

BOZZA



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 099

ISEO

a cura di

G. Cassinis⁽²⁾, D. Corbari⁽¹⁾, P. Falletti⁽¹⁾, C. Perotti⁽²⁾

con contributi di:

P. Schirolli⁽³⁾, R. Calabrò⁽²⁾, A. Bini⁽⁴⁾, I. Rigamonti⁽⁵⁾, S. De Donatis⁽¹⁾, G.B. Siletto⁽¹⁾, R. Bersezio⁽⁴⁾, F. Jadoul⁽⁴⁾, P. Vercesi⁽²⁾, M. Cobianchi⁽²⁾, N. Mancin⁽²⁾, P. Ronchi⁽⁶⁾, L. Cortesogno⁽⁷⁾, L. Gaggero⁽⁷⁾, D. Ivanova⁽⁸⁾, P. M. Barbieri⁽⁴⁾, A. Clerici⁽⁹⁾

⁽¹⁾ Direzione Territorio e Urbanistica, Regione Lombardia

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia

⁽³⁾ Museo di Scienze naturali di Brescia

⁽⁴⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano

⁽⁵⁾ Consulente Regione Lombardia

⁽⁶⁾ ENI Exploration & Production

⁽⁷⁾ Dipartimento per lo studio del territorio e sue risorse, Università di Genova

⁽⁸⁾ Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences

⁽⁹⁾ Università degli Studi di Brescia

Ente realizzatore:



Regione
Lombardia

Direttore Responsabile del Servizio Geologico d'Italia – ISPRA:

L. Serva

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

Responsabili del Progetto CARG per Regione Lombardia:

M. Presbitero, A. Piccin

Coordinatore scientifico: G. Cassinis

Per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

Revisione scientifica:

E. Chiarini, S. D'Angelo (parte lago), L. Martarelli, R. M. Pichezzi

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.L. Vatovec (coord.), 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**

informatizzazione: **D. Corbari, P. Falletti, S. Racchetti, F. Torri, M. Cetti**

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

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati

a cura di Lombardia Informatica S.P.A.

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
II - CENNO STORICO SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE	11
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	17
IV - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	23
1. - IL SETTORE MONTUOSO E COLLINARE	23
2. - L'ANFITEATRO MORENICO DEL LAGO D'ISEO	26
V - STRATIGRAFIA	27
1. - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI: UNITA' TETTONOMETAMORFICA DEL MANIVA.....	27
1.1. - MICASCISTI A CLORITE E MICA CHIARA (MVX)	27
2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI..	29
2.1. - SUCCESSIONE PERMIANA	29
2.1.1. - <i>Verrucano Lombardo</i> (VER)	29
2.2. - SUCCESSIONE MESOZOICA	31
2.2.1. - <i>Servino</i> (SRV)	31
2.2.2. - <i>Carniola di Bovegno</i> (BOV)	34
2.2.3. - <i>Calccare di Angolo</i> (ANG)	35
2.2.4. - <i>Calccare di Camorelli – Membro del Calccare di Monte Guglielmo</i> (CMR₂).....	37
2.2.5. - <i>Calccare di Prezzo</i> (PRZ).....	40
2.2.6. - <i>Formazione di Buchenstein</i> (BUC)	41
2.2.7. - <i>Vulcaniti della Val d'Ombrino</i> (VGM).....	43
2.2.8. - <i>Formazione di Wengen</i> (WEN).....	45
2.2.9. - <i>Calccare di Esino</i> (ESI).....	47
2.2.10. - <i>Calcari Lastriformi</i> (“PLATTENKALK” Auct.) (LSR).....	48
2.2.11. - <i>Vulcaniti del Monte Visigno</i> (VVI)	49
2.2.12. - <i>Arenaria di Val Sabbia</i> (SAB).....	55
2.2.13. - <i>Formazione di Gorno</i> (GOR).....	56
2.2.14. - <i>Corpi basici filoniani</i> (fb).....	57
2.2.15. - <i>Formazione di San Giovanni Bianco</i> (SGB)	59
2.2.16. - <i>Formazione di Castro Sebino</i> (CSO)	60
2.2.17. - <i>Dolomia Principale</i> (DPR)	62
2.2.18. - <i>Dolomie Zonate</i> (DZN)	66
2.2.19. - <i>Calccare di Zorzino</i> (ZOR)	68
2.2.20. - <i>Argillite di Riva Di Solto</i> (ARS).....	70
2.2.21. - <i>Calccare di Zu</i> (ZUU).....	73
2.2.22. - <i>Formazione dell'Albenza (Dolomia a Conchodon Auct.)</i> (ALZ)	78
2.2.23. - <i>Corna</i> (COR)	81

2.2.24. - <i>Calccare di Sedrina</i> (SED)	83
2.2.25. - <i>Calccare di Moltrasio</i> (MOT)	87
2.2.26. - <i>Gruppo del "Medolo"</i> (MD)	90
2.2.26.1. - <i>Calccare di Gardone Val Trompia</i> (GVT)	90
2.2.26.2. - <i>Calccare di Domaro</i> (DOM)	93
2.2.27. - <i>Gruppo di Concesio</i> (CC)	98
2.2.27.1. - <i>Formazione di Villa Carcina</i> (FVC).....	99
2.2.27.2. - <i>Formazione dei Calcari Medoloidi</i> (FME).....	102
2.2.28. - <i>Gruppo del "Selcifero Lombardo"</i> (SM)	104
2.2.28.1. - <i>Radiolariti del Selcifero Lombardo</i> (RSL).....	104
2.2.28.2. - <i>Rosso ad Aptici</i> (RAP).....	106
2.2.29. - <i>Maiolica</i> (MAI).....	107
2.2.30. - <i>Marna di Bruntino</i> (BRU).....	109
2.2.31. - <i>Sass de la Luna</i> (SDL)	110
3. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI NEOGENICO - QUATERNARI	110
3.1. - BACINO TRIUMLINO	117
3.1.1. - <i>Conglomerato di Ombriano</i> (OMR)	119
3.1.2. - <i>Conglomerato di Marmentino</i> (MEI).....	123
3.1.3. - <i>Supersintema di Dosso Baione</i> (DB).....	125
3.1.4. - <i>Supersintema del Torrente Faidana</i> (LU).....	127
3.1.5. - <i>Conglomerato di Lodrino</i> (ODR).....	129
3.1.6. - <i>Supersintema di Sarezzo</i> (SZ)	130
3.1.7. - <i>Supersintema del Fiume Mella</i> (VC).....	133
3.2. - BACINO CAMUNO	136
3.2.1. - <i>L'Anfiteatro Sebino</i>	136
3.2.2. - <i>L'asse vallivo camuno</i>	140
3.2.3. - <i>Formazione di Corni Capreni</i> (ORN).....	142
3.2.4. - <i>Ceppo di Poltragno</i> (PLR).....	142
3.2.5. - <i>Supersintema di Monte Valenzano - Unità di Valenzano</i> (VAE) .	144
3.2.6. - <i>Ceppo di Cremignane</i> (CI).....	145
3.2.7. - <i>Gruppo di Foppe</i> (FO)	147
3.2.8. - <i>Sintema di Paderno di Franciacorta</i> (PFR).....	148
3.2.9. - <i>Sintema di Camignone</i> (CIO).....	149
3.2.10. - <i>Sintema di Fantecolo</i> (FAT)	151
3.2.11. - <i>Sintema di Monte Piane</i> (PAE)	153
3.2.12. - <i>Supersintema di Monterotondo</i> (RO).....	155
3.2.12.1. - <i>Unità di Torbiato</i> (ROO).....	156
3.2.12.2. - <i>Unità di Borgonato</i> (ROB).....	156
3.2.12.3. - <i>Unità di Timoline</i> (ROY).....	157
3.2.13. - <i>Supersintema dei Laghi</i> (LA)	158

3.2.13.1. - Sintema di Cantù (LCN)	158
3.3. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	165
3.3.1. - <i>Alteriti</i> (b₆)	165
3.3.2. - <i>Supersintema della Colma del Piano</i> (CM)	166
3.3.2.1. - Unità di Gromolo (CGX)	168
3.3.2.2. - Unità di Croce Marino (CCY).....	168
3.3.2.3. - Unità di Coloreto (CCZ)	168
3.3.2.4. - Unità di Clogne (CLH)	168
3.3.2.5. - Unità di Paullo (CPU)	169
3.3.3. - <i>Gruppo del Culmine</i> (CU).....	170
3.3.3.1. - Formazione di Marasino (CUH)	172
3.3.3.2. - Formazione di Toline (CUT)	173
3.3.3.3. - Formazione di Lavone (CUV).....	174
3.3.4. - <i>Gruppo di Prato Grande</i> (GR).....	176
3.3.5. - <i>Supersintema di Palazzago</i> (PA).....	180
3.3.6. - <i>Sintema del Po</i> (POI)	182
4. - IL SONDAGGIO GEOGNOSTICO DI CREMIGNANE.....	184
4.1. - ASPETTI STRATIGRAFICI, SEDIMENTOLOGICI E DATI ANALITICI	185
4.2. - INTERPRETAZIONE PALEOAMBIENTALE	188
5. - GEOLOGIA SUBACQUEA	194
5.1. - GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA	194
5.1.1. - <i>Prodelta dell'Oglio</i>	197
5.1.2. - <i>Bacino Centrale</i>	197
5.1.3. - <i>Scarpata del Mont'Isola</i>	198
5.1.4. - <i>Canale di Sale Marasino</i>	199
5.1.5. - <i>Bacino di Sarnico</i>	199
VI - TETTONICA	201
1. - PERMIANO SUPERIORE – TRIASSICO MEDIO	204
2. - TRIASSICO SUPERIORE-CRETACICO INFERIORE	205
3. - CRETACICO SUPERIORE-NEOGENE.....	205
4. - L'ASSETTO STRUTTURALE ATTUALE	207
4.1. - UNITÀ I.....	210
4.2. - UNITÀ II	211
4.3. - UNITÀ III	211
4.4. - UNITÀ IV	212
4.5. - UNITÀ V	213
5. - LE PRINCIPALI LINEE TETTONICHE	214

5.1. - SOVRASCORRIMENTO DELLA VAL TROMPIA.....	214
5.2. - SOVRASCORRIMENTO DELLA P.TA ALMANA-P.TA DELL'ORTO	215
5.3. - SOVRASCORRIMENTO DI PREDORE	215
5.4. - SOVRASCORRIMENTO DI M. ISOLA	215
5.5. - SOVRASCORRIMENTO DEL M. BRONZONE	216
5.6. - SOVRASCORRIMENTO DI COLONNO	217
5.7. - SOVRASCORRIMENTO DEL M. ARIO.....	217
5.8. - SOVRASCORRIMENTO DEL M. ABBIO.....	217
5.9. - LINEA DI TAVERNOLE.....	217
5.10. - LINEA DI LUMEZZANE	218
5.11. - LINEA BOVEZZO-MONTECCA	218
5.12. - LINEA ZORZINO-M. CLEMO.....	218
5.13. - LINEA DEL M. GUGLIELMO.....	218
5.14. - LINEA DI INZINO	219
5.15. - LINEA DI GARDONE-M. CONCHE	219
5.16. - SOVRASCORRIMENTO DI MARONE.....	219
VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	219
1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE	219
1.1. - SPONDE DEL LAGO D'ISEO.....	219
1.2. - FRANCIACORTA	220
1.3. - VAL TROMPIA.....	222
2. - IDROGEOLOGIA.....	222
2.1. - DEPOSITI QUATERNARI.....	222
2.2. - SUBSTRATO ROCCIOSO.....	224
3. - FRANE E DISSESTI IDROGEOLOGICI	225
3.1. - LAGO D'ISEO	226
3.2. - VAL TROMPIA.....	227
3.3. - VAL SABBIA	229
VIII - ENGLISH LEGEND	231
IX - ABSTRACT.....	243
BIBLIOGRAFIA	245

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 99-Iseo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG, attraverso una convenzione stipulata tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Lombardia. A sua volta la Regione Lombardia, sempre tramite apposita convenzione, si è avvalsa della consulenza scientifica del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Pavia.

Il Foglio è ubicato nelle Prealpi Lombarde, in corrispondenza del settore centro-orientale di questa regione. Comprende la quasi totalità del Lago d'Iseo e ricade per gran parte nella provincia di Brescia, ad eccezione di una limitata fascia lungo la sponda occidentale del lago che rientra nella provincia di Bergamo.

Il Foglio 99-Iseo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è interamente compreso nei Fogli 34-Breno e 47-Brescia della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1968, 1970). Nell'area del Foglio affiora una successione litologico-stratigrafica che può ritenersi tipica delle Prealpi centrali, costituita da terreni compresi tra il Basamento Cristallino, di età genericamente anteriore al Westfaliano, e termini cretacici, localmente ricoperti in discordanza da depositi più recenti (essenzialmente quaternari).

I rilevamenti sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 utilizzando la Carta Tecnica Regionale, ed hanno avuto anche lo scopo di provvedere alla realizzazione della Carta Geologica Regionale alla medesima scala. Il rilevamento della successione pre-quaternaria è stato eseguito utilizzando

un criterio litostratigrafico. Le unità cartografate sono state organizzate secondo la classica gerarchia (formazioni e membri), utilizzando termini informali per le unità ormai invalse nella letteratura o per quelle il cui stato di conoscenza non permette, per il momento, una migliore definizione.

Per il rilevamento della successione quaternaria continentale sono state adottate sia unità litostratigrafiche sia unità allostratigrafiche, successivamente ridefinite in unità a limiti inconformi (UBSU), come previsto dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992, e successive circolari integrative).

Le attività di rilevamento geologico sono state svolte col coordinamento scientifico del Prof. Giuseppe Cassinis e sotto la direzione del Prof. Cesare Perotti, nel periodo 1999-2002. Del gruppo di lavoro preposto all'attività di rilevamento hanno fatto parte:

- il Dott. Paolo Falletti (successione permo-triassica e cretacea);
- il Dott. Paolo Schirolli (successione giurassica affiorante nel settore centro-orientale del Foglio, tra il Montisola d'Iseo e la bassa Val Trompia);
- il Dott. Roberto Calabrò (successione tardo-triassica, comprendente la Formazione di Castro Sebino, la Dolomia Principale ed i terreni ad essa eteropici);
- il Prof. Pierluigi Vercesi (successione medio-triassica e in parte carnica);
- il Dott. Gianni Siletto (Basamento Cristallino).

La Dott.ssa Simonetta De Donatis ha anch'essa collaborato in una prima fase dei rilevamenti di campagna.

Inoltre, il Prof. Riccardo Bersezio ha eseguito il rilievo della successione pre-quaternaria dell'area ad occidente del Lago d'Iseo (settore a sud di Riva di Solto) e il Prof. Flavio Jadoul ha fornito i rilievi geologici relativi al settore a nord di Riva di Solto (lungo la sponda bergamasca) e, con il contributo della dott.ssa Paola Ronchi, alla zona della Corna Trentapassi (ad oriente del lago).

I depositi recenti riferibili essenzialmente al Quaternario sono stati studiati dal Dott. Daniele Corbari e in parte dal Dott. Ivo Rigamonti (area Val Trompia), col coordinamento scientifico del Prof. Alfredo Bini.

Sono stati altresì acquisiti (dopo i controlli e le verifiche del caso) i rilevamenti geologici eseguiti su alcune aree da laureandi e dottorandi dell'Università di Pavia sotto la direzione dei Proff. Cassinis, Perotti e Vercesi (substrato pre-quaternario della sponda orientale del Lago d'Iseo) e dell'Università di Milano sotto la direzione dei Proff. Bersezio e Jadoul (substrato pre-quaternario della sponda occidentale ed in parte orientale del Lago d'Iseo) e del Prof. Alfredo Bini (depositi quaternari).

Hanno inoltre fornito consulenza e collaborazione scientifica: la Prof.ssa Miriam Cobianchi e la Dott.ssa Nicoletta Mancin, per quanto riguarda la micropaleontologia e la biostratigrafia della successione giurassico-cretacica dell'area bresciana; i Proff. Lucio Cortesogno e Laura Gaggero, per lo studio delle vulcaniti triassiche; la Dott.ssa Daria Ivanova per lo studio dei foraminiferi anisici del membro del calcare di Monte Guglielmo, e la Dott.ssa Paola Maria Barbieri per lo studio sedimentologico e micropaleontologico dei terreni giurassici affioranti in corrispondenza della sponda occidentale del Lago d'Iseo. Il Prof. Alberto Clerici ha invece partecipato alla preparazione del capitolo relativo alla Geologia Tecnica e Applicata.

L'informatizzazione dei dati è stata attuata dalla Regione Lombardia, con la supervisione dei Dott.ri Daniele Corbari e Paolo Falletti.

