dell'area, vista la presenza alla sua base - nelle stratigrafie dei pozzi - di depositi argilloso-ghiaiosi; la profondità cui si ritrova il substrato roccioso inoltre indica la presenza di una forte incisione esistente già prima della sua messa in posto.

Età. I dati a disposizione non permettono una precisa attribuzione cronologica; sulla base dei rapporti stratigrafici si propone un'età dubitativamente a partire dalla prima avanzata glaciale (Gelasiano) sino Pleistocene medio.

11.3.2. - *Supersintema del Cherio (CH)*

Definizione. Ghiaie a supporto clastico o di matrice con clasti da subarrotondati ad arrotondati; clasti prevalentemente carbonatici locali, in netto subordine i litotipi siliceo-quarzosi di provenienza camuna (depositi alluvionali); diamicton a supporto di matrice, clasti locali da subangolosi a subarrotondati e matrice argilloso-limosa (depositi di *debris flow*). Profilo di alterazione di spessore variabile, massimo 1.8 m, e colori tra 5 e 10YR; copertura loessica assente.

Comprende le unità di Trescore, di Gorlago e di Chiuduno, non distinte cartograficamente (Fig. 17).

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, comprendente le unità indicate dagli autori precedenti come Fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1 m "livello fondamentale della Pianura" (Riss) *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), Würm *p.p.* (CHARDON, 1975), Livello fondamentale della Pianura *p.p.* (Pleistocene superiore) (CREMASCHI, 1987), Unità di Spinone (Complesso dell'Oglio) *p.p.* e Unità di Trescore *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Lembi isolati entro la valle del Cherio da Grone sino allo sbocco in pianura; da Gorlago e Carobbio in destra e sinistra dell'alveo attuale sino al margine meridionale del foglio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato; entro la valle l'unità poggia su di una superficie erosionale polifasica che tronca la successione mesozoica, il conglomerato di Ripa-Torre e depositi glaciali di unità del supersistema della Colma del Piano indistinto. Rappresentando in parte la sedimentazione fluvio-glaciale durante le avanzate della diffluenza camuna, parte del supersistema è da considerarsi eterotopica a unità glaciali del supersistema della Colma del Piano indistinto, anche se tali relazioni non sono attualmente conservate. Limite superiore poligenico e polifasico, caratterizzato da alterazione via via decrescente dalle superfici più alte, nettamente troncate e sospese, a quelle più recenti del fondovalle. Il supersistema comprende tre diverse unità, non distinte cartograficamente, incassate l'una nell'altra e rappresentative di fasi successive dell'evoluzione della valle: unità di Trescore, unità di Gorlago, unità di Chiuduno.

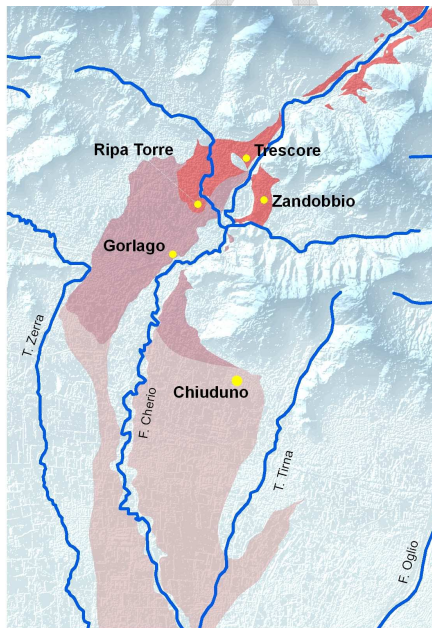


Fig. 17 - Ubicazione e limiti delle unità distinguibili per geometrie, quote, morfologie e profili di alterazione entro il supersistema del Cherio; da N verso S: unità di Trescore, unità di Gorlago, unità di Chiuduno (Base topografica DSM – Blom-CGR- Parma; elaborazione grafica: F. Torri.)

Litologia. Depositi alluvionali: ghiaie e conglomerati massivi o stratificati, con intercalazioni di sabbie o di arenarie, limi, silt; clasti carbonatici locali prevalenti e silicatici derivati da depositi glaciali camuni; cementazione da buona ad ottima per i litosomi più antichi, sino a scarsa o assente in corrispondenza dei livelli più recenti. Depositi di *debris-flow*: diamicton a supporto di matrice con clasti di alimentazione locale, da subangolosi a subarrotondati; cementazione assente.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie ben conservate, con orli di terrazzo netti sino allo sbocco della valle, via via meno evidenti scendendo verso S.

Il supersistema riunisce almeno tre ordini di superfici morfologicamente e pedologicamente ben distinguibili, e rappresenta quindi più fasi di deposizione alluvionale e/o fluvioglaciale, ben distinguibili a scala locale.

Età. L'unità comprende depositi alluvionali terrazzati presenti entro il bacino del Cherio, e caratterizzati dalla presenza di silicoclasti di alimentazione camuna; la sua età può quindi estendersi entro tutto il Pleistocene, dubitativamente dalla prima avanzata glaciale.

Unità di Trescore (non distinta cartograficamente)

Area di affioramento. L'unità costituisce lembi di superfici alte e terrazzate in destra Cherio sino a Ripa-Torre, e in sinistra l'ossatura del terrazzo di Zandobbio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato direttamente; l'unità si appoggia lateralmente sulla successione mesozoica, e copre in discontinuità depositi glaciali attribuiti al supersistema della Colma del Piano e il conglomerato di Ripa-Torre.

Superficie limite superiore erosionale, poligenica e polifasica, caratterizzata da morfologie nette, in erosione, sospese sino a 20 m rispetto all'alveo attuale, e da suoli con orizzonti argillici rubefatti di spessore massimo osservato sino a 180 cm, con rubefazione molto probabilmente legata alla forte componente calcarea delle ghiaie, clasti carbonatici con *cortex* argillificato, silicoclasti arenizzati, colore della matrice tra 5YR e 7.5YR.

L'unità è troncata dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali dell'unità di Gorlago; al raccordo col versante inoltre, sia a Cenate che a Zandobbio, la superficie è localmente annegata da depositi di versante e di colata del supersistema di Palazzago.

Litologia. L'unità comprende:

- Depositi alluvionali: conglomerati massivi o stratificati a supporto di matrice arenacea con clasti sino a decimetrici da subarrotondati ad arrotondati, selezione da discreta a buona, prevalenti clasti carbonatici della successione mesozoica, nettamente subordinati sia i clasti terrigeni (arenarie

non calcaree e Verrucano) sia quelli endogeno-metamorfici (porfidi, quarzoscisti, micascisti, rari clasti di litotipi granitoidi molto alterati) (depositi fluvio-glaciali). Cementazione da buona ad ottima.

- Depositi di *debris-flow*: diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa pedogenizzata, con clasti sino a decimetrici da subarrotondati a subspigolosi, quasi esclusivamente di alimentazione locale, con esotici estremamente rari.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie ben conservate, con più ordini di terrazzi incassati gli uni negli altri, con scarpate nette, di altezza sino a 4-5 m; presso Cenate inoltre il torrente Tadone incide profondamente un fondovalle dalla morfologia blanda modellata su depositi di *debris-flow* pedogenizzati.

Età. Non ci sono elementi per definire un'età più precisa entro l'intervallo di deposizione del supersistema; l'unità risulta comunque la più alta ed antica del gruppo, anteriore ai depositi dell'unità di Gorlago.

Unità di Gorlago (non distinta cartograficamente)

Area di affioramento. L'unità costituisce le superfici terrazzate in destra Cherio tra Portico, San Antonio e Ripa-Torre.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato direttamente; l'unità si depone entro la superficie erosionale che tronca i depositi dell'unità di Trescore.

Superficie limite superiore erosionale, poligenica e polifasica, caratterizzata da morfologie nette, in erosione, sospese sino a 1-3 m fra Gorlago e *Tri Plok*; fra Montello e Costa di Mezzate scarpate erosionali anche sul margine occidentale, in corrispondenza dell'incisione dello Zerra; profili di alterazione di spessore sino a 120 cm, con clasti calcarei debolmente alterati, sillicoclasti metamorfici e vulcanici con *cortex* o friabili, tipicamente più alterati rispetto ai litotipi calcarei, derivando dal rimaneggiamento di precedenti depositi glaciali già pedogenizzati, colore della matrice 7.5 YR. L'unità è troncata dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali dell'unità di Chiuduno, e, verso W, dai depositi dello Zerra (bacino del Serio) nelle fasi che si raccordano alla piana del supersistema della Selva di Clusone; fra Cassinetto e Cenate Sotto inoltre l'unità è ammantata da depositi di colata del supersistema di Palazzago.

Litologia. L'unità comprende depositi alluvionali, costituiti da ghiaie e conglomerati massivi o stratificati a supporto di matrice arenacea con clasti sino a decimetrici da subarrotondati ad arrotondati, selezione da discreta a buona, prevalenti clasti carbonatici della successione mesozoica, nettamente subordinati i sillicoclasti derivati dal rimaneggiamento dei depositi glaciali a

monte; intercalate sabbie medie e fini. Cementazione da scarsa a buona, discontinua, negli orizzonti più grossolani.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie ben conservate, con più ordini di terrazzi incassati gli uni negli altri, con scarpate nette, di altezza sino a 1-3 m; l'unità è troncata e terrazzata sia verso E, dal corso recente del Cherio, sia verso W dallo Zerra, che successivamente alla sua deposizione ha deviato il corso oltre Montello. Attorno a località *Tri Plok* inoltre si osserva un paleoalveo a decorso WNW-ESE riferibile al Seniga e/o al paleo-Zerra, confluenti nel Cherio, nettamente inciso e con scarpate sino a 3 m di altezza. *Età.* Non ci sono elementi per definire un'età più precisa entro l'intervallo di deposizione del supersintema; l'unità risulta comunque anteriore ai depositi dell'unità di Chiuduno e successiva a quelli dell'unità di Trescore.

Unità di Chiuduno (non distinta cartograficamente)

Area di affioramento. L'unità costituisce la superficie della pianura entro cui si incide il corso attuale del Cherio, sino al limite meridionale del foglio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato direttamente; l'unità si depone entro la superficie erosionale che tronca i depositi dell'unità di Trescore; non chiari ad E del Cherio i rapporti con il supersintema di Monterotondo, mascherati da depositi prevalentemente fini dell'alveo del torrente Rillo.

Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie conservate, con orli di terrazzo non superiori al metro e via via meno evidenti verso S, profili di alterazione di spessore inferiore o uguale a 1 m, con clasti calcarei debolmente alterati, sillicoclasti metamorfici e vulcanici con superficie ruvida legata all'asportazione di precedenti *cortex* di spessore non determinabile, colore della matrice da 10 a 7.5 YR; nella porzione più meridionale l'alterazione dei clasti diviene pressoché nulla e il colore della matrice passa a 10YR. L'unità è troncata dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del sintema del Po, e, verso W sino a Bolgare, dai depositi dello Zerra (bacino del Serio) nelle fasi che si raccordano alla piana del supersintema della Selva di Clusone; a E del Cherio inoltre è ammantata dai depositi di colata che costituiscono il raccordo col versante, attribuiti al supersintema di Palazzago.

Litologia. L'unità comprende depositi alluvionali, costituiti da ghiaie massive o stratificate a supporto di matrice sabbioso-limoso, con clasti sino a decimetrici da subarrotondati ad arrotondati, selezione da discreta a buona, prevalenti clasti carbonatici della successione mesozoica, nettamente subordinati i sillicoclasti; intercalate sabbie medie e fini; verso S si distinguono aree caratterizzate in superficie da depositi fini, argilloso-limosi.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie ben conservate, con terrazzi poco rilevati nel settore a N, via via meno evidenti verso S.

Età. Non ci sono elementi per definire un'età più precisa entro l'intervallo di deposizione del supersintema; l'unità è comunque successiva ai depositi dell'unità di Gorlago. Dato che durante l'ultima glaciazione il ghiacciaio camuno si appoggiava allo spartiacque della valle del Cherio senza entrare in essa, e senza quindi alimentare un fluvio glaciale vero e proprio, le fasi più recenti e poco alterate dell'unità possono corrispondere alla sedimentazione alluvionale locale durante l'LGM; non esistono comunque allo stato attuale dati per individuarne un limite.

11.4 - BACINO DEL SERIO

(a cura di C. Ferliga)

11.4.1. - Conglomerato di Semonte (EIM)

Definizione. Conglomerati stratificati a supporto di matrice arenacea grossolana o a supporto clastico, clasti arrotondati e selezionati, prevalentemente carbonatici; sabbie e arenarie grossolane (depositi alluvionali). Diamictiti a clasti eterometrici spigolosi e matrice litificata (depositi di frana). Depositi da ottimamente cementati a litificati.

Sinonimi. Unità di Semonte (FERLIGA, 2000).

Area di affioramento. Affioramenti discontinui presso il cimitero di Gazzaniga e a W di questo; inoltre fra Ca del Colle - Vallalta e l'alveo del Serio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale sulla successione norico-retica; limite superiore erosionale polifasico su cui poggia la formazione di Masserini, oppure coincidente con la superficie topografica.

Litologia. Il conglomerato di Semonte è costituito da 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, talora stratificazione obliqua a basso angolo;
- conglomerati grossolanamente stratificati a supporto di matrice limosa ocracea con abbondanti clasti da 2 a 7 cm, subarrotondati, prevalentemente locali con sporadici elementi provenienti dall'alta valle.

Cementazione da ottima sino a completamente litificati. Superfici esposte sempre alterate, con decarbonatazione preferenziale dei clasti rispetto alla massa di fondo, in genere litificata; clasti carbonatici di dimensioni inferiori

al centimetro completamente disciolti, di dimensioni superiori con nucleo argillificato e sottile guscio esterno intatto, clasti riferibili al Verrucano Lombardo da molto alterati a completamente argillificati, marne e siltiti micacee ocracee argillificate, metamorfiti del basamento cristallino seriano pressochè irriconoscibili.

Vengono attribuite al conglomerato di Semonte anche diamictiti a matrice carbonatica litificata e clasti eterometrici spigolosi carbonatici di dimensioni sino a metriche (depositi di frana), presenti presso Ca del Colle, per le caratteristiche di litificazione e alterazione analoghe e non confrontabili con altre unità del bacino.

Età. Presso Semonte (Foglio 077-Clusone) l'unità è sottostante alle alteriti su depositi seriani della formazione di Brugali (affioramenti in scavo edilizio, non cartografati alla scala del foglio); si ipotizza pertanto un'età anteriore, compresa entro il Neogene, in base anche al peculiare grado di litificazione.

11.4.2. - *Formazione di Brugali (RUG)*

Definizione. Argille e argille limose compatte, di colore 5YR, con rari clasti arenizzati residuali (alteriti su depositi continentali neogenico-quadernari).

Sinonimi. Unità non cartografata in precedenza

Area di affioramento. Affioramenti discontinui entro i comuni di Leffe e Peia, oltreché, nel limitrofo Foglio 077-Clusone, tra Vertova e Semonte (non cartografati poichè osservati solo in scavo edilizio).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore sulla successione norica sommitale, limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica. L'unità è troncata dalla superficie erosionale su cui poggia la successione di Leffe.

Litologia. L'unità riunisce lembi discontinui di argille e argille limose molto compatte, spesso con patine di ossidi di Fe-Mn, di colore 5YR, derivate da pedogenesi di depositi preesistenti di cui restano fantasmi di clasti solo alla base. Molti lembi mostrano spessore esiguo e vengono riconosciuti pertanto solo perché non derivati dall'alterazione della roccia sottostante (Argillite di Riva di Solto); in alcuni casi sono invece stati osservati, a profondità superiori ai 5 m (scavi edilizi) clasti arrotondati sino a dm da arenizzati ad argillificati, con riconoscibili clasti di Verrucano Lombardo, porfiriti mesozoiche e marne scure.

Età. L'alterazione interessa depositi più alti ed anteriori ai conglomerati presenti nell'area di Leffe, e posteriori al conglomerato di Semonte (Foglio 077-Clusone, lembi non cartografabili). Si ipotizza quindi un suo sviluppo a

partire dal Neogene e nel corso del Pleistocene, a spese di originari depositi anteriori a tutta la successione di Leffe.

11.4.3. - Conglomerato di Nese (**ESN**)

Definizione. Conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea con clasti subarrotondati carbonatici e terrigeni della successione mesozoica locale; cementazione ottima (depositi alluvionali).

Area di affioramento. Alveo del torrente Nese presso Nese di Alzano.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, indicata in C.N.R. (2001) come Unità di Nese *p.p.*.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato. Superficie limite superiore erosionale, su cui poggiano i depositi del sintema di Fiorano o del gruppo di Vertova. Lateralmente si indentano con le argille marine della formazione di Tornago.

Litologia. L'unità riunisce depositi alluvionali locali eteropici per indentazione con le argille marine plioceniche: conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea, rozzamente stratificati, clasti da subangolosi a subarrotondati a selezione variabile, costituiti da litotipi della successione mesozoica locale; cementazione ottima.

Età. Compresa nell'intervallo Pliocene – Pleistocene inferiore, sulla base dell'eteropia con le argille marine della formazione di Tornago.

11.4.4. - 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 *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Esposta in scarpata ed osservata in scavi edilizi sino a tutto l'abitato di Leffe.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale sulla successione norica o su filoni porfirritici terziari alterati (sondaggio Fornace Martinelli, nel limitrofo Foglio 077-Clusone); limite superiore erosionale, su cui poggia l'unità più recente del gruppo di Cazzano (Fig.18).



Fig. 18 - Leffe, Via Europa: limite superiore della formazione di Leffe, troncata dalle ghiaie pedogenizzate del gruppo di Cazzano S. Andrea (foto C. Ferliga, autunno 2007).

Litologia. La formazione di Leffe riunisce una complessa successione di sedimenti legati in gran parte a situazioni di bassa energia (lacustre-torbiera), noti nella loro successione stratigrafica completa solo attraverso dati puntiformi di sottosuolo (gallerie di miniera, grandi scavi edilizi, sondaggi).

Entro il Foglio 098-Bergamo affiora solo una porzione dell'unità, costituita da depositi lacustri: limi calcarei chiari, laminati, con gusci di molluschi dulciacquicoli.

Sotto l'abitato di Leffe è inoltre segnalata (RAVAZZI, 1993; 2003, a cui si rimanda per la vasta bibliografia esistente sul bacino lacustre di Leffe) la presenza dei sottostanti depositi di torbiera, affioranti estesamente nel limitrofo Foglio 077-Clusone: livelli metrici di torbe e ligniti, talora con tronchi deformati per il carico, intercalati a banchi di limi argillosi nerastri con abbondante materia organica (*gyttja*).

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, 1950; LONA, 1950; RAVAZZI, 1993).

Età. Sulla base del contenuto palinologico e delle analisi paleomagnetiche (RAVAZZI, 1993) la deposizione dell'unità si estende all'intervallo Gelasiano-Calabriano.

11.4.5. - Conglomerato di Seriate (SRT)

Definizione. Conglomerati a supporto clastico, matrice arenacea, clasti arrotondati ben selezionati, cementazione da ottima sino a completamente litificati. Presenti sia litosomi a clasti carbonatici e silicei, sia a clasti prevalentemente carbonatici con silicoclasti dell'alta valle nettamente subordinati, separati da un paleosuolo (depositi alluvionali).

Sinonimi. Ceppo di varia età (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), Conglomerati del Serio (CHARDON, 1975); Conglomerati di Seriate *p.p.* (CORBARI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Scarpare del Serio e alveo attuale, da Villa di Serio sino a Cavernago.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato; dati di pozzi ad uso idropotabile a S di Seriate indicano la presenza sotto il livello conglomeratico di alternanze di sabbie e argille. Limite superiore

erosionale, su cui poggiano depositi dei supersintemi della Selva di Clusone, di Grassobbio e di Gorle. Lungo l'alveo del Serio inoltre il litosoma conglomeratico è coperto dai depositi del sintema del Po, spesso in placche discontinue non cartografate a questa scala.

Litologia. I conglomerati di Seriate riuniscono almeno due litosomi conglomeratici di facies alluvionale ed alimentazione seriana, diversi per significato paleogeografico e stratigrafico ma non distinguibili alla scala della carta. La distinzione appare evidente presso Grassobbio, ove i piloni del ponte dell'autostrada A4 poggiano su una successione di due diversi conglomerati, separati da un paleosuolo intercalato. Si distinguono due membri, non cartografabili separatamente:

- Conglomerati inferiori: conglomerati massivi a supporto di matrice arenacea, clasti ben arrotondati, di dimensioni medio-grandi; prevalenti clasti carbonatici (71% a Grassobbio, CORBARI *et alii*, 2000); cementazione da ottima sino a litificati. Alla sommità livelli discontinui di ghiaie a supporto di matrice limoso-argillosa pedogenizzata di colore 7.5YR, con alterazione sia dei clasti carbonatici che di quelli silicatici, e limite inferiore a pinnacoli incipienti, interpretate come paleosuolo sepolto.

- Conglomerati superiori: conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea, rozzamente stratificati, a clasti arrotondati, spesso a disco; prevalenti silicoclasti terrigeni e metamorfici dall'alta valle, di poco subordinati i clasti carbonatici; cementazione da ottima sino a completa litificazione. Poggianti, ove visibile, sui conglomerati inferiori a carbonati prevalenti.

I due corpi rappresentano quindi due fasi distinte di sedimentazione del corso d'acqua principale, separate da un'importante fase di emersione, durante la quale si assiste a monte ad un significativo cambiamento nell'alimentazione.

Età. La posizione stratigrafica, sottostante alle unità del Pleistocene medio della pianura, costituisce un riferimento *ante quem* per la datazione dell'unità; il grado di cementazione spinto sino alla completa litificazione è d'altra parte caratteristico delle unità più antiche, anteriori al Pleistocene medio, presenti nel bacino a monte. Sulla base di tali considerazioni l'unità è riferibile dubitativamente ad un intervallo di tempo comprendente il Calabriano, senza escludere la parte inferiore del Pleistocene medio.

11.4.6. - Formazione di Masserini (INR)

Definizione. Diamicton a supporto di matrice argillosa di colore 5YR con rari clasti residuali da appiattiti a disco, carbonati assenti, vulcaniti

arenizzate, decolorate e con *cortex* di ossidi di Fe-Mn, Verrucano arenizzato e decolorato (alterite su depositi alluvionali).

Sinonimi. Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA, 2000).

Area di affioramento. Superficie attorno a q. 470-500, a N di Gazzaniga e a N di Ca del Colle (Vallalta).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il *parent material* dell'unità ha limite inferiore erosionale sulla successione norica o sul conglomerato di Semonte; la pedogenesi interessa l'intero spessore del deposito, e si spinge nel sottostante conglomerato di Semonte generando una superficie ad organi geologici. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, troncato dalla superficie erosionale entro cui è deposto il sintema di Piodera.

Litologia. L'unità è da considerarsi un'alterite sviluppata su depositi alluvionali seriani: diamicton massivo a supporto di matrice argillosa di colore 5YR con abbondanti patine e noduli sino a centimetrici di Fe-Mn; radi clasti residuali arrotondati ed appiattiti: carbonati assenti, vulcaniti del 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. Calabriano?

11.4.7. - Argille di Ranica (RNC)

Definizione. Limi e argille grigi laminati, talora con resti vegetali (depositi palustri e lacustri)

Sinonimi. Argille lacustri (RAVAZZI, 2003).

Area di affioramento. Destra idrografica del Serio, a N dell'abitato di Ranica. Vengono inoltre riunite nella medesima unità le argille di età analoga e affioranti a quote simili, cartografate fra Grumello e il cimitero di Nese (PINI *et alii*, 2001) come "*unoxic grey-blue clay and brown coals*". Un lembo analogo, di dimensioni non cartografabili è altresì segnalato in corrispondenza del campo sportivo di Alzano.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite inferiore su Sass de la Luna alterato; limite superiore coincidente con la superficie topografica. L'unità viene interpretata (PINI *et alii*, 2001) come eteropica a conglomerati alluvionali di alimentazione seriana costituenti il locale terrazzo di q. 311 ("terrazzo di Borgosale", in carta attribuito al gruppo di Vertova). Le argille fra Grumello e il cimitero di Nese vengono cartografate (PINI *et alii*, 2001) come poggianti sulla formazione di Tornago, e limitate a tetto da una superficie erosionale entro cui sedimentano conglomerati di alimentazione seriana.

Litologia. Depositi di ambiente palustre-lacustre: argille limose grigie laminate, limi e limi argillosi con subordinate intercalazioni di sabbie fini. Alcuni livelli si presentano ricchi di resti vegetali. La porzione medio-bassa dell'unità è stata analizzata attraverso un sondaggio e numerosi scavi (PINI *et alii*, 2001), che evidenziano la presenza di diamicton a clasti centimetrici chiari o verdastri alterati, interpretati come depositi di colata dal limitrofo versante; alla base sono altresì segnalate intercalazioni di ghiaie attribuite dagli autori ai cosiddetti "Conglomerati di Casnigo" (*sensu* FERLIGA *et alii*, 2000).

Morfologia e paleogeografia. Le argille di Ranica, note in letteratura già dal XIX secolo per l'attività estrattiva della locale fornace e per il ritrovamento di frammenti di cranio di *Libralces* sp., rappresentano la sedimentazione entro un'area di ristagno racchiusa fra la piana del Serio e le locali vallette incise nel substrato. Le argille sono cartografate (PINI *et alii*, 2001) entro le due vallette che delimitano il dosso di Bergamina sino a q. 330, per uno spessore totale di circa 36 m. Tale quota massima è circa 20 m più alta rispetto a quella della superficie di Borgosale, che secondo tali autori rappresenterebbe lo sbarramento seriano responsabile dell'aggradazione dei depositi lacustri. Data la non concordanza delle quote, si ritiene pertanto più plausibile uno sbarramento legato a depositi alluvionali seriani presenti in lembi discontinui e profondamente alterati sopra Alzano, fra quota 330 e q. 340, attribuiti al sintema di Piodera; i conglomerati alluvionali sottesi alla superficie del "terrazzo di Borgosale" (*sensu* PINI *et alii*, 2001) vengono invece qui interpretati come giustapposti entro una superficie erosionale successiva all'esaurimento del lago di Ranica, e pertanto appaiono diversi per età dai depositi alluvionali descritti negli scavi da PINI *et alii* (2001). La correlazione delle argille di Ranica ai depositi alluvionali pedogenizzati del sintema di Piodera concorda anche con le considerazioni cronostratigrafiche proposte da PINI *et alii* (2001).

Età. Sulla base delle analisi palinologiche e paleomagnetiche, l'unità è attribuita al Calabriano.

11.4.8. - Sintema di Piodera (PID)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice derivati dalla pedogenizzazione di ghiaie per spessori superiori ai 10 m; matrice argillosa di colore 5YR, clasti da appiattiti a disco, carbonati assenti, vulcaniti acide da arenizzate ad argillificate, Verrucano arenizzato; patine e croste di ossidi di Fe-Mn (alteriti su depositi alluvionali).

Sinonimi. Fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse “ferretto” (Mindel) *p.p.* (DESIO & VENZO, 1954), Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA, 2000)

Area di affioramento. In destra del Serio sino a Nese di Alzano, in sinistra sino a Cornale; ripiani compresi fra i 415 e i 370 m s.l.m..

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica, limite superiore coincidente con la superficie topografica. Troncata dalla superficie erosionale su cui poggiano i depositi del gruppo di Vertova (Fig. 19). Profilo di alterazione di spessore superiore ai 10 m, carbonati assenti, arenarie del Verrucano arenizzate, arenarie del gruppo dei Laghi Gemelli (affioranti nel limitrofo Foglio 077-Clusone) con *cortex* pluricentimetrico arenizzato e nucleo friabile, vulcaniti acide da arenizzate ad argillificate, metamorfiti scure arenizzate ed ossidate, diffuse patine, noduli e croste millimetriche di ossidi Fe-Mn, colore matrice 5YR.

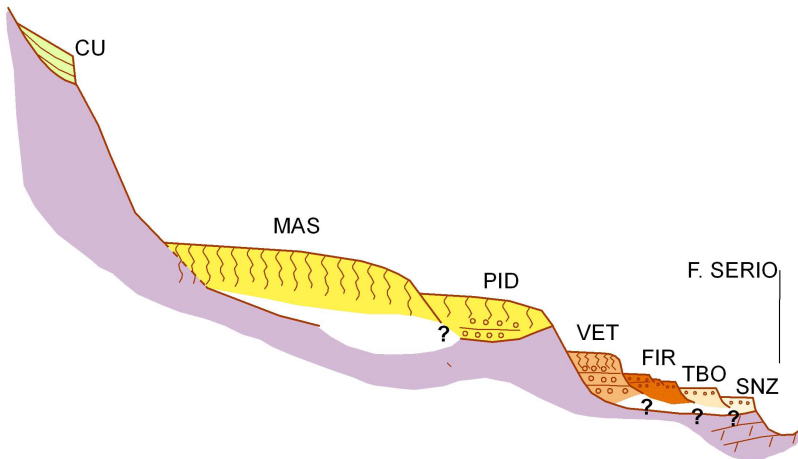


Fig. 19 - Schema dei rapporti stratigrafici per le unità del bacino del Serio affioranti entro l'asse della Valle Seriana.