N.B. La Sottocommissione di Stratigrafia del Quaternario della IUGS (International Union of Geological Sciences) ha recentemente ratificato la delibera di fissare la base del Sistema/Periodo alla base del Piano/Età Gelasiano. Poiché le note e la legenda del Foglio 099 Iseo erano già state scritte, si è mantenuta la precedente classificazione del Quaternario.

BOZZA

II - CENNO STORICO SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE

Padre della geologia bresciana può essere considerato G. RAGAZZONI. Questo naturalista-geologo raccolse e fornì numerosi dati e segnalazioni assai utili a studiosi italiani e stranieri. Di lui è rimasto celebre, dato il periodo in cui fu concepito, un “Profilo geognostico del pendio meridionale delle Alpi lombarde orientali” (1876), che venne altresì presentato con una Carta Geologica della Provincia di Brescia nel 1881 (RAGAZZONI, 1881) a Bologna, in occasione della fondazione della Società Geologica Italiana.

Nel 1858 compare, con le relative note illustrative, una prima carta geologica della Lombardia per opera di von HAUER, alla scala 1/432.000, che provoca la comparsa, l'anno successivo, di una “Rivista geologica della Lombardia” da parte dello STOPPANI. A HAUER si devono pure le prime determinazioni di ammoniti del M. Domaro (1861). Successivamente SUESS (1869), nel corso di alcune escursioni compiute sul fianco destro dell'alta Val Trompia, riconobbe nella porzione più meridionale di quest'area l'esistenza di un contatto tettonico tra il basamento metamorfico ercinico ed il soprastante Verrucano di età permiana, contatto che egli per primo definì col nome di “linea della Val Trompia”.

LEPSIUS (1878) e GÜMBEL (1880) apportarono ulteriori contributi geologici, il primo con particolare riguardo al “Servino” ed il secondo alle ammoniti del M. Domaro presso Gardone Val Trompia. Il significato stratigrafico di quest'ultima fauna beneficiò successivamente degli studi compiuti da MENEHINI (1867-81), BONARELLI (1894, 1895), al quale si deve l'istituzione del Sottopiano Domeriano, BETTONI (1900), DEL

CAMPANA (1900) e FUCINI (1908).

BITTNER (1881, 1883) incrementò notevolmente le ricerche stratigrafico-paleontologiche nel Bresciano, soprattutto per ciò che concerne il Trias medio e il Carnico.

Nel 1890 ha più o meno inizio la vasta e lunga produzione scientifica di alcuni geologi-naturalisti bresciani, tra cui COZZAGLIO (1920, 1923) e CACCIAMALI (1901, 1906, 1930), d'indirizzo sia tettonico che stratigrafico, condotti nell'area sebina e nelle regioni limitrofe. Senza data, ma probabilmente del 1937, è una Carta Geologica delle Prealpi Bresciane alla scala 1/300.000 compilata da COZZAGLIO (COZZAGLIO, 1937) e completata da alcune sezioni geologiche. Si tratta, di fatto, della prima carta geologica comprensiva dell'intero Foglio Iseo al 50.000, per la parte ad est del lago. Nel 1939 compare la prima edizione del Foglio 47-Brescia della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, rilevato dallo stesso COZZAGLIO (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1939).

Nella prima metà del '900 s'intrecciarono, ai precedenti, altri studi stratigrafici e tettonici meritevoli d'essere ricordati (BALTZER, 1901, 1909; TILMANN, 1907, 1909, 1915; SALOMON, 1908-1910; von BÜLOW, 1917; MAASKANT, 1941).

Nell'imminenza della seconda guerra mondiale ebbero inizio le ricerche di BONI, che portarono alla pubblicazione di lavori stratigrafico-tettonici fondamentali per la conoscenza del territorio ad est del Lago d'Iseo, dopo una parentesi introduttiva dedicata ad alcuni studi paleontologici, datati al 1939, 1942 e 1943a, su faune del Trias medio ed inferiore. In particolare, due memorie di quest'Autore (1943b, 1947) meritano particolare attenzione per le numerose notizie stratigrafiche contenute. La tettonica delle aree interessate, accompagnata da sezioni geologiche e da attente valutazioni, segna anch'essa un passo avanti rispetto alle precedenti conoscenze.

Contemporaneamente VECCHIA (1944-1945, 1946, 1948, 1949, 1950a, 1950b) pubblicava una serie di lavori sulla geologia del Lago d'Iseo e dei suoi dintorni. I terreni retici e liassici, in particolare, furono oggetto di studi sia sotto l'aspetto litologico-stratigrafico che sotto quello paleontologico; due di essi focalizzarono rispettivamente, con abbondanti dati, la tettonica dell'area sebina.

Nel 1958 SACCHI VIALLI & VAI operarono una revisione della fauna anisica bresciana.

L'anno 1960 segna la ripresa di ulteriori ricerche, dotate di una maggiore modernità, sullo stratotipo del Domeriano, a cui si dedicò inizialmente l'Istituto di Geologia di Milano, sotto la guida di CITA *et alii* (1961) e CITA (1964) per la parte stratigrafica, con la collaborazione di

FANTINI SESTINI (1962) per la parte paleontologica. PASQUARÈ (1965) inserì in una corposa memoria sul Giurassico superiore lombardo numerosi dati sui rispettivi terreni affioranti nel Foglio Iseo. BOSELLINI (1965, 1973) nel tentativo di ricostruire, utilizzando anche dati tratti dalla letteratura, i principali lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permian-Trias, perveniva genericamente per il Bresciano a un quadro assai affine a quello già prospettato due anni prima da un' *équipe* francese diretta da AUBOUIN (1963, 1964), e cioè l'esistenza di un "basso" strutturale, congiunto al bacino lombardo, ad occidente del meridiano di Brescia, e quella di una zona di raccordo ad un "alto" strutturale, disposto lungo la sponda veneta del Garda, ad oriente del predetto capoluogo. Ulteriori importanti inquadramenti stratigrafici e paleogeografici sul Triassico-Giurassico dell'area del Foglio Iseo possono ritrovarsi anche in alcune guide (CASTELLARIN *et alii*, 1979) o lavori (GAETANI, 1975; BERNOULLI *et alii*, 1979; WINTERER & BOSELLINI, 1981; CASTELLARIN, 1982; CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; SARTI *et alii*, 1992; BERTOTTI *et alii*, 1993) più recenti.

Gli anni successivi al '60 sono comunque ancora caratterizzati dalle ricerche dell'Istituto di Geologia dell'Università di Pavia, in relazione soprattutto alla pubblicazione della seconda edizione del Foglio Brescia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968) e del nuovo Foglio Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) alla scala 1:100.000, effettuata in collaborazione rispettivamente con l'Università di Parma e con quelle di Milano e Padova, nonché delle loro note illustrative, compilate le prime da BONI *et alii* (1970) e le seconde da BIANCHI *et alii* (1971).

CASSINIS nel 1960 iniziò a pubblicare una serie di note sul Giurassico triumplino, tra le quali emerge una memoria (1968b) sui terreni compresi tra Brescia e Serle, i cui aspetti stratigrafici e paleogeografico-strutturali appaiono tuttavia strettamente vincolati a quelli presenti nell'attiguo Foglio Iseo. Alcuni lavori (CASSINIS, 1971, 1978) hanno analogamente apportato preziosi contributi, anche di tipo petrografico, per una migliore conoscenza relativa al Trias ed al Giurassico dell'area bresciana considerata.

Nel 1964 BONI coinvolge la tettonica del Foglio Iseo in un lavoro ad ampio respiro, che si estende dalla linea delle Giudicarie al settore nord-occidentale dell'Appennino settentrionale.

Nel 1972 uscì inoltre, per opera dell'Istituto di Geologia di Pavia, una "Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello", alla scala 1.50.000 (BONI *et alii*, 1972), che abbraccia interamente il Foglio Iseo ed altre vaste porzioni delle provincie limitrofe di Bergamo e di Trento. Per l'illustrazione di questa carta, che è stata allestita principalmente da BONI,

CASSINIS, CERRO & ROSSETTI e coordinata dal primo A., sono state altresì redatte alcune note sintetiche relative agli studi precedenti ed alla legenda stratigrafica, rispettivamente da parte di CASSINIS (1973) e di BONI & CASSINIS (1973).

Contemporaneamente all'attività dei geologi pavesi è proseguita quella di indirizzo prevalentemente stratigrafico dei geologi milanesi (CASATI, 1964; ASSERETO & CASATI, 1965, 1966; GNACCOLINI, 1965; MARTINA, 1965, 1966; FERRETTI, 1967; SPECIALE, 1967; GAETANI, 1970b; ERBA & QUADRIO, 1987).

Nel 1981 è pubblicata a cura di CASTELLARIN, nell'ambito del Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR una Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000, in cui l'area dell'attuale Foglio Iseo, compresa nei Fogli 34 Breno e 47 Brescia della Carta Geologica d'Italia al 100.000, è contraddistinta dai suoi lineamenti tettonici principali e corredata da alcune sezioni geologiche. CASSINIS, CASTELLARIN e FORCELLA ne furono gli interpreti locali. Nello stesso tempo CASTELLARIN & PICOTTI (1990) e PICOTTI *et alii* (1997), avendo iniziato ad occuparsi della struttura e del significato della linea delle Giudicarie Sud, si occuparono della geologia della Val Trompia, sconfinando pertanto nell'area del Foglio Iseo.

DE ZANCHE & FARABEGOLI (1982, 1988), nelle loro ampie ricerche stratigrafiche e paleogeografiche sul Trias delle Alpi Meridionali, ricorsero anche all'esame di alcune sezioni scitiche e anisiche presenti in Val Trompia, in corrispondenza di località più o meno prossime alla regione sebina.

Nel 1982 CASSINIS & ZEZZA presentarono alcuni dati geologici e petrografici sui prodotti del magmatismo triassico del Bresciano occidentale. Nel 1984 CRISCI *et alii* s'impegnarono anch'essi in uno studio geochimico e geocronologico dell'attività ignea triassica, ma limitatamente all'area del M. Guglielmo.

Tra il 1986 e il 1993 BRACK & RIEBER pubblicarono i risultati delle loro ricerche stratigrafiche e paleontologiche, basate sullo studio delle faune ad ammoniti, per la definizione del limite Anisico/Ladinico. Alcune sezioni esaminate (Marcheno, Biogno, Pertica) rientrano nel Foglio Iseo ed hanno portato ad interessanti confronti con altre sezioni delle Alpi Meridionali. Nel 1992 un voluminoso lavoro di SCHÖNBORN coinvolge anch'esso la struttura dell'area sebina.

In quest'ultimi tre lustri, le ricerche svolte dall'Università di Pavia hanno continuato ad occuparsi essenzialmente dei terreni permiani e giurassici affioranti a sud dell'Adamello. La linea della Val Trompia è stata interpretata (CASSINIS & PEROTTI, 1994, 1997), alle sue origini, come una

faglia estensionale (tardo) post-Varisica che avrebbe delimitato a sud il Bacino permiano di Collio. SCHIROLI (1997) concluse lo studio del Giurassico delle Prealpi bresciane tra il Lago d'Iseo, la Val Trompia e i dintorni di Botticino, ponendone in evidenza la stratigrafia, l'evoluzione paleogeografico-strutturale e gli eventi connessi al *rifting*. Nello stesso anno DOMMERGUES *et alii* (1997) si sono pure impegnati in uno studio d'indirizzo paleontologico sulle successioni ad ammoniti comprese tra il Sinemuriano superiore e il Toarciano basale. COBIANCHI (1990, 1992) ha ricostruito una biostratigrafia a nannofossili calcarei al passaggio Domeriano-Toarciano in Val Navezze, ed esteso successivamente questo stesso tipo di ricerche all'intero intervallo Sinemuriano inferiore-Bajociano inferiore in zone più o meno prossime delle Prealpi lombarde, compreso il M. Domaro. L'ampio affioramento di Dolomia Principale, nonché i contigui terreni carnici e retici, che affiorano tra l'alta Valle del Garza, Casto e i dintorni di Gardone Val Trompia, sono stati analogamente indagati da alcuni geologi pavesi, in particolare da CASSINIS *et alii* (1994), CALABRÒ *et alii* (1997) e CALABRÒ (1999, 2002).

Un lavoro di CASSINIS *et alii* (1997) ha fatto il punto sui risultati delle ricerche, iniziate oltre un secolo fa, sulle mineralizzazioni presenti nelle successioni pre-noriche delle Alpi Bresciane e che occupano parte del Foglio Iseo, tra la Val Trompia e la Val Camonica.

Nel 1997 esce un lavoro di DE DONATIS & FALLETTI sulla stratigrafia del Servino del Gruppo del Monte Guglielmo, accompagnato da confronti con quello delle aree attigue e da ulteriori richiami alle sue mineralizzazioni *strata-bound* a siderite manganesifera e barite.

Nei medesimi anni prosegue, sotto la guida di CASTELLARIN, l'attività di ricerca a carattere prevalentemente strutturale condotta dall'Università di Bologna. PICOTTI *et alii* (1997) hanno incluso alcune sezioni geologiche relative al F. Iseo in un lavoro strutturale che si estende dal Sebino alla Val d'Adige.

La scuola milanese ha continuato a produrre alcuni lavori stratigrafico-sedimentologici, che si estendono dalla Bergamasca al Bresciano centro-orientale. A GARZANTI *et alii* (1995) si deve uno studio sul Carnico superiore, mentre a BERSEZIO *et alii* (1996) un approfondito esame sulla successione di Concesio, riferibile al Toarciano e al Dogger *p.p.*

Nel 2000 è infine uscita una Carta Geologica della Provincia di Bergamo alla scala 1:50.000 (FORCELLA & JADOU, 2000), corredata da note illustrative (JADOU *et alii*, 2000b) volte essenzialmente ad evidenziarne la stratigrafia, l'evoluzione paleogeografica del territorio e l'assetto strutturale.

BOZZA

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La regione rappresentata nel Foglio 99-Iseo è essenzialmente montuosa ed è solcata in senso nord-sud dalle due grandi depressioni vallive del Lago d'Iseo ad ovest (Fig. 1) e dalla Val Trompia nel settore centrale. Ha caratteristiche orografiche piuttosto irregolari, con le cime più alte, verso settentrione, che culminano con i rilievi del gruppo del M. Guglielmo di quasi 2000 m di quota. Nella porzione sud-occidentale del Foglio, a meridione dell'abitato d'Iseo, è presente l'unica zona sub-pianeggiante di una certa estensione, che è modellata nei depositi quaternari continentali che costituiscono l'anfiteatro morenico del Lago d'Iseo.

La caratteristica geologica principale che contraddistingue l'area del Foglio è la presenza di una successione stratigrafica pre-quaternaria piuttosto completa, che è compresa tra il Basamento Cristallino pre-westfaliano e le unità di natura flyschoidi di età cretacea (Fig. 2). Tale successione è intensamente tettonizzata e sovrascorsa con senso di trasporto da nord verso sud; in generale, i terreni più antichi affiorano verso settentrione, mentre quelli più recenti costituiscono i rilievi più meridionali. Grande interesse, per il loro significato geomorfologico e la loro distribuzione areale e temporale, rivestono anche i depositi morenici.

Il Foglio è costituito per oltre metà della sua estensione (pari a circa 576 kmq) da terreni triassici, per circa il 20% da terreni di età giurassica e per circa il 16% da depositi quaternari. La restante parte è formata da unità paleozoiche comprese tra il Basamento Cristallino e il Verrucano Lombardo e da unità cretache.

Nell'area del Foglio affiora un'estesa porzione del cosiddetto Bacino Triumplino-Sebino di età triassica superiore e giurassica, la cui successione

stratigrafica ben rappresenta l'evoluzione tettonica e sedimentaria del *rifting* mesozoico. Localmente affiorano ampie porzioni dei sedimenti pelagici giurassici, di margine passivo, delle formazioni a facies di "Médolo" del calcare di Gardone Val Trompia e del calcare di Moltrasio, per le quali si è ritenuto opportuno mantenere la loro originaria denominazione sia per motivi storici, sia per considerazioni di carattere sedimentologico e di rapporti strutturali.



Fig 1 - Panoramica del Lago di Iseo visto da N-NE (dalla cima del Monte Guglielmo).

Diverse località tipo di formazioni largamente diffuse in tutto il Sudalpino sono poi presenti nell'ambito territoriale del Foglio: in particolare si ricordano le località di Castro, Zorzino, Riva di Solto e Zu (lungo la sponda occidentale del Lago d'Iseo), che danno il nome alle formazioni essenzialmente tardo-triassiche della Formazione di Castro Sebino, del Calcare di Zorzino, dell'Argillite di Riva di Solto e del Calcare di Zu, nonché i paesi di Bovegno e Concesio, località-tipo della carniola di Bovegno (Olenekiano?-Anisico inf.) e del gruppo di Concesio (Toarciano basale –Bajociano/Bathoniano), rispettivamente.

Tutte le formazioni affioranti nel Foglio appartengono al dominio paleogeografico-strutturale del Sudalpino.

L'evoluzione geologico-strutturale e paleogeografica della regione, dopo il metamorfismo pre-westfaliano del Basamento Cristallino connesso

all'orogenesi varisca, vede l'instaurarsi durante il Permiano di condizioni transtensionali, con formazione di bacini di trascorrenza e deposizione, immediatamente a nord-est dell'area rappresentata dal Foglio, di una successione clastica continentale alluvio-lacustre (Formazione di Collio e conglomerato del Dosso dei Galli), accompagnata da frequenti episodi vulcanici. Alla fine del periodo la catena ercinica in sollevamento ed erosione, in un generale regime geodinamico estensionale, diede luogo a depositi fluviali di ambiente subaereo (Verrucano Lombardo). La progressiva peneplanazione della morfologia creò condizioni adatte per una rapida penetrazione, durante il Trias inferiore, del mare del Servino da quadranti genericamente orientali. Dopo la trasgressione scitica, segnalata da depositi costieri che comprendono sedimenti terrigeni di spiaggia e di piattaforma, si assiste, presumibilmente durante l'Anisico inferiore, ad una tendenza regressiva, con presenza di evaporiti che indicano un ambiente di deposizione di tipo *sabkha*, caratterizzato da condizioni climatiche aride, circolazione ristretta e conseguente elevata evaporazione.

Segue un intervallo di tempo caratterizzato da condizioni di mare relativamente aperto, subtidale (Calcere di Angolo), con locale presenza di piattaforme carbonatiche (calcere di Monte Guglielmo), che mostrano evidenze di annegamento ad opera di apporti terrigeni nell'Anisico superiore (calcere di Prezzo). La sedimentazione prosegue ancora in un ambiente di mare aperto (Formazione di Buchenstein), con locali e significativi apporti vulcanoclastici e con lo sviluppo durante il Ladinico superiore di estese piattaforme carbonatiche (calcere di Esino), qua e là solcate da bacini terrigeni interni (Formazione di Wengen). Tra il Ladinico e il Carnico, probabilmente in un regime geodinamico di retroarco con fenomeni di trascorrenza, si registra inoltre una significativa attività vulcanica di natura da acida a basica, il cui significato è ancora compiutamente da definire.

Durante il Carnico, la sedimentazione indica la presenza di condizioni di piana tidale (formazione di Gorno), alla fronte del sistema deltizio in progradazione dell'arenaria di Val Sabbia, seguita verso l'alto da sedimenti peritidali, localmente con facies evaporitiche, depositi in una piana costiera a clima arido (formazione di San Giovanni Bianco). Gli ultimi episodi magmatici triassici della regione e la progressiva ingressione marina dovuta a cause tettoniche segnano nel Carnico superiore l'inizio del *rifting* tardotriassico, che porterà alla formazione dell'oceano giurassico della Tetide, posto tra la placca euro-asiatica e quella dell'Adria.

Lo sviluppo dell'estesa piattaforma carbonatica della Dolomia Principale, localmente intervallata da bacini intrapiattaforma ("dolomie

zonate” ed altre facies eteropiche alla Dolomia Principale) avviene durante il Norico. Il *rifting* si manifesta attraverso un complesso sistema di faglie normali a direzione nord-sud e di trasferimento a direzione est-ovest, che producono una serie di bacini e di alti strutturali. Verso la fine del Norico e nel Retico si ha la deposizione delle Argilliti di Riva di Solto (che indicherebbero un episodio trasgressivo) e del Calcare di Zu. Ad essi seguono nel Giurassico depositi di piattaforma carbonatica (formazione dell’Albenza, corrispondente alla Dolomia a Conchodon *Auct.*, Corna e Calcare di Sedrina) il cui smembramento e annegamento porta allo sviluppo, a partire dall’Hettangiano, del Bacino Triumplino-Sebino, parte orientale del più esteso Bacino Lombardo, con diffusi e potenti depositi pelagici ed emipelagici a facies di “Medolo” (calcare di Gardone Val Trompia, calcare di Moltrasio e Calcare di Domaro) e del gruppo di Concesio.

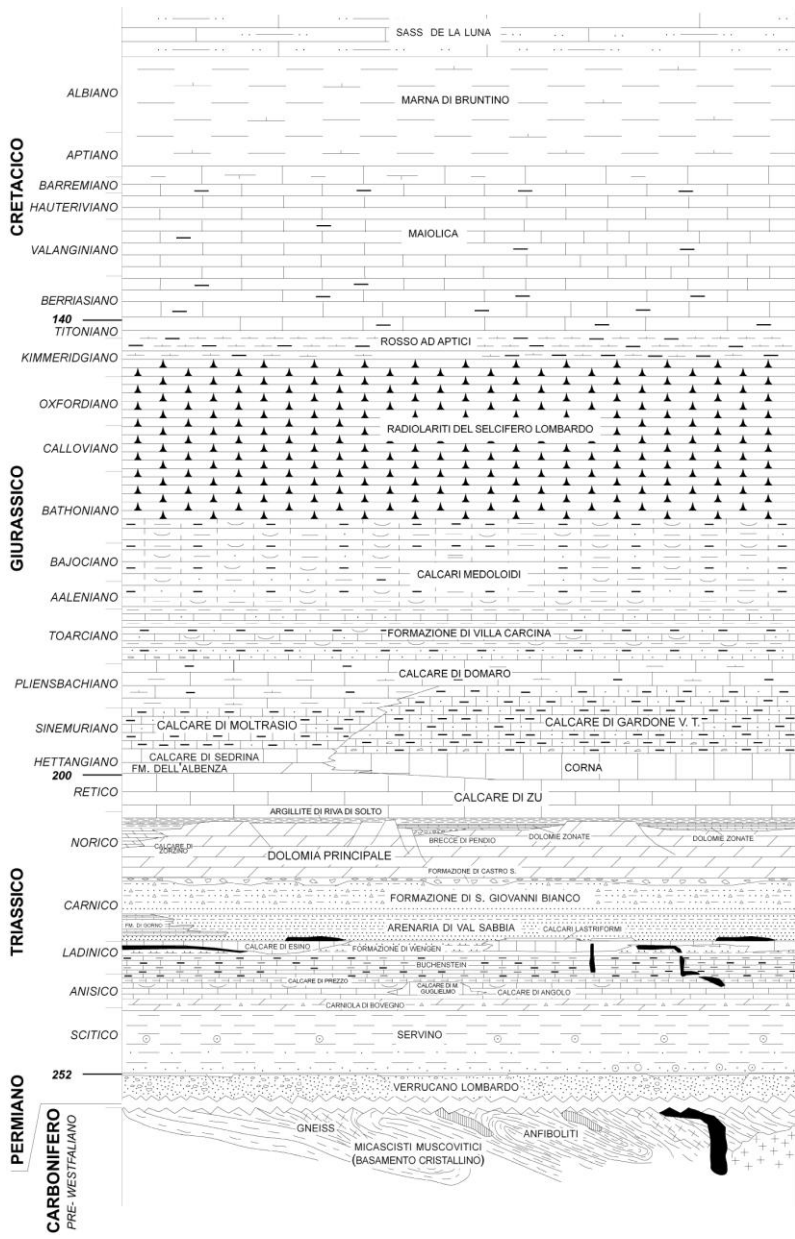
La relativa uniformità delle Radiolariti del Selcifero Lombardo nella regione attesta che tali depositi drappeggiarono i fondali dell’intero Bacino Lombardo durante un periodo di relativa calma tettonica, seguita alla conclusione della fase di *rifting*. Condizioni bacinali proseguono nel Giurassico superiore e nel Cretacico inferiore, durante la deposizione del Rosso ad Aptici e della Maiolica.

Le formazioni pre-quadernarie più recenti affioranti nel Foglio Iseo sono la Marna di Bruntino e il Sass de la Luna. Quest’ultima unità è interpretata come costituita in prevalenza da torbiditi pelagiche, che segnano probabilmente l’inizio dell’inversione del movimento delle placche e della subduzione dell’oceano tetideo.

La successiva evoluzione compressiva e collisionale terziaria della regione non è resa localmente evidente da sedimenti di quest’età, che si sviluppano invece più ad est ed a sud, anche nel sottosuolo. Tuttavia l’orogenesi alpina, anche se sensibilmente condizionata dalla precedente strutturazione permiana e mesozoica, è la principale responsabile dell’attuale assetto tettonico dell’area e, almeno in parte, anche della sua configurazione fisiografica.

affiorante nell'area del Foglio Iseo

BOZZA



BOZZA

IV - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'area rappresentata nel Foglio Iseo può essere suddivisa dal punto di vista morfologico, in due settori: l'area montuosa e collinare costituita essenzialmente dalle formazioni rocciose del substrato mesozoico e, in parte, dal Basamento Cristallino pre-westfaliano, che occupa la quasi totalità del Foglio, e l'area occupata dall'anfiteatro morenico del Lago di Iseo, che si sviluppa in corrispondenza dell'estremo angolo sud-occidentale della carta.

1. - IL SETTORE MONTUOSO E COLLINARE

Il settore montuoso e collinare del Foglio è attraversato in senso longitudinale da due principali depressioni vallive: la Val Camonica ad occidente, costituita dall'ampia depressione riempita dal Lago d'Iseo e la Val Trompia, nel settore centrale del Foglio, attraversata dal Fiume Mella. L'orografia è in genere piuttosto irregolare, anche se nel complesso le cime e le creste aumentano di quota procedendo verso nord, dove culminano nei rilievi più elevati dell'area, che sono costituiti dal Dosso Pedalta (1957 m s.l.m.) e dal contiguo M. Guglielmo o Golem (1948 m s.l.m.), ubicati lungo la spartiaque Val Trompia - Val Camonica. Anche il sistema fluviale presenta una struttura piuttosto disordinata con valli orientate in tutte le direzioni.

Queste caratteristiche morfologiche dipendono in parte dall'erosione

glaciale che, almeno in Val Camonica, si è sovrapposta ai normali cicli erosivi, ma soprattutto dal sostanziale condizionamento che la litologia e la tettonica hanno esercitato sull'evoluzione del rilievo.

In particolare, l'erosione selettiva ha esercitato un ruolo predominante nella fisionomia morfologica del paesaggio. L'ampia gamma dei litotipi affioranti può essere suddivisa in alcuni gruppi principali: a) le rocce metamorfiche scistose del Basamento Cristallino; b) i calcari e le dolomie massicce o in grossi banchi del Triassico medio e superiore; c) i calcari e i calcari marnosi sottilmente stratificati, localmente selciferi del Triassico medio e superiore e del Giurassico; d) le argilliti, le marne e le arenarie del Permiano, del Triassico e del Cretacico; e) le locali lenti di evaporiti del Trias inferiore e del Carnico; f) le vulcaniti del Trias medio e superiore, che però affiorano solo in aree limitate.

Ciascuno di questi gruppi litologici dà luogo a morfologie particolari e caratteristiche in funzione della resistenza che queste rocce offrono all'erosione. I rilievi maggiori, con forme frastagliate e pareti fortemente acclivi, si registrano infatti in corrispondenza dei calcari e delle dolomie massicce del Triassico medio e superiore (gruppo b), mentre rilievi più arrotondati e versanti e incisioni vallive meno acclivi si riscontrano in corrispondenza del Basamento Cristallino (gruppo a) o dei calcari fittamente stratificati del Triassico e del Giurassico (gruppo c). Forme ancora meno acclivi e vere e proprie depressioni morfologiche caratterizzano i depositi terrigeni del Triassico e del Cretacico (gruppo d) e le evaporiti del Trias inferiore e del Carnico (gruppo e). La tettonica compressiva cenozoica ed in particolare i sovrascorrimenti e le faglie inverse a direzione prevalentemente est-ovest e le pieghe ad essi connesse hanno causato frequenti ripetizioni dei litotipi descritti, con l'effetto di indurre una notevole ed irregolare alternanza di morfologie dolci ed accidentate.

Un esempio tipico è costituito dalla sinclinale di Polaveno, a direzione est-ovest, che nella zona di cerniera è attraversata da una depressione valliva dovuta alla maggiore erodibilità dei depositi terrigeni del Cretacico e dei calcari fittamente stratificati del Giurassico che affiorano localmente, mentre è limitata verso nord dal significativo rilievo della Punta dell'Orto, dove affiora, a causa di un importante sovrascorrimento, la Corna massiccia; in quest'area sono anche presenti morfologie di genesi carsica. Evidenze di carsismo epigeo sono visibili anche nella zona Croce di Marone - M. Guglielmo - passo dell'Aguina, dove compaiono macroforme quali doline e campi solcati (seppure questi presenti solo in forma incipiente).

Nel settore sud orientale del Foglio, la morfologia dell'area fra M.

Conche e Concesio è influenzata dalla presenza della sinclinale di Concesio, il cui asse immerge verso occidente e che, avendo al nucleo i terreni più erodibili della Maiolica (calcarei fittamente stratificati), crea una depressione morfologica marginata da marcati rilievi di forma arcuata.

In corrispondenza del Lago d'Iseo si segnala inoltre l'accentuato rilievo del M. Isola, favorito dalla presenza alla sua sommità di un lembo sovrascorso della formazione dell'Albenza, caratterizzato da una marcata resistenza all'erosione.

In altri casi agli effetti litologici si sovrappongono direttamente cause tettoniche, come ad esempio nella Valle di Lumezzane, che si è impostata in corrispondenza di calcari fittamente stratificati del Triassico, ma la cui genesi è stata indubbiamente favorita anche dalla presenza di una importante linea tettonica a direzione est-ovest (Linea di Lumezzane), che ha causato fenomeni di tettonizzazione delle rocce presenti. La stessa morfologia del Lago di Iseo, che presenta una caratteristica forma ad esse, appare influenzata dalla presenza di linee tettoniche che ne hanno condizionato lo sviluppo.

La marcata erosione dei rilievi montuosi presenti nel Foglio Iseo è stata comunque indubbiamente favorita dal sollevamento tettonico di tutta l'area indotto dall'orogenesi alpina, che, a partire dal Cretacico superiore, si è manifestata con fasi di intensità variabile fino ai giorni nostri.

L'azione del modellamento glaciale ha invece avuto un ruolo predominante nella Val Camonica, particolarmente evidente nelle sue forme deposizionali: da massi erratici di svariate dimensioni, osservabili lungo i versanti vallivi, sino a veri e propri cordoni morenici laterali. L'esempio più eclatante a riguardo è costituito dalla conca compresa tra Sale Marasino e Sulzano, dove è visibile un articolato apparato glaciale laterale, di genesi polifasica, con cordoni morenici, terrazzi fluviali e terrazzi di *kame*, in seguito profondamente intagliati e smembrati dall'erosione. Situazione analoga si ripete nel settore occidentale della conca di Polaveno e, seppure con morfologie nettamente meno conservate, anche lungo la sponda bergamasca del Sebino. Dall'azione di processi erosivi prodotti da acque di dilavamento (acque piovane, acque da trasporto torrentizio e/o fluviale) a spese di depositi glacigenici, derivano le piramidi di terra presenti nell'altopiano di Cislano – Zone, a nord della conca di Sale Marasino sopra citata. L'azione sinergica tra processi glacigenici e caratteri litologici delle formazioni di substrato ha prodotto l'ampia zona di trasfluenza glaciale tra Val Camonica e Val Cavallina, tra Riva di Solto e Solto Collina.

Accanto a forme e processi glacigenici, sono riconoscibili morfologie legate ai processi di versante (sia attuali che antichi), tra cui spiccano le aree

interessate da deformazioni gravitative profonde di versante, caratterizzate da trincee, contropendenze e falde detritiche (es. area Punta delle Croci Bergamasche – Gré, ma anche l'area M. Palo – Corna di Savallo in Val Trompia). Lungo gli assi vallivi non glacializzati (ed a quote superiori alla MEG, per le aree glacializzate) i versanti risultano sostanzialmente rimodellati dai processi gravitativi (sia di versante che di trasporto in massa): si osservano apparati di conoide, *debris flow*, corpi di frana, oltre che falde detritiche e *grèzes litées* che regolarizzano l'andamento dei versanti.

2. - L'ANFITEATRO MORENICO DEL LAGO D'ISEO

Il settore sud occidentale del Foglio è primariamente caratterizzato dall'anfiteatro morenico Sebino, con la classica morfologia a cerchie concentriche. L'anfiteatro presenta forme con grado di conservazione variabile, solitamente più nette e meglio conservate nelle porzioni interne dello stesso (vedi anche paragrafo 3.2.1.). Tra le morfologie glaciali visibili accanto a cordoni morenici terminali (*end moraine*), si riconoscono cordoni di sovrapposizione (*superposed end moraine*), terrazzi di *kame* e *till plain* (vedi paragrafo 3.2.12: *Supersintema di Monterotondo*), oltre che terrazzi fluvio-glaciali situati a varia quota. L'anfiteatro risulta diviso in due settori dall'azione erosiva esercitata da un paleoalveo, attualmente occupato dal Fosso Longherone, delimitato da netti orli di scarpata morfologica e che nel suo punto più ampio arriva a poco meno di 1 km di larghezza. Da segnalare come singolarità geomorfologiche sono: la *rogen moraine* di Provaglio d'Iseo (vedi paragrafo 3.2.11: *Sintema di Monte Piane*); il grosso masso erratico (noto come "*El Baluton*") presente sempre a Provaglio, dichiarato monumento naturale e proposto dalla Regione Lombardia come geosito; le strie di probabile origine glaciale, in località Ciochet, visibili al tetto dell'affioramento di ceppo di Cremignane (vedi paragrafo 3.2.6), affioramento sostanzialmente assimilabile ad una roccia montonata.