Litologia. Il sintema di Piodera è costituito da diamicton massivo a supporto di matrice argillosa, con sparsi clasti residuali silicei ben selezionati ed arrotondati, da appiattiti sino a disco; clasti carbonatici presenti come fantasmi argillificati solo nella porzione più profonda dell'ammasso. Attualmente quindi si presenta come un'alterite, sviluppata a spese

dell'intero spessore di un originario deposito alluvionale di alimentazione seriana.

Morfologia. Non conservata; lembi discontinui o tasche di depositi completamente alterati tappezzano limitati ripiani o gradini morfologici in roccia.

Età. Calabriano.

11.4.9. - Gruppo di Cazzano Sant'Andrea (AZ)

Definizione. Conglomerati stratificati a supporto clastico e clasti ben selezionati ed arrotondati, di alimentazione locale (depositi alluvionali); diamictiti a supporto di matrice 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 (FERLIGA, 2000).

Area di affioramento. Leffe, fra q. 460 e q. 475.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale, inciso profondamente entro le argille della formazione di Leffe sino ad appoggiare direttamente sulla "serie biogenica" (Leffe, via Europa; Fig. 18); limite superiore con materiali di alterazione attribuiti alla formazione di Tribulina del Castello.

Litologia. Nell'area del foglio il gruppo di Cazzano comprende depositi alluvionali di alimentazione locale: conglomerati a stratificazione orizzontale, supporto clastico, clasti ben selezionati, sino a decimetrici arrotondati ed appiattiti; embricazione frequente. Cementazione da buona a ottima.

Area di affioramento. Leffe, fra q. 460 e q. 475.

Morfologia. Ben conservata; nell'area del foglio il gruppo di Cazzano è rappresentato dai depositi alluvionali locali che costituiscono i terrazzi più bassi e recenti entro gli abitati di Leffe e di Peia.

Età. Il gruppo riunisce i depositi alluvionali e di versante di alimentazione locale entro il bacino del Re, a partire dalle unità più alte, anteriori ai conglomerati di val Bronesca (nel limitrofo Foglio 077-Clusone) e probabilmente anche alla successione di Leffe, sino a quelle più recenti, incassate entro il conglomerato del Castello di Casnigo. Nel suo complesso quindi si estende dal Pliocene sino al Pleistocene medio. Entro il Foglio 098-Bergamo, è presente solo l'unità più recente, riferibile al Pleistocene medio.

11.4.10. - Formazione di Tribulina del Castello (TBC)

Definizione. Limi arrossati (alteriti su depositi eolici); argille e limi argillosi con sparsi clasti silicatici residuali (alteriti su depositi alluvionali seriani); colore 5YR.

Sinonimi. Fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse “ferretto” (Mindel) *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), comprende la coltre di alterazione e di loess pedogenizzati cartografata come parte sommitale del Conglomerato di Casnigo in FERLIGA, 2000 e descritta in RAVAZZI, 1993.

Area di affioramento. Superficie dell’abitato di Peia.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore sul calcare di Zorzino; limite superiore coincidente con la superficie topografica.

Litologia. La formazione di Tribulina del Castello riunisce una complessa sequenza di:

- alteriti: limi argillosi e diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con sparsi clasti silicei residuali, spesso a disco; clasti da alterati ad 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 5YR5/6
- depositi eolici: più coltri di limi, con diverso grado di pedogenesi.

Età. Pleistocene medio.

11.4.11. - Gruppo di Vertova (VV)

Definizione. Conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea con clasti silicei e carbonatici arrotondati, da appiattiti a disco, ben selezionati; intercalazioni decimetriche di arenarie; cementazione ottima; spesso carsificati e con scavamenti (depositi alluvionali). Diamicton massivi a supporto di matrice pedogenizzata argilloso-limosa con clasti residuali silicei da arenizzati ad argillificati, patine di Fe-Mn, colore 7.5.YR, spessore superiore a 10 m (alterite su depositi alluvionali).

Il gruppo di Vertova comprende depositi sottesi a una evidente superficie terrazzata riconoscibile con continuità lungo ambedue i versanti della valle del Serio, e posta fra q. 400 m s.l.m. (Gazzaniga) e q. 300 (Ranica). Sono stati distinti (in carta ove possibile e solo come facies) i conglomerati di alimentazione seriana affioranti lungo la scarpata principale che tronca l’unità (conglomerato 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. Pleistocene medio.

Formazione di Colzate (non distinta in carta)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice pedogenizzata argilloso-limosa con clasti residuali silicei da arenizzati ad argillificati, patine di Fe-Mn, spessore superiore a 10 m (alterite su depositi alluvionali).

Sinonimi. Unità di Vertova *p.p.* (FERLIGA, 2000)

Area di affioramento. Lembi isolati su dossi o superfici terrazzate, compresi tra 400 e 300 m s. l. m., sino a Nese di Alzano.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La formazione di Colzate appoggia con limite erosionale sulla successione mesozoica affiorante, o su di una superficie erosionale che tronca i depositi del sintema di Piodera; in particolare su litotipi carbonatici si osserva un limite ad organi geologici, con alterazione che si spinge per parecchi decimetri entro l'unità sottostante. Il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Litologia. Diamicton a supporto di matrice argilloso-limosa con clasti esclusivamente silicatici: nuclei di Verrucano residuale con superficie molto scabrosa o clasti interamente arenizzati, micascisti da friabili ad arenizzati, siltiti ocracee completamente argillificate; fantasmi di clasti argillificati e deformati presenti al di sotto di almeno 7 m dal piano campagna; frequenti patine di Fe-Mn attorno ai clasti ed entro la matrice, colore 7.5YR. L'unità è il prodotto dell'alterazione di ghiaie alluvionali del Serio, riconducibili per quota al conglomerato di Vertova.

Conglomerato di Vertova (non distinto in carta)

Definizione. Conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea con clasti carbonatici e silicei arrotondati, da appiattiti a disco, ben selezionati; intercalazioni decimetriche di arenarie; cementazione ottima; spesso carsificati e con scavernamenti (depositi alluvionali).

Sinonimi. Unità di Vertova *p.p.* (FERLIGA, 2000)

Area di affioramento. Destra idrografica del Serio, ben osservabili fra q. 400 e q. 380 presso Gazzaniga e Comenduno (Fig. 20), inoltre in piccoli lembi entro i centri abitati sino alla valle del Nese.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore costituito da una superficie erosionale che tronca il sintema di Piodera, approfondendosi entro la successione mesozoica; a Nese di Alzano inoltre le facies alluvionali locali dell'unità poggiano sulla formazione di Ranica o sul conglomerato di Nese. Limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica.

Litologia. L'unità è costituita da depositi alluvionali: conglomerati in banchi sino a plurimetrici, composti da più episodi amalgamati, a supporto clastico, localmente con matrice arenacea, clasti da centimetrici sino a 20 cm, selezione da discreta a buona, ben arrotondati, da subsferici ad appiattiti, spesso

a disco, embricazione frequente; conglomerati in banchi a supporto di matrice arenacea ed abbondanti clasti da subarrotondati ad arrotondati, selezione da scarsa a discreta, da centimetrici a decimetrici; intercalazioni sino a metriche di arenarie medie e grossolane, in strati sino a decimetrici laminati e gradati. Clasti prevalentemente carbonatici, verso S aumentano gradualmente i clasti provenienti dalla successione retico-giurassica, subordinati (30% circa) i silicoclasti provenienti dall'alta valle; nella valle del t. Nese sono presenti inoltre conglomerati di alimentazione locale, a clasti terrigeni cretacei, correlabili al litosoma dell'asse principale seriano. Cementazione ottima, sino a litificazione. Localmente carsificati e con scavarnamenti alla base dei banchi di maggiore potenza; nelle porzioni più profonde frequenti clasti carbonatici con alterazione preferenziale del nucleo.



Fig. 20 – Comenduno di Albino: scarpata del terrazzo del conglomerato di Vertova, con fenomeni di crollo (a sinistra); conglomerati a prevalenti clasti carbonatici e abbondante matrice arenacea (a destra). (Foto C. Ferliga)

11.4.12. - Supersintema di Fiorano (FR)

Definizione. Conglomerati in corpi stratoidi, a supporto clastico o di matrice e clasti ben arrotondati, cementazione da buona ad ottima (depositi alluvionali); diamicton a supporto di matrice e clasti locali, pedogenizzati (depositi di *debris-flow*). Profilo di alterazione troncato, spessore osservato superiore ai 3 m.

Sinonimi. Unità di Albino p.p. (FERLIGA, 2000)

Area di affioramento. Sponda sinistra del Serio sino a Cornale, e destra sino alla valle della Morla (Valtesse, toponimo IGM 1:25000 33ISW).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica, oppure per giustapposizione entro la superficie erosionale che tronca i depositi del gruppo di Vertova; limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale su cui poggiano i depositi del sintema di Torre Boldone. Profilo di alterazione troncato e non osservato sino alla base, matrice argilloso-limosa 5YR, sparsi clasti silicatici residuali arenizzati, decarbonatazione in tutto lo spessore.

Litologia. L'unità comprende:

Depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi a supporto clastico, con matrice arenacea da media a grossolana, clasti ben arrotondati, appiattiti o a disco, da centimetrici sino a 20-30 cm, ben selezionati; conglomerati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti da subarrotondati ad arrotondati, mal selezionati. Clasti carbonatici e silicei provenienti dall'alta valle. Cementazione da buona a ottima.

Depositi di *debris-flow*: diamicton massivi a supporto di matrice con sparsi clasti alterati spigolosi provenienti dai versanti soprastanti (Monterosso).

Morfologia. Ben conservata; evidenti terrazzi con scarpate di altezza sino a 3 m, incassati entro i terrazzi del gruppo di Vertova.

Età. Pleistocene medio.

11.4.13. - Sintema di Torre Boldone (TBO)

Definizione. Ghiaie pedogenizzate in corpi stratoidi, con clasti residuali silicei arrotondati (depositi alluvionali). Profilo di alterazione evoluto, con spessore superiore ai 3.5 m, silicoclasti arenizzati, carbonati assenti, patine di Fe-Mn, colore della matrice 5YR, presenza di copertura loessica multipla, pedogenizzata e con orizzonti a *fragipan*. Morfologia conservata.

Sinonimi. Fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse “ferretto” (Mindel) *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), Unità di Torre Boldone *p.p.* (FERLIGA, 2000).

Area di affioramento. Sponda destra e sinistra del Serio, sino a Torre Boldone e Villa di Serio; valle della Morla di Valtesse.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale su substrato o per giustapposizione alla superficie erosionale che incide i depositi del sintema di Fiorano; limite superiore coincidente con la superficie topografica. La superficie sommitale del sintema è troncata da una netta scarpata erosionale, alta sino a 3 m, entro cui si deposita il sintema di Scanzorosciate. Profilo d'alterazione di spessore superiore ai 3.5 m, argilloso-limoso con colore della matrice 5YR, silicoclasti residuali alterati: 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*.

Litologia. L'unità comprende depositi alluvionali pedogenizzati: ghiaie in corpi stratoidi, con clasti arrotondati, ben selezionati, talora a disco, passanti verso l'alto a diamicton massivo a supporto di matrice limoso argillosa con clasti residuali silicei.

Morfologia. Ben conservata; lembi di terrazzo con scarpata netta, alta sino a 3 m rispetto alla superficie sottostante, via via riducentesi verso meridione, sino a 1.5 m presso Torre Boldone.

Età. Pleistocene medio.

11.4.14. - Sintema di Scanzorosciate (SNZ)

Definizione. Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti arrotondati (depositi alluvionali pedogenizzati). Profilo di alterazione evoluto con singola coltre loessica non sempre conservata; spessore osservato superiore ai 2 m, con silicoclasti arenizzati, carbonati assenti, colore matrice 5YR con glosse 2.5YR, e diffuse patine Fe-Mn. Morfologie parzialmente conservate.

Sinonimi. Fluvioglaciale ghiaioso ad argille arancio in tutta la massa ("*Diluvium medio*" auctorum), Riss, p.p. (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954).

Area di affioramento. Sinistra e destra idrografica del Serio, sino a Bergamo (Valtesse) e a Scanzorosciate - Torre de' Roveri.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato; limite superiore coincidente con la superficie topografica o annegato da depositi di colata dal versante attribuiti al gruppo di Pazzalago. L'unità si giustappone alla superficie erosionale che incide profondamente i depositi del sintema di Torre Boldone.

Profilo di alterazione di spessore osservato sino a 2 m, completamente decarbonatato, con singola coltre loessica; matrice argilloso-limosa di colore 5YR4/6 con glosse 2.5YR4/8; clasti residuali concentrati in orizzonti, più frequenti alla base; Verrucano Lombardo arenizzato, vulcaniti acide friabili e decolorate, fantasmi di clasti (gneiss?) bianchi arenizzati; abbondanti patine di Fe-Mn (Fig. 21).

Litologia. Il sintema di Scanzorosciate comprende depositi alluvionali completamente pedogenizzati: diamicton massivo a supporto di matrice con clasti residuali arrotondati sino a decimetrici, da appiattiti a disco. Clasti silicoclastici dell'alta valle, carbonati assenti a causa della pedogenesi che interessa tutto lo spessore osservabile.

Morfologia e paleogeografia. Il sintema di Scanzorosciate costituisce lembi di terrazzi discontinui entro il tratto vallivo del Serio, con orlo netto e ben

riconoscibile. Presso Torre Boldone, Villa di Serio e Scanzorosciate, la sua superficie appare articolata da paleoalvei locali entro cui si incanalano depositi raccordabili alle superfici del supersintema di Gorle.
Età. Pleistocene medio.



Fig. 21 - Negrone: parte sommitale del profilo di alterazione sviluppato sulle alluvioni del sintema di Scanzorosciate.

11.4.15. - Supersintema di Gorle (RL)

Definizione. Conglomerati in strati suborizzontali, supporto clastico, clasti calcarei e silicei arrotondati, cementazione da buona a ottima; ghiaie a clasti arrotondati, sabbie e limi (depositi alluvionali). Profilo di alterazione di spessore variabile; morfologie conservate.

Sinonimi. Würm *p. p.* (DESIO, 1945; DESIO, 1952), fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1 metro “livello fondamentale della pianura” (Riss) *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), Complesso del Serio *p.p.* (CORBARI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Dallo sbocco della valle principale sino a S di Seriate, e in senso W-E dal margine orientale di Bergamo sino alla piana tra Scanzorosciate e Albano Sant'Alessandro.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservabile. Esso si giustappone alla superficie erosionale che tronca i depositi del sintema di Scanzorosciate, annegandone la superficie nella porzione più prossimale; fra Seriate e Villa di Serio inoltre sotto i depositi del supersintema sono presenti conglomerati riferibili al gruppo di Seriate. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del supersintema di Grassobbio. Presso Torre Boldone le superfici più alte attribuite all'unità sono annegate da colate di depositi provenienti dai versanti e attribuiti al gruppo di Palazzago. Profilo di alterazione di spessore variabile, in genere troncato o rimaneggiato dall'attività agricola, clasti silicatici dell'alta valle alterati, colore della matrice 7.5YR.

Litologia. Il supersintema di Gorle comprende depositi alluvionali: conglomerati a supporto clastico con clasti arrotondati, ben selezionati, silicatici e carbonatici, e cementazione da buona a ottima; ghiaie a supporto clastico o di matrice sabbiosa, con clasti sino a decimetrici, arrotondati, e intercalazioni di sabbie e limi. Clasti prevalentemente carbonatici, subordinati silicoclasti dell'alta valle.

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben conservata, con più ordini di terrazzi e scarpate di altezza sino a 4 m, che si attenua verso S e per le superfici più recenti.

Il supersintema riunisce due ordini di superfici morfologicamente ben distinguibili. La più antica ed alta costituisce lembi isolati, troncati da paleoalvei successivi, allo sbocco della valle del Serio in corrispondenza di Pedrengo e Torre Boldone; essa è delimitata da una scarpata netta, alta presso Gorle sino a 4 m e lungo la quale affiorano i conglomerati. Entro questo livello è incassata la superficie più recente, che si sviluppa a S, articolata a sua volta in più ordini di terrazzi con scarpate sino a 2 m, spesso attenuate o mascherate dalla successiva attività antropica.

L'unità complessivamente costituisce a W una zona di alto che fa da spartiacque fra l'area di pertinenza della Morla e quella del Serio, solcata da due evidenti paleoalvei che incanalano le acque della valle Cardellone e della valletta sopra Ranica verso l'alveo della Morla. Sul lato Morla il limite è segnato da un gradino morfologico alto sino a 3 m, ben evidente entro l'abitato di Bergamo anche se rimaneggiato dal tracciato viario.

Ad E del Serio, la superficie più recente si estende invece sino alle alture dei Monti d'Argon - Bastia, ed è segnata presso Comonte da un paleoalveo

piuttosto evidente, attribuito al torrente Zerra che in queste fasi confluiva nel Serio a N del rilievo del Tomenone. Tra Albano Sant'Alessandro e Cascinotto del Lupo un netto gradino morfologico, rilevabile nonostante l'edificazione recente, tronca la superficie dell'unità, delimitandola verso S, e segnando una fase di deviazione dello Zerra attraverso la sella occidentale del gruppo del Tomenone.

Età. Pleistocene medio.

11.4.16. - *Supersintema di Grassobbio (BB)*

Definizione. Ghiaie a clasti arrotondati, sabbie e limi (depositi alluvionali). Profilo di alterazione di spessore variabile; morfologie ben conservate. Cementazione da assente a buona.

Sinonimi. Fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1 metro "livello fondamentale della pianura" (Riss) *p.p.* e fluvioglaciale ghiaioso terrazzato (Würm) *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), alluvioni fluvioglaciali Würm-Riss ("*Diluvium recente*") *p.p.* (DESIO, 1952), Complesso del Serio *p.p.* (CORBARI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Da Seriate sino al margine meridionale del foglio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non direttamente osservabile. L'unità poggia entro la superficie erosionale che tronca i depositi del supersintema di Gorle; lungo le scarpate del Serio, fra Gorle e Seriate, sotto ad essa sono riconoscibili conglomerati attribuiti al gruppo di Seriate. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del supersintema della Selva di Clusone.

Litologia. Il supersintema di Grassobbio comprende depositi alluvionali: ghiaie in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto di matrice sabbiosa fine o a supporto clastico, con clasti sino a decimetrici, arrotondati. Intercalate sabbie e limi in sequenze laminate e gradate. Lungo le scarpate del Serio si osservano superfici erosionali con paleosuoli intercalati, e cementazione da buona ad ottima. Clasti prevalentemente carbonatici, subordinati silicoclasti dell'alta valle. Profilo di alterazione di spessore variabile, in genere troncato o rimaneggiato dall'attività agricola.

Morfologia e paleogeografia. Il supersintema di Grassobbio costituisce zone di alto simmetriche rispetto all'alveo attuale del Serio e che fanno rispettivamente da spartiacque con l'area di pertinenza Morla e con quella della valle dello Zerra. All'interno esse si presentano articolate in una serie di superfici terrazzate con orli sino ad un paio di metri a N, e che si attenuano verso S sino a scomparire tra Zanica e Cassinone; fra Grassobbio e Zanica essi disegnano un evidente paleoalveo inciso sino a 2-3 m di

profondità rispetto alle superfici principali. In questo tratto verso W il gradino morfologico che delimita la valle della Morla appare poco evidente, obliterato dall'attività antropica e ricostruibile solo parzialmente sulla base della cartografia antica. Verso E invece gli orli di terrazzo disegnano nettamente una paleovalle che da Albano Sant'Alessandro supera il Tomenone uscendo presso località *Ol Bù* e piega poi verso Cassinone, interpretata come paleoalveo dello Zerra drenante verso il Serio, e successivamente catturato e deviato verso E.

Età. Pleistocene medio–superiore?

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

Definizione. Ghiaie a clasti arrotondati, sabbie e limi (depositi alluvionali). Profilo di alterazione poco evoluto, colore 10YR; morfologie ben conservate.

Sinonimi. Fluvioglaciale ghiaioso terrazzato (Würm) *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), alluvioni fluvioglaciali Würm-Riss ("*Diluvium recente*") *p.p.* e in destra Serio anche alluvioni ghiaioso-sabbioso-limose degli alvei abbandonati ed attivi (Olocene) *p.p.* (DESIO, 1952). Complesso del Serio *p.p.* (CORBARI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Da Seriate a N sino al margine meridionale del foglio, tra Urganano e Malpaga.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non direttamente osservabile. L'unità risulta incassata entro la superficie erosionale che tronca i depositi del supersintema di Grassobbio (Fig. 22); lungo le scarpate del Serio inoltre, fra Seriate e Grassobbio, sotto ad essa affiorano i conglomerati del gruppo di Seriate. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del sintema del Po.

In sinistra idrografica, a S di Malpaga, alla superficie dell'unità, che qui annega il terrazzo dell'unità di Grassobbio, si raccorda con continuità morfologica la piana costruita dai depositi del torrente Zerra, attualmente affluente del Cherio entro il limitrofo Foglio 120-Chiari. Essi pertanto vengono considerati dubitativamente coevi, tributari del bacino del Serio, e come tali cartografati entro il supersintema; data la ben distinta ubicazione fisiografica, nonché le caratteristiche litologiche, morfologiche e paleogeografiche peculiari, indicative di una specifica evoluzione a scala locale, essi vengono inoltre descritti separatamente come unità dello Zerra, non distinta in carta.

Profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice 10YR.



Fig. 22 - Sinistra idrografica del Serio, fra Cavernago e Malpaga: la scarpata erosionale che tronca il sintema di Grassobbio ed entro cui sedimenta il supersintema della Selva di Clusone appare come un netto e ben riconoscibile gradino morfologico sottolineato dal filare di alberi (foto C. Ferliga, inverno 2008).

Litologia. Il supersintema della Selva di Clusone comprende depositi alluvionali: 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.

Morfologia e paleogeografia. Superficie incassata sino a 4-5 m entro la scarpata che corre in destra fra Seriate e Capannelle, in sinistra fra Seriate e Cavernago, con dislivello che tende a attenuarsi verso S sino a scomparire del tutto tra C.na Costantina di Zanica e Malpaga, dove la superficie stessa annega quella attribuita al supersintema di Grassobbio. La superficie appare troncata dall'alveo postglaciale, con scarpata netta, di altezza sino a 5 m nel tratto settentrionale e via via riducentesi verso S (Fig. 23).

Al suo interno la superficie presenta evidenti tracce di paleoalvei e di dossi maggiormente rilevati.

Età. Pleistocene superiore.



Fig. 23 - Sinistra idrografica del Serio all'altezza di cascina Speranza: l'alveo post-glaciale del Serio incide profondamente la superficie dei depositi del supersistema della Selva di Clusone (foto C. Ferliga, inverno 2008).

Unità dello Zerra (non distinta cartograficamente)

Definizione. Ghiaie a clasti arrotondati con prevalenti clasti della successione cretacea e subordinati silicoclasti con evidenze di alterazione, intercalazioni sabbiose (depositi alluvionali). Profilo di alterazione non osservato; morfologie conservate.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come Würm *p.p.* (DESIO, 1945; DESIO, 1952), Complesso del Serio *p.p.*, Unità postglaciale *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Valle dello Zerra tra Albano Sant'Alessandro e Montello sino a Costa di Mezzate; da qui sino al limite meridionale del foglio entro una fascia ampia sino a 3 km, comprendente l'area a E del comune di Calcinatè.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservabile; l'unità si giustappone a W alla superficie erosionale che tronca i depositi del supersistema di Grassobbio, e a E a quella che tronca i depositi del supersistema del Cherio, annegandone verso S le superfici; nella valle di Albano Sant'Alessandro inoltre annega depositi di colata del supersistema di Palazzago. Limite superiore coincidente con la superficie topografica. A S di Malpaga, la superficie sottesa all'unità si raccorda a quella dei depositi del supersistema della Selva di Clusone. Profilo di alterazione non osservato.

Litologia. L'unità dello Zerra comprende depositi alluvionali costituiti da ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa, con clasti arrotondati, ben

selezionati, calcareo-marnosi prevalenti, subordinati calcari e rari silicoclasti alterati.

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben conservata. Entro la valle in corrispondenza di Albano Sant'Alessandro sono riconoscibili più ordini di terrazzi con scarpate di altezza sino a 3 m; analogamente fra Montello e Costa di Mezzate; a S di tale località l'unità è riconoscibile solo come ampia depressione con i bordi smussati.

L'unità distingue depositi appartenenti al bacino locale del torrente Zerra, attualmente tributario del Cherio entro cui confluisce poco a S del limite del foglio. Essa rappresenta la penultima fase della migrazione dell'alveo di questo corso d'acqua, che precedentemente confluiva nel Serio appena a valle di Comonte (supersintema di Gorle), per poi spostare la confluenza a S superando il rilievo pedemontano del Tomenone in prossimità di località *Ol Bù* (sintema di Grassobbio). Nella fase qui descritta invece lo Zerra, entro l'abitato di Albano, tronca nettamente la superficie attribuita al sintema di Grassobbio, che in questo tratto pende verso SSW, e devia verso E, incanalandosi nell'avvallamento dietro il Tomenone, per poi riprendere il suo corso verso S; all'altezza di Calcinata, la superficie dei depositi, pendente verso SW, è troncata da una netta scarpata entro cui si incanala il corso attuale del torrente, che prosegue incidendo i depositi del supersintema del Cherio. Fra Malpaga e Cascina Riccadonna si riconoscono due paleoalvei orientati verso il Serio, che troncano lembi di depositi più antichi terrazzati (supersintema di Grassobbio), e la superficie principale, pendente sempre verso SW, si raccorda a quella dei depositi riferibili al supersintema della Selva di Clusone, ai quali viene considerata quindi coeva.

11.5 - BACINO DELLA MORLA

(a cura di C. Ferliga)

11.5.1. - Supersintema della Morla (OR)

Definizione. Ghiaie a clasti arrotondati con prevalenti clasti della successione cretacea e di poco subordinati silicoclasti con evidenze di alterazione, intercalazioni sabbiose (depositi alluvionali); argille, limi e sabbie (depositi lacustri). Profilo di alterazione di spessore variabile; morfologie conservate.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come fluvio-glaciale ghiaioso alterato per circa 1 metro "livello fondamentale della pianura" (Riss) *p.p.* (DESIO & VENZO, 1954); alluvioni fluvio-glaciali

Würm-Riss (“*Diluvium recente*”) p.p. (DESIO, 1952); unità di Torre Boldone p.p., antropico (FERLIGA *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Valle della Morla a N dei Colli di Bergamo, e fra Bergamo bassa sino a Boccaleone a E e Azzano San Paolo a S.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservabile; i depositi si giustappongono, da N verso S, alle superfici erosionali che troncano i depositi dei sintemi di Torre Boldone, di Scanzorosciate, di Gorle e del supersintema di Grassobbio, annegandone localmente la superficie. Limite superiore coincidente con la superficie topografica.

Profilo di alterazione di spessore variabile, in genere troncato o rimaneggiato dall’attività antropica; ove è stato possibile osservare spaccati (scavi edilizi) si caratterizza per un’alterazione nettamente maggiore dei clasti silicatici provenienti dall’alta Val Seriana rispetto a quelli marnosi o calcareo marnosi della successione cretacea locale, elemento che porta ad interpretare gli apporti silicoclastici come rielaborati da depositi seriani precedenti entro cui la Morla ha scavato il proprio alveo. Colore della matrice da 7.5YR, per i terrazzi più alti ed esterni, a 10YR in prossimità dell’alveo olocenico.

Litologia. Depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa, con clasti arrotondati, ben selezionati, calcareo-marnosi prevalenti, subordinati calcari e silicoclasti alterati di provenienza seriana.

Depositi di bassa energia e lacustri: limi, limi sabbiosi e sabbie, osservati in scavo edilizio (Rigamonti I., com. pers. presso località Val Verde - toponimo IGM 1:25000 33ISO - in sponda destra della Morla).



Fig. 24 - Bergamo, via del Casalino, appena a valle della captazione della Morla: la casa di inizio secolo al fondo della discesa sottolinea l’antico alveo del fiume (a sinistra); da via del Casalino, “la Morla” colleonesca si diparte verso S (a destra) (foto C. Ferliga).

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben conservata, con più ordini di terrazzi e scarpate di altezza sino a 3 m entro la valle a N di Bergamo, che si attenua verso S e per le superfici più recenti.

Il supersintema riunisce una serie di episodi deposizionali distinti in base alla morfologia, caratterizzata da un'evidente gradonatura, "fossilizzata" dagli interventi edilizi sino agli inizi del secolo scorso; le superfici fra il cimitero di Bergamo e Boccaleone scendono nettamente a W verso un depocentro riconoscibile fra Via del Casalino e via Maglio del Lotto, passando appena a monte della stazione ferroviaria (Fig. 24). In corrispondenza di Orio al Serio le morfologie risparmiate dall'aeroporto, confrontate con la cartografia precedente, permettono di riconoscere una superficie più alta, correlabile per quota al sintema di Grassobbio.

Data la scarsità degli spaccati osservati e la locale oblitterazione degli orli dei terrazzi a causa dell'attività antropica, non è stato possibile distinguere ulteriormente unità di rango minore all'interno del supersintema.

Età. La deviazione del corso della Morla appare successiva alla deposizione del supersintema di Grassobbio; la deposizione dei sedimenti, data l'impossibilità di ulteriori distinzioni al loro interno, si protrae a comprendere l'Olocene sino al XIV secolo circa (età presunta della disattivazione del corso d'acqua naturale), senza che si possa quivi distinguere i depositi coevi al sintema del Po. Su tale base il supersintema è attribuito ad un intervallo di tempo esteso dal Pleistocene medio sino al XIV secolo.

11.6 - BACINO DEL BREMBO

(a cura di S. Rossi)

11.6.1. - Sintema di Endenna (END)

Definizione. Ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa abbondante, clasti sino a 30-40 cm di diametro, ben arrotondati, abbondanti clasti discoidali (depositi alluvionali). Profondamente alterati, con profilo di alterazione troncato.

Sinonimi. Unità di Endenna (ROSSI *et alii*, 2000).

Aree di affioramento. Area di Endenna, a valle di Somendenna e su entrambe le sponde del Brembo, lungo i terrazzi sino a Cornello dei Tassi (a N entro il Foglio 076-Lecco) sino a q. 670 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore costituito da una superficie erosionale sulla successione norico-retica, visibile

nell'affioramento più alto dell'unità, lungo la carrozzabile che porta a Somendenna, al tornante a q. 500; limite superiore costituito da una superficie erosionale coincidente con la superficie topografica. Depositi intensamente alterati, con clasti arenizzati e fantasmizzati: lembi dell'orizzonte C dei suoli sviluppatisi sulle ghiaie e successivamente troncati.

Litologia. Depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico con matrice sabbiosa abbondante, clasti ben arrotondati sino a 30-40 cm di diametro; frequenti i clasti discoidali. Prevalenti clasti di porfidi della vulcanite del Cabianca, subordinato Verrucano Lombardo e terrigeni fini; verso S aumenta la frazione carbonatica. In corrispondenza dei corsi d'acqua laterali si osservano depositi con abbondante matrice e clasti carbonatici e terrigeni locali (*debris flow*).

Morfologia e paleogeografia. Il sintema di Endenna è costituito da depositi intensamente erosi, caratterizzati da più terrazzi, con scarpate sino a 10 m di altezza, sviluppate sia parallelamente al Brembo sia parallelamente ai corsi d'acqua che vi confluiscono. In Val Bruciata, tra Endenna e Grumello dei Zanchi, al vertice NW del foglio, il sintema di Endenna è delimitato da una sola scarpata erosionale che va dalla sommità degli affioramenti al fondo valle, attraversando senza discontinuità morfologiche il limite inferiore del sintema stesso sulle Argilliti di Riva di Solto e sulla Dolomia Principale. Questo stesso lineamento morfologico in altri punti della Val Bruciata taglia anche unità più recenti, quali il sintema di Stabello del supersintema della Colma del Piano e il supersintema di Lenna, nonché tutte le morfologie a terrazzi sopra descritte: esso appare dunque correlabile ad un livello di base dell'erosione più vicino all'attuale che non a quelli riscontrati nei sintemi di Endenna e di Stabello; la Val Bruciata si è quindi evoluta più recentemente del resto dell'area.

Età. Il sintema di Endenna è costituito da eventi deposizionali polifasici. Attualmente non esistono dati paleontologici o geocronometrici che possano fornire indizi per attribuire ad esso un'età, sia pure approssimata. Per avanzare un'ipotesi occorre dunque riferirsi principalmente a considerazioni di carattere geometrico, essendo di scarso aiuto l'analisi del livello di alterazione delle ghiaie. Occorre cioè considerare che il sintema di Endenna è costituito 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; è stato tuttavia considerato un gradiente medio, poiché vari settori vallivi si sono sollevati con velocità differenziali ma al momento non esistono dati che possano fornire maggiore dettaglio. Tenendo in considerazione il gradiente medio calcolato, ipotizzando cioè per semplicità

che i movimenti di carattere tettonico siano stati omogenei su tutto il corso del fiume, si desume che il limite superiore del sintema di Endenna potrebbe "sfociare" sulla pianura alla quota attuale di circa 410 m, se ne fosse rimasta traccia. Tale livello, situato a circa 165 m più in alto del corso attuale del Brembo, non è in equilibrio morfologico con alcuna superficie conosciuta al margine della pianura. E' inoltre più alto di 135 m rispetto ai depositi pliocenici della formazione del Tornago e del conglomerato di Madonna del Castello - affiorante presso il Brembo più a valle, entro il Foglio 097-Vimercate - interpretato come deposito deltizio di età pliocenica superiore (CORSELLI *et alii*, 1985). Di conseguenza il sintema di Endenna è da considerarsi anteriore a queste due unità; inoltre per la differenza di quota si ritiene possa essere riferito come minimo allo Zancleano.

11.6.2. - *Supersintema di Lenna (LE)*

Il supersintema di Lenna è costituito da sintemi che esprimono le fasi LGM di singoli apparati vallivi, mai entrati in coalescenza tra di loro o con i principali sistemi glaciali riferiti alla fase LGM. Tali depositi sono localizzati entro il bacino del Brembo, sia lungo la valle principale e i suoi affluenti sia in valloni minori nei massicci afferenti allo stesso bacino. Nell'area del Foglio 098-Bergamo è presente solamente il sintema di Zogno, costituito da depositi fluvioglaciali.

Sintema di Zogno (non distinto in carta)

Definizione. Ghiaie e sabbie (depositi fluvioflaciali). Morfologie ben conservate, con profilo di alterazione inferiore ad 1 m.

Area di affioramento. Lungo il corso del Brembo tra Zogno, prevalentemente in destra idrografica, ed Antea, a N di S. Pellegrino - entro il Foglio 077-Clusone - prevalentemente in sinistra idrografica. Gli affioramenti arrivano a q. 310 a Zogno, circa a metà del centro abitato, mentre più a N, fuori carta, tra S. Pellegrino e ad Antea, raggiungono q. 380 circa.

Sinonimi. Unità di recente istituzione, descritta come Unità di Zogno del Complesso del Brembo da ROSSI *et alii*, 2000.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore costituito da una superficie erosionale; limite superiore coincidente in gran parte con la superficie topografica, che frequentemente è una superficie erosionale, come sulle scarpate lungo il Brembo. Raramente il limite superiore è dato dal contatto con depositi di versante del sintema del Po. Alterazione dei depositi pressoché nulla: si osserva decarbonatazione solo nei primi centimetri dalla superficie; localmente, in aree ristrette, la matrice sabbiosa delle ghiaie si presenta parzialmente decarbonatata.

Litologia. L'unità è costituita da depositi fluvioglaciali e depositi di versante ad essi eteropici.

Depositi fluvioglaciali: ghiaie organizzate in letti mal definiti a laminazione obliqua a scala metrica, supporto clastico con abbondante matrice sabbiosa grossolana e media, clasti arrotondati sino a 20 cm di dimensione massima; presenti clasti isoorientati e clasti embricati ove i letti siano meno inclinati; clasti prevalentemente carbonatici, con percentuale di metamorfiti, porfidi e arenarie intorno al 30%. Ghiaie organizzate in letti planari, a supporto clastico con matrice sabbiosa estremamente abbondante, clasti eterometrici ben arrotondati, rari clasti embricati e *cluster*. Sabbie grossolane, più rare sabbie medie, prevalentemente in corpi lenticolari a laminazione incrociata, con lamine planari. Sabbie fini talora intercalate a limo, con laminazione pianoparallela da centimetrica a subcentimetrica.

Depositi di versante: diamicton grossolanamente stratificati in banchi planari o in letti lenticolari clinostratificati, clasti sino a 80 cm immersi in abbondante matrice limoso sabbiosa.

Morfologia e paleogeografia. Il sintema è caratterizzato da morfologie ridotte, essenzialmente terrazzi di erosione sviluppati sia lungo gli affluenti del Brembo, sia lungo il corso attuale del fiume stesso. Il dislivello maggiore tra il tetto dell'unità e il corso attuale del Brembo raggiunge i 20 m a S. Pellegrino, a N del foglio, e si attesta intorno ai 10 m nell'area di Zogno. Si tratta di depositi di aggradazione del Brembo correlati per quota, litologia e caratteristiche di alterazione alle fasi LGM. Il limite superiore del supersintema di Lenna aumenta di quota, procedendo verso N, con un gradiente dello 0.7%.

Età. L'attribuzione di questi depositi al supersintema di Lenna deriva dall'ipotesi di correlazione geometrica e dei profili di alterazione con i depositi del supersintema affioranti nei fogli superiori. Sono pertanto riferibili al Pleistocene superiore.

11.7 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

11.7.1. - Alteriti (b6)

(a cura di A. Bini)

Definizione. Argilla e argilla limosa talora con clasti sparsi, più o meno alterati, appartenenti al litotipo parentale; patine di Fe-Mn; colore 2.5YR o 5YR.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. I materiali che costituiscono l'unità non sono mai stati considerati dagli autori precedenti, o al massimo inseriti nella cosiddetta "copertura eluvio-colluviale".

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è una superficie di marcata erosione che in gran parte dell'area ha completamente asportato l'unità e che corrisponde all'attuale superficie topografica o è coperta da depositi di versante. Il limite inferiore è dato dal passaggio graduale alla roccia sana con formazione di organi geologici.

Litologia. La litologia delle alteriti varia a seconda del litotipo parentale, a spese del quale si sono sviluppate le alteriti stesse.

Quando il litotipo parentale è costituito dalle Argilliti di Riva di Solto o dal Calcare di Zu, l'unità è costituita da argille e argille limose massive o argille con clasti sparsi; i clasti, quando presenti, sono rappresentati da carbonati completamente alterati, con dimensioni comprese fra 5 mm e 4 cm; localmente sono presenti scagliette millimetriche di marne nere, isorientate negli orizzonti superiori colluviati. Sono presenti patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn, nonché di miche. Il colore è compreso tra 2.5Y e 10YR. Il materiale ha sempre aspetto massivo, consolidato e non si osservano variazioni dell'alterazione lungo la verticale. Spesso è visibile una bandatura dovuta all'alternanza di colori più rossastri e più grigi che riflette l'alternanza di litotipi più carbonatici e più marnosi come nella roccia originaria.

Quando il litotipo parentale è costituito dalla Dolomia Principale, l'unità è costituita da argilla oppure da argilla limosa con clasti sparsi, e sono presenti patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn; il colore varia tra bruno rossastro (2.5YR4/4 e 5YR4/4), rosso (2.5YR4/6) e rosso giallastro (5YR4/6). I clasti, quando presenti, sono costituiti da carbonati molto alterati e hanno dimensioni comprese fra 5 mm e 3 cm. L'unità è consolidata, con aggregazione prismatica oppure con aspetto massivo; non si osservano variazioni dell'alterazione lungo la verticale. Lo spessore massimo osservato è di 1,1 m.

Quando il litotipo parentale è costituito da litotipi selciferi, Calcare di Domaro, calcare di Moltrasio e Calcare di Sedrina, l'unità è costituita da argilla limosa o più raramente da limo argilloso con clasti sparsi, di colore rosso giallastro 5YR4/6, localmente tendente a bruno forte 7.5YR5/6; sono inoltre presenti patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn. L'unità può essere massiva o avere aggregazione prismatica. Fra i clasti predominano le selci, grigie, se l'unità è sviluppata sul calcare di Moltrasio, o bianche, se l'unità è sviluppata sul Calcare di Sedrina, in proporzioni del 60-80% rispetto ai litotipi carbonatici, entrambi con dimensioni comprese fra 5 mm

e 5 cm. Le selci presentano un *cortex* di alterazione millimetrico, mentre i litotipi carbonatici sono molto alterati. L'unità è consolidata e non si osservano variazioni dell'alterazione lungo la verticale.

Quando il litotipo parentale è costituito dall'arenaria di Sarnico o da altre rocce cretache ad alto contenuto terrigeno o su rocce terrigene a cemento carbonatico, si osservano litosomi che mantengono l'aspetto delle rocce originarie, ma risultano estremamente friabili e si frantumano con facilità, spesso anche a mano.

Lo spessore dell'unità è di alcuni metri.

Area di affioramento. Data la forte erosione che hanno subito, le alteriti sono conservate in zone pianeggianti o a debole pendenza, nelle depressioni a monte delle contropendenze e in "tasche" a tetto del substrato. Gli affioramenti, poco continui e con scarsa estensione areale, si rinvencono principalmente lungo la fascia pedemontana in corrispondenza delle unità cretache, arenaria di Sarnico e pietra di Credaro in modo particolare, tra Celatica Tolari e Sarnico, e su unità mesozoiche quali il Calcare di Zorzino, ad esempio sul versante N del Crocione, o presso Castelli Calepio (non cartografate).

Morfologia e paleogeografia. Le alteriti testimoniano una lunga fase di alterazione del substrato in regime di biostasia. In passato lo spessore dell'unità doveva essere molto maggiore; quanto si osserva attualmente è ciò che rimane dopo il colluvionamento delle alteriti avvenuto durante le glaciazioni.

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

11.7.2. - *Supersintema di Palazzago (PA)*

(a cura di A. Bini e C. Ferliga)

Definizione. Limi e argille limose, massivi o rozzamente stratificati, con clasti di provenienza locale da millimetrici a centimetrici (depositi di versante); diamicton con abbondante matrice sabbioso-limosa e argilloso e clasti locali sino a centimetrici (depositi di *debris flow*). Superficie limite superiore poligenica e polifasica, con morfologie da ben conservate ad erose, profilo di alterazione con profondità molto variabile.

Sinonimi. Complesso di Palazzago (ROSSI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Valli tra Ranica e Torre Boldone; vallecole al raccordo fra margine pedemontano e pianura fra Scanzorosciate, Brusaporto e Cenate Sopra; valle di Zandobbio; area fra Grumello del Monte e Telgate.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie di appoggio basale del supersintema è erosiva, ondulata e a vario angolo; i depositi ammantano direttamente la successione mesozoica o depositi continentali neogenico-quadernari.

La superficie limite superiore coincide solitamente con la superficie topografica e presenta caratteri molto variabili: da situazioni in cui questa è ben conservata, erosa solamente dai processi sedimentari legati al sintema del Po, ad altre in cui è stata ripetutamente erosa e smembrata. I caratteri dell'alterazione sono anch'essi variabili, con situazioni molto dissimili fra di loro, pur nel quadro di una pedogenesi che determina un fronte di decarbonatazione solitamente superiore ad 1 m - quando il profilo non risulti troncato - e con caratteri idromorfi comuni. Spesso la determinazione del parametro alterazione risulta di difficile valutazione in quanto i depositi del supersintema derivano dalla mobilizzazione e successiva sedimentazione di suoli evoluti su substrato nel corso del Terziario, o ne ricevono un significativo apporto; essi registrano quindi la somma della precedente alterazione del substrato, nonché della pedogenesi subita successivamente alla loro messa in posto come veri e propri sedimenti.

Litologia. Il supersintema è costituito da depositi di versante nel senso più ampio del termine, che rielaborano materiali prevalentemente fini derivati dall'alterazione e dalla pedogenesi delle unità presenti a monte - siano essi litotipi mesozoici più o meno competenti, depositi neogenico-quadernari incoerenti e pedogenizzati o coltri di origine eolica (*loess*) - e clasti residuali, spesso già alterati, delle medesime provenienze. Esso comprende quindi depositi colluviali, di *debris-flow* e di frana.

- Depositi colluviali: limi e argille limose massivi o rozzamente stratificati, con sparsi clasti di provenienza locale da millimetrici a centimetrici, da subangolosi ad angolosi, spesso concentrati in orizzonti planari a debole inclinazione.

- Depositi di *debris flow*: diamicton massivi o rozzamente stratificati, a supporto di matrice sabbioso-limosa e argillosa e clasti locali sino a centimetrici.

All'interno dell'unità si intercalano talvolta livelli di ghiaie a supporto clastico o di matrice con clasti a selezione discreta, da centimetrici a decimetrici, da subangolosi a subarrotondati, legati all'azione di correnti trattive: si tratta di episodi alluvionali a scala locale e di durata limitata, non

cartografabili separatamente, e che comunque rientrano nelle dinamiche caratteristiche delle fasce di raccordo fra rilievi pedemontani e pianura.

La petrografia dei depositi rispecchia quella dei versanti di alimentazione, ivi comprendendo anche clasti non locali ma derivati dalla rielaborazione di precedenti depositi alluvionali o glaciali, con prevalenza dei litotipi più resistenti all'alterazione.

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben conservata, con coni e lobi di colata spesso coalescenti, che ammantano le morfologie preesistenti annegadole; superfici lateralmente continue, con inclinazione entro pochi gradi (tipo *glacis* d'accumulo); spesso reincisi e terrazzati, con cicli di sedimenti successivi incassati entro le superfici più vecchie.

I processi responsabili della genesi e messa in posto di questi depositi sono in relazione a condizioni periglaciali e di denudamento dei versanti, e pertanto si sarebbero ripetuti nel corso di ogni glaciazione, con complesse dinamiche di interazione e sovrapposizione. La polifasicità delle superfici e l'omogeneità sedimentologica e pedologica dei depositi non consentono quindi una correlazione ragionevolmente certa con le altre unità continentali presenti a scala locale. In molti casi inoltre colluvi legati all'attività antropica (disboscamento dei versanti, attivo almeno dall'Età del Bronzo), quindi di età olocenica non risultano distinguibili dai sottostanti depositi del supersintema; vengono pertanto compresi cartograficamente entro esso.

Nel settore orientale del foglio, i depositi del supersintema assumono forma di colate, con superfici a basso angolo che colmano quasi completamente la valle dello Zerra fra Albano S. Alessandro e Montello, la valle di Cenate, la valle di Zandobbio; essi inoltre annegano, con netta discordanza, le scarpate dei terrazzi presenti fra San Paolo d'Argon e Cenate; fra Carobbio e Chiuduno e nell'area di Grumello-Telgate infine, le colate del supersintema di Palazzago ammantano superfici più alte rispetto all'antistante pianura, e sono a loro volta terrazzate da depositi delle fasi più recenti del supersintema del Cherio e da depositi del supersintema di Monterotondo.

Età. Il supersintema di Palazzago comprende sedimenti messi in posto in un intervallo di tempo esteso dal Pliocene sino a tutto il Pleistocene.

11.7.3. - Gruppo del Culmine (CU)

(a cura di C. Ferliga)

Definizione. Conglomerati e diamictiti massivi o rozzamente clinostratificati, con clasti spigolosi, mal selezionati, locali; da ottimamente cementati a litificati (depositi di versante). Piastroni clinostratificati sospesi rispetto al fondovalle attuale.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione; comprende placche cartografate come Unità di Comenduno *p.p.* (Albino), Unità Postglaciale *p.p.* (Ranzanico) (CORBARI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Placche isolate dall'erosione sul versante meridionale del Rena, a SE di Peia e lungo il versante attorno a Ranzanico.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica. Superficie limite superiore erosionale, in gran parte coincidente con la superficie topografica attuale, sulla quale localmente poggiano depositi glaciali del supersintema della Colma del Piano (Ranzanico).

Litologia. Il gruppo del Culmine comprende depositi di versante in genere clinostratificati: conglomerati a supporto clastico con matrice arenacea e clasti spigolosi eterometrici (detrito di versante); diamictiti massive a supporto di matrice fine con clasti di dimensioni sino a metriche (trasporto in massa); alternanze regolari di conglomerati a supporto clastico, scarsa o nulla matrice e clasti spigolosi a selezione discreta, e di conglomerati a supporto di matrice, clasti spigolosi a minore selezione, con cementazione minore (facies tipo *grezes lité*). Clasti alimentati dai versanti soprastanti, costituiti da rocce carbonatiche. Cementazione da discreta ad ottima, variabile talora nei singoli livelli in funzione della percentuale di matrice.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie parzialmente conservate, in erosione. I depositi si presentano come piastroni clinostratificati che rivestono il versante, troncati verso valle da scarpate erosionali nette, e sospesi anche di parecchie decine o centinaia di metri rispetto al fondovalle attuale. Essi rappresentano quindi lembi residui di sedimenti, non in equilibrio rispetto all'attuale topografia.

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 entro un arco di tempo compreso tra il Pliocene e l'intero Pleistocene.

11.7.4. - Supersintema della Colma del Piano (CM)

(a cura di A. Bini, S. Rossi & C. Ferliga)

Definizione. Diamicton e diamictiti a clasti eterometrici (depositi glaciali); conglomerati, ghiaie, sabbie stratificate (depositi alluvionali); limi e argille laminare (depositi lacustri). Superficie limite superiore erosiva, polifasica e poligenica; profilo di alterazione sviluppato, di spessore variabile.

Sinonimi. L'unità raduna tutti i depositi glaciali indicati dagli Autori precedenti come anteriori all'ultima avanzata glaciale ("preWürmiani"), nonché lembi di conglomerati interglaciali, in genere non segnalati da tali

Autori; Unità di Piano *p.p.* e Unità di Monte Fossana *p.p.*, comprese nel Complesso del Monte di Lovere, nonché Unità di Spinone *p.p.* nel Complesso dell'Oglio (CORBARI *et alii*, 2000).

Entro il Foglio 098-Bergamo il supersintema della Colma del Piano comprende depositi legati alle glaciazioni anteriori all'LGM presenti nei due distinti bacini del Brembo e dell'Oglio; comprende inoltre un'articolata e complessa successione di depositi lasciata da una diffluenza del ghiacciaio camuno che nelle fasi anteriori all'LGM scendeva lungo la Valle del Cherio. I tre ambiti geografici vengono pertanto trattati separatamente.

Bacino del Brembo

Solo un piccolo settore del bacino del Brembo è incluso nel vertice NW del Foglio 098-Bergamo. In questo tratto di valle, distale rispetto alla fronte del ghiacciaio brembano anche durante la sua massima espansione, sono presenti sequenze di sedimenti alluvionali correlabili alla presenza del ghiacciaio a monte; possono essere quindi considerate come costituite da fluvio-glaciali distali. In particolare, rispetto al segmento di valle più a N, è riconoscibile il solo sintema di Stabello - non distinto cartograficamente - costituito da facies alluvionali terrazzate che affiorano diffusamente nell'area situata in sinistra idrografica del Brembo nella conca di Zogno; qui esso appoggia su terrazzi erosionali in roccia, ed è trocato da una superficie erosionale suturata dai depositi più recenti correlati allo LGM.

In Val Brembana il sintema di Stabello risulta terrazzato dall'erosione, con una successione di scarpate alte sino a 2 m pressoché continua tra q. 390 e q. 365, ove la topografia è complessivamente più ripida; tra q. 365 e q. 350 invece le scarpate sono più ridotte, e separate da pianori molto più ampi caratterizzati da pendenze verso valle, conformi all'andamento dei torrenti che scendono dal versante sudorientale della valle.

La forma di ampie conoidi che assumono i depositi del sintema di Stabello, evidenti soprattutto intorno all'abitato eponimo, è puramente illusoria, in quanto il deposito alluvionale sutura un dosso in roccia che ha assunto forma di conoide a causa dell'erosione da parte di due corsi d'acqua adiacenti, che hanno modellato i litotipi calcarei ben stratificati intercalati da peliti del Calcare di Zu e delle Argilliti di Riva di Solto. La successiva reincisione del deposito alluvionale da parte dei medesimi corsi d'acqua ha poi ulteriormente rafforzato l'aspetto di conoide alluvionale.

Bacino dell'Oglio

Nell'ambito della valle dell'Oglio il supersintema costituisce estese placche di depositi glaciali e di contatto glaciale annidati entro le valli laterali di Vigolo (unità di Paullo, non distinta in carta) e di Fonteno.

In esse sono presenti sia *till* d'alloggiamento che di ablazione: diamicton massivi sovraconsolidati, a supporto di matrice carbonatica variabile da limoso sabbiosa a sabbioso limosa, con clasti di dimensioni da centimetriche a metriche; diamicton a supporto clastico o di matrice non sovraconsolidati. I depositi costituiscono coperture piuttosto continue, incise e terrazzate successivamente, presenti sino a q. 1000 m s.l.m. circa in valle di Fonteno e 800 m s.l.m. circa nella valle di Vigolo. Essi testimoniano ripetute fasi durante le quali il ghiacciaio della valle principale entrava nelle valli laterali, occupandole completamente.

Il supersintema comprende altresì depositi glacialigenici affioranti lungo i versanti del Monte Alto (unità di Corno Nero, non distinta in carta), esternamente alle cerchie moreniche più esterne o a quote superiori a quelle da loro raggiunte. Si tratta di diamicton massivi a supporto di matrice, privi di morfologia propria conservata, caratterizzati da profili di alterazione troncati con orizzonti argillici multipli, diffuse laccature di Fe-Mn e di argilla, orizzonti a *fragipan*, clasti calcarei assenti o argillificati, clasti silicei con *cortex* o arenizzati, colore della matrice 2.5÷7.5YR; spesso sono coperti da coltri eoliche multiple caratterizzate da sequenze complesse in buona parte colluviate.

Bacino del Cherio

Nella valle del Cherio il supersintema della Colma riunisce una successione complessa di unità, non distinte alla scala della carta, legate alle ripetute avanzate della transfluenza del ghiacciaio dell'Oglio attraverso la sella di Endine Gaiano.

Anche in questo caso quindi la superficie limite superiore del supersintema è erosionale, poligenica e polifasica.

I profili di alterazione delle singole unità appaiono via via più evoluti passando dalle unità alimetricamente più basse e più interne nella valle a quelle più alte e maggiormente estese verso S, confermando quindi la presenza di avanzate glaciali successive delineabili anche attraverso la geometria dei corpi sedimentari; il grado di conservazione delle forme a sua volta varia, da ben riconoscibili per le unità interne e più recenti, sino a coperture prive di morfologia propria o singoli erratici sparsi per le unità più distali ed antiche.

Il supersintema in aree esterne al Foglio 098-Bergamo è ricoperto dai depositi del gruppo del Culmine e del sintema del Po. La superficie limite inferiore è erosiva e pone il supersintema a contatto con le formazioni mesozoiche.

I depositi presenti sono costituiti da *till* di alloggiamento e di ablazione, depositi di contatto glaciale, depositi lacustri, depositi fluvioglaciali, depositi di conoide.

Depositi glaciali: diamicton massivi solitamente sovraconsolidati, a supporto di matrice carbonatica variabile da limoso-sabbiosa a sabbioso-limosa con clasti di dimensioni da centimetriche a metriche, passanti superiormente a diamicton a supporto clastico o di matrice non sovraconsolidati, interpretati come depositi al contatto con il ghiacciaio, ed intercalate lenti di limi e limi argillosi da massivi a laminati, talora con *dropstone*, depositi in piccoli bacini marginoglaciali.

Depositi alluvionali e di conoide: ghiaie a supporto clastico o di matrice sabbiosa o sabbioso limosa, moderatamente organizzati e selezionati, con clasti da subarrotondati ad arrotondati. Estremamente caratteristica è la petrografia dei clasti, che riflette in qualche modo l'alimentazione dalla diffidenza del ghiacciaio dell'Oglio: pur essendo prevalenti i clasti carbonatici e terrigeni locali, infatti, sono presenti anche, in percentuali variabili, silicoclasti "esotici" trasportati direttamente dal ghiacciaio oppure rielaborati dalle acque di fusione.

Porzioni estese sia di depositi fluvioglaciali che di conoide si presentano localmente cementate, con cementazione variabile da irregolare ad elevata. Numerose sono inoltre le evidenze di deformazioni sindeposizionali e di glacioteettonica, in prevalenza a spese dei depositi glaciali di fondo e di quelli fluvioglaciali/fluvioli e lacustri.

In particolare sono distinguibili entro la valle del Cherio unità locali (Tab. 1) con facies diversa, morfologia peculiare, grado di alterazione caratteristico, non sempre correlabili tra loro se non in base a rapporti puramente geometrici. Sulla base di esse, durante la massima espansione glaciale la valle appare riempita dal ghiacciaio sino a quote attorno ai 760 m in corrispondenza del Lago di Endine, con un'estensione massima della fronte sino ad Entratico (unità di Monte Fossana); le fasi più recenti anteriori all'LGM sono invece testimoniate dalla morena terminale che sbarra il lago, a cui si raccorda la piana fluvioglaciale (*sandur*) antistante (unità di Carice).