All'esterno dell'anfiteatro, muovendosi verso est, nelle zone di raccordo tra versanti e pianura, mai glacializzate, si osservano superfici a basso angolo definibili morfologicamente come *glacis* d'accumulo (vedi anche paragrafo 3.3). Quest'area inoltre si caratterizza per una morfologia a coni e depressioni, formatasi in contesti climatici da intertropicali a mediterranei, contraddistinti da temperature e piovosità elevate, responsabili inoltre della formazione dei paleosuoli sviluppati sulle formazioni giurassiche qui affioranti.

V - STRATIGRAFIA

1. - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI: UNITA' TETTONOMETAMORFICA DEL MANIVA

1.1. - MICASCISTI A CLORITE E MICA CHIARA (MVX)

Con la generica denominazione di micascisti a clorite e mica chiara viene qui indicata informalmente la litofacies più rappresentativa di questo basamento metamorfico di età varisica. Localmente vi si associano gneiss albitici e, assai più di rado, anfiboliti.

Sinonimi: tale complesso è stato nell'ultimo dopoguerra contraddistinto col nome di "Massiccio delle Tre Valli Bresciane" (ARDIGÒ & BONI, 1952) o di "Gruppo dei Micascisti del Maniva" (BIANCHI *et alii*, 1971).

Sezione più rappresentativa del Foglio: il basamento metamorfico è presente esclusivamente nella porzione settentrionale del Foglio, in Val Palotto, sulla dorsale della Colma di S. Zenò, e localmente in contatto tettonico (Linea della Val Trompia) sulla copertura permo-triassica. Esso è privo di affioramenti continui e pertanto idonei a suggerire una ricostruzione stratigrafica attendibile.

Estensione degli affioramenti: gli affioramenti in genere sono molto limitati; solo nelle zone più elevate, in corrispondenza delle incisioni o delle rocce meno scistose (gneiss) si ritrovano affioramenti di dimensioni maggiori.

Caratteri litologici di terreno: si tratta di micascisti (MVX) più o meno

filladici, a mica chiara e clorite, che definiscono la scistosità regionale, al cui interno talora sono conservati relitti di granato e/o di cloritoide. In essi sono intercalati livelli di gneiss albitici (MVX_d) a clorite, mica chiara, biotite, granato, epidoto e rari anfiboli, di probabile origine sedimentaria, i cui limiti con i micascisti non sono sempre facilmente riconoscibili, sia per la scarsa esposizione sia perché talora appaiono sfumati.

Lungo il fondovalle della Val Palotto, a quota 1200-1220, è presente un unico affioramento isolato di anfiboliti (MVX_e), di cui non si conoscono i rapporti con gli scisti circostanti. Contengono clorite, anfibolo verde (actinolite – tremolite), plagioclasio albitico, epidoto, \pm carbonati, \pm titanite, associazione mineralogica compatibile con una riequilibrio nella facies degli scisti verdi.

Dati di laboratorio: gli unici dati disponibili sono quelli riportati in GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1985), e si riferiscono ad alcune analisi chimiche sia dei micascisti filladici che dei livelli gneissici intercalati. Secondo questi autori la presenza di cloritoide (soprattutto nell'alta Val Trompia) è da collegare a un originario arricchimento in Al_2O_3 del livello che ne contiene i relitti. Gli gneiss hanno composizione andesitica, e potrebbero essere derivati da prodotti di origine vulcanica.

Spessore dell'unità: lo spessore anche approssimativo dell'unità non è misurabile, sia per il fitto piegamento polifasico, sia per la sua incompleta esposizione.

Rapporti stratigrafici: Il limite inferiore è ignoto. Nel Foglio Iseo il limite superiore, inconforme, è sempre con il Verrucano.

Attribuzione cronologica: non sono disponibili datazioni radiometriche su rocce metamorfiche di questo settore. Alcuni paragneiss immediatamente sottostanti al piastrone ignimbrico basale della successione permiana affiorante poco a est, lungo la strada Maniva-Croce Domini nel limitrofo F. 79 Bagolino, hanno fornito un'età Rb/Sr di 339 ± 8 Ma (dato inedito di A. DEL MORO, in CASSINIS, 1988), e cioè riferibile genericamente al Carbonifero inferiore. Anche per analogia con il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali lombarde nel settore orobico si può assumere un'età ercinica del metamorfismo (330 Ma). Nulla si può dire sull'età dei protoliti. Ne consegue pertanto, in base a confronti regionali ed alla posizione stratigrafica, che il complesso qui discusso è genericamente da riferire ad un intervallo cronologico pre-westfaliano.

2. - SUCCESIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI

2.1. - SUCCESIONE PERMIANA

2.1.1. - Verrucano Lombardo (**VER**)

Sinonimi: denominazione introdotta nella letteratura geologica alpina da ASSERETO & CASATI (1965, 1966) e formalizzata da CASSINIS (2007). Già nota col nome di “arenarie rosse” (BROCCHI, 1808; BONI, 1943b), verrucano (HAUER, 1858; SUESS, 1869), Buntsandstein (LEPSIUS, 1878; BALTZER, 1901), Arenarie di Gardena (GÜMBEL, 1880), arenaria di Monte Mignolo (CASSINIS, 1968a; BONI & CASSINIS, 1973; WOPFNER, 1984).

Sezione più rappresentativa del Foglio: in considerazione del fatto che la formazione in esame risulta in genere dislocata e ricoperta da una folta copertura vegetale, i suoi aspetti litologici e le relative variazioni geometriche sono state in parte interpretate ricorrendo a confronti con alcune sezioni esposte nell’attiguo F. Breno alla scala 1:100.000, in particolare nell’area del M. Muffetto, nei pressi del paese di Collio ed all’interno dell’omonimo bacino permiano, posto più a nord (Fig. 3).

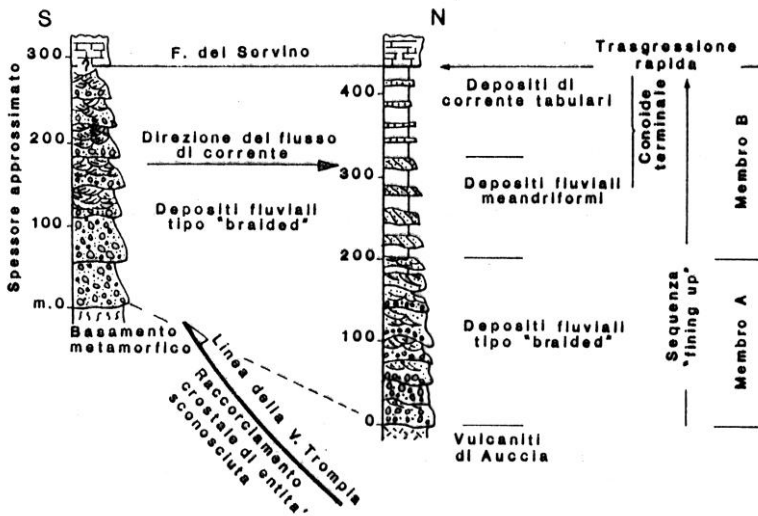


Fig. 3 – Caratteristiche dei depositi del Verrucano Lombardo affioranti tra la dorsale trumpina (a sinistra) ed il bacino di Collio (a destra).

Estensione degli affioramenti: il Verrucano Lombardo affiora dai dintorni di

Pisogne sul Lago d'Iseo verso la Val Trobiolo fino alla Valle delle Selle, dove s'arresta contro la Linea di Vivazzo; più ad oriente, dall'alta Val Cavallina prosegue fino ai dintorni di Bovegno, delimitato dalla Linea della Val Trompia e dislocato da numerose faglie trasversali. Altri lembi sparsi, che risultano di grande interesse per l'interpretazione strutturale di questo settore triumpino, sono altresì presenti un po' più a nord, dove s'appoggiano sul basamento metamorfico varisico. La Punta di Castel Venil è, tra questi lembi, l'esempio più noto.

Caratteri litologici di terreno: l'unità in esame è costituita da una successione di arenarie e conglomerati a colorazione comunemente rossastra. Le arenarie sono quarzoso-feldspatiche, talora micacee, a cemento quarzoso-sericitico, discretamente compatte, stratificate in grossi banchi. Si alternano localmente, soprattutto nelle porzioni mediana e superiore, con siltiti più o meno argillose, di colore rosso intenso, in cui è presente una stratificazione più distinta. I conglomerati a grana medio-grossa, che prevalgono nella porzione inferiore, sono costituiti da elementi per lo più arrotondati di quarzo bianco-roseo e di vulcaniti acide; sono assenti, o quasi, i ciottoli di rocce metamorfiche. La matrice arenaceo-siltosa è in genere abbondante. La stratificazione è in grossi banchi, a volte lentiformi, con superfici poco decise e sovente discontinue.

E' difficile stabilire nella formazione una successione stratigrafica di valore un po' ampio, tenuto conto delle frequenti variazioni litologiche che si sviluppano lateralmente, anche nello spazio di pochi metri. Nel complesso, tuttavia, le litologie descritte possono essere riferite a "*braided stream deposits*".

Dati di laboratorio: alcune analisi microscopiche hanno portato a confermare le osservazioni compiute sul terreno, per quanto riguarda la natura dei frammenti litici e della matrice (CASSINIS, 1968a).

Spessore dell'unità: a sud della Linea della Val Trompia oscilla tra 200 e 300 m. Nella Valle delle Selle, lungo lo spartiacque con la bassa Val Camonica, sono stati tuttavia stimati spessori massimi valutabili attorno ai 500 m (PEROTTI & SILETTO, 1996).

Rapporti stratigrafici: nel F. Iseo il limite inferiore è dato unicamente dal basamento cristallino ercinico. Il contatto, localmente, è demarcato da una netta superficie di discontinuità stratigrafica ("*non-conformity*"). Il limite superiore è rappresentato ovunque dal Servino, con faune marine del Trias inferiore. Lateralmente, come si è già precisato, il Verrucano Lombardo va incontro a frequenti e rapidi cambiamenti granulometrici di facies.

Fossili: non è stato reperito finora alcun resto fossile.

Attribuzione cronologica: in base alla posizione stratigrafica, che sottostà

direttamente al “Servino” del Triassico inferiore, il Verrucano Lombardo è riferito da tutti i moderni autori al Permiano superiore.

Ambiente deposizionale: l'evoluzione stratigrafica e sedimentologica del Verrucano Lombardo riflette chiaramente una sua formazione in ambiente subaereo, solcato da corsi d'acqua. Di norma, questi depositi fluviali mostrano nell'area in studio ed in quelle limitrofe una tendenza all'assottigliamento e alla diminuzione granulometrica verso l'alto, indice di una successione trasgressiva. Nell'area del F. Iseo, le facies sedimentarie più rappresentate sono date da canali intrecciati e da canali meandriformi; localmente, laddove i conglomerati risultano maggiormente sviluppati, le rispettive facies potrebbero anche appartenere a conoidi alluvionali. Con ogni probabilità questi fiumi permiani erano effimeri. Il modellamento morfologico crescente del paesaggio ha trasformato progressivamente quest'ultimo in un penepiano, creando condizioni adatte per una rapida penetrazione del mare del Servino da quadranti genericamente orientali.

2.2. - SUCCESSIONE MESOZOICA

2.2.1. - *Servino* (SRV)

Sinonimi: il nome “Servino” è stato introdotto nelle Alpi Meridionali lombarde da BROCCHI (1808) e fu usato nel diciannovesimo secolo anche da LEPSIUS (1878) ed ARTINI & MARIANI (1898). Tale denominazione è stata ripresa fino ad oggi da tutti gli autori che si sono occupati di quest'unità. Gli aspetti relativi alle mineralizzazioni prevalentemente a siderite in essa contenute sono stati inoltre oggetto di numerosi lavori e di una recente sintesi da parte di CASSINIS *et alii* (1997, *cum bibl.*). Recentemente questa unità è stata formalizzata da SCIUNNACH (2007a).

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione più rappresentativa è osservabile nei pressi di Pontasio nella bassa Val Camonica; altre sezioni significative sono situate nei pressi di San Carlo, in località Muraccone, a Gale e in alta Val Trompia nella Val Fontanelle (Fig. 4) (DE DONATIS & FALLETTI, 1997).

Estensione degli affioramenti: il Servino costituisce una fascia che si estende da Pontasio, sul versante est della Val Camonica nei pressi di Pisogne, fino alla località Mattone, a nord-est del Monte Guglielmo. In Val Trompia il Servino affiora dal versante nord della Valle della Cavallina e da Mondaro fino a Bovegno.

Caratteri litologici di terreno: nell'ambito del Servino affiorante nel Foglio Iseo e nei suoi dintorni sono stati fissati recentemente da DE DONATIS & FALLETTI (1997), i seguenti membri informali, non rappresentabili alla scala

della presente cartografia (dal basso stratigrafico):

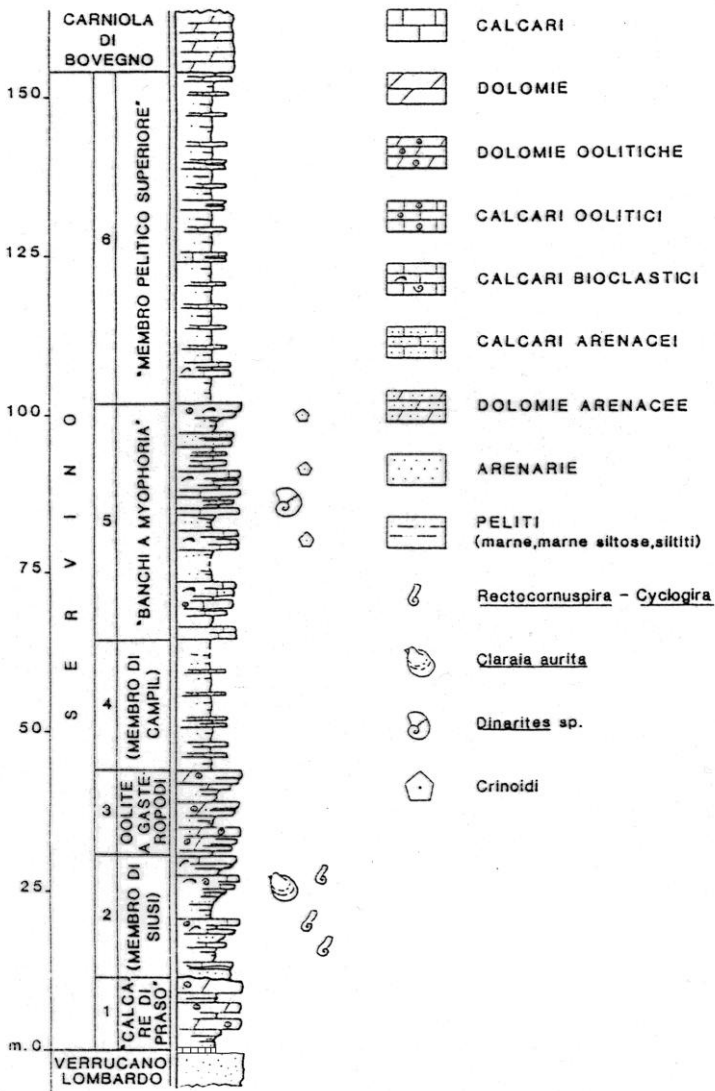


Fig. 4 - Sezione stratigrafica del Servino affiorante in Val Fontanelle.

1. (10-25 m) – “calcere di Praso”: quarzareniti, arenarie, talora bioclastiche e oolitiche, e siltiti in strati centimetrici, intercalati a peliti bioturbate;

2. (10-55 m) – “membro di Siusi”: dolomie marnoso-siltose e peliti talora bioturbate; le dolomie sono organizzate in strati da centimetrici a decimetrici;

3. (12-30 m) - "oolite a Gasteropodi": calcareniti bioclastiche ed oolitiche, calciruditi e arenarie, con gradazioni, stratificazioni incrociate (*hummocky-cross stratification*) e *ripples* da onda (tempestiti), in strati spessi da pochi centimetri fino a mezzo metro, intercalati a peliti bioturbate;

4. (20-25 m) – “membro di Campil”: peliti rosse, con intercalazioni centimetriche di quarzareniti micacee;

5. (10-35 m) - "strati a *Myophoria*": calcareniti bioclastiche ed oolitiche in strati da centimetrici a decimetrici, intercalati a peliti;

6. (25-60 m) – “membro pelitico superiore”.

Localmente, sia nei pressi di Pisogne e in val Trobiolo sia nella valle di Pezzaze e in Val Trompia, il Servino ospita mineralizzazioni “*strata-bound*” a siderite manganesifera e barite, che risultano concentrate in corrispondenza delle unità 1, 3 e 5.

Dati di laboratorio: in relazione alle sei unità riconosciute, le microfacies si presentano assai variate, comprendendo quarzareniti, *grainstone* e *packstone* oolitici e bioclasti (gasteropodi, lamellibranchi e foraminiferi), *mudstone-wackestone* talora dolomitici.

Le mineralizzazioni che interessano la formazione sono ricche di siderite manganesifera e subordinata barite, con rare tracce di solfuri di Fe-Cu-Pb-(Sb-As). In sezione sottile le tessiture originali sono quasi completamente mascherate dalla ricristallizzazione di Fe-sparite.

Spessore dell'unità: la sua potenza varia di norma dai 100 ai 200 metri. Tuttavia, l'unità presenta sovente spessori ridotti a causa di fenomeni di laminazione tettonica, riconoscibili ad esempio a Gale e nella sella del Madeletto.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è con il Verrucano Lombardo ed è caratterizzato dalla comparsa di quarzareniti e conglomerati quarzosi fini sopra i conglomerati rossi del Verrucano; recenti indagini per questo contatto sembrano indicare una modesta lacuna stratigrafica. Talora in corrispondenza del limite Verrucano Lombardo-Servino è riconoscibile un banco mineralizzato di quarzareniti grossolane, di colore biancastro (Santella del Predel, presso Mondaro).

Il limite superiore della formazione è rappresentato dal contatto, in genere

netto, con la carniola di Bovegno.

Fossili: sono presenti faune di mare basso; le forme più significative dal punto di vista stratigrafico finora segnalate dagli AA. sono: *Claraia clarai* (EMM.), *C. aurita* (HAUER), *Natiria costata* (MÜNST.), *Neoschizodus* sp., *Dinarites* sp., *Rectocornuspira* sp., *Cyclogira* sp.

Attribuzione cronologica: l'unità è riferibile genericamente al Triassico inferiore (Induano p.p.-Olenekiano).

Ambiente deposizionale: il Servino rappresenta, nel dominio sudalpino lombardo, la trasgressione scitica, in progressione da est verso ovest, sui depositi continentali permiani. Nell'insieme la formazione è costituita da depositi costieri che comprendono sedimenti terrigeni di spiaggia e di piattaforma con tempestiti. La formazione di siderite e barite è riferibile a bacini ipersalini, limitati verso mare da barre oolitiche.

2.2.2. - Carniola di Bovegno (BOV)

Sinonimi: l'unità, nota in passato sotto varie denominazioni a carattere informale, è stata istituita dai rilevatori del F. Breno alla scala 1:100.000 con riferimento alla località di Bovegno in Val Trompia. MICHELETTI (1970) ne stabilì la sezione-tipo in prossimità del vicino paese di Collio.

Sezione più rappresentativa del Foglio: l'unità si presenta in genere molto tettonizzata e in cattive condizioni di esposizione; i caratteri più significativi possono comunque essere osservati a Bovegno, lungo la strada statale.

Estensione degli affioramenti: la carniola affiora lungo una fascia compresa tra Pisogne sul Lago d'Iseo e Malga Pontogna e la Forcella di Pezzoro sul versante nord-est del Monte Guglielmo; in Val Trompia è presente dalla Valle della Cavallina e da S. Apollonio fino a Bovegno; a monte di quest'ultima località costituisce una fascia sul versante destro della valle, fino al margine del Foglio.

Caratteri litologici di terreno: dolomie marnose vacuolari di colore giallognolo o ocreo, a stratificazione indistinta o in grossi banchi, talora brecciate, con intercalazioni di calcari dolomitici e siltiti varicolori. Gli orizzonti di breccie inglobano clasti metrici di calcari fini in strati centimetrici, talora piegati. Le cavità degli orizzonti di dolomie vacuolari presentano talora riempimenti di gesso e anidrite. Nella formazione si intercalano lenti (BOV_a), anche di notevole spessore, di evaporiti (anidrite e gesso), tuttora oggetto di attività estrattiva (Pisogne).

Dati di laboratorio: in sezione sottile sono riconoscibili *mudstone* dolomitici e breccie a clasti intrabacinali ed extrabacinali, fortemente ricristallizzati.

Spessore dell'unità: lo spessore è fortemente variabile anche in ragione

dell'intensa tettonizzazione; la carniola di Bovegno rappresenta infatti un orizzonte di scollamento preferenziale per i sovrascorrimenti di età alpina. Lo spessore originario dovrebbe variare tra 50 e 100 metri.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è con il Servino; quello superiore è caratterizzato dal passaggio in genere netto ai calcari grigio-nerastri del Calcare di Angolo.

Fossili: la formazione non è risultata finora fossilifera.

Attribuzione cronologica: in base alla posizione stratigrafica la carniola di Bovegno è attribuita genericamente all'intervallo Olenekiano? – Anisico inferiore *p.p.*

Ambiente deposizionale: la presenza di evaporiti indica un ambiente di deposizione di tipo *sabkha*, caratterizzato da condizioni climatiche aride, circolazione ristretta e conseguente elevata evaporazione. Nell'insieme si assiste a una tendenza regressiva, che fa seguito all'approfondimento relativo realizzatosi durante la deposizione del Servino. Le breccie sembrano essere di origine autoclastica, connesse a dissoluzione di evaporiti e conseguente collasso degli strati sovrastanti.

2.2.3. - Calcare di Angolo (ANG)

Sinonimi: questa formazione è stata distinta dagli AA. precedenti con criteri litostratigrafici, ma è sempre stata denominata con termini cronostratigrafici (Anisico) o biostratigrafici (Strati a *gracilis*). Essa è stata istituita come Calcare di Angolo da ASSERETO & CASATI nel 1965, e formalizzata nel 1968.

Nella zona del Monte Guglielmo la parte superiore della successione carbonatica compresa nel Calcare di Angolo è in realtà costituita da calcari e calcari dolomitici massicci di piattaforma, ed è stata distinta nell'ambito del Foglio come membro del Monte Guglielmo (CMR₂) all'interno del Calcare di Camorelli.

Sezione più rappresentativa del Foglio: il Calcare di Angolo affiora su ampie aree e, dato il suo cospicuo spessore, risulta difficile identificarne una sezione completa. In funzione dell'accessibilità, le località migliori per osservare i caratteri principali dell'unità sono situate a sud di Pisogne lungo la massicciata della ferrovia e sulla strada che da Tavernole sale a Marmentino; le migliori osservazioni d'insieme sono invece effettuabili sul versante settentrionale della dorsale del Monte Guglielmo, nel settore compreso tra il Monte Agolo e Punta Caravina.

Estensione degli affioramenti: il Calcare di Angolo costituisce la gran parte del versante settentrionale della dorsale del Monte Guglielmo, che si estende da Gòvine (Pisogne) fino al Monte Stalletti, che si affaccia sulla Val

Trompia; costituisce poi il rilievo compreso tra Pezzoro e la Val Cavallina. Sui declivi meridionali del Monte Guglielmo la formazione è riconoscibile nei pressi di Corna Tiragna, del Dosso della Tensone e a Zocchi, a SW del Passo del Sabbione.

In Val Trompia il Calcarea di Angolo affiora a Tavernole sul Mella, a nord di Mondaro, Stravignino, Lavone, Scavenone e sui versanti a sud di Bovegno. Nelle valli di Irma e di Marmentino il Calcarea di Angolo costituisce la base della successione triassica sovrascorsa (Monte Visigno e Monte Ario) sulla successione di età carnico-norica; è inoltre presente tra Belvedere a nord di Irma, il Dosso del Santellone e i Piani di Vaghezza, e successivamente tra Ombriano e Lavino.

Caratteri litologici di terreno: tra la Val Camonica e buona parte della Val Trompia la formazione mantiene sostanzialmente invariati i suoi caratteri. Essa è definita inferiormente da calcari grigio-scuro e neri, per lo più microcristallini, fittamente venati di calcite, a stratificazione indistinta o in grossi banchi, alternati con calcari ad entrochi, grigio-scuro, in strati di 30-60 cm. La parte superiore dell'unità, che non affiora più ad oriente (ad es. nelle Giudicarie), è costituita da una ritmica alternanza di calcari neri, localmente nodulari, in straterelli di 2-10 cm, con argilliti carboniose brunonerastre, spesso micacee. Nella formazione sono saltuariamente presenti anche orizzonti di calcareniti e biocalcareniti.

Dati di laboratorio: in sezione sottile il Calcarea di Angolo presenta *mudstone* e *wackestone* bioclastici, frequentemente ricristallizzati; gli orizzonti di biocalcareniti sono caratterizzati anche da *packstone* intraclastico-bioclastici.

Spessore dell'unità: lo spessore varia da 300 a 700 metri.

Rapporti stratigrafici: il Calcarea di Angolo giace in netto contatto stratigrafico sulla carniola di Bovegno. Il limite superiore è con il calcarea di Monte Guglielmo o con il calcarea di Prezzo. Nel primo caso il limite è caratterizzato dall'apparire dei primi banchi algali del membro del calcarea di Monte Guglielmo che è parzialmente eteropico con il Calcarea di Angolo.

Il limite Calcarea di Angolo-calcarea di Prezzo è invece frequentemente caratterizzato da una lumachella a brachiopodi silicizzati, nota in letteratura come "Banco a Brachiopodi", il cui spessore medio è di 2-4 m e in ogni caso non supera i 7 metri. Si tratta di calcareniti bioclastiche a crinoidi e brachiopodi. Il "Banco a Brachiopodi" è ben osservabile a Palmarusso di sotto, presso le malghe del Monte Guglielmo di sopra, e a Cesovo e Brozzo in Val Trompia. Nelle aree in cui il calcarea di Monte Guglielmo o il "Banco a Brachiopodi" non sono presenti, il passaggio al sovrastante calcarea di Prezzo può risultare di non facile riconoscimento.

Fossili: tra le non numerose forme anisiche sono presenti: *Encrinus liliiformis* LAM. MILLER, *Myophoria vulgaris* (SCHL.), *Pleuromya musculoides* (SCHL.), *Paraceratites trinodosus* (MOJS.). Il “Banco a Brachiopodi” contiene *Coenothyris vulgaris* (SCHL.), *Decurtella decurtata* (GIR.), *Spiriferina fragilis* (SCHL.), *Rhynchonella trinodosi* BITT., *Daonella sturi* BEN., *Tetractinella trigonella* SCHL.

Attribuzione cronologica: in base ai dati biostratigrafici, l'età del Calcarea di Angolo corrisponde all'Anisico inferiore-medio.

Ambiente deposizionale: si tratta di sedimenti di mare relativamente aperto, con caratteri essenzialmente subtidali, talora depositi in condizioni di scarsa ossigenazione dei fondali.

2.2.4. - Calcarea di Camorelli – Membro del Calcarea di Monte Guglielmo (CMR₂)

Sinonimi: la denominazione informale di “calcarea di Monte Guglielmo” è stata introdotta da CASSINIS & ZEZZA (1982). Nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 34 Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) il calcarea di Monte Guglielmo risultava compreso nel Calcarea di Angolo, da cui invece si distingue nettamente per caratteri litologici.

L'unità in questione presenta invece analogie, per posizione stratigrafica e facies, con il Calcarea di Camorelli (ASSERETO *et alii*, 1965; GAETANI & GORZA, 1989; DELFRATI, 2000) affiorante nella bassa Val Camonica, pur non avendo continuità laterale e presentando significative differenze nell'evoluzione stratigrafica e, con riferimento ai dati noti, nell'età.

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione più rappresentativa, in ragione dell'esposizione e dell'accessibilità, è la sezione che si sviluppa a partire da q. 1745 a SW di Gale e termina sulla cresta della dorsale del Monte Guglielmo, a SE della culminazione del Dosso Pedalta (Fig. 5); essa è stata pertanto denominata sezione del Dosso Pedalta e ne può essere ritenuta la sezione-tipo.

Estensione degli affioramenti: il calcarea di Monte Guglielmo costituisce la parte sommitale della dorsale del Monte Guglielmo, da Punta Caravina al Monte Stalletti, per una estensione laterale di circa 5 km in direzione NW-SE. Sui versanti meridionali del Monte Guglielmo l'unità è ancora riconoscibile dal Dosso dell'Asen, attraverso il costone delle Cave, fino al Dosso Tremarelli. L'area di affioramento è interamente compresa nella sezione della Carta Tecnica Regionale D5b1 Pezzoro.

Caratteri litologici di terreno: il calcarea del Monte Guglielmo è costituito principalmente da calcari e calcari dolomitici di colore grigio chiaro a stratificazione massiccia e meno frequentemente in strati da decimetrici a

metrici, talora a stratificazione incrociata e con strati amalgamati ad aspetto nodulare; si tratta di calcari organogeni e biocalcareni ad alghe, che formano banchi ad alghe, foraminiferi, gasteropodi e bivalvi. Tali banchi presentano spessore massimo in corrispondenza della sezione del Dosso Pedalta e si assottigliano lateralmente.

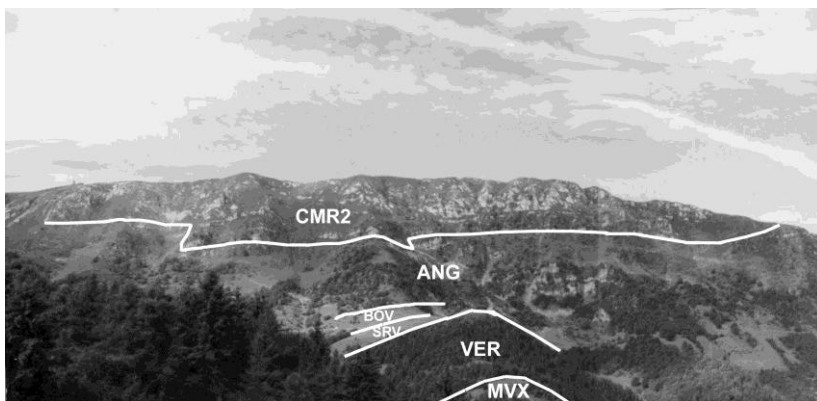


Fig. 5 – Panoramica della dorsale del Monte Guglielmo vista da N (MVX= Micascisti a clorite e mica chiara; VER= Verrucano Lombardo; SRV= Servino; BOV= carniola di Bovegno; ANG= Calcare di Angolo; CMR₂= membro del Calcare di Monte Guglielmo).

Dati di laboratorio: l'analisi in sezione sottile consente di definire ulteriori dettagli; in particolare sono riconoscibili: *grainstone*, *wackestone* e *packstone* bioclastici e intraclastici; *boundstone* ad alghe verdi e blu e foraminiferi incrostanti (queste facies costituiscono i banchi algali principali, dove la matrice è diffusamente ricristallizzata in microsparite e sparite); *mudstone*, *wackestone* e *packstone* prevalentemente intraclastici, che caratterizzano gli orizzonti a stratificazione più sottile.

Spessore dell'unità: in corrispondenza del settore compreso tra il Dosso Pedalta e la sommità del Monte Guglielmo lo spessore dell'unità supera i 300 m. Tenendo conto della parte sommitale, malamente esposta sui versanti meridionali del Monte Guglielmo, lo spessore massimo dovrebbe raggiungere i 350 m. Lateralmente, l'assottigliarsi dei singoli banchi algali concorre a definire la riduzione di spessore dell'unità, fino alla sua chiusura laterale a NW di Punta Caravina e a SE di Monte Stalletti.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è con il Calcare di Angolo ed è definito dalla comparsa del primo banco algale. Il limite superiore è posto al contatto con il calcare di Prezzo ed è caratterizzato dalla progressiva

scomparsa degli orizzonti bioclastici e dall'avvento di apporti terrigeni fini (alternanze di marne nere e calcari scuri del calcare di Prezzo).

Lateralmente l'unità si riduce di spessore; i margini della piattaforma, individuabili grazie alla progressiva chiusura dei banchi algali, sono riconoscibili a NW di Punta Caravina e meno chiaramente a SE di Monte Stalletti. Il passaggio laterale eteropico al Calcare di Angolo è caratterizzato da orizzonti lenticolari di calcareniti bioclastiche, di spessore da decimetrico a metrico e costituiti da materiale rimobilizzato dalla piattaforma, intercalati nel Calcare di Angolo stesso.

Fossili: sono presenti alghe, foraminiferi, bivalvi, gasteropodi, echinodermi e, meno frequentemente, brachiopodi. Dal punto di vista biostratigrafico risultano significativi i foraminiferi e le alghe.