Età: Il supersintema raduna corpi di età molto varia, compresa tra il Gelasiano e il Pleistocene medio.

unità	Area di affioramento	Litologia	limiti	Profilo di alterazione	Morfologia	Paleogeografia
U. di Carice	Fondovalle allo sbocco del lago di Endine, attorno a q. 340-350 m s.l.m.	Diamicton a ciotoli e blocchi (<i>till</i> di ablazione); sabbie e ghiaie stratificate (depositi fluvioglaciali)	Inferiore: substrato Superiore: superficie topografica, sintema del Po, facies alluvionali e di versante.	Non osservato	Ben conservata; morena frontale e piana fluvioglaciale correlata alla morena	Diffuenza del Ghiacciaio Camuno; unità più recente ed interna.
U. di Spinone al Lago	Versanti sopra Spinone, attorno a q. 500 m s.l.m.	Ghiaie, sabbie, diamicton con silicoclasti camuni (depositi di contatto glaciale); singoli erratici.	Inferiore: substrato Superiore: superficie topografica	Non osservato	Terrazzi sospesi sul fondovalle, con scarpata sino a 3 m di altezza.	Depositi di contatto glaciale sostenuti dalla diffuenza camuna in una fase anteriore a quella dell'U. di Carice.
U. di Bianzano	Versanti e conca di Gaverina Terme, e sponda sinistra del lago di Endine, fra 500 e 600 m s.l.m.	Diamicton massivo a supporto di matrice o clastico, con erratici (depositi di contatto glaciale e glaciali)	Inferiore: substrato Superiore: superficie topografica	Non osservato	Coperture prive di forma, localmente terrazzate.	Diffuenza del Ghiacciaio Camuno, unità più esterna ed alta rispetto a ll'U. di Spinone.
U. di Bosco Gromo	Sinistra idrografica tra Monasterolo del Castello e Grone	Conglomerati a clasti spigolosi monogenici, matrice scarsa o assente, cementazione scarsa (depositi di debris-flow).	Inferiore: substrato Superiore: superficie topografica	Profilo di alterazione variabile, decarbonatazione irregolare a spese dei cementi e dei clasti.	Ben conservata; ampie fasce di conoidi che arrivano al fondovalle	Depositi di versante eteropici a depositi glaciali.
U. di Pian Martino	Pian Martino a Gaverina Terme	Limi massivi debolmente argillosi (loess); diamicton massivo a supporto	Inferiore: substrato Superiore: superficie topografica	Decarbonatazione spinta nelle facies fini; clasti carbonatici alterati	Coperture prive di forma,	Diffuenza del Ghiacciaio Camuno

			di matrice sabbiosa, clasti carbonatici e subordinati silicoclasti (<i>till</i> di alloggiamento).				
U. di Piano		Affiorano sopra i 500 m presso Bianzano.	Diamicton massivi a supporto clastico con sparsi esotici, ben cementati (depositi di versante che rimaneggiano depositi glaciali)	Inferiore: substrato Superiore: superficie topografica	Non osservato	Coperture generalmente, conservati tratti di morena laterale.	Depositi di ablazione collassati lungo il versante in fase di ritiro.
Successione di Grone	Grone 1	Grone	Argilla limosa massiva, con sparsi clasti ben arrotondati (<i>till</i> d'alloggiamento)	Limite superiore con Grone 2	Non osservato	Coperture prive di forma	Pulsazioni successive della lingua difluente del Ghiacciaio Camuno
	Grone 2	Grone	Diamicton massivo a supporto clastico e matrice sabbiosa (<i>till</i> d'ablazione)	Limite inferiore su Grone 1			
	Grone 3	a valle di Grone.	Diamicton massivo a supporto di matrice, clasti poligenici, subarrotondati, prevalenti calcarei (<i>till</i> di ablazione).	Terrazzo connesso con la deposizione glaciale in una zona laterale rispetto alle unità precedenti			
	Grone 4	Grone	Conglomerato monogenico a clasti calcarei ben cementato (depositi alluvionali)	Unità più antica della successione			

Unità di Endine	Tra Ranzanico e Piangaiano in destra idrografica	Diamicton massivo poligenico, clasti arrotondati con strie, supporto di matrice argilloso-sabbiosa (<i>till</i> di ablazione)	Inferiore: substrato Superiore: superficie topografica, sintema del Po, facies lacustri.	Clasti con <i>cortex</i>	Coperture prive di forma	Pulsazione recente della lingua diffuente del Ghiacciaio Camuno
U. di M. Fossana	Tra Entratico e Fomaci	Diamicton massivo a supporto di matrice argillosa con ciottoli residuali silicei; singoli massi erratici (depositi glaciali)	Limite inferiore non osservato; limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica	Esteso a tutto lo spessore, clasti carbonatici assenti, clasti silicei alterati, colore della matrice 5YR	Coperture prive di forma; talora terrazzata successivamente	Espressione della fronte della diffuente camuna nel MEG

Tab. 1 – Supersintema della Colma, Valle del Cherio: unità distinte ma non cartografate

11.7.5. - Gruppo di Prato Grande (GR)

(a cura di C. Ferliga)

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

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. Unità Postglaciale *p.p.* (ROSSI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Grandi corpi di frana parzialmente articolati, passanti verso l'alto a macereti di blocchi disarticolati presenti in valle del Luio fra Villa del Dosso, Abbazia e Ponte Luio; lobi e colate locali in valle del Cherio e del Serio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosivo sulla successione mesozoica o su depositi continentali precedenti; superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica. Profilo di alterazione troncato.

Litologia. Il gruppo di Prato Grande è costituito da depositi di versante e di frana: diamicton massivi pedogenizzati, a supporto clastico o di matrice con clasti spigolosi derivati dalle pareti soprastanti o da depositi glaciali più antichi; ammassi rocciosi disarticolati e ribassati per gravità, entro cui appare ancora riconoscibile la successione stratigrafica ma con limiti dislocati; coperture di blocchi accatastati *in situ* alla sommità di ammassi disarticolati.

Morfologia. Il gruppo comprende 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; lobi e colate di materiale da piccole nicchie sul versante, con morfologie sempre ben riconoscibili.

Età. Pleistocene.

11.7.6. - Sintema del Po (POI)

(a cura di D. Corbari & C. Ferliga)

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). Superficie limite superiore caratterizzata da alterazione assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione.

Sinonimi. Alluvioni attuali, recenti, antiche e tardive, Torbe e terreni torbosi recenti (BONI & CASSINIS, 1973); Alluvioni sabbioso ghiaiose, terrazzate, postglaciali antiche (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970); Alluvioni di fondovalle localmente passanti a depositi lacustri, Detrito sciolto e cementato *p.p.*, Unità postglaciale (ROSSI *et alii*, 2000).

Area di affioramento. Seppure in modo non continuo i depositi riferibili all'unità sono presenti in modo diffuso su tutta l'area del foglio, dal fondovalle attivo dei principali corsi d'acqua sino alle falde detritiche presenti alla base e lungo le pendici di tutte le principali scarpate e pareti in roccia; analogamente avviene per i corpi di frana.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite superiore con caratteri variabili in funzione dell'ambiente considerato e dei processi sedimentari e pedologici in atto. In generale si osserva alterazione dei clasti molto ridotta, con *cortex* millimetrico sui clasti carbonatici e blanda alterazione di micascisti e filladi, profondità del fronte di decarbonatazione solitamente inferiore a 0,5 m, colore della matrice 10YR-2.5Y; localmente è possibile però trovare suoli maggiormente rubefatti. I suoli sviluppati sulla superficie limite superiore variano da entisuoli ad inceptisuoli sino ad alfisuoli poco evoluti, tipici delle superfici più antiche e stabili.

Dato che rappresenta l'ultimo evento sedimentario, il sintema del Po non è coperto da altri depositi, mentre ricopre tutte le altre unità presenti nel foglio.

Litologia.

- Depositi alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico con matrice sabbiosa; ghiaie stratificate a supporto di matrice, con clasti da centimetrici a decimetrici da subspigolosi ad arrotondati e tabulari; corpi lenticolari di sabbie; limi e argille di esondazione. Clasti che rispecchiano le petrografie presenti a monte.

- Depositi di *debris flow*: diamicton massivi o rozzamente stratificati, a prevalente supporto di matrice e clasti da centimetrici sino a blocchi, spigolosi o subspigolosi.

- Depositi di versante: diamicton talora stratificati parallelamente al pendio, a supporto sia clastico che di matrice sabbioso-limosa; 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.

- Depositi colluviali: limi e limi argillosi con sparsi clasti spigolosi.

- 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.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie nette e ben conservate, anche terrazzate, il più delle volte ancora in evoluzione

L'unità struttura le superfici recenti e attuali, in un articolato insieme di ambienti e di depositi in stretta connessione fra di loro, sia per eteropia sia secondo superfici erosive di vario ordine. Essa registra l'evoluzione del territorio a partire dal termine dell'ultimo evento glaciale e nel corso dell'Olocene. Buona parte di queste superfici sono attualmente urbanizzate e presentano chiare evidenze di rimaneggiamento antropico che però quasi sempre non arriva a rendere del tutto irriconoscibile la morfologia originaria.

Lungo l'alveo del Serio i depositi appaiono discontinui e spesso molto mobili entro il tratto montano; allo sbocco in pianura, a S di Seriate la piana alluvionale attuale diviene evidente e continua, incassata al massimo di un paio di metri entro la superficie del supersistema della Selva di Clusone.

Nella valle del Cherio molto evidenti sono le ampie falde di detrito di versante presenti a N del Lago di Endine, mentre lungo i versanti sono diffusi i fenomeni di colata e trasporto in massa, spesso con piccoli conoidi impostati allo sbocco delle valli. La piana a N di Casazza è solo parzialmente attribuibile a dinamiche fluviali, in quanto buona parte del riempimento è dovuto all'attività del versante. A N del Lago di Endine vengono attribuiti al sistema del Po l'intera piana lacustre e i due grandi conoidi che si raccordano ad essa.

Età. Pleistocene superiore - Olocene.

12. - GEOLOGIA SUBACQUEA

(a cura di D. Corbari & C. Ferliga)

Nel corso del 2002 Regione Lombardia, in collaborazione con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste (OGS), ha realizzato uno studio morfo-batimetrico e geofisico del Lago d'Iseo (PICCIN & COREN, 2002). In particolare sono stati eseguiti:

- rilievo batimetrico del fondale del lago (tecnologia *multibeam*) integrato nel 2003, relativamente alla fascia costiera e al Mont'Isola, da un rilievo aereo con *laser scan* (tecnologia LIDAR);
- prospezione sismica monocanale ad altissima risoluzione;
- prospezione sismica multicanale ad alta risoluzione.

Il DTM e la carta batimetrica - con accuratezza di 10 cm in verticale - da essa derivato hanno consentito uno studio fisiografico e morfologico dell'intero lago; mediante l'analisi del coefficiente di retrodiffusione (*backscattering*) del sistema *multibeam* è stata anche determinata la riflettività del fondo, ottenendo quindi indicazioni indirette sulla litologia dei sedimenti ivi presenti. I dati delle linee sismiche monocanale hanno permesso lo studio dell'architettura dei sedimenti pleistocenici, ottenendo informazioni in un intervallo compreso tra il fondo del lago e circa 120 ms (in tempi doppi). L'interpretazione delle linee sismiche multicanale ha consentito di individuare la presenza del basamento acustico e di indagare la struttura del *bedrock*.

Integrando i dati del rilevamento delle aree emerse con quelli derivanti dai rilievi geofisici è stato possibile ricostruire la geologia del fondale, cartografando i principali corpi sedimentari pleistocenici e la successione rocciosa mesozoica. In tale ricostruzione la componente interpretativa è ampiamente dominante e, *a fortiori*, il dettaglio delle unità cartografate non è dello stesso ordine di accuratezza di quello delle porzioni di territorio emerse (CASSINIS *et alii*, 2011). I Fogli 099-Iseo e 098-Bergamo rappresentano il primo esempio italiano in ambito continentale di cartografia geologica di unità sommerse.

12.1 - GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA

La morfologia

Il fondo del Lago d'Iseo può essere suddiviso in base alla morfologia e alla batimetria in cinque parti (BINI *et alii*, 2007). Considerando anche la porzione di lago esterna al foglio, da N a S si distinguono i seguenti ambiti fisiografici (Fig. 25):

- **Prodelta dell'Oglio**, caratterizzato sino all'isobata -160 m da un pendio relativamente ripido, inciso da canali di torbidità, passante in profondità a una fascia a inclinazione inferiore di raccordo al bacino. Il prodelta è costituito da sedimenti di delta-conoide, prevalentemente fini nella porzione superficiale del corpo sedimentario e più grossolani in profondità;
- **Bacino Centrale**, subpianeggiante e contornato da scarpate subverticali che scendono sino a circa -250 m; esso è caratterizzato da sedimenti fini postglaciali (Sequenza A), sovrapposti a depositi glaciali presumibilmente dello LGM (Sequenza B), e a depositi lacustri pre-LGM (Sequenza C);
- **Scarpata di Mont'Isola**, lineamento molto netto, a decorso NNE-SSW, che delimita verso ESE il Bacino Centrale;
- **Canale di Sale Marasino**, bacino subpianeggiante blandamente degradante verso S, con fondo a profondità non superiore ai -100 m e

costituito da sedimenti autigeni;

- **Bacino di Sarnico**, costituito - dallo sbocco del lago verso E sino a Clusane - da un *plateau* a profondità non superiore ai 15 m, per poi approfondirsi in un'ampia valle a decorso SW-NE, che all'altezza di Mont'Isola incide l'omonima scarpata e si raccorda al più profondo Bacino Centrale.

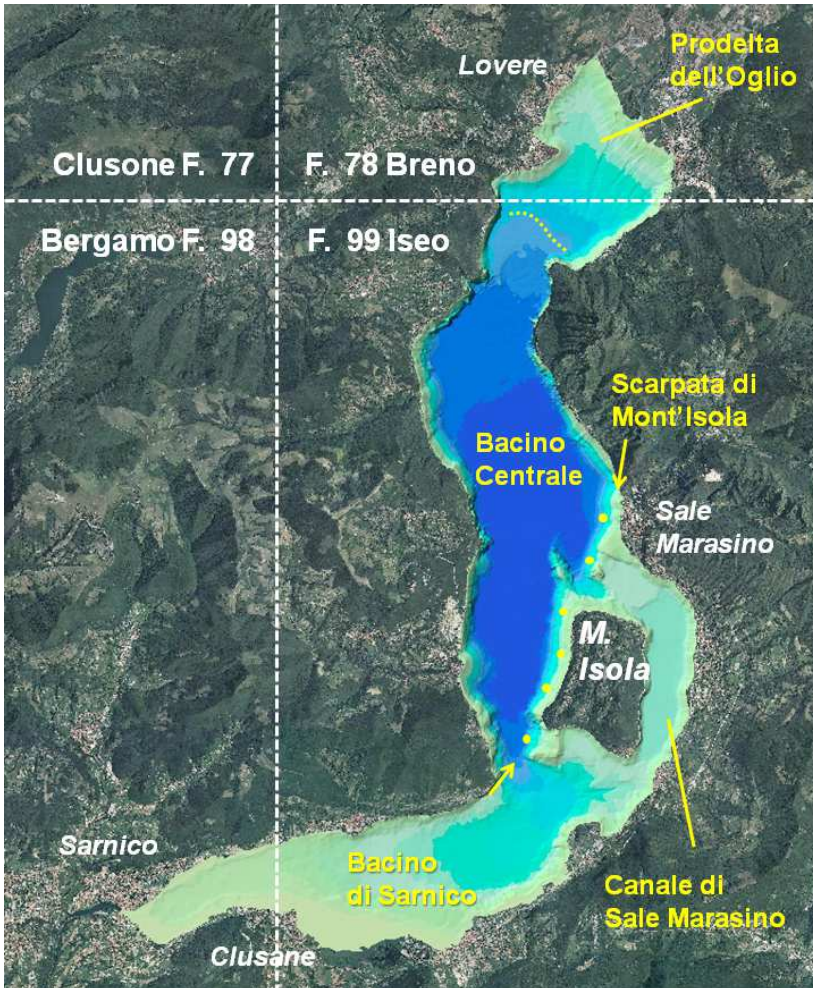


Fig. 25 - Morfologia del fondo del Lago, derivata dal DEM, con indicate le varie aree distinte.

Il tratto in approfondimento presenta profilo concavo, privo di *talweg*, e appare inciso entro sedimenti pleistocenici, probabilmente depositi glaciali pre-LGM affioranti lungo le scarpate, mentre il fondo è occupato da sedimenti fini da decantazione.

Il *plateau* – quasi interamente compreso entro il presente foglio - si estende immediatamente all'esterno rispetto alla fronte del ghiacciaio durante l'LGM, ricostruita sulla base dei dati rilevati lungo i versanti sopra il livello del lago. L'ampia superficie sommersa a debole profondità può quindi essere legata a depositi originati da scaricatori glaciali entro un lago marginoglaciale localizzato presso Sarnico, alla fronte del ghiacciaio in ritiro.

La successione sedimentaria

I caratteri e le geometrie dei riflettori individuati nei profili sismici monocanale (Fig. 26), integrati con dati derivati dalle linee sismiche multicanale, mostrano, a centro lago, una successione sedimentaria potente sino a 200 m. Essa è caratterizzata da una porzione superiore (Sequenza A), deposta dopo l'ultima avanzata glaciale (LGM) e interpretabile come depositi lacustri autigeni e/o sedimenti terrigeni fini torbiditici; da una porzione intermedia (Sequenza B) costituita da probabili *till* e attribuita all'LGM; e da una porzione profonda (Sequenza C) analoga alla prima e quindi interpretabile come depositi lacustri e/o glaciolacustri, legati ad eventi deposizionali anteriori all'LGM.

Nel settore meriodionale del lago (Bacino di Sarnico) - compreso in gran parte entro il presente foglio - in corrispondenza del limite dell'LGM tracciato sulla base dei depositi emersi, le Sequenze A e B mostrano caratteristiche e geometrie peculiari (Fig. 26), ammantando una topografia preesistente legata a movimenti gravitativi e a morfologie glaciali (BINI *et alii*, 2007). La Sequenza A giace in discordanza su di una facies sismica caratterizzata da riflettori continui e subparalleli, interpretabile come sedimenti glaciolacustri (Sequenza B' in BINI *et alii*, 2007). Si tratterebbe quindi del corpo di sedimenti corrispondente alla piana lacustre marginoglaciale ipotizzata sulla base di batimetria e morfologia.

In tale interpretazione, i sedimenti glaciali più antichi, entro cui la piana occidentale del Bacino di Sarnico è incisa e che costituiscono la scarpata che la contorna verso l'esterno, sono da riferire a eventi precedenti lo LGM; vengono quindi attribuiti nella cartografia in scala 1:50000 al supersintema della Colma del Piano.

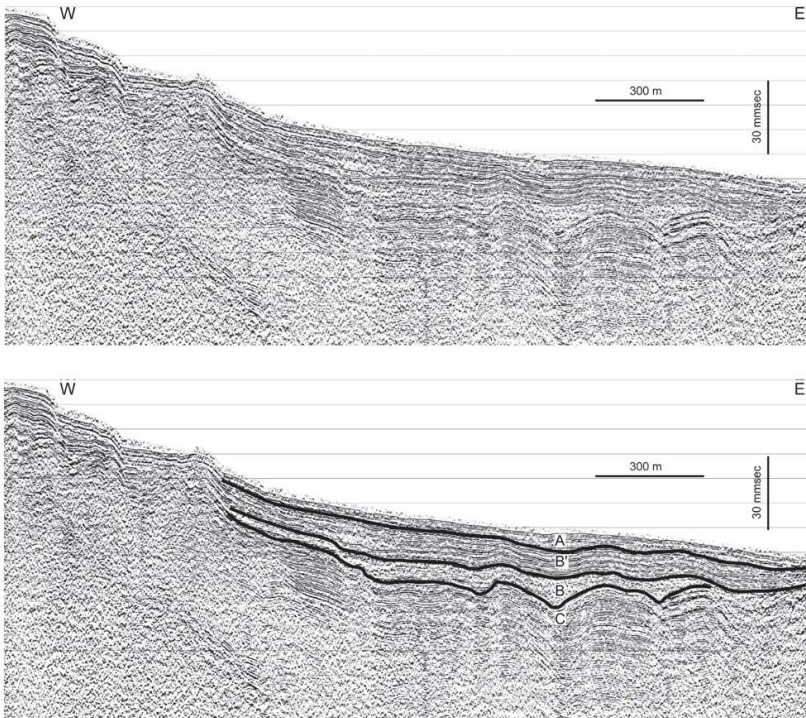


Fig. 26 - Profilo sismico monocanale attraverso il Bacino di Sarnico: le Sequenze A e B ammantano una preesistente topografia; la Sequenza B' è coperta in discordanza dai depositi della sequenza A (da BINI et alii, 2007).

BOZZA

V. EVOLUZIONE DEL TERRITORIO

1. - ASSETTO STRUTTURALE

La struttura a pieghe e sovrascorrimenti del Sudalpino Lombardo risulta chiaramente esposta nei settori montuoso e collinare del Foglio 098-Bergamo, sino al contatto con i sedimenti pleistocenici e olocenici della pianura. Essa si manifesta nella forma di una pila di embrici, coinvolgenti le unità triassico-cretaciche scollate a vari livelli e traslate verso S e/o SSE durante differenti fasi di accavallamento, comprese tra il Cretacico superiore e il Miocene superiore (GAETANI *et alii*, 1981; LAUBSCHER, 1985; PIERI & GROPPi, 1981; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). La terminologia delle unità strutturali affioranti segue gli schemi proposti in GAETANI *et alii* (1981) e più recentemente in BERSEZIO *et alii* (1990, 1997) e nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (FORCELLA & JADOUL, 2000). Per quanto riguarda la struttura sepolta nel sottosuolo della pianura, la terminologia descrittiva si basa fondamentalmente sui dati AGIP, pubblicati in PIERI & GROPPi (1981), CASSANO *et alii* (1986), recentemente dettagliati nel territorio del Foglio 098-Bergamo da BERSEZIO *et alii* (2001).

1.1 - LE UNITÀ STRUTTURALI ALPINE

Il Foglio 098-Bergamo comprende differenti unità strutturali alpine, disposte in fasce a direzione circa E-W, delimitate da superfici di accavallamento, scollamento e/o da zone di taglio e intensa deformazione, parallele o trasversali agli allineamenti tettonici prevalenti. In estrema sintesi, da N verso S, nel foglio si riconoscono (Fig. 3):

1) Parautoctono delle Prealpi (GAETANI & JADOUL, 1979; GAETANI *et alii*, 1981); costituito da un sistema di embrici sud-vergenti nell'ambito del quale nel Foglio 098-Bergamo sono ben individuati quelli relativi ai sovrascorrimenti di Albino e di Gaverina-M. Bronzone.

Sovrascorrimento di Albino; una struttura il cui fronte meridionale decorre con direzione N110 dal M.Canto Alto fino ad Albino, presso il Fiume Serio. Essa conserva in posizione alloctona il *Graben* di Selvino, struttura distensiva a direzione meridiana intersecata da filoni di porfiriti terziarie (FANTONI *et alii*, 1999).

Sovrascorrimento di Gaverina - M.Bronzone; estremo occidentale del Sovrascorrimento di Predore (GAETANI *et alii*, 1981). Si tratta di accavallamenti sud-vergenti che proseguono verso oriente la struttura meridionale del Parautoctono, coinvolgendo, oltre alla Dolomia Principale, le formazioni bacinali noriche (gruppo dell'Aralalta) e le successioni norico-retiche, scollate e scomposte in lembi alloctoni embricati di minore spessore e estensione laterale.

2) Flessura Pedemontana; a ridosso dei sovrascorrimenti del Parautoctono la Flessura comprende gli sciami di pieghe di trascinamento, già definite come fascio delle pieghe di Ubiale - Lonno (GAETANI *et alii*, 1981), del M. Misma - M. Pranzà e della Valle Adrara. Questo sciame di pieghe-faglie, rovesciate verso SSW, coinvolge le formazioni giurassiche e rideforma le strutture distensive legate alla principale fase di *rifting* (Liassico), preservata nel Sudalpino Lombardo. Le stesse si traducono in una complessa zona di faglie inverse, pieghe e sovrascorrimenti S-vergenti e N-vergenti (retroscorrimenti), accavallate sul prisma clastico del Cretacico superiore, che possono esprimere raccorciamenti anche notevoli, giustapponendo domini paleogeografici non adiacenti in origine. E' il caso dei sovrascorrimenti impostati alle pendici meridionali del M. Misma, dove differenti embrici S-vergenti contengono successioni turoniane di ambiente prossimale, altrove ignote, a contatto con i propri equivalenti distali (BERSEZIO *et alii*, 1989). In generale questo sciame di faglie si imposta in corrispondenza della marna di Bruntino, costituenti il principale livello, affiorante, di scollamento tra le formazioni cretache e la successione mesozoica più antica.

Il fascio di strutture della Flessura Pedemontana risulta scomposto in differenti segmenti delimitati e connessi da zone di trasferimento dirette NNW-SSE, lungo le quali spesso si impostano gli assi vallivi trasversali alla catena (Val Seriana, Val Cavallina, Valle Adrara).

3) Zona a pieghe e sovrascorrimenti delle Colline Pedemontane (BERSEZIO & FORNACIARI, 1987); si sviluppa a S della Flessura Pedemontana ed è costituita dalla successione cretacea caratterizzata da una struttura pellicolare con pieghe sinformi-antiformi, regionali, vergenti verso i quadranti meridionali, con lunghezza d'onda chilometrica e dimensioni longitudinali di alcuni chilometri. Le tracce delle superfici assiali di queste strutture presentano direzione prevalente da E-W a WNW-ESE e anche gli assi delle mesopieghe associate si conformano a questo andamento. E' possibile la distinzione di tre aree: un'area settentrionale, direttamente connessa alla Flessura Pedemontana, un'area centrale, sviluppata all'altezza di Zandobbio, un'area meridionale che si va affondando sotto i sedimenti plio-quadernari della pianura.

L'area settentrionale mostra caratteri diversi in destra e in sinistra del Cherio. In destra, verso il Fiume Serio, adiacente alla Flessura presso il M. Misma, domina una struttura a pieghe e pieghe fagliate, dirette da N90 a N110, chiaramente sovrascorsa verso i quadranti meridionali. Tra Bocche del Gavarno e Sant'Ambrogio risultano chiaramente delineati i nuclei turoniani di strutture sinclinaliche, ripetute per faglie inverse, immerse a N. Nella sinclinale settentrionale, sviluppata subito a meridione del M. Misma, le unità turoniane ricoprono in discontinuità la Maiolica. In sinistra del Cherio, verso la Valle Adrara, la struttura perde l'identità sopra descritta, per dar luogo ad una serie di embrici retrovergenti che coinvolgono in particolare le formazioni aptiano-albiane.

L'area centrale è dominata da una struttura antiforme aperta, con superficie assiale diretta N110/N130, con assi immergenti verso WNW e ESE: l'anticlinale di Zandobbio. Questa struttura culmina nella zona di Zandobbio, ove presenta il fianco meridionale verticalizzato, portando in affioramento unità carbonatiche giurassiche. A NE di Zandobbio, tra l'anticlinale di Zandobbio e gli embrici dell'area settentrionale, si interpone la sinclinale di Foresto Sparso. E' una struttura aperta, diretta N110, simmetrica, con al nucleo le unità coniaciane, scollata alla base al livello delle peliti albiane e leggermente retroscorsa in corrispondenza del fianco settentrionale. La struttura di Zandobbio - Foresto Sparso è svincolata verso E dall'anticlinale serrata del M. Dratto, per mezzo della linea di Credaro, trasversale agli assi strutturali con direzione NNW-SSE, che interseca anche le strutture dell'area meridionale.

L'area meridionale è caratterizzata da pieghe aperte e chilometriche, asimmetriche, con fianchi settentrionali verticalizzati; sinformi e antiformali, tra cui la sinclinale di Carobbio - Gandosso, seguita a S dall'anticlinale di Chiuduno-Grumello, con assi diretti tra N110 e E-W. Le pieghe coinvolgono le unità cretache fino alla pietra di Credaro (Campaniano), immergendosi sotto i depositi clastici della piana del Cherio e dell'Oglio. La sinclinale di Carobbio - Gandosso è scomposta da un sistema di faglie normali con direzione circa N-S che determinano lo sviluppo di strutture che isolano in particolare un alto strutturale nella zona di Monte della Croce, rispetto al quale sono ribassati i settori occidentale e orientale. Nel sottosuolo di questo settore l'interferenza tra fronti di limitato sovrascorrimento e pieghe, osservati in sismica, determina una struttura complessa con orientazioni degli elementi tettonici in direzione WNW-ESE e WSW-ENE, cui è riconducibile la struttura monoclinale affiorante al M.Tomenone, presso Brusaporto.