Tra i foraminiferi sono presenti *Pilamina densa* PANTIC, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Pilaminella semiplana* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Hoyenella* gr. *sinensis* HO, *Nodosaria shablensis* TRIFONOVA, *Astrocolomia marsali* OBERHAUSER, *Endotriadella wirzi* KOEHN-ZANINETTI, *Diplospira astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, *Duostomina* cf. *alta* KRISTAN-TOLLMANN, *Ophthalmidium exiguum* KOEHN-ZANINETTI, *Ophthalmidium praecursor* OBERHAUSER. La specie dominante è *Pilamina densa*; *Meandrospira dinarica*, unitamente alle specie attribuibili ai generi *Earlandinita*, *Endoteba* e *Endotriadella*, sono molto frequenti.

Le associazioni ad alghe calcaree sono caratterizzate da *Macroporella* cf. *alpina* PIA e *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEIN. e da rappresentanti del genere *Tubiphytes* (*T. obscurus* MASLOV e *T. carinthiacus* FLÜGEL).

Le associazioni riconosciute consentono l'attribuzione del membro del calcare di Monte Guglielmo alla Zona a *Pilamina densa* – *Meandrospira dinarica*, di età anisica. In particolare sono individuabili la Subzona a *Meandrospira dinarica*, riferita al Pelsonico, e nella parte sommitale dell'unità, la Subzona a *Angulodiscus pragsoides*, riferita all'Illirico (FALLETTI & IVANOVA, 2003).

Attribuzione cronologica: in base ai dati biostratigrafici l'età del calcare di Monte Guglielmo è riferibile all'Anisico medio-superiore *p.p.*

Ambiente deposizionale: la deposizione del calcare di Monte Guglielmo è attribuita ad una piattaforma carbonatica costituita da banchi algali parzialmente biocostruiti ad opera di organismi sedentari quali alghe, foraminiferi e molluschi. Tale piattaforma, analogamente alle piattaforme del Calcare del Dosso dei Morti nelle Giudicarie e del Calcare di Camorelli nella bassa Val Camonica, si individuò nell'Anisico medio in condizioni di

mare basso determinate dalla presenza di alti strutturali.

Non essendo osservabili orizzonti sopratidali o intertidali, la piattaforma del Monte Guglielmo può essere considerata una piattaforma subtidale e in generale presenta un'evoluzione ciclica da *mudstone* e *wackestone* bioclastici a *boundstone* algali e *packstone* bioclastici.

Analogamente alle altre piattaforme anisiche del Sudalpino, la piattaforma del Monte Guglielmo mostra evidenze di annegamento ad opera di sedimenti terrigeni nell'Anisico superiore.

2.2.5. - *Calcarea di Prezzo (PRZ)*

Sinonimi: quest'unità è stata distinta dagli AA. precedenti con criteri litostratigrafici, cronostratigrafici (Anisico) e biostratigrafici (Strati a *trinodosus*). Il calcarea di Prezzo, noto in letteratura dal XIX secolo (BITTNER, 1881), è stato istituito da ASSERETO & CASATI nel 1965 con riferimento alle valli Giudicarie, in cui è presente la sezione-tipo presso l'omonimo paese. L'unità è stata descritta da GAETANI nel 1970a.

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione meglio esposta è osservabile lungo il fondovalle della Val Trompia, soprattutto nel greto del Mella, tra Brozzo e Tavernole.

Estensione degli affioramenti: il calcarea di Prezzo affiora sui versanti meridionali della dorsale del Monte Guglielmo, da Toline fino a Malpensata e Ortighera; in Val Trompia è presente lungo il fondovalle nel tratto compreso tra Brozzo e Tavernole sul Mella. Buone esposizioni si osservano lungo la strada che da Tavernole sale a Marmentino, e ad est di Marmentino verso Ombriano e oltre il Poggio del Termine verso Lavino; il calcarea di Prezzo è analogamente osservabile nella successione medio-triassica presente nelle aree circostanti i Piani di Vaghezza.

Caratteri litologici di terreno: calcari e calcari marnosi da grigi a neri, alternati ritmicamente a marne e argilliti nere, ad elevata fissilità. I calcari si presentano in strati da centimetrici a decimetrici e sono prevalenti rispetto alle marne, le quali sono talora fortemente costipate al punto che le porzioni calcaree si trovano a contatto, e conferiscono all'unità un aspetto nodulare. In questo settore il calcarea di Prezzo non presenta la facies tipica che caratterizza la formazione in Val Camonica (cf. ASSERETO & CASATI, 1965), costituita da orizzonti marnosi di spessore da 20 centimetri ad 1 metro. La distinzione dal Calcarea di Angolo risulta dunque fortemente soggettiva nelle aree dove, in posizione stratigrafica intermedia, il calcarea di Monte Guglielmo o il "Banco a Brachiopodi" non sono presenti.

Dati di laboratorio: in sezione sottile si osservano per lo più *mudstone* e *wackestone* bioclastici, raramente *packstone* intra-bioclastici.

Spessore dell'unità: lo spessore non supera di norma i 50 m, ma può raggiungere valori anche prossimi al centinaio di metri.

Rapporti stratigrafici: il calcare di Prezzo giace sul Calcare di Angolo, con o senza l'interposizione del "Banco a Brachiopodi", e, nell'area del Monte Guglielmo, sul membro del calcare del Monte Guglielmo. A tetto si ha la Formazione di Buchenstein; tale limite è contraddistinto dalla graduale comparsa dei caratteri tipici di quest'ultima formazione, quali le vulcanoclastiti di color verde e la selce, insieme all'accentuarsi dell'aspetto nodulare.

Fossili: presenti faune ad ammoniti note e studiate anche in aree prossime al Foglio (MOJSISOVICS, 1882; ASSERETO, 1963; BRACK & RIEBER, 1993), fra cui prevalgono *Paraceratites trinodosus* (MOJS.), *Bulogites* spp., *Sermionites* spp., *Ptychites* spp., *Flexoptychites* spp.; si associano *Daonella sturi* (BEN.), brachiopodi fra cui "*Rhynconella*" *trinodosi* BITT., gasteropodi, conodonti e foraminiferi.

Attribuzione cronologica: l'unità è riferita all'Anisico superiore (Illirico).

Ambiente deposizionale: le faune pelagiche (ammoniti e bivalvi) presenti nel calcare di Prezzo testimoniano condizioni di mare aperto. L'ambiente deposizionale è interpretabile come un'ampia piattaforma esterna, a sedimentazione terrigeno-carbonatica, talora caratterizzata da condizioni anossiche.

2.2.6. - Formazione di Buchenstein (BUC)

Sinonimi: l'unità, formalizzata nel 1972 da SCUDELER BACCALLE col nome di Formazione di Livinallongo, è stata di recente nuovamente formalizzata a cura di BALINI (2007) col nome di "Buchenstein". Questa formazione fu istituita da von RICHTHOFEN nel 1860 a Livinallongo (in tedesco *Buchenstein*), nel settore dolomitico. Secondo ASSERETO & CASATI (1965), il nome Livinallongo sarebbe da preferire a quello di Buchenstein poiché il castello di tale nome è situato esternamente alla formazione, mentre il paese di Livinallongo si trova proprio su di essa. Questa unità assunse anche altri nomi, tra cui quello di "Strati a reitzi" (v. SALOMON, 1908; ACCORDI, 1953).

Sezione più rappresentativa del Foglio: i caratteri della Formazione di Buchenstein sono ben osservabili in corrispondenza degli affioramenti di Aiale, nel fondovalle della Val Trompia a NE di Lavone.

Estensione degli affioramenti: la Formazione di Buchenstein si distribuisce tra Toline sul Lago d'Iseo attraverso l'area di Malga Aguina fino a Bombolone e Bluzena sopra Zone; è presente sulla sommità del Monte Guglielmo (Castel Bertino) e sulle pendici sud-occidentali dello stesso,

presso Malga Guglielmo di sopra, nei pressi del Giogo della Palla e alla testata della Valle di Inzino; è inoltre riconoscibile nella parte alta della Val Cavallina (Valle delle Selle). In Val Trompia affiora a Noffo, sui versanti tra Lavone e Etto e lungo il fondovalle da Marcheno fino ad Aiale, Magno e Zigole. E' presente nei pressi di Irma, sui versanti del Dosso della Puda. Nella Val Marmentino la Formazione di Buchenstein è ben osservabile lungo la strada che conduce da Tavernole a Marmentino e nell'area dei Piani di Vaghezza, in particolare sulla strada che dal Dosso del Santellone conduce a Vaghezza e lungo la strada che dal Passo delle Piazze sale a Pian del Bene; più a oriente è presente a nord di Lavino e Navono e lungo la strada che da quest'ultima località sale al Passo delle Piazze.

Caratteri litologici di terreno: calcari da grigi a nerastri compatti, talora pseudonodulari ("bernoccolato"), in strati ben marcati da 10 a 30 cm ed oltre, intercalati da livelli centimetrici di peliti grigio-verdastre. Sono tipicamente presenti selci in noduli, liste e ad aspetto reticolare, di colore giallastro, e strati di vario spessore, anche millimetrici, costituiti da depositi vulcanoclastici molto alterati di colore verdino, spesso gradati e risedimentati ("pietre verdi").

Dati di laboratorio: in sezione sottile i calcari si presentano prevalentemente come *wackestone* bioclastici e intraclastici. Le intercalazioni vulcanoclastiche sono localmente rappresentate da cineriti con frammenti lavici, microfenocristalli di biotite, quarzo e feldspati; femici e componenti vetrose sono trasformati in fillosilicati verosimilmente per alterazione idrotermale-diagenetica.

Spessore dell'unità: lo spessore è molto variabile: non supera i 100 metri e può scendere a minimi di pochi metri.

Rapporti stratigrafici: la Formazione di Buchenstein giace sul calcare di Prezzo, dal quale comunque la formazione in esame non sempre è facilmente distinguibile. Il limite superiore è con la Formazione di Wengen e corrisponde ad una variazione litologica in genere piuttosto netta, determinata dall'impostarsi di una sedimentazione terrigena. Nei settori dove il "Wengen" non è presente, la Formazione di Buchenstein è delimitata dal calcare di Esino; localmente (p.es., nell'area del M. Guglielmo), questo contatto superiore è tuttavia segnato dalla presenza delle vulcaniti della Val d'Ombrino, anche di cospicuo spessore.

Fossili: sono presenti ricche faune ad ammoniti (BRACK & RIEBER, 1993): si segnalano nelle Prealpi Bresciane e nelle aree adiacenti *Hungarites*, *Ticinites*, *Parakellnerites*, *Halilucites*, *Stoppaniceras*, *Nevadites*, *Chieseiceras*, *Eoprotrachyceras*.

Attribuzione cronologica: nell'area del Foglio la Formazione di Buchenstein

è per lo più attribuibile al Ladinico inferiore.

Ambiente deposizionale: si tratta di sedimenti di mare aperto, caratterizzati da faune pelagiche e depositi su fondali scarsamente ossigenati.

2.2.7. - Vulcaniti della Val d'Ombrino (VGM)

Sinonimi: le vulcaniti della Val d'Ombrino sono note da tempo nella letteratura relativa al Foglio Iseo. Corpi vulcanici affioranti nell'area del M. Guglielmo, Valle Ombrino e Malpensata sono descritti col nome di "Porfiriti Ladiniche" nelle note illustrative della Carta Geologica d'Italia F. Breno alla scala 1:100.000 (BIANCHI *et alii*, 1971) ed in BONI & CASSINIS (1973). CASSINIS & ZEZZA (1982), oltre a un quadro dettagliato degli affioramenti e delle relazioni stratigrafiche ne hanno fornito e discusso i dati petrochimici.

Estensione degli affioramenti: l'area di affioramento delle vulcaniti della Val d'Ombrino è limitata ad est del Lago d'Iseo, nel settore settentrionale del Foglio. Affiorano nella parte sommitale della Valle Ombrino e lungo la dorsale tra Corno del Bene, Corna Frere e Corni Stretti, nella zona di Castel Bertino (Fig. 6) e di Dosso Fontanazzo, nell'area Malga Guglielmo di sotto – Malpensata e nell'area di Malga Pontogna - Cascine Pradalunga.



Fig. 6 – Panoramica della dorsale di Castel Bertino, in prossimità del Monte Guglielmo, vista da ovest (PRZ= calcare di Prezzo; BUC= Formazione di Buchenstein; VGM= vulcaniti della Val d'Ombrino; WEN= Formazione di Wengen; ESI= calcare di Esino).

Caratteri litologici di terreno: i prodotti del vulcanismo ladinico sono rappresentati da lave andesitiche brecciate e breccie vulcaniche grossolane prevalenti nelle porzioni stratigraficamente inferiori e da prevalenti tufi nella parte sommitale. I costituenti vulcanici hanno composizione andesitica relativamente omogenea, con fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e biotite. Subordinati frammenti di dacite, rari clasti di microdiorite e di rocce carbonatiche sono stati osservati nella zona di Dosso Fontanazzo. Le breccie contengono clasti spigolosi (fino a decimetrici) di lave dacitiche (fenocristalli di plagioclasio, biotite, quarzo). I sovrastanti tufi contengono fenoclasti di plagioclasio, biotite, quarzo e frammenti millimetrici di lava dacitica. Localmente (Castel Bertino), verso l'alto, sono presenti breccie di esplosione che localmente contengono clasti carbonatici (Formazione di Buchenstein), anche in grande quantità.

Dati di laboratorio: le tessiture mesoscopiche dei clasti lavici indicano cristallizzazione in condizioni estrusive o, raramente, subvulcaniche. Frammenti di sideromelano compaiono sporadicamente, come pure clasti di rocce metamorfiche (filladi, micascisti a biotite) e, localmente, clasti di rocce carbonatiche.

Le lave andesitiche hanno sempre indice di porfiricità elevato (PI 10-25). I fenocristalli di plagioclasio, sempre prevalenti nei termini più primitivi, sono associati a clinopirosseno augitico e hanno spesso nucleo più anortitico (An₄₂₋₄₇), con bordi arrotondati. Per composizioni relativamente evolute, il femico prevalente è biotite, eventualmente associata ad augite, raramente ad orneblenda, ilmenite o Ti-magnetite. L'apatite è un accessorio frequente, spesso in cristalli relativamente grandi (~0,2 mm), generalmente con pigmentazione bruno-rossastra. Lo zirconio è diffuso e talvolta rutilo aciculare compare come inclusioni nei femici. Xenoliti di quarzo lobato, talvolta con orli di reazione di clinopirosseno aciculare non sono rari. La mesostasi varia da olocristallina intersertale, talvolta fluidale, a criptocristallina per alterazione secondaria del vetro. Tessiture vacuolari sono molto rare.

I clasti di dacite hanno caratteristiche omogenee con fenocristalli di plagioclasio, biotite e quarzo e mesostasi microcristallina a feldspato, quarzo, biotite a mosaico. Xenocristalli corrosi di granato compaiono talvolta anche come inclusioni nei fenocristalli di plagioclasio.

Microstrutture di degassazione della biotite sono molto rare e suggeriscono una risalita relativamente rapida del magma.

Le analisi chimiche eseguite su lave brecciate, clasti di lava nelle piroclastiti e un campione di piroclastiti fini indicano una composizione da trachibasaltica a dacitica, con contenuti in Al₂O₃ relativamente elevati (~14-19 %

in peso) e bassi tenori in $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ (3.5-7%). I contenuti in elementi maggiori sono in accordo con un carattere calcalcalino, mediamente alto in potassio. La caratterizzazione subalcalina è confermata dalle covarianze di elementi poco mobili ($\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$, Fig.7).

Le terre rare leggere (LREE) sono positivamente frazionate ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}=3,3-3,7$), mentre le terre rare pesanti (HREE) hanno andamento quasi piatto ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=1,3-1,9$).

Rapporti con la successione sedimentaria: queste vulcaniti in genere appoggiano direttamente sulla Formazione di Wengen e sono sottostanti al calcare di Esino. Localmente (area di Castel Bertino), sono interposte tra il calcare di Prezzo e il calcare di Esino, o (zona di Malga Guglielmo di sotto-Malpensata) attraversano in discordanza il calcare di Prezzo e la Formazione di Buchenstein, presentando anche diramazioni subparallele alla stratificazione. Manifestazioni vulcaniche precoci durante il Ladinico sono rappresentate da intercalazioni tufitiche di spessore decimetrico presenti nella Formazione di Buchenstein.

Attribuzione cronologica: le manifestazioni vulcaniche in esame possono essere assegnate, in base ai loro rapporti stratigrafici, al Ladinico inferiore-medio; tuttavia, la presenza qua e là di terrigeni vulcanici nel sottostante calcare di Prezzo, non esclude che i loro primi prodotti, in seguito erosi, siano stati emessi già nell'Anisico superiore.

Ambiente di messa in posto: sembra verosimile ricondurre l'attività vulcanica ladinica nell'area del F. Iseo ad un evento esplosivo, eventualmente polifasico, ma sostanzialmente unitario, che si è manifestato attraverso la messa in posto a livelli molto superficiali, entro sedimenti forse già parzialmente litificati, di corpi subvulcanici e la formazione di depositi di breccie vulcaniche e/o sedimentarie originate dall'evento esplosivo.

La natura dacitica-riodacitica della matrice, che è in contrasto con la composizione andesitica dei frammenti lavici e l'abbondanza di frazione fine vetrosa nella matrice suggeriscono l'interazione di un magma a composizione dacitica, con acque di falda presenti all'interno di un corpo eruttivo composito costituito da lave e tufi a composizione prevalentemente andesitica, e definisce pertanto il carattere freato-magmatico dell'evento.

2.2.8. - Formazione di Wengen (WEN)

Sinonimi: la formazione è stata istituita nel 1841 da WISSMANN a La Valle (in tedesco Wengen) in Val Badia, ed è stata estesa a tutto il dominio sudalpino per indicare le successioni bacinali ladiniche caratterizzate da una sedimentazione terrigena e vulcanoclastica. L'unità è stata recentemente formalizzata da GIANOLLA & NERI (2007).

Sezione più rappresentativa del Foglio: la Formazione di Wengen si presenta in genere in cattive condizioni di esposizione; gli affioramenti che consentono di osservarne più facilmente i caratteri sono situati, in funzione dell'accessibilità, lungo la strada che da Tavernole sale a Marmentino.

Estensione degli affioramenti: la Formazione di Wengen è presente sui versanti ad est di Toline sul Lago d'Iseo, attraverso la zona di Malga Aguina fino a Ingopopolo in Valle Ombrino ad est di Zone. E' poi osservabile a Malga Guglielmo di sopra ed a SE di Castel Bertino. L'unità, intensamente tettonizzata, è riconoscibile lungo la strada che da Pezzoro porta al rifugio CAI Val Trompia e nella Valle delle Selle. Sul versante sinistro della Val Trompia la Formazione di Wengen si dispone con continuità da Aleno al Torrente delle Corne Gemelle; lungo il fondovalle è riconoscibile tra Aiale e Bovegno. E' poi presente lungo la strada che da Tavernole sale a Marmentino, a nord dei Piani di Vaghezza ed a NE di Lavino.

Caratteri litologici di terreno: marne e calcari marnosi neri a frattura concoide, a stratificazione per lo più indistinta, ed in subordine arenarie e siltiti vulcanoclastiche, e tuffiti grigio-verdine, in strati centimetrici talora gradati e laminati.

Dati di laboratorio: in sezione sottile gli orizzonti vulcanoclastici si presentano come litareniti a frammenti spigolosi di quarzo in parte vulcanico e feldspati con biotite, muscovite, clorite in matrice costituita da minuti frammenti di vulcaniti e da calcite diagenetica.

Spessore dell'unità: lo spessore varia da 0 ad oltre 200 m.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è sempre con la Formazione di Buchenstein. Il limite superiore è rappresentato dal calcare di Esino, con il quale il "Wengen" risulta eteropico, presentando notevoli variazioni laterali di spessore. Talora il limite tra la Formazione di Wengen e il calcare di Esino si realizza con un graduale aumento degli orizzonti di calcari grigi. Queste facies di transizione sono caratterizzate più specificatamente da alternanze decimetriche di calcari marnosi e marne calcaree nerastre e calcari di color grigio chiaro; sono ben visibili a Campo delle Rape sotto Malga Aguina ed a est di Zone sul sentiero 238 per Zuf e Bluzena. Presso Toline, lungo la costa orientale del Sebino, ed all'inizio delle valli di Marmentino e di Lodrino, nella media Val Trompia, la formazione si trova a contatto con l'arenaria di Val Sabbia.

Fossili: si rinvencono ammoniti e bivalvi pelagici, tra cui: *Protrachyceras ladinum*, *P. archelaus*, *Rimkinites nitiensis*, *Arcestes* sp., *Daonella lommeli*, *Celtites epolensis*. Localmente sono presenti anche resti vegetali.

Attribuzione cronologica: in base alle forme determinate ed alla sua

posizione stratigrafica, l'età dell'unità è riferibile di norma al Ladinico superiore (zona a *Regoledanus*).

Ambiente deposizionale: si tratta di sedimenti di mare relativamente aperto, con un significativo apporto terrigeno rispetto alle sottostanti unità carbonatiche; questi sedimenti documentano la presenza di bacini delimitati dalle piattaforme carbonatiche ladiniche.

2.2.9. - *Calccare di Esino (ESI)*

Sinonimi: la formazione è stata introdotta da HAUER nel 1858 e ripresa in seguito da vari autori.

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione più significativa, che consente di osservare la presenza di livelli biocostruiti e bioclastici, si trova lungo la strada che dal Passo delle Piazze sale a Pian del Bene.

Estensione degli affioramenti: il calcare di Esino è presente, a partire dal versante occidentale del rilievo di Malga Aguina, sulle pendici meridionali della dorsale del Monte Guglielmo (Corni Stretti, la Testata, Corna Tiragna, Malga Guglielmo di sotto); tra la Croce di Marone e la Forcella di Sale e a SE della Croce di Marone (Sesser); al Dosso Sapel a SW di Pezzoro. In Val Trompia il calcare di Esino costituisce le pareti visibili tra Magno e Cimmo e tra Magno e Aiale e, sul versante destro, al Dosso del Garotino e al Dosso della Puda; nella valle di Marmentino è presente tra le località Casicco e Gabio, a Dosso, sui versanti a NE di Ombriano, al Monte Abbio e al Monte Ligone, nelle aree circostanti i piani di Vaghezza e a NE del Passo delle Piazze (Pian del Bene, Cima Forca). E' ancora riconoscibile nella valle di Lodrino.

Caratteri litologici di terreno: calcari, calcari dolomitici e dolomie grigio chiari, a stratificazione grossolana o massicci, spesso fossiliferi. Localmente si distinguono due litofacies, che non è stato possibile cartografare. Ad esempio, nell'area del M. Ario, esse sono rappresentate rispettivamente: a) da calcari generalmente particellari, in strati decimetrici e banchi, con frequenti livelli bioclastici ad alghe dasycladacee o a gasteropodi e bivalvi, e livelli oncolitici e stromatolitici, con superfici di dissoluzione parziale e cavità riempite da cementi calcitici concentrici (evinosponge); b) da calciruditi a clasti litificati e talora orizzonti biocostruiti; i clasti dei livelli calciruditici includono frequentemente frammenti di biocostruzioni ricchi in coralli e *Tubiphytes* sp.

Dati di laboratorio: in sezione sottile sono osservabili per lo più *packstone*, *grainstone* e *boundstone* negli orizzonti biocostruiti, con diffuse cavità interparticellari e di dissoluzioni riempite da sedimenti geopetali. Le facies stratificate di piattaforma interna sono rappresentate per lo più da *packstone*

bioclastici a gasteropodi, alghe dasycladacee e foraminiferi bentonici.

Spessore dell'unità: la formazione mostra variazioni laterali di spessore molto significative, da pochi metri fino a un valore massimo stimato di 500 m, in funzione dell'estensione laterale delle piattaforme.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è con la Formazione di Wengen, con la quale il calcare di Esino risulta eteropico, e localmente con la Formazione di Buchenstein o le sovrastanti vulcaniti della Val d'Ombrino. Il limite superiore, osservabile all'estremità nordorientale della sezione di Marmentino, si realizza con i calcari lastriformi ("Plattenkalk" Auct.) o più frequentemente con l'arenaria di Val Sabbia. Il limite calcare di Esino-arenaria di Val Sabbia è ben esposto a q. 1085 sulla strada che dalla Croce di Zone sale a Malga Aguina. Esso è contrassegnato localmente (Croce di Marone, Colunno, Visigno) anche da rocce vulcaniche ascrivibili al Carnico inferiore.

Fossili: le forme presenti includono alghe (*Diplopora annulata* SCHAFFH.), coralli, bivalvi, gasteropodi tra cui *Omphaloptycha escheri* (HÖRN.), *Omphaloptycha princeps* (STOPP.), crinoidi.

Attribuzione cronologica: nel settore bresciano delle Prealpi Lombarde il calcare di Esino è riferibile genericamente al Ladinico superiore (Longobardico).

Ambiente deposizionale: in generale si tratta di sedimenti di piattaforma carbonatica; i calcari particellari stratificati con livelli bioclastici e stromatolitici sono interpretabili come facies di piattaforma interna, mentre le calciruditi massicce rappresentano facies di margine di piattaforma (biocostruzioni) e di pendio.

2.2.10. - *Calcari Lastriformi* ("PLATTENKALK" Auct.) (LSR)

Sinonimi: quest'unità è comunemente definita come tale ad est della Val Camonica, mentre ad ovest è sostituita dal Calcare Metallifero Bergamasco, denominazione introdotta per la prima volta nel Foglio Breno alla scala 1:100.000 e formalizzata in seguito da DELFRATI & JADOUL (2000).

Sezione più rappresentativa del Foglio: i caratteri dell'unità sono ben visibili lungo il tratto di strada tra Caregno e Corsegondi, a NW di Marcheno.

Estensione degli affioramenti: il "Plattenkalk" degli AA. tedeschi affiora visibilmente in Val Trompia a Caregno e Corsegondi, nonché al margine nordorientale del Foglio a Pian del Bene e a Campo di Nasso.

Caratteri litologici di terreno: calcari e calcari dolomitici grigio-scuro e talora rosati, ad alterazione giallastra, ben stratificati, in strati centimetrici laminati ("calcari a lastre") talora bioturbati, a molluschi, con oncoidi,

laminazioni e *fenestrae*.

Dati di laboratorio: in sezione sottile sono osservabili *packstone* bioclastico-intraclastici a gasteropodi, bivalvi e foraminiferi bentonici, *grainstone* talora oolitici, meno frequentemente *wackestone* con *fenestrae*. L'unità contiene localmente tracce di mineralizzazioni metalliche (Pb-Zn), calcite e fluorite, di origine idrotermale.

Spessore dell'unità: lo spessore è in genere molto ridotto, con un valore massimo inferiore a 50 m.

Rapporti stratigrafici: l'unità è compresa tra il calcare di Esino e l'arenaria di Val Sabbia o le vulcaniti del Monte Visigno. Il limite con l'arenaria di Val Sabbia è caratterizzato da una netta variazione litologica, determinata dall'improvvisa comparsa delle arenarie ad elementi litici vulcanici.

Fossili: sono localmente riconoscibili gasteropodi e bivalvi.

Attribuzione cronologica: l'unità è attribuibile dubitativamente al Carnico inferiore.

Ambiente deposizionale: si tratta di sedimenti depositi in condizioni prevalentemente subtidali e più raramente intertidali, in analogia con il Calcare Metallifero Bergamasco, di cui il "Plattenkalk" rappresenterebbe, almeno in parte, l'equivalente laterale. Si tratterebbe di una piana tidale di limitata estensione, al fronte del sistema deltizio in progradazione dell'arenaria di Val Sabbia.

2.2.11. - Vulcaniti del Monte Visigno (VVI)

Sinonimi: "Porfiriti e conglomerati tufacei" del Carnico sono segnalati a Malga Confine e Croce di Marone nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. Breno (BIANCHI *et alii*, 1971) ed ulteriormente descritte come "Porfiriti carniche" (BONI & CASSINIS, 1973). CASSINIS & ZEZZA (1982) ne hanno fornito descrizioni dettagliate insieme ad analisi e parametri petrochimici, discutendone il significato nel quadro regionale del magmatismo triassico.

Estensione degli affioramenti: in base alle loro caratteristiche litologico-petrografiche generali ed ai loro rapporti di giacitura con le rocce sedimentarie incassanti, questi corpi ignei riferibili genericamente ad un'età carnica si prestano ad essere suddivisi in due settori posti rispettivamente ad est ed a ovest della Val Trompia. Il primo settore orientale (a) si dispone essenzialmente lungo la Val d'Irma, dove i prodotti ignei, sotto forma filoniana o di ammassi subvulcanici appaiono distintamente esposti soprattutto in Val Legnaplana. Ad ovest della Val Trompia, nell'area del M. Guglielmo (b), le vulcaniti in esame costituiscono un orizzonte continuo di spessore relativamente costante tra Croce di Marone ad ovest e la Val di

Colonna ad est.

Caratteri litologici di terreno: nel settore (a) i filoni appaiono omogenei, evidentemente leucocratici e microporfirici per fenocristalli (0.5-4 mm) di feldspato e biotite in mesostasi fine. Variazioni ritmiche della granulometria parallele al contatto con la roccia incassante suggeriscono una messa in posto per successivi apporti di magma.

Nel settore (b) le vulcaniti sono costituite da piroclastiti prevalenti con livelli di lave intercalate. Le piroclastiti, spesso classate e compatte, mostrano una elevata variabilità granulometrica.

Dati di laboratorio: nel settore della Val d'Irma (a) l'analisi petrografica evidenzia la presenza di composizioni meno evolute con prevalenti fenocristalli di plagioclasio e con biotite relativamente abbondante; per progressivo aumento dei fenocristalli di sanidino e riduzione della biotite si passa a composizioni più leucocratiche contenenti microfenocristalli (0.2 mm) tondeggianti di quarzo. Lo zirconio è fase accessoria frequente. La mesostasi varia da microfelsitica a pecilomosaico; microliti a "coda di rondine" di feldspato sono frequenti e spesso isorientati in tessiture fluidali. La biotite mostra talvolta microstrutture di degassazione magmatica ed è spesso sostituita da mica bianca, opachi e rutilo sagenitico. Il sanidino è sostituito da aggregati finissimi di caolino e/o mica bianca. Il plagioclasio è frequentemente sostituito da calcite, mica bianca, talvolta prehnite.

Dal punto di vista chimico i filoni leucocratici risultano rioliti; valori degli alcali molto elevati corrispondono a campioni con abbondanti fenocristalli di K-feldspato che indicano un carattere da mediamente potassico ad alto in potassio. Al contrario i campioni a fenocristalli di plagioclasio prevalente hanno contenuto in alcali relativamente basso (circa 6% in peso). Sul diagramma classificativo Zr/TiO₂-Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1977) i contenuti sono molto uniformi e, a causa dell'elevato rapporto Nb/Y, ricadono su un *trend* alcalino nel campo delle comenditi (Fig. 7).

I *pattern* delle terre rare (REE) normalizzati a condrite mostrano basse concentrazioni (REE= 203-223) con frazionamento continuo e marcato da LREE a HREE (La_N/Sm_N=2.9-3.9; Gd_N/Yb_N=2.6-3.2) (Fig. 8).

Si associa, tra la Val Squassai e Vizale, un cospicuo filone costituito da rioliti compatte, praticamente afiriche, micro-criptocristalline, a composizione quarzoso-feldspatico-micacea. In Val d'Irma si trova pure interposto tra il calcare di Esino e l'arenaria di Val Sabbia, sempre a sud del M. Visigno, un secondo cospicuo espandimento di rocce vulcaniche le cui analisi hanno portato a riferirle ad andesiti.

Nel settore ad occidente della Val Trompia (b), le vulcaniti sono marcatamente porfiriche, con un indice di porfiricità PI=10-20, spesso con

aggregati glomeroporfirici e fenocristalli di sanidino e biotite \pm plagioclasio, o con sporadici fenocristalli di plagioclasio, biotite \pm clinopirosseno e rara orneblenda.

Composizioni con fenocristalli di sanidino risultano prevalenti nei livelli lavici, mentre i termini a fenocristalli di plagioclasio, spesso associato a biotite e quarzo sono più frequenti come frammenti nelle piroclastiti. La biotite presenta molto spesso tessiture di degassazione e sostituzione da feldspati e minerali opachi.

Fenoclasti di plagioclasio e/o K-feldspato di dimensioni fino a centimetriche, biotite e quarzo, in cristalli automorfi e in granuli policristallini arrotondati sono abbondanti nelle piroclastiti. La matrice, originariamente costituita da frammenti vetrosi fini, presenta diffuse cavità irregolari riempite da quarzo o meno frequentemente da albite, calcite e fillosilicati.

Fenomeni di ossidazione (ematite), caolinizzazione, carbonatazione sono molto diffusi e spesso intensi, assieme all'alterazione dei femicli in celadonite e clorite.

Dal punto di vista chimico, sulla base degli elementi maggiori le vulcaniti del Monte Visigno rispecchiano un'evoluzione composizionale da trachiandesiti a carattere mediamente potassico, caratterizzate da fenocristalli di plagioclasio, biotite \pm clinopirosseno, fino a trachiti al limite di rioliti a tendenza nettamente alta in potassio in campioni a fenocristalli di sanidino e biotite \pm quarzo.