4) Strutture sepolte del margine meridionale della catena sudalpina; unità terziarie embricate del sottosuolo (FANTONI *et alii*, 1999; BERSEZIO *et alii*, 2001). Nel sottosuolo della zona meridionale del Foglio 098-Bergamo si sviluppa il raccordo tra la pila affiorante degli embrici sudalpini e l'avampaese padano, ben rappresentato dalla sismica petrolifera (PIERI & GROPPA, 1981). Si tratta di una fascia contigua e parallela al margine sudalpino, sottostante alle unità pleistoceniche e oloceniche della piana del Serio e del Cherio. Ampia circa 15 km, è caratterizzata dalla deformazione ad embrici del prisma clastico terziario della Gonfolite e delle unità equivalenti, a tetto di un substrato mesozoico fortemente ribassato verso S. La struttura ad embrici è sostenuta da un livello di scollamento ubicato al tetto della Scaglia paleocenica e/o entro le Marne di Gallare (BERSEZIO *et alii*, 2001). Il livello di scollamento appare geneticamente correlato alle superfici che al margine sudalpino deformano la successione mesozoica.

VI. ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI

1. - SISMICITÀ

(a cura di A. Rovida)

La sismicità della Lombardia è caratterizzata da pochi terremoti di magnitudo da media a bassa. In generale si osserva una diminuzione sia dell'energia rilasciata sia del numero di eventi da E verso W, con la quasi assenza di terremoti a W di Milano. Secondo il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI04; GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004), che riporta eventi con Magnitudo $M_w \geq 4.5$ e/o intensità epicentrale $I_o \geq 5$, l'attività sismica si localizza principalmente lungo il margine delle Alpi tra i laghi di Garda e Iseo. Secondo GRUPPO DI LAVORO MPS (2004) in quest'area CPTI04 è risultato completo per $M_w \geq 5.5$ dopo il 1700, utilizzando il metodo statistico di ALBARELLO *et alii* (2001) e, dopo il 1530, utilizzando il metodo storico di STUCCHI *et alii* (2004).

I terremoti più recenti, registrati strumentalmente e quindi anche di magnitudo molto bassa, risultano più sparsi, in particolare verso S e verso W.

Per quanto riguarda il Foglio 098-Bergamo, CPTI04 riporta solamente quattro terremoti localizzati lungo il suo bordo occidentale e uno lungo il margine orientale (Fig. 27; Tab. 2).

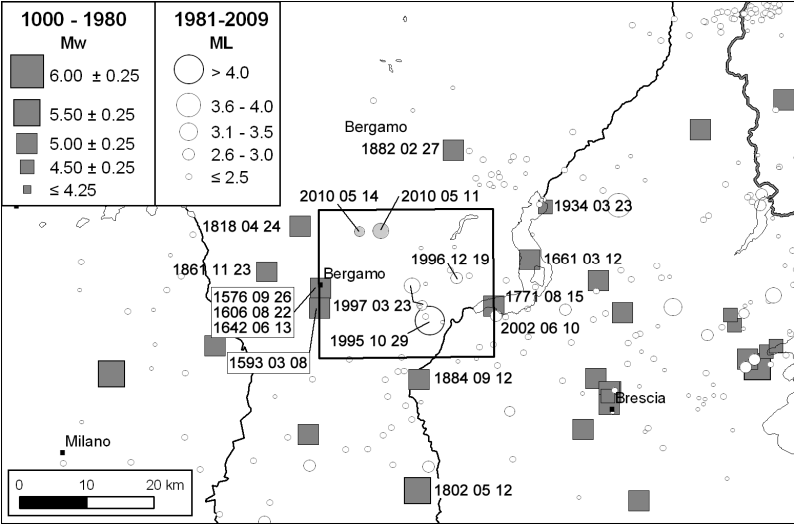


Fig. 27 - Sismicità tra gli anni 1000 e 1980 da CPTI04 (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004) e tra gli anni 1981 e 2006 da CSI 1.1 (CASTELLO et alii, 2006, e Bollettino Strumentale INGV). (Mw= magnitudo momento, ML=magnitudo locale). Il rettangolo evidenzia l'area del Foglio 098-Bergamo.

Tab.2 - Terremoti con epicentro all'interno e in prossimità dell'area del foglio, da CPTI04 (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004). (Anno = Tempo origine:anno, Me=Tempo origine: mese, Gi=Tempo origine: giorno, Or=Tempo origine: ora, Mi= Tempo origine: minuti, Se=Tempo origine: secondi, AE=Denominazione dell'area dei massimi effetti, Rt=Codice dell'elaborato di riferimento, Np=Numero dei dati puntuali di intensità disponibili, Imx=Intensità massima x 10 (scala MCS) Io=Intensità epicentrale x 10 (scala MCS), Mw=Magnitudo momento, DMW=Errore associato alla stima di Mw.

N	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Se	AE	Rt	Np	Imx	Io	Lat	Lon	Mw	DMw
271	1576	09	26	06			BERGAMO	POS85			6	45.667	9.667	4.83	0.26
284	1593	03	08				BERGAMO	DOM	1	6-7	6-7	45.694	9.670	5.03	0.33
302	1606	08	22				BERGAMO	DOM	1	6-7	6-7	45.694	9.670	5.03	0.33
346	1642	06	13	22			BERGAMO	DOM	1	6-7	6-7	45.694	9.670	5.03	0.33
365	1661	03	12				Montecchio	CFTI	8	7-8	7	45.730	10.070	5.17	0.30
583	1771	08	15				SARNICO	POS85			6	45.667	10.000	4.83	0.26
1076	1882	02	27	06	30		ROVETTA	DOM	37	6-7	6-7	45.878	9.926	4.96	0.13
1099	1884	09	12				PONTOGLIO	DOM	24	6	6	45.570	9.856	4.83	0.26
1889	1934	03	23	01	46	50	PISOGNE	POS85			5-6	45.800	10.100	4.63	0.11

In corrispondenza di Bergamo (Fig. 27), sono localizzati i terremoti del 26 settembre 1576, del 8 marzo 1593, del 22 agosto 1606 e del 13 giugno 1642, tutti con $M_w 5.03 \pm 0.33$. Le informazioni disponibili per questi terremoti provengono unicamente da Bergamo, con effetti valutati come 6-7 MCS (GUIDOBONI *et alii*, 2007; ARCHIVIO MACROSISMICO GNDT, 1995); pertanto le loro localizzazioni e magnitudo sono da considerarsi molto incerte. La mancanza di ulteriori informazioni sui terremoti del 1593 e del 1606 è stata recentemente confermata da STUCCHI *et alii* (2008). Per il terremoto del 1642, invece, questi autori confermano l'intensità 6-7 MCS a Bergamo ma identificano altri 8 risentimenti, con le intensità più elevate valutate a Mantova (I 6 MCS) e Parma (I 5 MCS). Questa nuova distribuzione dei dati di intensità sposta l'epicentro verso S, fuori dall'area del foglio.

Sulla base delle poche informazioni contenute in BARATTA (1901) il terremoto del 15 agosto 1771 è stato localizzato dal "Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980" (POSTPISCHL, 1985) vicino a Sarnico con intensità epicentrale I_0 6; da questa CPTI04 valuta $M_w 4.83 \pm 0.26$. GUIDOBONI *et alii* (2007) rivalutano gli effetti macrosismici di questo terremoto, assegnando intensità 5 MCS a Bergamo, Brescia e Monza. Questa distribuzione degli effetti porta la localizzazione dell'epicentro più a S lungo il Serio e con M_w di poco superiore a 4.

Oltre ai citati terremoti, di energia medio-bassa e generalmente supportati da poche informazioni storiche che ne rendono poco vincolati i parametri epicentrali, la storia sismica di Bergamo fornita dal Database Macrosismico Italiano DBMI04 (STUCCHI *et alii*, 2007; Fig. 28) riporta intensità superiori a 5 MCS anche in seguito a terremoti più forti avvenuti a maggiore distanza. In particolare, intensità 6-7 MCS è stata valutata a Bergamo per i terremoti del 1295 di Coira (Svizzera) e 12 maggio 1802 nella Valle dell'Oglio. Quest'ultimo è tra i più forti ($M_w 5.67 \pm 0.09$ secondo CPTI04) e significativi della Lombardia, avendo causato gravi danni ad alcune località della Valle dell'Oglio ed essendo localizzato in pianura in corrispondenza dei fronti alpini sepolti. Recentemente ALBINI & ROVIDA (2010) hanno rivalutato gli effetti di questo terremoto con l'utilizzo di documenti archivistici non considerati dagli studi precedenti. Sulla base di queste nuove informazioni l'intensità è valutata come 5-6 MCS a Bergamo e 6 MCS per tre località all'interno dell'area foglio (Alzano Lombardo, Entratico e Bagnatica). Secondo questo studio la localizzazione del terremoto non cambia, ma la magnitudo risulta più vicina a 6.

L'intensità macrosismica a Bergamo è stata valutata come 5-6 MCS anche per i terremoti del 25 dicembre 1222, di incerta localizzazione nell'area tra Brescia e Verona e $M_w 6.05 \pm 0.13$, del 12 marzo 1661, ($M_w 5.17 \pm 0.30$) e del 30 ottobre 1901 di Salò ($M_w 5.67 \pm 0.07$).

Per quanto riguarda il terremoto del 1661, la localizzazione di CPTI04 in corrispondenza del Lago di Iseo deriva dalla distribuzione delle intensità fornita da BOSCHI *et alii* (1997). Secondo STUCCHI *et alii* (2008) questo terremoto fa parte di una sequenza di eventi moderati i cui effetti sono difficilmente separabili. L'evento principale sarebbe datato 11 marzo e avrebbe provocato crolli nei monasteri di Albino e Montecchio, quest'ultimo localizzato a Credaro e non in Valcamonica come in BOSCHI *et alii* (1997), forse lievi danni a Bergamo e fu sentito a Milano. Sulla base di queste scarse informazioni la magnitudo riportata in CPTI04 sarebbe sovrastimata, e l'epicentro sarebbe localizzato più a W, al centro dell'area del foglio.

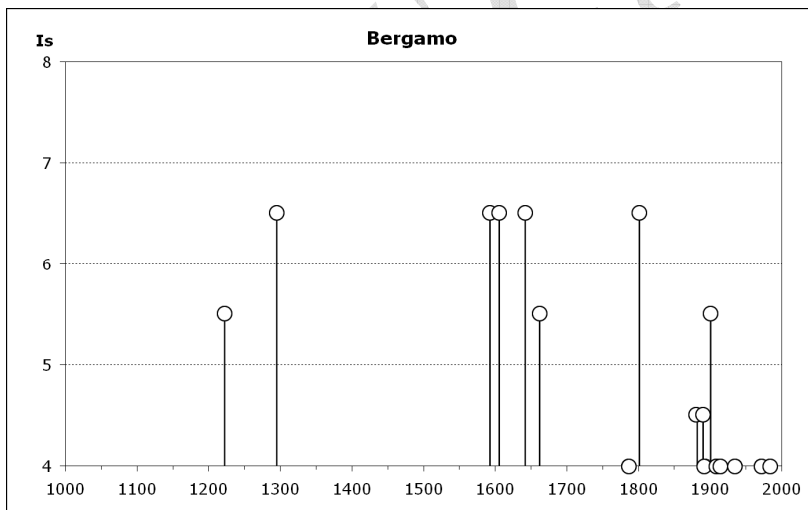


Fig. 28 - Grafico della storia sismica di Bergamo, da DBMI04 (STUCCHI *et alii*, 2007)
Is=Intensità macrosismica.

Per quanto riguarda la sismicità recente il catalogo strumentale CSI 1.1 (CASTELLO *et alii*, 2006) localizza alcuni terremoti di energia moderata all'interno dell'area del foglio. Lungo il fiume Oglio a SW di Sarnico, è localizzato il terremoto del 29 ottobre 1995, con Magnitudo $M_l = 4.7$ (M_w

4.57 in CPTI04) e profondità di circa 24 km. Secondo DBMI04 questo terremoto fu risentito in più di 400 località, molte delle quali all'interno dell'area del foglio, ma senza superare la soglia del danno (I 5-6 MCS assegnata solamente a Calcinade, Scanzorosciade e Viadanica). Nella zona tra il Lago di Iseo e Bergamo, sono stati registrati altri terremoti di bassa energia, tra cui: uno il 19 dicembre 1996 (Ml 2.6 da CSI1.1), due il 23 marzo 2007 con Ml 3.4 e Ml 2.6 e infine il 11 e 14 maggio 2010, rispettivamente con Ml 3.3 e 2.8 (Bollettino Strumentale INGV). Da segnalare inoltre il terremoto del 10 giugno 2002 (Ml 2.6 da CSI1.1) con epicentro al bordo orientale del foglio, in corrispondenza della costa meridionale del Lago di Iseo.

2. - RISORSE NATURALI: CENNI ALLE CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE

(a cura di G.P. Beretta)

All'interno dello schema di circolazione idrica sotterranea che caratterizza il territorio bergamasco, partendo da N verso S si possono incontrare diversi complessi idrogeologici che danno luogo all'immagazzinamento di risorse idriche nel sottosuolo; preliminarmente si possono differenziare i territori montuosi, caratterizzati da rocce rispetto a quelli di pianura dove si hanno terreni.

Un importante serbatoio è costituito dalle unità triassiche, soprattutto dalla Dolomia Principale e dal Calcare di Zu, e in parte giurassiche.

La circolazione idrica avviene per fessurazione e carsismo, cosicché si originano importanti sorgenti come quella del Rio del Re (Albino), Travasco (Nembro) e Pizzo Formico (Alzano).

Più a S si hanno gli affioramenti di rocce cretache in cui la prevalenza di liti marnosi-argillosi non consente di immagazzinare acque nel sottosuolo e le manifestazioni sorgentizie sono diffuse, stagionali e di bassa portata.

Le maggiori sorgenti si originano in corrispondenza di un contrasto di permeabilità causato da condizioni strutturali e/o tettoniche.

Particolari condizioni di emergenza si hanno nelle cosiddette "sorgenti minerali" e in particolare quelle di Gaverina e di Trescore-Zandobbio, che si caratterizzano per il contenuto di solfuri e sono note probabilmente fino da epoca romana.

Le sorgenti di Gaverina, in cui si ha anche un elevato contenuto di Stronzio, sono costituite da diverse emergenze e attualmente è presente un pozzo che si spinge all'interno del Calcare di Zu.

Le sorgenti di Trescore-Zandobbio (denominate S. Pancrazio e Beroa) sono costituite da emergenze naturali nella zona di pianura a valle dell'anticlinale di Zandobbio. Si caratterizzano per la presenza di un elevato contenuto di solfuri (oltre 100 gradi solfidrometrici) e di Sodio, cloruri e bromuri. L'origine delle sorgenti sembrerebbe costituita da acque salate in un particolare ambiente *redox* di degradazione della sostanza organica; la dolomia di Zandobbio in cui sono state individuate mineralizzazioni bituminose, costituisce peraltro la roccia serbatoio di idrocarburi nella zona di Malossa (Casirate d'Adda).

Gli studi sull'area di pianura risalgono a GOLTARA (1910) mentre interpretazioni più recenti sul sottosuolo dell'area sono di BERSEZIO *et alii* (2001) e POMICINO *et alii* (2001).

Lo studio generale di REGIONE LOMBARDIA-ENI (2002) che ha classificato nuove unità idrostratigrafiche definite dall'alto verso il basso come gruppi acquiferi A, B, C e D, copre solo una parte dell'area (Fig. 29).

La ricostruzione della geometria di queste unità idrostratigrafiche evidenzia una generale giacitura con immersione da N verso S.

Nell'area di studio le isobate della base dei diversi gruppi variano da circa 200 a 150 m s.l.m. (A), da circa 150 a 75 m s.l.m. (B); al limite meridionale dell'area di studio la base del gruppo acquifero C al contatto con il sottostante gruppo acquifero D viene individuato a circa 50 m s.l.m.

L'andamento dei limiti delle diverse unità risulta comunque interessato da anomalie che dovranno essere meglio definite in quanto nella parte di alta pianura mancano riferimenti stratigrafici e dati geofisici profondi.

A scala di maggiore dettaglio nella parte meridionale dell'area di studio BERETTA *et alii*, 1989 e POMICINO *et alii*, 2001, sulla base di dati stratigrafici di pozzi profondi hanno individuato un alto morfologico della base dei depositi continentali, probabilmente legato a strutture tettoniche più profonde.

L'area di studio è posta sul fianco settentrionale di tale alto, che influenza la circolazione idrica sotterranea in quanto la sezione di deflusso delle acque sotterranee delle falde più superficiali viene consistentemente ridotta.

Dal punto di vista idrogeologico le diverse unità presenti nel sottosuolo sono state caratterizzate da FRANCANI & LORANDI (1978), BERETTA (1987), BERETTA *et alii* (1989) e DENTI *et alii* (1988).

Sono state sostanzialmente individuate tre tipologie di falde: contenute nei depositi ghiaioso sabbiosi superficiali, nei conglomerati (gruppi A e B) e nei livelli ghiaiosi, sabbiosi e conglomeratici della sottostante unità argillosa (gruppi C e D).

Le acque sotterranee nei gruppi A e B sono vulnerabili all'inquinamento, mentre sono maggiormente protette quelle presenti nei gruppi C e D in relazione alla presenza di litotipi fini (limi e argille) che danno origine a falde semiconfinite e confinate e per tale ragione hanno incominciato ad essere utilizzate a scopo potabile.

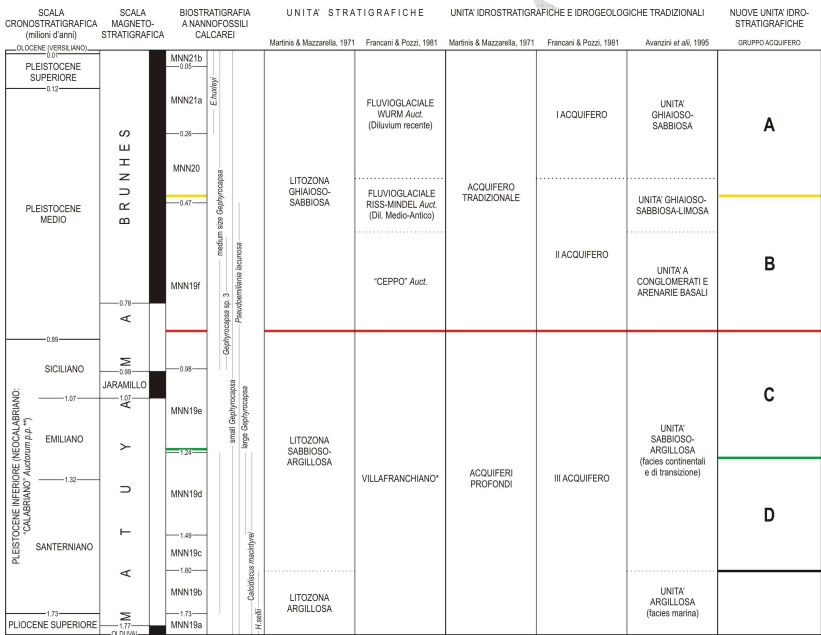


Fig. 29 - Unità idrostratigrafiche introdotte da REGIONE LOMBARDIA-ENI (2002).

Al fine di valutare e quantificare la disponibilità di risorse idriche presenti all'interno dell'area si possono considerare le portate specifiche dei pozzi.

Le falde contenute nei gruppi acquiferi A e B hanno portate specifiche variabili che comunque possono raggiungere anche oltre 70 l/s/m; la diversità di valori è legata allo spessore saturo degli acquiferi e al grado di fessurazione e cementazione dei conglomerati.

Il deflusso delle acque nel sottosuolo avviene con prevalente componente direzione N-S, con gradienti che variano nella stessa direzione da valori di 1-2% a valori di 0,2-0,4% .

Si osserva una situazione di drenaggio per quanto riguarda il F.Oglio; per il F. Serio si osserva una struttura drenante anche se il corso d'acqua risulta sospeso rispetto al livello della falda.

L'intera fascia pedemontana viene considerata di alimentazione per le falde della pianura: i maggiori apporti si localizzano in corrispondenza dell'uscita dei maggiori corsi d'acqua dalle zone montane (F.Serio e F. Cherio) e dagli anfiteatri glaciali (F.Oglio)

In base alle rilevazioni della rete di monitoraggio delle acque sotterranee si osserva che le facies delle acque sotterranee della pianura, generalmente bicarbonato-alcalino-terrose, si diversificano in relazione alla profondità di prelievo: le acque provenienti dalle falde più superficiali contenute nelle ghiaie e conglomerati rispetto a quelle contenute nei sedimenti marini o transizionali presentano un maggior contenuto salino, anche in conseguenza dell'apporto di acque contaminate da attività umane. Si ha ad esempio un incremento nella concentrazione di nitrati.

Negli scorsi anni l'area di studio è stata infatti interessata da contaminazione di fitofarmaci (atrazina) determinando onerosi interventi per garantire l'approvvigionamento idrico potabile (BERETTA *et alii*, 1989).

Inoltre nelle falde profonde si hanno tracce di idrogeno solforato.

3. - MATERIALI INERTI (°)

Nell'ambito del Foglio 098-Bergamo l'attività estrattiva è distribuita in tre aree: la Val Seriana, la Val Cavallina e la Valle del F. Oglio.

a- Val Seriana:

In destra idrografica del F. Serio, sulle pendici orientali del M. Valtrusa, ad una quota media di circa 500 m s.l.m., nel Comune di Nembro, vengono coltivati, per la produzione di cemento, i calcari e i calcari marnosi ascritti alle formazioni del calcare di Moltrasio e del Calcare di Domaro. La destinazione finale prevista per l'impianto è di tipo naturalistico-forestale.

In sinistra idrografica, circa 2 km più a monte, sulle estreme pendici occidentali del M. Misma, nel Comune di Albino, vengono coltivati per la produzione di cemento i calcari micritici e oolitici quasi puri relativi alla formazione dell'Albenza. Nello stesso comune, sul versante W di Monte Misma, vengono coltivati in sotterraneo per sottolivelli, calcari micritici con intercalazioni silicizzate, per la produzioni di "pietre da coti". Le formazioni

geologiche coinvolte appartengono al calcare di Moltrasio e al Calcare di Domaro; in questo caso è previsto un recupero finale dell'impianto con l'istituzione di un museo storico-culturale.

b- Val Cavallina:

In sinistra idrografica del F. Cherio, alle pendici sud-occidentali del M. Ballerino, nel Comune di Grone, è attiva una cava ad una quota media di 700 m s.l.m., dove viene coltivato un calcare per la produzione di calce idrata; si tratta ancora della formazione dell'Albenza. La destinazione finale prevista per l'impianto è di tipo naturalistico-forestale e di tipo insediativo per i piazzali di base.

In sinistra idrografica del F. Cherio, circa 5 km più a valle, sulle pendici sud-occidentali del M. Sega, nel Comune di Zandobbio, ad una quota media di circa 450 m s.l.m., viene coltivata la dolomia di Zandobbio conosciuta commercialmente come "Pietra di Zandobbio". Si tratta di un calcare dolomitico saccaroide, utilizzato sia per la produzione di pietra da taglio nei livelli compatti e sia per granulati ad uso industriale.

c-Valle del F. Oglio:

L'area in destra idrografica del F. Oglio, compresa nei Comuni di Castelli Calepio, Credaro e Carobbio degli Angeli, è interessata da alcune cave attive, nelle quali vengono coltivate le calcareniti appartenenti alla formazione della Pietra di Credaro, utilizzate nell'edilizia sia per rivestimenti interni che esterni. Le località più importanti sono ubicate a NE del M. della Croce, sul M. del Castello e a SW del M. Stefano.

In sinistra idrografica sulle pendici di M. S. Onofrio, nei Comuni di Paratico e Capriolo viene estratta l'arenaria di Sarnico sempre per rivestimenti nell'edilizia.

Nel Foglio 098-Bergamo, l'estrazione di argilla avviene in due siti: in destra idrografica del T. Uria, nel Comune di Villongo, dove si coltivano materiali eterogenei con predominanza di quelli fini; sulle pendici meridionali del rilievo di Torre de' Ròveri nel Comune di Albano S. Alessandro, dove si utilizzano i depositi colluviali con scheletro residuale. La destinazione finale prevista per i poli estrattivi è naturalistico-agricola.

Per quanto riguarda l'estrazione di sabbia e ghiaia, materiale solitamente utilizzato per la produzione di inerti per calcestruzzo e rilevati, essa avviene nei depositi di origine alluvionale: nei Comuni di Seriate, Brusaporto, Bagnatica, Calcinata e presso il Fiume Cherio nei Comuni di Costa di Mezzate, Montello e Telgate.

(°) Dati: Revisione e aggiornamento del piano delle attività estrattive - settori merceologici I, II, III, IV. Bollettino Ufficiale Regione Lombardia.

BIBLIOGRAFIA

- AIRAGHI C. (1897) – *Il Giura tra il Brembo e il Serio*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 20 pp. Milano.
- ALBARELLO D., CAMASSI R. & REBEZ A. (2001) - *Detection of Space and Time Heterogeneity in the Completeness of a Seismic Catalog by a Statistical Approach: An Application to the Italian Area*. Bull. Seism. Soc. Am., 91, 6: 1694–1703.
- ALBINI P. & ROVIDA A. (2010) - *The 12 May 1802 earthquake (N Italy) in its historical and seismological context*. J. Seismol., 14: 629-651.
- ALLASINAZ A. (1962) – *Il Trias in Lombardia- III Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bg)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 68: 307-376.
- ALLASINAZ A. (1968) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. XXIV. Il Carnico nella Lombardia occidentale. Riv. Ital. Paleont. Strat., 74: 1007-1056.
- ARCA S. & BERETTA G.P. (1985) – *Prima sintesi geodetico-geologica sui movimenti verticali del suolo nell'Italia settentrionale (1897-1957)*. Bollettino di Geodesia e Scienze Affini, 2: 125-156, Firenze.
- ARCHIVIO MACROSISMICO GNDT (1995) - *Studi preliminari di terremoti attraverso i repertori sismologici*. Archivio macrosismico del GNDT, Milano.
- ARTHUR M.A. & PREMOLI SILVA I. (1982) – *Development of organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys*. In: S.O. SCHLANGER & M.B. CITA (Eds): *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*, 7-55.
- ASSERETO R. (1963) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. IV *Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 72: 3-123.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) – *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 71: 999-1097.
- AUBOUIN J. (1963) - *Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie)*. Bull. Soc. géol. de France, V, 730-766.
- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P.L., LACOUR A., PIAT B. & VICENTE J.C. (1970) – *Sur un bassin de flysch: stratigraphie et paléogéographie des flysch crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes orientales, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, 12, 4, 612-658.
- AZZAROLI A. (1979) – *On the occurrence of the cervid genus Libralces in the Pleistocene of Italy*. Palaeontographica Italica, v. 20, 2: 147-154.
- BARATTA M. (1901) - *I Terremoti d'Italia. Saggio di Storia, Geografia e Bibliografia Sismica Italiana con 136 sismocartogrammi*. Torino, 950 pp.
- BARBERIS A., FOSSATI S., BERSEZIO R. & ERBA E. (1990) – *Litostratigraphy and biostratigraphy of the Maiolica Formation from the Lombardy Basin (Southern alps)*. Mem. Soc. Geol. It., 45: 111-117.

- BAUMGARTNER P.O. (1987) – *Age and genesis of Tethyan Radiolarites*. Ecl. Geol. Helv., **86**: 831-879.
- BELOTTI B. (1959) - *Storia di Bergamo e dei bergamaschi*. 7 v. Banca Popolare di Bergamo, Poligrafiche Bolis, Bergamo.
- BERETTA G.P. (1987) – *Primo contributo per la stesura di una carta idrogeologica della Lombardia*. Studi idrogeologici sulla Pianura Padana. 3, Milano.
- BERETTA G.P., GALLI A. & PEZZERA G. (1989) – *Influenza della struttura idrogeologica della pianura bergamasca sull'inquinamento da atrazina delle acque sotterranee*. Acque Sotterranee, **4**, **22**: 45-62, Geograph, Milano.
- BERNOULLI D. (1964) – *Zur geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpe)*. Mat. Descr. Carta Geol. Svizzera, 118, 134 pp.
- BERNOULLI D., BICHSEL, M. BOLLI H.M., HAERING M.O. HOCHULI, P.A. & KLEBOTH, P. (1981) - *The Missaglia megabed, a catastrophic deposit in the Upper Cretaceous Bergamo Flysch, northern Italy*. Eclog. Geol. Helv., **74** (2): 421-442.
- 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.
- BERSEZIO R. (1988) – *La Successione Cretacica del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali): caratteri stratigrafici delle unità Aptiano-Cenomaniane e assetto tettonico dell'area compresa tra il Fiume Adda e il Lago d'Iseo (Bergamo – Italia)*. Tesi di dottorato inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano.
- BERSEZIO R. (1992) – *La successione Aptiano- Albiana del Bacino Lombardo*. Giorn. di Geol., **54** (1): 125-146.
- BERSEZIO R. (1993) - *Sedimentary events and rhythms in an Early Cretaceous pelagic environment: the Maiolica Fm. of the Lombardy Basin*. Giorn. di Geol., **55** (1): 5-20.
- BERSEZIO R. (1994) - *The Alpine thrusting of the Jurassic sequences in the Bergamasc Southern Alps and along the CROP – 88 seismic line*. In: A. MONTRASIO & E. SCIESA (Eds.) “*Proceedings of Symposium CROP – Alpi Centrali*”, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **2**: 235 – 237.
- BERSEZIO R. (2007) – *Sass de la Luna*. In CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., 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.
- BERSEZIO R. & BELLENTANI G. (1997) – *The thermal maturity of the Southalpine Mesozoic succession north of Bergamo, by vitrinite reflectance data*. Atti Tic. Sc. Terra, s.s.**5**: 110-114.
- BERSEZIO R. & CALCAGNI D. (1994) – *La successione Giurassica dell'alto di Zandobbio (Bacino Lombardo, Alpi Meridionali)*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**: 17-38.

- BERSEZIO R., ERBA E. & FORNACIARI M. (1989) - *The Barremian-Turonian erosional unconformity in the M. Misma area (Lombardy Basin, Southern Alps)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94** (4): 619-630.
- BERSEZIO R., ERBA E., GORZA M. & RIVA A. (2002) - *Berriasian – Aptian black shales of the Maiolica Formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **180**: 253–275.
- BERSEZIO R., FELLETTI F., LOZAR F. & RUGGERI M. (1996) - *The Concesio Formation of the Lombardian rifted basin (Southern Alps, Italy)*. Stratigraphy of a Jurassic calcareous turbidite unit. Riv. It. Paleont. Strat., **102** (1): 49-64.
- BERSEZIO R., FANTONI R. & PESSINA C. M. (2001) - *L'assetto strutturale del margine Sudalpino-Padano: Contributo alla conoscenza del sottosuolo nel settore Bergamasco*. Geol. Insubrica, **6** (1): 81-93.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1987) - *Cretaceous sequences in the Lombardy Basin: stratigraphic outline between the lakes of Lecco and Iseo*. Mem. Soc. Geol. It., **40**: 187-197.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1988) - *Tectonic framework of the Lombardy Foothills (Southern Alps), between Brianza and Lake Iseo*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 75-78.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1989) - *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94** (3): 425-454.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1994) - *Syntectonic Upper Cretaceous deep-water sequences of the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy)*. Eclog. Geol. Helv., **87/3**: 833-862.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M. & GELATI R. (1990) - *Carta geologica della fascia collinare Sudalpina tra la Brianza e il lago d'Iseo*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990): 107-110, 1 tav.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M., GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1993) - *The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian Southern Alps*. Géologie Alpine, **69**: 3-20.
- BERSEZIO R., JADOUL F. & CHINAGLIA N. (1997) - *Geological map of the Norian-Jurassic succession of the Southern Alps north of Bergamo*. Dipartimento Sc. della Terra Univ. Studi di Milano, CNR Centro Studi per la Geodinamica Alpina e Quaternaria di Milano. Carta geologica, alla scala 1:25.000, allegata al Boll.Soc.Geol.It., **116**: 363-378.
- BERSEZIO R. & LAROTONDA G. (1998) - *Constraints on sedimentary and tectonic burial from organic matter maturity in Southalpine Mesozoic successions (Parautoctono delle Prealpi, Lombardy)*. Geol. Insubrica, **3** (1): 35 - 42.
- BERSEZIO R. & MENSINI, L. (1992) - *Le relazioni tra le Arenarie di Sarnico (Coniaciano) e le unità Cenomaniano-turoniane nell'area di Capriolo-Corno Pendita (BS) (Bacino Lombardo, Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98** (1): 45-60.

- BERTOLDI R. & CONSOLINI M. (1989) - *Deglaciazione e sviluppo della vegetazione tardiglaciale e postglaciale nella regione del lago di Iseo attraverso analisi polliniche e datazione ^{14}C* . Mem. Soc. Geol. It., **42**: 139-145.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. Sed. Geol., **86**: 53-76.
- 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. & ZIPOLI G. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio 34 - Breno*. Serv. Geol. Italia, 134 pp., Roma.
- BICHSEL, M. & HAERING, M.O. (1981) - *Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (northern Italy)*. Eclog. Geol. Helv., **74**, 383-420.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural Model of Italy*. Scala 1: 500.000. C. N. R., Prog. Final. Geodinamica.
- BINI A. (1987) - *L'apparato glaciale würmiano di Como* - Univ. Studi Milano (Tesi di Dottorato di ricerca), 569 pp.
- BINI A. (1999) - *Osservazioni sulla morfologia, i sedimenti e l'evoluzione della grotta "Il Forgnone" (1010 LO BG) (Valle Imagna - BG)*. Atti XV Congr. Speleol. Lombarda, S. Omobono Imagna 1999, Vol 2: 65 - 71.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M. (1978) - *Southern Alpine lakes. Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment*. Marine Geology, **27**: 271 - 288.
- BINI A., CORBARI D., FALLETTI P., FASSINA M., PEROTTI C.R. & PICCIN A. (2007) - *Morphology and geological setting of Iseo Lake (Lombardy) through multibeam bathymetry and high-resolution seismic profiles*. Swiss J. Geosci. **100**, pp. 23-40, Basel.
- BINI A., FELBER M., OPPIZZI P. & DA ROLD O. (1992) - *La successione deltizia della Valle della Motta nella regione di Genestrerio - Coldrerio - Novazzano (Ticino Meridionale): analisi sedimentologica e paleoambientale*. Boll. Soc. Tic. Sci. Natur. **80**(1): 55-96, Lugano.
- BINI A., FERLIGA C., RAVAZZI C. & VALLE M. (1991) - *Aspetti naturalistici del M.Alben (Bergamo): geologia, geomorfologia, vegetazione e fauna*. Boll. Club Alp. It., **92**: 5-26, Roma.
- BONARELLI G. (1894) - *Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo*. Atti Acc. delle Scienze, **30**, 18 pp.
- BONI A. & CASSINIS G. (1973) - *Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**: 119-159.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Bologna, 644 pp.
- BRAMBILLA G. & LUALDI A. (1986) - *Il Pliocene della Provincia di Bergamo (Italia settentrionale). Analisi faunistica ed inquadramento cronologico e paleoambientale*. Boll. Soc. Paleont. It., **25**: 237-266.

- BURCHELL M.T., STEFANI M. & MASETTI D. (1990) – *Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions*. *Sedimentology*, **37**: 795-816.
- CACCIAMALI G.B. (1901) – *Studio geologico della regione montuosa Palosso-Conche a nord di Brescia*. Boll. Soc. Geol. It., **20**: 80-110.
- CACCIAMALI G.B. (1907) – *Rilievi geotettonici tra il lago d'Iseo e la Val Trompia*. Comment. Ateneo Brescia, 44-64, Brescia.
- CACCIAMALI G.B. (1930) – *Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della provincia di Brescia*. 308 pp, 1 carta tettonica al 250.000, Tip. Geroldi Brescia.
- CADEL F. (1974) – *Composizione e significato paleogeografico del Conglomerato di Sirone*. Tesi di laurea inedita, Università degli Studi di Padova.
- CAFFI E. (1923) – *Cronologia geologica delle Valli Bergamasche*. Ed. C.A.I. Bergamo 96-101.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle Unità Formazionali Italiane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **101**: 343-542.
- CASATI P. (1964) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. VI. *Osservazioni stratigrafiche sull'Infraretico delle Prealpi Bergamasche*. Riv. Ital. Paleon. Strat., **70**: 447-465.
- CASATI P. (1968) – *Calcicare di Zorzino* – Studi III. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 83-88, Roma.
- CASATI P. (1970) – *Alcuni aspetti della silicizzazione di calcari oolitici della Lombardia e del Veneto*. *Natura*, **61**: 197-211.
- CASATI P. & GAETANI M. (1968) – *Lacune nel Triassico superiore e nel Giurassico del Canto Alto-Monte di Nese (Prealpi Bergamasche occidentali)*. Boll. Soc. Geol. It. **87**: 719-731.
- CASATI P., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1976) – *Età (K/Ar) di intrusioni porfiritiche e leucogabbrie nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **32**: 215-226.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) – *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. 73° Congr. S. G. I., 62 pp.
- CASSINIS G. (1968) – *Stratigrafia e tettonica dei terreni mesozoici compresi tra Brescia e Serle*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**: 50-152.
- CASSINIS G. (1978) – *Punto delle conoscenze sul Giurassico bresciano e relative considerazioni*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **27**: 37-68.
- CASSINIS G., CORBARI D., FALLETTI P. & PEROTTI C. (2011) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 099-Iseo. Regione Lombardia*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia. pp. 248.
- CASSINIS G. & SCHIROLLO P. (2002) - *The syn-rift basin deposits from the Lower-Middle Jurassic of the central and western Brescian Prealps: proposal for a revision or redefinition of previously established lithostratigraphic units*. In: MARTIRE L. (ed.), 6th Int. Symp. on the Jurassic System, Mondello, Sept. 16-19, 2002, Abstracts and Program, 29.

- CASTELLARIN A. (1972) – *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria al limite tra “Piattaforma Veneta” e “Bacino Lombardo” a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol. **38**: 11-212.
- CASTELLARIN A. (a cura di) (1981) – *Carta tettonica delle Alpi meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R., Prog. Final. Geodinamica, 220 pp.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI G. (1990) – *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian Basin*. Ecl. Geol. Helv., **83**: 683-700.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (2006). *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1*. INGV-CNT, Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>.
- CATASTO LOMBARDO-VENETO (1850 e seg.) - *Comune di Boccaleone; Comune di Bergamo*. Documenti originali. Archivio di Stato, Bergamo.
- CAVALLIN A. & TORNAGHI M.E. (1987) – *La “struttura” del M. Cornagiera (Prealpi bergamasche): problematiche interpretative*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 239-351.
- CERETTA A. (1938 - XVI) – *I fossili del Lias dei dintorni di Lonno*. Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica della Regia Università di Milano, Serie P, Pubbl. n. 9, 16 pp., Milano.
- CHANNEL J.E T. & ERBA E. (1992) – *Early Cretaceous polarity chrons CMO to CM11 recorded in northern italian land sections near Brescia*. Earth Planet. Sc. Lett., **95**: 501-511.
- CHANNEL J.E.T., LOWRIE W. & MEDIZZA F. (1979) – *Middle and Early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Cismon section (northern Italy)*. Earth Planet. Sc. Lett., **42**: 153-166.
- CHARDON M. (1975) - *Les Prealpes Lombardes et leurs bordures*. Librairie H. Champion, Paris, 2 voll., 655 pp.
- CHIESA S. (2001) – *Sul significato dei depositi pliocenici della Bergamasca*. Geol. Insubrica, **6**: 109-112.
- CHINAGLIA N. (1988) – *Analisi stratigrafico-paleogeografica e strutturale dell’area di Selvino*. Tesi di Laurea inedita, Università degli Studi di Milano, 215 pp.
- CITA M.B., FORTI A., RAFFI F. & VILLA F. (1959) – *Jurassic and Cretaceous microfacies from the Prealps and Central Apennines (Italy)*. Fifth World Petroleum Congress, sect.1, 975 – 979, New York.
- C.N.R. (1983) – *Neotectonic map of Italy*. Quaderni della ricerca Scientifica, 4, Roma.
- C.N.R. CENTRO DI STUDIO PER LA GEODINAMICA ALPINA E QUATERNARIA – SEZIONE DI BERGAMO & MUSEO CIVICO DI SCIENZE NATURALI “E. CAFFI” – BERGAMO (2001) – *Le fornaci di Ranica: stratigrafia, evoluzione geologica e ricostruzione paleoambientale*. Maggio 2001. Rapporto interno CNR/2001.
- COBIANCHI M. (1992) – *Sinemurian-Early Bajocian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Lombardy Basin (Southern Calcareous Alps; Northern Italy)*. Atti Tic. Sc. Terra, **35**: 61-106.
- COCCIONI F., FRANCHI R., NESCI O., WEZEL F., BATTISTINI F. & PALLECCHI P. (1987) – *Stratigraphy and mineralogy of the Selli Level (Early Aptian) at the base of the Marne a Fucoidi in the umbro-marchean Apennines (Italy)*. 3rd. Int. Cretaceous Symp., Tubingen.

- COMIZZOLI G., GELATI R. & PASSERI L.D. (1966) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia – Foglio 45 e Foglio 46- Milano e Treviglio*. Servizio Geologico d'Italia, 53 pp., Roma.
- CORBARI D., FERLIGA C. & RIGAMONTI I. (2000) - *Bacino dell'Oglio*. in: “Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative”, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 83-113.
- CORSELLI C., GNACCOLINI M. & OROMBELLI G. (1985) - *Depositi deltizi pliocenici allo sbocco della val Brembana (Prealpi Bergamasche)*. Riv. It. Pal. Strat. V. **91**, 1: 117-132. Milano.
- CORTESI L. & SIGNORI G. (2003) – *Le antiche fornaci du Ranica: storia ed Attività*. In: *Gli antichi bacini lacustri e i fossili di Leffe, Ranica e Pianico-Sellere*. A cura di C. Ravazzi. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., 227 pp.. C.N.R. - I.D.P.A., Milano.
- CORTI B. (1894) – *Sulla fauna a foraminiferi dei lembi pliocenici prealpini di Lombardia*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., s.II, **27**(4): 198-212; (17); 702-711.
- COZZAGLIO A. (1902) – *Considerazioni geologiche sul lago d'iseo*. Comm. Aten. Sc. Lett. Art., Brescia.
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and Vetusols in the central Po plain* - Studi e Ricerche sul Territorio, 306 pp., ed. UNICOPLI, Milano.
- CURIONI G. (1839) – *Cenni geologici sui terreni terziari di Lombardia e specialmente sopra un banco di argilla conciliacea marina, recentemente osservato nella provincia di Bergamo*. Il Politecnico, **9**: 403-431, Milano.
- DE ALESSANDRI G. (1899) – *Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **38**: 253-320.
- DE CRISTOFORIS G. (1838) – *Sulla puddinga di Sirone*. Bibl. Ital., 89.
- DE JONG K.A. (1967) – *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It. **86**: 749-776.
- DE JONG K. A. (1979) – *Overthrusts in the Central Bergamasc Alps, Italy*. In W. J. M. Van der Linden (Ed.): *Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony*. Geol. En. Mijn., 58, 2, 277-288.
- DELFRAITI 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(I)**: pp.228, Roma.
- DELFRAITI 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.
- DENTI E., FRANCANI V., FUMAGALLI L., PEZZERA G. & SALA P. (1988) – *Studio idrogeologico del foglio Vimercate I.G.M. 1:50.000*, Studi idrogeologici sulla Pianura Padana. 4, Milano.
- DE ROSA E. & RIZZINI A. (1967) – *Prealps Flysch near Bergamo*. Geologica Romana, **6**: 356-362.
- DESIO A. (1929) – *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (prov. Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., **10**: 1-156.

- DESIO A. (1945) - *Appunti e osservazioni sul glaciale della Valle Seriana e della Valle Cavallina (Bergamo)*. Riv. Geogr. Ital., **52**, fasc. 1-6; 1-16.
- DESIO A. (1952) - *Qualche nuovo dato sul Glaciale della Valle Brembana e della Valle Seriana in Lombardia*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **12/1**: 20-22, 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.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rund., **76**: 735-754.
- DOMMERGUES J.L., MEISTER C. & SCHIROLI P. (1997) - *Les successions des ammonites du Sinemurien au Toarcien basal dans les Prealpes de Brescia (Italie)*. Mem. Sc. Geol., **49**.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giorn. Geol., **3**: 48, 197-225.
- ERBA E. & FORNACIARI M. (1988) - *Age of the Cretaceous turbidite systems of the Lombardy Basin (Southern Alps)*. Ist. IGCP 262 Meeting, Urbino.
- ERBA E. & QUADRIO B. (1987) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei, Calpionellidi, e Foraminiferi planctonici della Maiolica (Titoniano superiore – Aptiano) affiorante nelle Prealpi Bresciane (Italia settentrionale)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **93**: 3-108.
- ERRICO G., GROPPI G., SAVELLI S. & VAGHI C.G. (1979) - *Malossa field, deep discovery in the Po Valley*. In: "Giant Oil and Gas Field of the decade 1968-1978". Mem. Ass. Am. Petrol. Geol. Bull., **30**: 525-538.
- FANTONI R., BERSEZIO R. & FORCELLA (2004) - *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps-Po plain border in Lombardy*. Boll. Soc. Geol. It. **123** (3): 463 – 477.
- 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. Sc. Geol. Padova, **51/1**: 47-61.
- FANTONI R., MASSARI F., MINERVINI M., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2001) - *Il Messiniano del margine subalpino lombardo: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico deposizionale*. Geol. Insubrica, **6** (1): 95–108.
- FELBER M. (1993) - *La storia geologica del tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Tesi di dottorato ETH, 617 pp., Zurigo.
- FERLIGA C. (2000) - *Bacino di Clusone*. in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp.118-140.
- FERLIGA C., RIGAMONTI I. & CORBARI D. (2000) - *Bacino del Serio*. in: "Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative", a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 83-113.
- FERNANDEZ D. (1962) - *Modalità di sedimentazione del "Flysch" cenomaniano – turoniano nella regione di Pontida (Lombardia)*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **101**(1): 43-60.

- FERNANDEZ D. (1963) - *Depositi di correnti di torbidità nelle Prealpi Bergamasche: le arenarie del Cretacico superiore (Coniaciano)*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **102**(1): 83-122.
- FORCELLA F., BELLENTANI G., BERSEZIO R. & JADOUL F. (1996) - *Cinematica e collasso estensionale dei sovrascorrimenti subalpini della Val Serina (Prealpi Bergamasche)*. Geol. Insubrica, **1**, ½: 79-88.
- FORCELLA F. & JADOUL F. (2000) - *Carta geologica della Provincia di Bergamo*. Provincia di Bergamo, 312 pp., Grafiche Monti (Bergamo).
- FORNACIARI M. (1989) - *Stratigrafia ed assetto strutturale delle unità cretacico-superiori del Bacino Lombardo tra la Brianza e il lago d'Iseo*. Tesi di dottorato. Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, Milano.
- FRANCANI V. (1967) - *Il Calcare di Sedrino: una nuova formazione dell'Hettangiano lombardo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **73**: 1161-1180.
- FRANCANI V. (1968) - *Calcare di Sedrino* - Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche - Fascicolo I: 123-130, Roma.
- FRANCANI V. & LORANDI F. (1978) - *Studio idrogeologico sul territorio bergamasco fra i fiumi Adda e Oglio*. Quaderni Ist. Ricerca sulle Acque, **34**, **10**: 247-257.
- FRANCHINO A. (1958) - *Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia; 3: il Flysch e la Scaglia della Brianza orientale fra Olginate e Cernusco Montecchia*. Riv. It. Pal. Strat., **64** (1): 47-65.
- GAETANI M. (1970) - *Faune hettangiane della parte orientale della provincia di Bergamo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **76**: 355-442.
- GAETANI M. (1975) - *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review*. In: Geology of Italy. Earth Sc. Soc. Libyan Arab Rep., 377-402.
- GAETANI M. & ERBA E. (1990) - *La successione pelagica giurassica delle prealpi bergamasche occidentali*. 75° Congresso Soc. Geol. It., Guida alle escursioni post-Congresso.
- GAETANI M., GELATI R. & JADOUL F. (1981) - *Foglio 33 Bergamo. Carta tettonica delle Alpi meridionali*. C.N.R., Prog. Final. Geodinamica (a cura di A. CASTELLARIN), 174-178.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOUL F. & GARZANTI E. (1998) - *Multiorder Sequence Stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps*. S. E. P. M. spec. vol. , Journ. Sed. Petr., **60**: 701-717.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1979) - *The structure of the Bergamasco Alps*. Accad. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat., Ser. VIII, **46**: 411-416.
- GAETANI M. & POLIANI G. (1978) - *Il Toarciano ed il Giurassico medio in Albenza (Bergamo)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **84**: 349-382.
- GALBIATI B. (1969) - *Stratigrafia e tettonica delle colline di Montecchia e Lissolo (Brianza orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **20**: 101-119.
- GALLI M. (1996) - *Analisi Palinologiche di un deposito continentale nell'anfiteatro morenico di Paratico (Lago d'Iseo) e considerazioni paleoambientali. I. La successione inferiore*. Tesi di Laurea inedita. Parma.
- GALLI M.T., JADOUL F., BERNASCONI S.M., BIRILLI S. & WEISSERT H. (2007) - *Stratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the Triassic - Jurassic*

- transition in the Western Southern Alps (Northern Italy)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **244**: 52–70.
- GELATI R., CASCONI A., & PAGGI L. (1982) - *Le unità stratigrafiche Aptiano-maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **88**: 75-112.
- GELATI R. & FERRERIO P.G. (1967) - *Carta Geologica del Comune di Bergamo*. Scala 1:10.000. Istituto di Geologia dell'Università di Milano. Istituto Italiano d'Arti Grafiche, Bergamo.
- GELATI R. & PASSERI L.D. (1967) - *Il flysch di Bergamo, nuova formazione cretacea delle prealpi lombarde*. Riv. It. Paleont. Strat., **73** (3): 835-849.
- GELATI R. & PASSERI L.D. (1968) - *Flysch di Bergamo, Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche*. Fascicolo **I**: 157-164. Roma.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. J. Quaternary Sci., **25**: 96-102. ISSN0267-8179.
- GNACCOLINI M. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) VII. Il Retico nella Lombardia occidentale*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **71**: 467-522.
- GNACCOLINI M. (1965) - *Il Calcarea di Zu e le Argilliti di Riva di Solto: due formazioni del Retico lombardo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **74** 1099-1121.
- GNACCOLINI M. (1968) - *Cretaceo: 4. Prealpi Lombarde*. in: Geologia dell'Italia, UTET, 363-365.
- GNACCOLINI M. (1968a) - *Argillite di Riva di Solto* - Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche - Fascicolo **I**: 97-104, Roma.
- GNACCOLINI M. (1968b) - *Calcarea di Zu* - Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche - Fascicolo **I**: 113-122, Roma.
- GNACCOLINI M. (1971) - *Sedimentologia dei conglomerati di Sirone*. Riv. It. Paleont. Strat., **77** (1): 1-9.
- GOLTARA L. (1910) - *Ricerche sulle falde acquifere sotterranee e sulla circolazione interna. Indagini sul regime delle acque sotterranee (nella prov. di Bergamo)*. Mem. III Carta Igragr. Ital., n. 6 bis. Roma.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>.
- GRUPPO DI LAVORO MPS (2004). *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile*. INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp + 5 appendici. <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G. & VALENSISE G. (2007) - *Catalogo dei forti terremoti 461 a.C.-1997*. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.
- INGV (ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA). *Bollettino sismico mensile*. <http://legacy.ingv.it/roma/reti/rms/bollettino/index.php?lang=it>.
- JADOUL F. (1986) - *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **91**: 479-512.

- JADOUL F. & DONISELLI T. (1987) – *La successione del Lias Inferiore di Mortirone. (Lecchese)*. Mem. Soc. Geol. It., **32**: 49-66.
- JADOUL F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C. (2000) – *Carta Geologica della Provincia di Bergamo. Note Illustrative*. Grafiche Monti, 313 pp.
- JADOUL F., GALLI M.T., BERRA F., CIRILLI S., RONCHI P. & PAGANONI A. (2004) – *The Late Triassic – Early Jurassic of the Lombardy Basin: stratigraphy, palaeogeography and palaeontology*. 32nd International Geological Meeting, Florence 2004. Field Trip Guide Book P68, 36 pp., APAT (Roma).
- JADOUL F. & GNACCOLINI M. (1992) – *Sedimentazione ciclica nel Trias lombardo: osservazioni e prospettive*. Riv. It. Paleont. Strat., **97**: 307–328. Milano.
- JADOUL F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S. (1994) – *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasca Alps)*. In G. Carannante e R. Torelli (Eds.): *Escursione B1, Guide post IAS Meeting di Ischia*, 3-38.
- JADOUL F. & ROSSI P.M. (1982) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In Castellarin A. (Ed.): *Guida alla geologia del Subalpino centro-occidentale*. Guide Geol. Reg. S. G. I., 143-155.
- HAUPT H.O. (1938) - *Die eiszeitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen*. Trilisch e Uther, Berlino (*non vidimus*).
- KLEBOTH P. (1982) – *Stratigraphie und sedimentologie der höheren Oberkreide und des Alttertiars der Brianza, (Provinz Como, Italien)*. Mem. Sc. Geol. Padova, **35**: 213-292.
- KRONEKER W. (1910) – *Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Sudalpen*. Centr. Min. Geol. Paleont., 1-124.
- LAKEW T. (1990) – *Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Calcare di Zu (Southern Alps)*. Facies, **22**: 187-232.
- LAUBSCHER H. P. (1985) – *Large scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models*. Geol. Soc. Amer. Bull., **96**: 710-718.
- LAUBSCHER H. P. (1988) – *Material balance in Alpine orogeny*. Geol. Soc. Amer. Bull., **100**: 1313-1328.
- 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*).
- LEPSIUS R. (1876) – *Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur Ausseralpinen*. N. Jahrb. Min. Geol. Paleont., 742-744.
- LEZZE, GIOVANNI DA (1596) – *Descrizione di Bergamo e del suo territorio*. A cura di: V. MARCHETTI & L. PAGANI, 1988 (1989). Centro documentazione Beni Culturali, Provincia di Bergamo, Lucchetti, Bergamo. 574 pp.
- 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. Dipartimento di scienze della Terra, Università degli Studi di Milano. 189 pp.
- LOZAR F. (1995) – *Calcareous nannofossil biostratigraphy of Lower Liassic From Western Tethys*. Palaeontographia Italica, **LXXXII**: 91 – 121.
- MAIRONI DA PONTE G. (1791) – *Ricerche sopra alcune argille e sopra una terra vulcanica della provincia bergamasca*. Stamperia Locatelli, Bergamo, 40 pp.
- MALANCHINI L. (1953-1954) – *Cenni preliminari su nuovi ritrovamenti di argille fossilifere del Pliocene nel sottosuolo della Val Seriana*. Atti Ateneo Sci. Lett. Arti Bergamo, **28**: 155-162.
- MARCHETTI M. (1992) - *Geomorfologia ed evoluzione recente della Pianura Padana centrale a nord del fiume Po*. Tesi di dottorato, Univ. St. Milano, Dip. Sc. Terra.
- MARCHETTI V. & OSCAR P. (1996) - *Confini dei comuni del territorio di Bergamo, 1392-1395. Trascrizione del Codice Patetta n. 1387 della Biblioteca apostolica Vaticana* (testo in latino). Fonti per la storia del territorio bergamasco, **13**. Centro per la documentazione dei Beni Culturali, provincia di Bergamo, Bergamo.
- MARSON I., ORLANDO L. & STOKA M. (1994) – *Gravity Model on the CROP Profile*. In: Montrasio A. & Sciesa E. Editors, Proceedings of Symposium CROP Alpi Centrali, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **2**: 161–171.
- 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. Ital. Paleont. Strat., **94**: 401-424.
- MONTRASIO A. (1990) – *Carta Geologica della Lombardia*. Scala 1:250.000. Ser. Geol. Naz.
- MONTRASIO A., BERSEZIO R., FORCELLA F., JADOUL F., & SCIESA E. (1993) - *Geological interpretation of the profile CROP - Central Alps (Passo Spluga - Bergamo)*. Quad. Geod. Alp. e Quat., **2**: 171-186.
- 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.
- NANGERONI G. (1965) - *La geomorfologia della regione del Sebino, con appunti sul paesaggio vegetale di L. Fenaroli*. XIX Congresso Geografico Italiano, Como (Villa Olmo) – Maggio 1964, 167 pp.
- PAGANI L., MARCHETTI V. & COMPAGNIA DELLA ROGGIA MORLANA (1989) - *La roggia Morlana: dalla medioevale "Societas et universitas Seriolae Murgulanae" ad oggi: mostra documentaria dal 21 ottobre al 13 novembre 1988 : Bergamo, Centro culturale S. Bartolomeo / Compagnia della roggia Morlana*. Quaderni del Centro di documentazione Beni Culturali, n. 3. Provincia di Bergamo, Bergamo. 58 pp.

- PARONA C.F.(1883) – *Esame comparativo della fauna dei vari lembi pliocenici lombardi*. Rend. R. Ist. Lomb. Sci. Lett., **16**(12): 621-637.
- PARONA C.F. (1897) – *Contribuzione alla conoscenza di alcune ammoniti liassiche di Lombardia. Parte II: di alcune ammoniti del Lias medio*. Mem. Soc. Paleont. Suisse, **24**: 1-19.
- PASQUARÉ G. (1965) – *Il Giurassico superiore nelle Prealpi lombarde*. Mem. Riv. It. Paleont., **11**, 217pp.
- PASSERI L.D. (1965) – *Cenni sulla tettonica delle colline cretatiche a sud di Zandobbio*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., **99**: 716-724.
- PASSERI L.D. (1969) – *Marna di Bruntino*. Studi Ill. Carta Geol. It.. Formazioni Geologiche, Fascicolo II: 41-47, Roma.
- PATRINI P. (1923) – *Contributo allo studio del Pliocene Lombardo*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **62** (2): 169-175.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd. **3**: 772-789, Leipzig.
- PETRUCCI F. & TAGLIAVINI S. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 61 - Cremona*. Ist. Pol. e Zecca St., Roma.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007) – *Maiolica*. In CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., 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.
- PICOTTI V., CASOLARI E., CASTELLARIN A., MOSCONI A., CAIRO E., PESSINA C. & SELLA M. (1997) – *Structural evolution of the Eastern Lombardian Prealps: Alpine inversion of a Mesozoic rifted margin*. Centro Stampa AGIP S.p.A., 102 pp.
- PICCIN A. & COREN F. (2002) – *Acquisizione e trattamento di dati morfobatimetrici ad alta risoluzione nel bacino del Lago Sebino (Lombardia)* – Atti VI Conf. Naz. ASITA, pp. 1733-1738, Perugia.
- PIAT B. (1963) – *Etude géologique de la région de Trescore Balneario (Alpes Méridionales, Province de Bergamo, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, 7/5, 767/774.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) – *Subsurface geological structures of the Po Plain, Italy*. Pubbl. 414, Prog. Finalizzato Geodinamica.
- PINI R., RAVAZZI C., BREDA M., MARTINETTO E., MUTTONI G., CHIESA S., CONFORTINI F., EGLI R., MALZANNI M., PAGANONI A. & VESCOVI E. (2001) - *L'evoluzione ambientale del paleolago delle Fornaci di Ranica: i risultati di nuove ricerche geologiche, paleontologiche e palinologiche*. Atti dell'Ateneo di Scienze, Lettere ed Arti di Bergamo, vol. **64**: 163-188.
- POSTPISCHL D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 2B, Bologna, 239 pp.
- 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. Insubrica, **6**: 113-124.

- RASSMUSS H. (1912) – *Zur Geologia der Val Ad rara*. Zeit. Deut. Geol. Ges., **64**: 322-341.
- RAVAZZI C. (1993) - *Variazioni ambientali e climatiche al margine meridionale delle Alpi nel Pleistocene inferiore: stratigrafia e analisi pollinica della serie di Leffe*. PhD Thesis. Università di Milano A.A. 1991/1992. 269pp.
- 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., PINI R., BREDI M., MARTINETTO E., MUTTONI G., CHIESA S., CONFORTINI F. & EGLI R. (2005) - *The lacustrine deposits of Fornaci di Ranica (late Early Pleistocene, Italian Pre-Alps): stratigraphy, palaeoenvironment and geological evolution*. Quaternary International **131**: 35-58.
- REGIONE LOMBARDIA & ENI DIVISIONE AGIP (2002) – *Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia*. A cura di: C. CARCANO & A. PICCIN) S.E.L.C.A. Firenze.
- RIGAMONTI I. (2000) - *Bacino del Cherio*, in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp.118-140.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1978) – *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian Plain (Italy)*. Mar. Geol., **27**: 303-325.
- ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1995) – *Foraminifères planoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee*. Bulletin de la Societé Geologique de France, **6**: 681-692.
- ROBERTS C.A. (1994) – *Triassic-Jurassic ecostratigraphic in the Lombardian Alps, Italy*. Palaeoclimat. Palaeoecol., **110**: 145-166.
- ROSSI RONCHETTI C., FANTINI SESTINI N. & GAETANI M. (1968) – *Su una fauna Liassica nei dintorni di Zandobbio (Bergamo)*. Nota preliminare. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 743-746.
- ROSSI S., ALBERTI F., FELBER M. & BINI A. (1991) – *Evidenze di fluttuazioni glaciali würmiane nella bassa valle della Breggia (Cernobbio, Como)*. Boll. Soc. Tic. Sci. Nat., **79**: 25-47.
- ROSSI S., FERLIGA C., RIGAMONTI I. & CORBARI D. (2000) – *Unità ubiquitarie*. In: “Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative”, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C. Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, pp.74-82, Bergamo.
- SACCO F. (1900) – *La Valle Padana. Schema geologico*. Annali R. Accad. Agric. Torino, **36**, 252 pp.
- SACCO F. (1936) - *Il glacialismo Lombardo*. L'Universo, anno XVII, (8-10) Firenze.
- SALVI F., STERLACCHINI S. & ZANCHI A. (2007) – *Ricostruzione 3-D dai dati di terreno: la struttura del M.Misma, Subalpino Centrale*. Rend Soc. Geol. It., **4**: 111 – 115.
- SARTI M., BORSELLINI A. & WINTERER E.L. (1992) – *Basin geometry and architecture of the Tethyan passive margin. Implications for rifting mechanism*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., **53**: 241-258.

- SCHIROLLI P. (1994) – *La successione bacinale giurassica tra la Corna e le Radiolariti, del Bresciano centro-occidentale: ricerche stratigrafiche ed evoluzione paleogeografico-strutturale*. Tesi di dottorato. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia.
- SCHIROLLI P. (1997) – *La successione liassica nelle Prealpi Bresciane centro occidentali*. Atti Tic. Scienze Terra, s.s. **6**, 136 pp.
- SCHIROLLI P. (2002) – *Calcicare di Domaro*. In DELFRATI L., FALORNI P., GROPPPELLI 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.
- SCHIROLLI P. (2007) – *Gruppo del Medolo*. In CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (I)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III,7(VI): pp.318, Roma.
- SCHÖNBORN G. (1990) – *A kinematic model of the western Bergamasc Alps, Southern Alps, Italy*. Ecl. Geol. Helv., **83**: 665-682.
- SCHÖNBORN G. (1992) – *Alpine tectonics and kinematic 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)*. Quad. Geod. Alpina e Quaternaria., **2**: 197-212.
- SCIUNNACH D. (2007) – *Selcifero Lombardo*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III,7(VIII): pp.382, Roma.
- SCIUNNACH D. (2007a) – *Radiolariti del Selcifero Lombardo*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III,7(VIII): pp.382, Roma.
- SCIUNNACH D. (2007b) – *Rosso ad Aptici*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III,7(VIII): pp.382, Roma.
- SCHURMAN W.R.L. (1979) – *Aspects of Late Triassic palinology*. Rev. Paleobot. Palynol., **27**: 53–75.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954) – *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 - Foglio "33 – Bergamo"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) – *Carta geologica alla scala 1:100.000, Foglio "46 – Treviglio"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) – *Carta geologica alla scala 1:100.000, Foglio "34 – Breno"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) – *Quaderni Serie III, 1 - Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento*, 203 pp.

- SIDDI F., MORA C. & PAGANONI A. (1988) – *Nuove considerazioni sul Pliocene della Valle Seriana Inferiore*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi Bergamo, **13**: 249-299.
- STELLA A. (1895) – *Sui terreni quaternari della Valle del Po in rapporto alla carta geologica d'Italia*. Boll. R. Comit. Geol., **26**: 108-136.
- STOPPANI A. (1857) – *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. Turati, 16 pp., Milano.
- STOPPANI A. (1873) – *Il bel paese: conversazioni sulle bellezze naturali: la geologia e la geografia fisica d'Italia*. 750 pp. Torino: Società editrice internazionale.
- STOPPANI A., NEGRI G. & MERCALLI G. (1880-1883) – *Geologia d'Italia* – Milano, Napoli, Bologna, Torino, Vallardi 3 v..
- STUCCHI M., ALBINI P., MIRTO C. & REBEZ A. (2004) – *Assessing the completeness of Italian historical earthquake data*. Ann. Geoph. **47**, 2-3: 659-673.
- STUCCHI M., CAMASSI R., ROVIDA A., LOCATI M., ERCOLANI E., MELETTI C., MIGLIAVACCA P., BERNARDINI F., & AZZARO R. (2007) – *DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>. Quaderni di Geofisica, **49**, 38 pp.
- STUCCHI M., GALADINI F., ROVIDA A., MORONI A., ALBINI P., MIRTO C. & MIGLIAVACCA P. (2008) – *Historical investigation of earthquakes before 1700 between the Adda and the lower Adige river basins (Southern Alps)*. In: J. FRECHET, M. MEGHRAOUI, M. STUCCHI (eds), *Historical Seismology*, Springer, 93-129.
- TARAMELLI T. (1876) – *Alcune osservazioni sul ferretto della Brianza*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **XIX**: 332-369, Milano.
- TARAMELLI T. (1880) – *Il Canton Ticino meridionale ed i Paesi Finitimi. Spiegazione del foglio XXIV. Duf. colorito geologicamente da Spreafico, Negri e Stoppani*. Beitr. Geol. Karte Schw., **17**: 13-174, Bern.
- TARAMELLI T. (1895) – *Dei giacimenti pliocenici nei dintorni di Almenno in Provincia di Bergamo*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., ser. II, 43, Milano.
- TARAMELLI T. (1896) – *Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Clusone e di Schilpario*. 12 pp., Tip. Bernardoni, Milano.
- TINTORI A., MUSCIO G. & NARDON S. (1985) – *The Triassic fossil fish localities in Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 197–210. Milano.
- TINTORI A. (1995) – *The Norian Calcare di Zorzino fauna from Lombardy: state of the art*. Iind Int. Symp on Lithographic Limestones. Ext. Abs., 139 – 142, Lleida-Cuenca.
- VARISCO (1881) – *Note illustrative sulla carta geologica della Provincia di Bergamo*. Vol. in 8°: 1-130, Tip. Baruffi e Gatti, Bergamo.
- VECCHIA O. (1948) – *Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici. I: introduzione*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **54**: 1-18.
- VECCHIA O. (1949) – *Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici. II: regione tra il Sebino e la Val Camonica*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **55**: 89-113.
- VECCHIA O. (1950) – *Stratigrafia retica del Sebino occidentale*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Geogr. Fis. Univ. Milano, s. G, 17 pp.

- VECCHIA O. (1954) - *I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago di Iseo (Lombardia)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **93**: n. 1-2, 235-362, Milano.
- VENTURINI L. (1998) - *Analisi Palinologiche di un deposito continentale nell'anfiteatro morenico di Paratico (Lago d'Iseo) e considerazioni paleoambientali. II. La successione medio superiore*. Tesi di Laurea inedita. Parma.
- VENZO S. (1945) - *Rilevamento geomorfologico della Val Cavallina, bergamasca orientale*. Atti Soc. It. Sc. Nat., LXXXIV: 57-96, 1 carta geologica. Milano.
- VENZO S. (1949) - *Revisione del glaciale nella bassa Val Cavallina (Bergamo). Distinzione del Mindell e dei terrazzi anaglaciali: parallelismi con la Francia, Svizzera, Germania-Austria; con la curva di Milankovic e coi livelli marini padani*. Atti Soc. It. Sc. Nat., LXXXVIII: 79-132, 1 carta geologica. Milano.
- VENZO S. (1950) - *Rinvenimento di Anacus Arvernensis nel Villafranchiano dell'Adda di Paderno, di Archidiskodon Meridionalis e Cervus a Leffe. Stratigrafia e clima del Villafranchiano Bergamasco*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **89** (1/2): 43 - 122, Milano.
- VENZO S. (1954) - *Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretacico-Eocene) del Bergamasco e della Brianza occidentale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Ital., **31**: 123 pp.
- VENZO S. (1955) - *Le attuali conoscenze sul Pleistocene lombardo con particolare riguardo al Bergamasco*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **94**: 155-200.
- VENZO S. & GUAITANI F. (1943) - *Nuovo giacimento del Pliocene superiore a Torre dei Roveri, nelle Prealpi Bergamasche*. Riv. Ital. Paleont., anno 49, 1.
- 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.
- VILLA A. & VILLA G.B (1844) - *Sulla costituzione geologica e geognostica della Brianza*. Spettatore Industr., 1-2, 1-46.
- WEISSERT H. (1981) - *Depositional processes in an ancient pelagic environment: the lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps*. Ecl. Geol. Helv., **74**: 339-352.
- WEISSERT H. & LINI A. (1991) - *Ice age interclades during the time of Cretaceous greenhouse climate?* In: *Controversies in modern geology*. Academic Press Limited, 173-191.
- WEISSERT H., MCKENZIE J. & HOCHULI P. (1979) - *Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean*. Geology, **7**: 147-151.
- WILD R. (1989) - *Aetosaurus Reptilia: Thecodontia) from the Upper Triassic (Norian) of Cene (Bergamo, Italy)*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi Bergamo, **14**: 1-24.
- WINTERER E. L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **65**: 393-421.
- ZANCHI A., BINI A., FELBER M., RIGAMONTI I. & UGGERI A. (1995) - *Neotectonic evidences along the Lombardian foothills of the southern Alps*. Geologia Insubrica, **2**, Issue 2, 1997.
- 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**: 77-82.
- ZANCHI A., CHINAGLIA N., CONTI M., DE TONI S., FERLIGA C., ABEBE T., 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.
- ZANZUCCHI G. (1963) – *Le Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) di Entratico in Val Cavallina (Bergamasco orientale).* Mem. Soc. It. Scienze Nat., **13**(3): 101–141.
- ZOLLIKOFER TH. (1854) - *Betirage zur Geologie der Lombardei mit besouderer Berucksichtigung der quaternaren Bildungen des Po-Thales.* Deukschr. K. K. Akad. Wiss., j. 1854, pp. 32, Wien (*non vidimus*).

BOZZA

VII. ABSTRACT

The sheet 098-Bergamo covers the region between the Prealps of Lombardy and the uppermost Lombardy plain, within the Serio and Oglio river valleys.

The relieves represent about 63% of this region and form two coupled morphological belts, the mountainous northern area and the southern foothills. The mountainous belt exposes the Triassic–Jurassic formations, while the foothills are shaped into the folded Cretaceous to Tertiary formations, covered by the Plio-Quaternary sediments. These morphological belts are strictly related to the structural grain of the area, located in the core of the Central Southern Alps. From North to South, the most relevant structural zones are: 1) “Parautoctono delle Prealpi”, a stack of S-verging, imbricated thrust sheets that involve massive carbonates of the Upper Triassic and stratified Rhaetian–Jurassic units. N-S striking transverse fault zones and transfer zones cross-cut the thrust sheets. 2) “Flessura Pedemontana”, a fold and thrust belt with a N110 average strike, that cross-cuts both the Parautoctono and the Foothill structural belts. Rhaetian and Jurassic units are involved in this belt that originates a prominent chain of relieves in between the Prealps and the foothills. 3) The Foothill structural belt, an E-W to N110 striking fold and thrust belt that involves the Cretaceous succession, detached from the Maiolica Fm. (Jurassic–Cretaceous boundary). Structural decoupling occurs also within the Cretaceous units, in correspondence of the Turonian shales. 4) The subsurface structures of the Southalpine border, buried by the Pliocene–

Quaternary sediments, that involve the detached Cretaceous succession in a sequence of Southwards prograding thrusts. Structural decoupling occurs between the Mesozoic and Tertiary successions also, with a sole located into the Tertiary “Scaglia-like” facies. The Imbricated Tertiary Units represent the southernmost structural belt in the subsurface of the Bergamo sheet. The achievement of the present-day structural configuration is mostly due to the Nealpine phase (Tortonian for the emplacement of the Imbricated Tertiary Units), followed by the out-of-sequence deformation of the “Flessura Pedemontana”.

The stratigraphic framework of the pre-Quaternary marine successions highlights the history of this segment of Southern Alps since the Late Triassic. Rifting of the Norian-Rhaetian platforms led to the development of the N-S striking Liassic deep water basins; the post-rift pelagic drapes were then replaced by deposition of the Cretaceous–Tertiary clastic wedges in E-W trending foredeep basins, related to the Eo- and Meso-alpine orogeny.

The Upper Triassic Dolomia Principale carbonate platform with intraplatform troughs, collected platform dolomites and limestones with redeposited limestones and shales (gruppo dell’Aralalta). The Norian–Rhaetian transgressive–regressive cycles originated the limestones and (black) shales of the Argillite di Riva di Solto and Calcare di Zu, in deep restricted lagoon to platform environments. After Hettangian to Sinemurian platform recovery (formazione dell’Albenza, Calcare di Sedrina), Liassic rifting shaped the Jurassic Lombardy Basin into a sequence of asymmetric half-grabens that collected huge syn-rift wedges of redeposited limestones and pelagites (Gruppo del Medolo: calcare di Moltrasio and Calcare di Domaro; gruppo di Concesio). Condensed sections correspond to these wedges above the uplifted footwalls of the half-grabens (M. del Cavallo, M. Misma, Zandobbio). During the Late Jurassic the post-rift pelagic drape mantled the slowly subsiding structure of the entire Lombardy Basin (Selcifero Lombardo). The basin was progressively reshaped during the latest Jurassic – Early Cretaceous (Maiolica Fm. pelagites, marna di Bruntino and Sass de la Luna turbiditic marlstones) assuming an E-W elongation. This evolution was driven by the onset of the Eo-alpine stage of the Southalpine orogeny, that led to the foredeep configuration of the Cenomanian–Campanian basins. The Cretaceous “Lombardy Flysch” filled the foredeep, forming a sequence of clastic wedges (siliciclastic turbiditic sandstones and conglomerates: formazione di Sorisole, formazione di Gavarno, flysch di Pontida, flysch di Colle Cedrina, arenaria di Sarnico, conglomerato di Sirone, Flysch di Bergamo and pietra di Credaro). Provenance of arenites from North and East testifies to erosion of the

growing Eo-alpine chain (Southalpine Orobian nappes and Austroalpine nappes). During Meso-alpine times, porphyritic dykes intruded the growing structural stack. Deposition migrated southwards, in the southern depocentres of the Tertiary clastic wedges, that are preserved in the subsurface at present. The Pliocene shallow marine clays and sands exposed in outcrops document the maximum ingression of the Pliocene sea after the Neo-alpine deformation stages and during the slow uplift of the chain.

After uplift and emersion of the prealpine chain, polyphasic erosion-deposition continental cycles led to the actual hydrographic pattern, with deeply cut longitudinal valleys flowing into a southern gulf. Transgressive pliocenic cycle turned the lowest part of these valleys into deep narrow rias, into which circalittoral sand and clay of Tornago Fm. deposited; these sediments are known from little ephemeral outcrops mainly along the foothill margin or in the Serio valley.

During neogenic-quaternary continental evolution of the area, each catchment basin underwent a different history; in the geological mapping, both lithostratigraphic units and UBSU are used, in order to describe it. Five major basins are distinguished from West to East: Brembo, Morla, Serio, Cherio and Oglio.

While Brembo basin occupies only a little part of the mapped area, new attention is put on the river running around Bergamo, the Morla, which, South of the city, was considered to continue into an artificially rectified channel of XIV-XV century. Topographic survey into the city shows on the contrary a clear, well preserved paleovalley morphology, turning westward towards Lallio - in Geological Sheet 098-Vimercate - where a little creek, also called Morla, "starts" abruptly into a wide low depression, catching local waters; huge bodies of gravel with peculiar petrography found in excavations towards the South – out of the Geological Sheet - confirm the reconstruction of a well defined palaeo-river, while historical archives researches show its active presence until XIV century.

Differently from other great lombardian rivers, such as Adda, Brembo and Oglio, Serio river is characterized by lacking of a canyon cut through high Po Plain. During middle Pleistocene, it received on the right Morla stream and on the left Zerra creek; these two tributaries changed their courses during this period, one becoming independent and flowing toward the West, the other migrating gradually to the East: this trend suggests neotectonical uplift under the plain toward the South.

Cherio catchment basin belongs entirely to prealpine belt, with gravel from mesozoic carbonatic-terrigenous succession. Nevertheless, it was repeatedly occupied, during plio-pleistocenic glacial advances, by a tongue

of Oglio glacier, witnessed by silicoclastic alpine input into some stratigraphic units.

On the East, the great amphitheatre of Oglio river closes the Iseo Lake; on the basis of geometric, morphological, pedologic and weathering characters, several glacialogenic stratigraphic units are distinguished as true UBSU, draped on a bedrock of elder lithostratigraphic conglomeratic units.

For the first time, Iseo Lake bottom is object of specific seismic studies, which has permitted to propose a interpretative submerged geological map of it.

VIII. ENGLISH LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM

PO SYNTHÈME (**POI**) (POSTGLACIAL UNIT)

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)

Upper boundary surface marked by lacking of weathering and well preserved or still evolving morphologies.

UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE.

PRATO GRANDE GROUP (**GR**)

Massive diamicton with angular clasts; disjointed rock masses and disjointed up to metric blocks on the top of slopes deformed by gravity (slope and landslide deposits). Upper boundary surface erosional, variable weathering.

PLEISTOCENE.

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHÈME (**CM**)

Diamicton and diamictite with heterometric clasts (glacial deposits); conglomerate, gravel, stratified sand (alluvial deposits); silt and laminated clay (lacustrine deposits). Upper boundary surface erosional, polyphasic and polygenic; well developed weathering profile, of variable thickness.

GELASIAN - MIDDLE PLEISTOCENE.

CULMINE GROUP (**CU**)

Massive or roughly stratified conglomerate and diamictite, with angular poorly selected local clasts (slope deposits); very well cemented up to lithified. Clinostratified plates hanging on the present valley floor.

PLIOCENE – PLEISTOCENE.

PALAZZAGO SUPERSYNTHÈME (PA)

Massive or roughly stratified silt and silty clay, with millimetric to centimetric local clasts (slope deposits); abundant clayey and silty sand matrix diamicton with up to centimetric local clasts (debris flow deposits). Erosional, polyphasic and polygenic upper boundary surface, well preserved to eroded morphologies, weathering profile of highly variable thickness.

PLIOCENE – PLEISTOCENE.

ALTERITES (b₆)

Clay and silty clay with more or less weathered sparse clasts from the parent rock; Fe-Mn patinas; colour 2.5YR or 5YR (paleosoils evolved on mesozoic succession).

UPPER MIOCENE – HOLOCENE.

BREMBO CATCHMENT SYSTEM

LENNA SUPERSYNTHÈME (LE)

Gravel and sand (fluvioglacial deposits). Well preserved morphologies, weathering profile less than 1 m thick.

UPPER PLEISTOCENE.

ENDENNA SYNTHÈME (END)

Clast supported, abundant sandy matrix gravel with well rounded clasts up to 30-40 cm, abundant discoidal clasts (alluvial deposits). Deeply weathered, weathering profile cut off.

ZANCLEAN.

MORLA CATCHMENT SYSTEM

MORLA SUPERSYNTHÈME (OR)

Gravel with rounded clasts mostly from cretaceous units and slightly subordinated weathered silicoclasts, interlayered sand (alluvial deposits); clay, silt and sand (lacustrine deposits). Variable thickness weathering profile; preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE – XIV CENTURY

SERIO CATCHMENT SYSTEM

SELVA DI CLUSONE SUPERSYNTHÈME (SU)

Gravel with rounded clasts, sand and silt (alluvial deposits). Poorly evolved, variable thickness weathering profile, matrix color 10YR; well preserved morphologies.

UPPER PLEISTOCENE.

GRASSOBBIO SUPERSYNTHÈME (BB)

Gravel with rounded clasts, sand and silt (fluvial deposits). Variable thickness weathering profile, well preserved morphologies. Lacking to good cementation.

MIDDLE PLEISTOCENE - UPPER PLEISTOCENE?

GORLE SUPERSYNTHÈME (RL)

Sub-horizontal bedded, clast supported conglomerate, with rounded calcareous and siliceous clasts, well to very well cemented; gravel with rounded clasts, sand and silt (alluvial deposits). Variable thickness weathering profile, preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE.

SCANZOROSCIATE SYNTHÈME (SNZ)

Massive, matrix supported diamicton with rounded clasts (weathered alluvial deposits). Evolved weathering profile with single loessic cover not always preserved; observed thickness over 2 m, with arenized siliceous clasts, unpreserved carbonates, matrix colour 5YR with 2.5YR glossae and widespread Fe-Mn patinas.

MIDDLE PLEISTOCENE.

TORRE BOLDONE SYNTHÈME (TBO)

Roughly stratified weathered gravel with residual siliceous rounded clasts (alluvial deposits). Up to 3 m thick, evolved weathering profile, arenized siliceous clasts, unpreserved carbonates, Fe-Mn patinas, matrix colour 5YR, weathered loessic cover with *fragipan* horizons. Preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE.

FIORANO SUPERSYNTHÈME (FR)

Roughly stratified, clast or matrix supported conglomerate with well rounded clasts, well to very well cemented (alluvial deposits); weathered matrix supported diamicton with local clasts (debris flow deposits). Weathering profile cut off, more than 3 m observed thickness.

MIDDLE PLEISTOCENE.

VERTOVA GROUP (VV)

Arenaceous matrix or clast supported conglomerate with siliceous and carbonatic rounded, flattened to discoidal, well sorted clasts; decimetric layers of sandstone; very well cemented, often karstified (alluvial deposits). Up to 10

m thick weathered, clayey-silty matrix supported, massive diamicton, with residual arenized to argillified siliceous clasts and Fe-Mn patinas, matrix colour 7.5YR (alterites on alluvial deposits).

MIDDLE PLEISTOCENE.

TRIBULINA DEL CASTELLO FORMATION (TBC)

Reddish silt (alterites on eolian deposits); clay and clayey silt with sparse residual siliceous clasts (alterites on alluvial Serio deposits); colour 5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE.

CAZZANO S.ANDREA GROUP (AZ)

Stratified clast supported conglomerate with well sorted rounded local clasts (alluvial deposits). Matrix supported diamictite with angular clasts from overlooking slopes (slope deposits). Very well cemented up to lithified.

MIDDLE PLEISTOCENE?

PIODERA SYNTHÈME (PID)

Massive clayey matrix supported diamicton, from up to 10 m thick weathering of gravel; matrix colour 5YR, flattened to discoidal clasts, unpreserved carbonates, arenized to argillified acid volcanites, Verrucano Lombardo arenized; Fe-MN patinas and crusts (alterites on alluvial deposits).

CALABRIAN.

RANICA SHALE (RNC)

Laminated silt and clay, sometimes with vegetal remnants (palustrine and lacustrine deposits).

CALABRIAN.

MASSERINI FORMATION (INR)

Clayey matrix supported diamicton, matrix colour 5YR, with sparse residual discoidal clasts, unpreserved carbonates, arenized decoloured volcanites with Fe-Mn oxides cortex, arenized decoloured Verrucano Lombardo (alterites on alluvial deposits).

CALABRIAN?

SERIATE CONGLOMERATE (SRT)

Clast supported, arenaceous matrix conglomerate with rounded, well sorted clasts, very well cemented up to lithified. Lithosomes with carbonatic and siliceous clasts, on lithosomes with mostly carbonatic clasts with locally preserved palaeosoil (alluvial deposits).

CALABRIAN - LOWER PLEISTOCENE.

LEFFE FORMATION (LEF)

Laminated silt, clayey silt, fine-grained sand, calcareous silt with freshwater gastropods rich levels (lacustrine deposits). Metric seams of peat and brown

coal with vegetal macrofossils and remnants of mammals (palustrine and peat bog deposits).

GELASIAN – CALABRIAN.

NESE CONGLOMERATE (ESN)

Arenaceous matrix or clast supported conglomerate, with subrounded carbonatic and terrigenous clasts from the local mesozoic succession; very well cemented (alluvial deposits).

PIACENZIAN – GELASIAN.

BRUGALI FORMATION (RUG)

Close-grained clay and silty clay, colour 5YR, with rare arenized clasts (alterites on neogenic to quaternary continental deposits).

NEOGENE – PLEISTOCENE.

SEMONTE CONGLOMERATE (EIM)

Stratified coarse arenaceous matrix or clast supported conglomerate, with rounded well sorted mostly carbonatic clasts; coarse sand and sandstone (alluvial deposits). Diamictite with angular, heterometric clasts and lithified matrix (landslide deposits). Very well up to lithified deposits.

NEOGENE.

CHERIO CATCHMENT SYSTEM

CHERIO SUPERSYNTHÈME (CH)

Clast or matrix supported gravel with subrounded to rounded clasts, mostly of local carbonates, with subordered siliceous-quartzite clasts from Val Camonica (alluvial deposits); clayey-silty matrix supported diamicton with subangular to subrounded local clasts (debris flow deposits). Variable thickness weathering profile, maximum 1,8 m, matrix colour 5YR÷7.5YR, without preserved loessic covering.

GELASIAN? - UPPER PLEISTOCENE.

RIPA-TORRE CONGLOMERATE (CTP)

Roughly stratified, clast supported conglomerate with arenaceous matrix, rounded clasts of local carbonatic rocks and subordered lithotypes from Val Camonica (alluvial deposits). Well cemented.

GELASIAN? - MIDDLE PLEISTOCENE.

ADDA OGLIO CATCHMENT SYSTEM

LAGHI SUPERSYNTHÈME: CANTU' SYNTHÈME (LCN)

Stratified or lenticular bodies of sandy matrix or clast supported gravel with subrounded to rounded mostly carbonatic clasts, and interlayered sand and silt (alluvial deposits). Coarsest horizons locally discontinuously cemented. Upper boundary surface with well preserved morphologies, no loessic covering, weathering profile less than 1,2 m thick, matrix colour 7.5YR÷10YR, weathered or with cortex calcareous clasts, unweathered or with thin cortex metamorphic siliceous clasts, unweathered volcanic clasts.
UPPER PLEISTOCENE.

OGGIO CATCHMENT SYSTEM: AMPHITHEATRE SUCCESSION

MONTEROTONDO SUPERSYNTHÈME (**RO**)

Massive, matrix supported diamicton (glacial deposits); normally-consolidated to over-consolidated laminated silt and clayey silt, massive chaotic to graded diamicton, locally resedimented (ice contact deposits); massive to stratified gravel (alluvial deposits); decarbonated normally-consolidated to over-consolidated silt and clayey silt (eolian deposits); travertine (chemical deposits). Up to 2,8 m weathering profile, argillified calcareous clasts, partially weathered or with thin cortex metamorphic siliceous clasts, rarely weathered volcanic clasts, matrix colour 5YR÷10YR. Well preserved morphologies.

Timoline Unit (**ROY**): upper boundary surface with 7.5YR÷10YR loess covering; maximum decarbonation depth from 0,9 up to 1,5 m on till, 1,4 m on alluvial gravel and 2,1 m on complex sequences; up to two different Bt horizons on glacial and fluvial deposits, Btg and Bg horizons on ice contact or glaciolacustrine deposits; Fe-Mn patinas in argillic horizons; matrix colour 7.5YR÷10YR.

Borgonato Unit (**ROB**): upper boundary surface with well preserved morphology, multiple eolian covering made of 10YR coloured loess over 7.5YR coloured loess; maximum decarbonation depth from 0,9 up to 1,5 m on till, 1,5 m on alluvial gravel and 2,1 m on complex sequences; up to two different pedologic Bt horizons on glacial and alluvial deposits; Fe-Mn patinas in argillic horizons; matrix colour typically 7,5YR, locally up to 10YR.

Torbiato Unit (**ROO**): upper boundary surface with well preserved morphology, multiple eolian cover made of 10YR coloured loess over 7.5YR coloured loess; maximum decarbonation depth up to 1,9 m on till, 2,0 m on alluvial gravel, 2,8 m on complex sequences; up to three different pedologic Bt horizons on glacial and alluvial deposits; Fe-Mn patinas in argillic horizons; matrix colour 5YR÷10YR.

MIDDLE - UPPER PLEISTOCENE?

MONTE PIANE SYNTHÈME (**PAE**)

Massive, silty-sandy calcareous over-consolidated matrix supported diamicton (lodgement till); laminated normally-consolidated to over-consolidated silt and

clayey silt, massive chaotic to graded diamicton, locally resedimented (ice contact deposits); massive to stratified, sandy-silty calcareous matrix or clast supported gravel (alluvial deposits); decarbonated, normally-consolidated or over-consolidated silt and clayey silt (eolian deposits). Upper boundary surface with quite well preserved morphologies, multiple loessic covering, up to 2.5 m thick weathering profile, argillified calcareous clasts, weathered or with cortex metamorphic and volcanic clasts, matrix colour 5YR ÷ 7.5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE.

FANTECOLO SYNTHÈME (**FAT**)

Massive, silty–sandy calcareous over-consolidated matrix supported diamicton (lodgement till); massive chaotic to graded diamicton, locally resedimented (ice contact deposits); massive to stratified, sandy-silty calcareous matrix or clast supported gravel (alluvial deposits); decarbonated, normally-consolidated or over-consolidated silt and clayey silt (eolian deposits). Upper boundary surface with strongly eroded morphologies, multiple loessic cover, up to 3 m thick weathering profile, argillified calcareous clasts, weathered or with cortex metamorphic and volcanic clasts, matrix colour 5YR ÷ 7.5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE.

CAMIGNONE SYNTHÈME (**CIO**)

Massive, silty–sandy calcareous over-consolidated matrix supported diamicton (lodgement till); massive chaotic to graded diamicton, locally resedimented (ice contact deposits); massive to stratified, sandy-silty calcareous matrix or clast supported gravel (alluvial deposits); decarbonated, normally-consolidated or over-consolidated silt and clayey silt (eolian deposits). Upper boundary surface with slightly preserved morphologies; multiple loessic covering, up to 3,6 m thick weathering profile, argillified calcareous clasts, weathered or with cortex metamorphic and volcanic clasts, matrix colour 5YR ÷ 10YR.

MIDDLE PLEISTOCENE.

PADERNO DI FRANCIACORTA SYNTHÈME (**PFR**)

Massive, silty–sandy calcareous over-consolidated matrix supported diamicton (lodgement till); massive sandy-silty decarbonated matrix supported gravel (alluvial deposits); sand, sandy silt, silt and clayey silt (lacustrine deposits); decarbonated, normally-consolidated or over-consolidated silt and clayey silt (eolian deposits); strongly weathered clayey silt with rare clasts from local bedrock (slope deposits). Upper boundary surface with slightly preserved morphologies, complex loessic covering, up to 7,7 m thick weathering profile, argillified calcareous clasts, weathered or with cortex siliceous clasts, matrix colour 5YR ÷ 10YR.

CALABRIAN.

FOPPE GROUP (**FO**)

Medium to coarse polygenic mostly carbonatic conglomerate and sandstone, slightly to very well cemented (alluvial deposits).

MIDDLE PLEISTOCENE.

CEPPO DI CREMIGNANE (CI)

Massive to stratified conglomerate with rounded discoidal slightly to well sorted clasts; lenses of laminated marls and siltstone (alluvial deposits). Polygenic, mostly siliceous from the upper valley, clasts. Very well cemented up to lithified.

GELASIAN – CALABRIAN.

PLIO-PLEISTOCENE MARINE SUCCESSION

TORNAGO FORMATION (TOG)

Blue-gray shales, marlstones and sandy clay (circalittoral marine deposits). Yellow sand and sandstones, yellowish gravels to conglomerates (marine infralittoral and paralic deposits).

PIACENTIAN – GELASIAN.

DYKES AND SMALL IGNEOUS BODIES

PORPHIRITIC TERTIARY DYKES (fn)

Sub-volcanic and filonian bodies intruded into the Mesozoic succession in the areas of Selvino, Pradalunga and Gaverina – Colle Gallo – Valle Rossa. Decametric dykes of basaltic porphyrites, with plagioclase phenocrysts and microcrystalline groundmass, plagioclase, pyroxenes and ore minerals bearing; low depth intrusive bodies, pluridecametric, with andesitic to trachandesitic and basaltic composition, sometimes with oriented texture, with green hornblende and plagioclase phenocrysts in a plagioclase and ore minerals groundmass. Age (Ar/Ar method) between $54,8 \pm 1,8$ Ma and $38,9 \pm 1,1$ Ma – $31,4 \pm 4,1$ Ma.

LATE PALEOCENE (p.p.) – EARLY OLIGOCENE (p.p.)

SOUTHERN ALPS SEDIMENTARY SUCCESSION

BERGAMO FLYSCH (FBG)

Sandstone-shale couplets alternating with sandstones forming thin to thick laminated beds, sometimes organized in coarsening upward cycles; in association: calcilutite layers with arenitic, sometimes microconglomeratic base; marlstone banks even of great thickness. Planktonic Foraminifera with association typical of the *Globotruncanita stuarti* and *Contusotruncana fornicata* zones. Thickness: 320 m. Missaglia Megabed (FBG_a): marly-calcareous bipartite layer: the lower part is a discontinuous pebbly mudstone

with marl-clay matrix and polygenic pebbles; the upper part is the calcareous megabed s.s., formed by graded calcilutites, with conglomeratic base. Thickness up to 30 m. Turbiditic fans in the foreland.
CAMPANIAN.

PIETRA DI CREDARO (RDR)

Hybrid, hazel calcarenites in plane parallel beds, graded to laminated, passing to calcisiltites-calcilutites, interlayered by rare marly shales; sporadic plurimetric calcareous megabeds or chaotic horizons are interlayered. Planktonic Foraminifera referred to *Heterohelix* spp., *Globotruncana linneiana*, *Contusotruncana fornicata*.

Thickness: 350 m. Basin turbiditic bodies of mixed composition.
CAMPANIAN.

SIRONE CONGLOMERATE (CSH)

Medium to thick bedded conglomerates, sometimes lens-shaped, followed upwards by a plurimetric interval of sandstones; polygenic clast-supported conglomerate, massive and disorganized, or normally to reverse graded, sometimes with oblique lamination. Historical reports about *Hyppurites* and *Acteonella* faunas; calcareous nannoflora referred to *Reinardites anthrophorus* and *Calculite obscurus*. Thickness: 50-80 m.

Colle Brianza Member (CSH₁): thin bedded, alternating, shale and sandstone beds: marly-clayey, sometimes calcareous shale and sandstones in discontinuous laminated beds with maximum thickness 15 cm, with 1:1 to 1:2 ratio. Calcareous nannoplankton referred to *Reinardites anthrophorus* Zone. Thickness 0-40 m. Prograding turbiditic fans.

SANTONIAN.

SARNICO SANDSTONE (SAR)

Grey, medium to fine-grained sandstones in thin to thick, massive or laminated plane-parallel beds, alternating with shales forming decimetric beds; medium to coarse sandstones in amalgamated layers sometimes lenticular, forming plurimetric horizons. Planktonic Foraminifera and nannofossils of the shales are referred to the *Marthasterites furcatus* and *Broinsonia lacunosa* Zones. Thickness 400 m. Foreland turbiditic lobes.

CONIACIAN.

MONTE MISMA AND COLLE DELL'ACQUA CONGLOMERATES (SVQ)

Chaotic and/or graded, polygenic conglomerates in lenticular bodies; massive and thin bedded sandstones associated to shale, sometimes red or yellowish in colour. In the upper part nannofossil association of the *Eifellithus eximius*. Thickness: 0-40 m. Marginal feeding channel of the Turonian turbiditic basin.

UPPER TURONIAN.

PONTIDA FLYSCH (PTD)

Monotonous alternance of sandstones and shales in sequences of variable thickness associated with thin to thick marlstone beds; calcareous-marly megabeds, sometimes graded, with conglomeratic base, are irregularly interlayered. Planktonic Foraminifera referred to the *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone in the lower part and to the *Marginotruncana sigali* Zone in the upper part, with nannofossils of the *Eifellithus eximius* Zone. Thickness: 0-50 m. Basin plain of the Turonian turbiditic basin.

MIDDLE - UPPER TURONIAN.

COLLE CEDRINA FLYSCH (CDB)

Grey silty marlstones in m-thick beds, graded and laminated, sometimes with chaotic structure, associated to homogeneous, yellow and red marls with interlayered lenses of disorganized polygenic conglomerates. Planktonic Foraminifera association with *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. renzi* and *Helvetoglobotruncana helvetica*. Thickness: 0-250 m. Foreland turbiditic wedge.

MIDDLE - UPPER TURONIAN.

GAVARNO FORMATION

Varicoloured shales, black and red, associated with thin bedded pelite-sandstone alternances. Chaotic and massive limestones.

Red shale member (**GVR₂**): alternances of medium to thin sandstone-shale sequences, micaceous sandstone, green and red marlstone-clayey marlstone; rare intercalations of calcilititic layers and calcareous-marlstone metric beds with sandstone base. Locally a chaotic megabed is interlayered (banco caotico III – **GVR_a**).

Planctonic foraminifera with: *Marginotruncana sigali*, *M. pseudolinneiana*, *M. schneegansi*. Thickness: 0-30 m.

Black shale member (**GVR₁**): grey to green, medium to thick layered, often laminated marlstones, black shale and sandstone-shale thin to medium bedded sequences, alternating with laminated fine-grained sandstones and dark grey to black shales. In the basal part planktonic Foraminifera association with: *Rotalipora cushmani*, *R. greenhornensis*, *Praeglobotruncana stephani*, *P. delrioensis*, *Schackoina cenomana*. Thickness: 10-40 m. Foreland turbiditic wedge.

UPPER CENOMANIAN – MIDDLE TURONIAN.

SORISOLE FORMATION

Basal red marlstones, chaotic calcareous bodies, thin bedded turbiditic sandstones, turbiditic-hemipelagic marly limestones and marlstones forming lithozones in regular succession. Thickness 140-150 m.

Chaotic bed II-I (**FSE_d**, **FSE_b**): association of bedded limestones with disharmonic folds, chaotic slumps, disorganized or roughly graded calcareous paraconglomerate. Thickness 0-80 m.

MIDDLE - UPPER CENOMANIAN.

Thin-bedded turbidites (**FSE_c**): medium and fine-grained sandstones in plane-parallel or lenticular layers, graded to laminated, alternating with shale with variable ratio; fine-grained calcarenites and siliceous calcilutites, thin to medium bedded are intercalated. Association of planktonic Foraminifera with *Rotalipora cushmani*, *R. greenhornensis*, *R. deechei*, *Praeglobotruncana gibba*, *Whiteinella baltica*. Thickness: 0-80 .

MIDDLE - UPPER CENOMANIAN.

Red marlstones (**FSE_a**): massive to bedded hemipelagic red marlstones, with medium and thin graded calcarenites-calcilutites interlayered and discontinuous horizons made of paraconglomerate with calcareous and siliceous clasts. Association of planktonic Foraminifera with: *Rotalipora brotzeni*, *R. gandolfi*, *R. appenninica*, *Praeglobotruncana delrioensis* and *P. stephani* at the base of the lithozone; *Rotalipora cushmani*, *R. montsalvensis*, *Praeglobotruncana gibba* and *Whiteinella archaeocretacea* at the top. Thickness: 0-10 m. LOWER - MIDDLE CENOMANIAN.

Monte S. Onofrio member (**FSE₂**): hemipelagic varicoloured marlstones associated with laminated, thin to medium bedded calcisiltite-marlstone couplets and sandstone-shale alternances, thin bedded calcilutites and to chaotic calcareous horizons. Radiolarians and association of planktonic Foraminifera with *Rotalipora brotzeni*, *R. greenhornensis*, *R. reicheli*, *Schackoina cenomana*. ("Flysch di Valdona" Auct.). Maximum thickness: 80 m. LOWER - MIDDLE CENOMANIAN.

Foreland turbiditic wedge.

CENOMANIAN.

SASS DE LA LUNA (**SDL**)

Grey marlstone and calcareous marlstone, locally reddish, in medium and thick beds, homogeneous to graded and/or laminated; marly limestones in plane parallel beds with calcarenitic base, associated to hemipelagic grey marlstones and thin bedded calcilutites are typical of the upper part of the Formation. Planktonic foraminifera: *Rotalipora appenninica*, *R. ticinensis*, *Planomalina buxtorfi*, *Globigerinelloides* spp., *Hedbergella* spp. Thickness: 70-330 m. Pelagic turbidites wedge.

UPPER ALBIAN.

BRUNTINO MARLSTONE (**BRU**)

Thin and medium bedded, black to purple red shales and marlstones followed by thick alternances of arenaceous-pelitic and marly calcareous turbidites, in homogeneous or graded beds, associated with varicoloured shales and black shales. Planktonic Foraminifera are referred to associations of biozones *Leopoldina cabri* and *Biticinella breggiensis*; among benthic Foraminifera: *Lenticulinae*, *Lagenidae* and *Nodosaridae*. Thickness 70-140 m. Synorogenic bathial environment, cyclically in anoxic conditions.

LOWER APTIAN - UPPER ALBIAN.

MAIOLICA (MAI)

Monotonous succession of white, light grey or cream coloured calcilutites with calcareous nannofossils, in thin and medium, plane parallel or undulated beds, with chert strips and nodules and marlstone/shale, homogeneous or laminated, centimetric interlayers, often rich in organic matter (black shale). In association: rare thin and medium, plane parallel beds of graded and laminated calcarenites and calcsiltites; m-thick paraconglomerate lenses with calcilutite, chert and marlstone intraclasts into a micritic matrix; slumps with lenticular shape. Transitional lithozones, of calcilutites and marlstones, occur at the top and bottom of the Formation. Thickness 25-250 m. Post-rifting pelagic environment.

UPPER TITHONIAN – LOWER APTIAN.

BUCA DEL CORNO CONGLOMERATE (BNR)

This unit is limited to the Zandobbio jurassic palaeohigh, where it forms two wedges made of paraconglomerate and limestone breccias, sometimes dolomitized, with poorly defined layering, with clasts eroded from the local Jurassic formations, embedded into a calcilutitic matrix rich in calcareous nannofossils. Both wedges unconformably overlay different units of the Jurassic succession (Zandobbio Dolomite, Moltrasio limestone). Thickness: 0-60 m.

UPPER TITHONIAN – VALANGINIAN.

SELCIFERO LOMBARDO (SM)

“Rosso ad Aptici” and Selcifero Lombardo Radiolarites where not distinguished on the map because of the scale. Post-rift pelagic environment.

LOWER BAJOCIAN? – TITHONIAN.

ROSSO AD APTICI (RAP)

Red-purple siliceous marlstones and chert-bearing limestones, with red or hazel chert nodules, passing transitionally to the lower Radiolarites. Bedding is thin, plane parallel or undulated. Locally lenses of breccias, paraconglomerates and slumps are associated. In the upper part of the Formation, thin bedded alternances of pink marly limestone, cream or pink calcilutites with nodules and strips of red, black or honey chert and red or grey shale joints are present, passing progressively upwards to pink-white calcilutites. Thickness 0-40 m.

KIMMERIDGIAN – TITHONIAN.

SELCIFERO LOMBARDO RADIOLARITES (RSL)

Medium and thin bedded chert, forming plane parallel or plane undulated layers with shaly or slightly marly joints. Centimetric thick silicized calcareous-marly beds, more and more frequent upwards tend to prevail on layered chert. Chert colour varies from bottom to top from brown, dark grey or dark green up to purple and brick red. Thickness 0-70 m.

LOWER BAJIOCIAN? – KIMMERIDGIAN.

REDUCED AND CONDENSED JURASSIC SEQUENCE (**SGX**)

Heterogeneous succession grouping thin units heteropic to basinal jurassic formations, developed on structural jurassic palaeohighs (Zandobbio, M. del Cavallo, M. Misma). They are made of varicoloured calcilutites with Ammonoids, Crinoids, Lamellibranches; thin, plane parallel bedded, marly limestones, flaser to nodular, with ammonites (Rosso Ammonitico Lombardo; M. del Cavallo, Grone); red calcareous marl with Cephalopods; massive grey yellowish limestone with Ammonoids and Crinoids; intraformational breccias in lenses and sedimentary dykes, locally dolomitized (Zandobbio). Maximum thickness about 40 m.

PLIENSBACHIAN – TITHONIAN.

CONCESIO GROUP (**NC**)

“Calcari medoloidi” and Villa Carcina formations where not distinguished on the map because of the scale.

TOARCIAN – LOWER BATHONIAN.

CALCARI MEDOLOIDI FORMATION (**FME**)

Non-cyclic alternance of chert-bearing calcilutites, homogeneous or laminated marlstones and clayey marlstones, calcsiltite-marlstone couplets and limestone-marlstone slumps, with mostly pelagic composition (thin shelled Lamellibranches, Radiolarians, peloids, lutitic intraclasts). A typical group of almost entirely silicized layers of decametric thickness represents a local marker in the upper part of the formation. West of M. Misma the top of the unit includes chert-bearing, hazel or pink calcilutites, replaced eastward by brick-red marls with pelagic Lamellibranches, Crinoids and Belemnites, sometimes associated to decimetric flaser-nodular beds (Grone). Thickness: 0-140 m. Pelagic basin.

AALENIAN – LOWER BATHONIAN.

VILLA CARCINA FORMATION (**FVC**)

Massive or well-bedded marlstones and calcareous marlstones, followed by alternances of calcarenites/calcirudites in graded and laminated beds, passing to calcsiltite, marlstone and clayey marlstone; rare chert-bearing calcilutites and slumps are associated. Bedding is plane-parallel or lenticular with concave-up base; bed-sets with positive sequences are recurrent. Laminated layers and bioclasts are silicized in the upper portion of the formation. Thickness: 0-300 m. Syn-rift calciclastic lobes.

TOARCIAN – AALENIAN.

DOMARO LIMESTONE (**DOM**)

Light grey, marly, chert-bearing limestones in plane parallel or undulated beds, medium to thick, with grey marly-clayey joints, with Lamellibranches,

Ammonoids, rare Crinoids, associated to couples of graded and laminated calcarenite/marlstone with grey chert strips, in plane parallel beds, thin to very thick, sometimes entirely laminated, and slumps. Sometimes close to the base of the Formation, grey, pink or red calcilutites occur, forming thin, plane parallel beds with interlayers of red or greenish flaser-nodular clayey marlstone and bioclastic layers with Lamellibranches, Ammonoids, Belemnites, Crinoids ("Botta Member" *Auct.*). Locally lenses of intraclastic paraconglomerate with red clayey-marly matrix, litho-calcirudites and fine ortoconglomerate with calcareous lithoclasts and intraclasts are observed.

Total thickness of the unit: 0-400 m. Structural high, slope and syn-rift basin.

CARIXIAN *p.p.* – DOMERIAN.

MOLTRASIO LIMESTONE (**MOT**)

Micritic and microcrystalline, spongelithic dark grey or black limestones, with nodules of black chert, in thin, undulated or planar layers and marly joints. In the upper half of the formation these limestones are associated with calcisiltites and graded to laminated, grey, fine calcarenites, passing gradually to calcareous marlstone, rare paraconglomerates and slumps. Among the few bioclasts, thin shelled Lamellibranches, Crinoids, Echinoderms and rare Ammonoids are found.

Liassic breccias (**MOT_a**): breccias and clast supported ortoconglomerate bodies, with intra-basinal lithics, sometimes with red clayey matrix (Grone) or strong silicization (M.Poieto), intraformational paraconglomerates, lenses of graded calcilutites and microcrystalline, cherty, bioclastic limestones.

These lithofacies between Olera and Lonno are replaced by micritic, grey-hazel limestone in massive bodies of plurimetric thickness, with Lamellibranches, Gastropods, Brachiopods, Ammonoids, Crinoids, Echinoderms and Poriferous, sometimes completely dolomitized in coarse crystals. Maximum thickness: 300 m. Structural high, slope and syn-rift basin.

SINEMURIAN.

SEDRINA LIMESTONE (**SED**)

Grey micritic limestones, sometimes dolomitized, in medium to thick plane-parallel beds with rare dark grey chert nodules, with Lamellibranches (*Liostrea*), Gastropods, Echinoderms, Crinoids (lower lithozone). Dark grey micritic and microcrystalline limestones with black chert, intraclasts and peloids, in plane parallel and undulated, medium to thin beds with marly joints (middle lithozone). Micritic limestones, oolitic calcarenites with mid scale oblique planar or concave lamination and bioclastic calcarenites or calcirudites with Brachiopods, Lamellibranches, Gastropods, Crinoids and Echinoderms and abundant black or whitish chert (Canto Alto, Grone); locally silicization is pervasive (upper lithozone). Maximum thickness: about 130 m. Carbonatic ramp with pre-rift transgressive-regressive cycles.

MIDDLE – UPPER HETTANGIAN.

ZANDOBBIO DOLOMITE (ZAN)

Dolomicrites and oolitic dolarenites with small and medium scale concave oblique lamination, white or pink, in banks and thick beds alternating with groups of thin layers, associated to: oolitic-peloidal, white or grey, cherty calcarenites, locally rich in Echinoderms, Crinoids, Brachiopods, Lamellibranches, and Gastropods; light grey or pink, planar or undulated, thin bedded dolomicrites, with grey or pink pelitic intercalations; intraformational breccias. Discordant or layer concordant, decametric sedimentary dykes made of intraformational dolomitic breccia are also present. Maximum thickness 160 m. Pre-rift peritidal carbonatic platform.

HETTANGIAN.

ALBENZA FORMATION (ALZ)

(Conchodon Dolomite *Auct.*) Light grey-hazel to whitish limestone, dolomitic limestone and calcareous dolomite, in banks and amalgamated thick beds. Bodies of large scale oblique laminated fine calcarenites with oolites, intraclasts, bioclasts and oncoids are, interlayered among calcilutites and peloidal calcsiltites at the base of the Formation.. Alternances of calcilutites and fine bioclastic calcarenites, in amalgamated beds, are prevailing in the upper part of the formation. Maximum thickness 100 m. Pre-rift bahamian subtidal carbonatic platform.

HETTANGIAN.

ZU LIMESTONE

Limestone platform-ramp, calcareous-marly formation, with repeated subsidence cycles, subdivided in the following lithozones:

Upper lithozone (**ZUU_b**): grey, bioturbated or laminated micritic limestone and bioclastic calcarenite in plurimetric beds disposed in the upper portion of negative sequences made of dark-grey, thin bedded marly limestone, brown-blackish marl and rarely black shale. Locally Lamellibranches (*Rhaetavicula contorta*) are widespread. In the top most carbonatic cycles there are colonial corals, Megalodontidae (*Protocardia rhaetica*) and oncoids. At the top there is a 15-20 m thick lithozone made of thin bedded, scarcely fossil bearing, black micritic limestone. Thickness: 0-350 m.

RHAETIAN – HETTANGIAN *p.p.*

Lower lithozone (**ZUU_a**): cyclic succession, most frequently with negative sequences of decametric thickness, made of grey clayey marl, marly limestone and micritic limestone with dispersed Lamellibranches (*Rhaetavicula contorta*). The upper part is a mostly carbonatic horizon with thick beds and amalgamated layers, up to 40-50 m thick, containing at the base biolithites with colonial corals and bioclastic pockets with Brachiopods (*Rhaetina gregaria*). Thickness: 150 – 350 m.

UPPER NORIAN – RHAETIAN.

RIVA DI SOLTO SHALE (ARS)

Fine laminated or foliated blackish shale and marly shale (lower lithozone), with intercalations or cyclic alternances of thin bedded black micritic limestone (upper lithozone). Bioclastic calcarenite and fine biocalcrudite with small Lamellibranches and Bactrilli are intercalated within the marlstone-shales. Maximum thickness: 200 m (lower lithozone), 100-200 m (upper lithozone). Shallow water basin, with initially restricted circulation.

MIDDLE – UPPER NORIAN.

ARARALTA GROUP

ZORZINO LIMESTONE (**ZOR**)

Black or dark grey calcilitites, in mostly planar beds 10-30 cm thick, interlayered with blackish mm- to centimetric laminated marlstone, organic matter rich. Rare calcarenitic or calciruditic intercalations, sometimes with erosional base and normal grading, are observed. Facies association also includes slumping and syn-sedimentary deformation facies. In the topmost portion of the unit layers rich in coprolites, fishes and reptile fragments are present. Maximum thickness: more than 400 m. Intraplatform anoxic through.

MIDDLE NORIAN.

DOLOMIE ZONATE (**DZN**)

Graded and laminated or massive, dark grey to blackish dolomitized calcarenites and calcsiltites, thin to very thick, planar bedded, organized in repetitive sequences. Locally doloruditic lenses are intercalated, made of intraformational angular clasts from centimetric to metric and clasts from margins of the Dolomia Principale platform.

Slope breccias (**DZN_a**): polygenic, fine to very coarse, sometimes matrix supported, dolomitized breccias (clasts of Dolomia Principale and dolomie zonate), slightly organized, in lenticular or wedge -shaped bodies, with frequent erosional basal surface, clinostratified, up to 50 m thick and spectacularly exposed in heteropic contact with Dolomia Principale facies on slopes north of Albino and Lonno. Thickness 0-300 m. Intraplatform slope and basin.

LOWER? – MIDDLE NORIAN.

DOLOMIA PRINCIPALE (**DPR**)

Thick beds and banks of dark grey dolomite, with small hollows encrusted by light fibrous cements, and whitish dolomite, if coarse-grained, associated to small build-ups made by Serpulids, microbialithic lenses with Lamellibranches and encrusting Foraminifera (Bondo) (DPR).

Polygenic fine breccias and intraclastic doloarenite (**DPR_a**) and sedimentary dykes usually filled by dark doloarenite and fine breccias (M. Cereto) with Dasycladacean (*Griphoporella* sp.), Lamellibranches (*Isognomon* sp.) and Gastropods (*Worthenia* sp.).

Peritidal dolomite (**DPR_b**) is outcropping only in Valle Rossa.
Maximum thickness: about 500 m. Carbonatic platform and margin slope.
LOWER – MIDDLE NORIAN.

BOZZA