Valori decisamente alti in K si realizzano per campioni con elevate concentrazioni di fenocristalli di sanidino. Una caratterizzazione calcoalcalina risulta sul diagramma degli elementi poco mobilizzabili (Zr/TiO_2 vs. Nb/Y ; Fig. 7). I *trend* di variazione degli elementi contro il Si indica una certa affinità chimica con le vulcaniti affioranti nell'area del Monte Guglielmo, tranne per un frazionamento più accentuato di CaO , Na_2O , Sr, Nb (Fig. 8), per un marcato incremento di K_2O e per valori mediamente più elevati di Rb e Zr.

Il *pattern* delle terre rare presenta concentrazioni elevate ($REE=355-495$ ppm) per i termini meno evoluti; il frazionamento è marcato ($La_N/Yb_N=5.9-11.3$). I campioni più evoluti mostrano una sensibile diminuzione delle concentrazioni ($REE=230$ ppm).

Complessivamente le vulcaniti del Monte Visigno mostrano una prevalente affinità subalcalina alta in potassio fino a shoshonitica, insieme a termini con carattere mediamente potassico (Fig. 9).

Rapporti con la successione sedimentaria: i corpi filoniani nel settore della Val d'Irma attraversano in discordanza il Calcere di Angolo con spessori

pluridecimetri ed estensione anche chilometrica. In altre zone, ad ovest della Val Trompia, stratigraficamente sono localizzate al di sopra del calcare di Esino e ricoperte dall'arenaria di Val Sabbia.

Attribuzione cronologica: le vulcaniti in esame possono essere attribuite in base ai loro rapporti stratigrafici al Carnico inferiore e medio (?).

Ambiente di messa in posto: il complesso delle vulcaniti del Monte Visigno sembra riferibile ad una situazione marginale rispetto ad un centro di emissione subaerea ad attività mista con prevalenza di fasi esplosive.

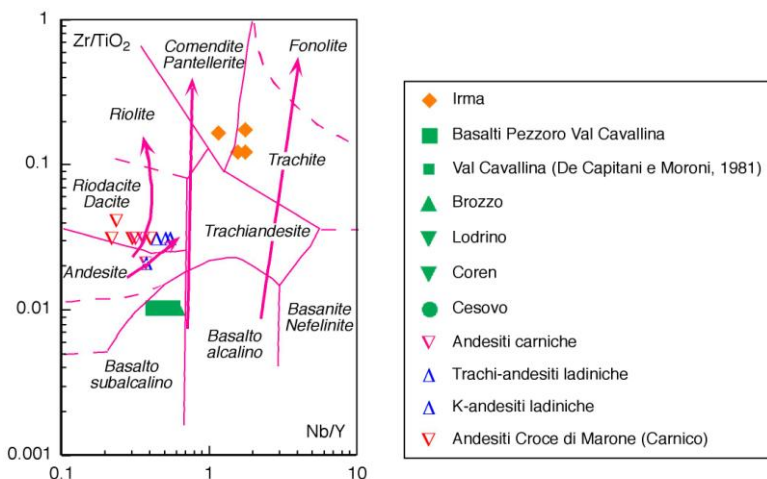


Fig. 7 - Diagramma $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (WINCHESTER & FLOYD, 1977) per le vulcaniti ladiniche e carniche della regione Bresciana del F. Iseo.

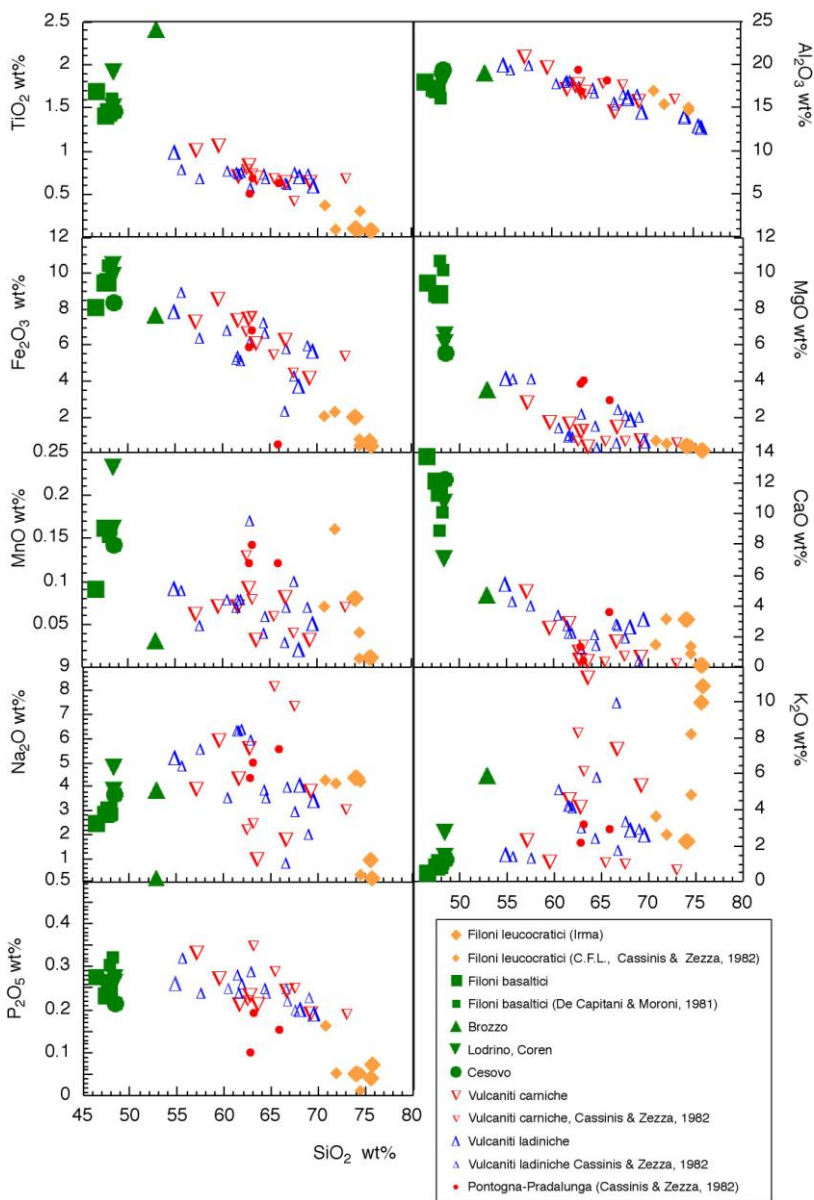


Fig. 8 - Diagramma Harker per le vulcaniti triassiche.

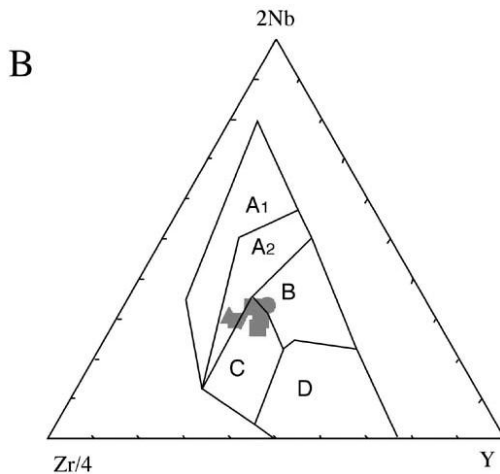
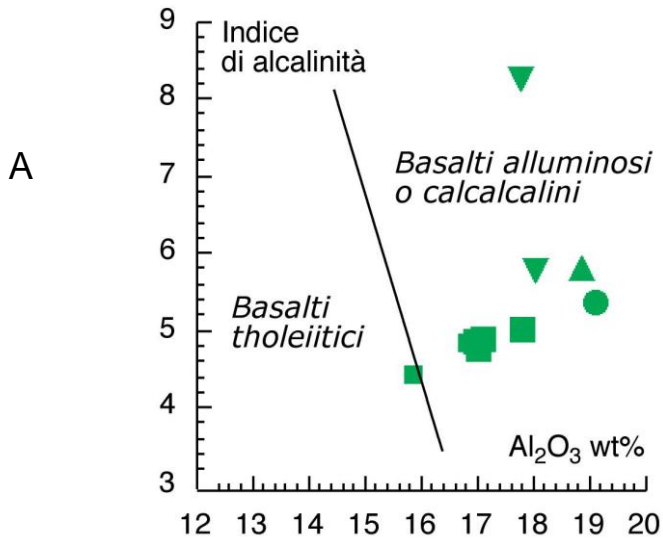


Fig. 9 - (A) Indice di alcalinità (MIDDLEMOST, 1975) vs. Al_2O_3 e (B) diagramma 2Nb-Zr/4-Y (MESCHÉDE, 1986) per i basalti triassici del F. Iseo. A₁: basalti alcalini intraplacca, A₂: basalti alcalini e tholeiiti intraplacca; (B): E(nriched)-type MORB (basalti di dorsale oceanica arricchiti), C: tholeiiti intraplacca e basalti di arco vulcanico, D: N(ormal)-type MORB (basalti di dorsale oceanica normali) e basalti di arco vulcanico.

2.2.12. - Arenaria di Val Sabbia (SAB)

Sinonimi: BITTNER, nel 1881, introdusse quest'unità col nome di "Sabbia Schichten". In seguito, in sostituzione delle varie denominazioni non formali usate in passato, fu meglio ridefinita in senso litostratigrafico da ASSERETO & CASATI (1965) e da tutti gli autori succedutisi fino ad oggi. Tuttavia quest'unità manca ancora di una sezione-tipo.

Sezione più rappresentativa del Foglio: i caratteri dell'arenaria di Val Sabbia possono essere osservati agevolmente e con continuità nei pressi della Croce di Marone.

Estensione degli affioramenti: la formazione qui discussa è presente sui versanti a monte di Govine (Pisogne), a nord di Zone lungo la strada che sale alla Croce di Zone e a Malga Aguina; alla Forcella di Gasso, nei pressi della Croce di Marone, a Ortighera, a Dos dell'Asen e alla Forcella di Sale a sud del Monte Guglielmo; a Bovidori e Campedei nei pressi di Pezzoro; a Corsegondi a sud del Passo del Sabbione. In Val Trompia affiora estesamente nel settore compreso tra Aiale, Etto, Magno e Zigole; da Magno l'arenaria di Val Sabbia costituisce una fascia che si estende fino al Dosso del Santellone e nella Valle di Marmentino; su questi litotipi sono impostati anche i Piani di Vaghezza, il Passo delle Piazze, Pian del Bene di sopra; in Val Sabbia la formazione affiora estesamente nell'area di Noffo e ad est di Casto.

Caratteri litologici di terreno: arenarie e siltiti rosse e verdi, e subordinate peliti rosso-vinate; le arenarie si presentano in strati centimetrici e decimetrici spesso amalgamati, mentre le peliti sono prevalentemente a stratificazione indistinta. Localmente (Zone, Ortighera) sono presenti intercalazioni di arenarie calcaree e calcari in strati decimetrici. Un clivaggio diffuso conferisce un prevalente aspetto scheggiato ai livelli pelitici. Sono frequenti le strutture trattive, quali *ripple* e laminazioni parallele e incrociate. Affiorano analogamente conglomerati fini a base erosionale, anche non gradati, e arenarie canalizzate. Si osservano altresì orizzonti a clasti molli di colore nerastro. Sono riconoscibili cicli *fining-upward* da plurimetrici a decametrici, con base erosionale e livelli basali talora conglomeratici.

Dati di laboratorio: in sezione sottile le arenarie si presentano in generale come litareniti vulcaniche, con prevalenza di granuli di composizione andesitica e scarso quarzo, a moderata selezione, e in subordine come litareniti feldspatiche essenzialmente caratterizzate dalla presenza di plagioclasti in genere molto alterati.

Spessore dell'unità: lo spessore varia da circa 150 m sul versante camuno a più di 400 m in Val Sabbia.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è con il calcare di Esino o, più raramente, con i “calcarei lastriformi” o con la Formazione di Wengen. Lateralmente l'arenaria di Val Sabbia risulta eteropica con la formazione di Gorno, che la ricopre nella zona di Toline lungo la costa bresciana del Lago d'Iseo.

Il limite superiore è con la formazione di San Giovanni Bianco. E' necessario tuttavia precisare che in talune parti del Foglio la porzione inferiore di quest'ultima formazione, caratterizzata anch'essa da *redbeds* continentali apparentemente simili all'arenaria di Val Sabbia, sono stati riferiti a quest'ultima unità data la notevole difficoltà nel procedere ad una loro separazione cartografica.

Fossili: non sono presenti fossili.

Attribuzione cronologica: l'età dell'arenaria di Val Sabbia è riferibile complessivamente al Carnico inferiore - medio ?.

Ambiente deposizionale: si tratta di sedimenti terrigeni riferiti a un sistema deltizio in progradazione, con ambienti prevalentemente alluvionali a sud e deltizio-marini verso nord-ovest, delimitato verso mare da lagune costiere a sedimentazione carbonatico-pelitica (formazione di Gorno). I sedimenti vulcanoclastici provengono da apparati vulcanici meridionali (“Fascia Mobile Meridionale” di BRUSCA *et alii*, 1982) e presumibilmente a seguito dell'erosione di orizzonti vulcanici ladinici e di altri preesistenti depositi.

2.2.13. - Formazione di Gorno (GOR)

Sinonimi: il nome riprende un vecchio termine stratigrafico (“Strati di Gorno e di Dossena”) introdotto da STOPPANI nel 1859 per sostituire il termine di “Strati di Raibl”, e ridefinito da ASSERETO & CASATI (1965) nella vicina Val Camonica.

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione meglio esposta si trova ad est del Sebino, lungo la strada che sale alla Croce di Zone dal paese di Zone stesso.

Estensione degli affioramenti: nell'ambito del Foglio Iseo, l'unità affiora esclusivamente tra la bassa Val Camonica e la Conca di Zone.

Caratteri litologici di terreno: calcari fini e calcareniti di color grigio scuro, bioturbati, a bivalvi, alternati a calcari marnosi e peliti di colore grigio-scuro nerastro, in strati da centimetrici a decimetrici, prevalentemente piano-paralleli, talora lenticolari.

Dati di laboratorio: in sezione sottile si riconoscono *wackestone-packstone* bioclastici (bivalvi prevalenti) e intraclastici.

Spessore dell'unità: a Zone e dintorni lo spessore massimo dell'unità raggiunge all'incirca 50 m.

Rapporti stratigrafici: nell'area di Zone l'unità poggia sul calcare di Esino ed è parzialmente eteropica con l'arenaria di Val Sabbia; a tetto segue l'arenaria di Val Sabbia o la formazione di San Giovanni Bianco.

Fossili: nella formazione di Gorno sono ben note nei dintorni del Foglio Iseo, a nord-ovest di Darfo, faune a bivalvi, tra cui *Myophoria kefersteini* (MÜNST.), *Amussium filosum* (HAUER) e *Curionia curionii* (HAUER), che ne consentono l'attribuzione cronologica (ALLASINAZ, 1964, 1966).

Attribuzione cronologica: l'unità è riferibile al Carnico inferiore (Cordevolico) – medio (Julico), e prosegue probabilmente fino alla base del Carnico superiore (Tuvalico) (ASSERETO & CASATI, 1965; ALLASINAZ, 1968).

Ambiente deposizionale: si tratta di depositi di laguna a sedimentazione mista carbonatico-terrigena, con facies di piana tidale. Tale laguna era delimitata verso terra dal sistema deltizio in progradazione dell'arenaria di Val Sabbia e verso mare dalla piattaforma carbonatica della formazione di Breno, quest'ultima non presente nel Foglio Iseo.

2.2.14. - *Corpi basici filoniani (fb)*

Sinonimi: costituiscono, interposte tra il basamento metamorfico ercinico e la formazione di San Giovanni Bianco, le manifestazioni più recenti dell'attività magmatica triassica. Esse furono poste in evidenza già dalla fine del secolo XIX. “Diabasi in filoni del Ladinico” e “Porfiriti diabasiche e diabasi cloritici nell'area di Pezzoro”, a cui questi corpi possono riferirsi, sono chiaramente segnalati da BIANCHI *et alii* (1971) nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia F. Breno e da BONI & CASSINIS (1973) in quelle relative alla Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello, alla scala 1:50.000 (1972).

Il corpo basico intruso nel basamento metamorfico presso Pezzoro è stato descritto come “microgabbro della Val Cavallina” (DE CAPITANI & MORONI, 1982).

Estensione degli affioramenti: corpi basici a giacitura filoniana compaiono intrusi a vari livelli della successione stratigrafica, dal basamento metamorfico al Carnico incluso. Il corpo più esteso affiora su un'area di circa 200 x 50 m lungo l'incisione del Torrente Calabrosso in Val Cavallina (Pezzero).

Presso Brozzo (T. Mella) affiorano dicchi di spessore metrico; in località Lodrino altri filoni di spessore metrico sono distribuiti per uno spessore di circa 20 metri, mentre a Cesovo affiorano filoni basaltici subparalleli alla stratificazione.

Caratteri litologici di terreno: sono costituiti da corpi basici debolmente

porfirici con mesostasi doleritica e composizione da melanocratica a mesocratica, almeno nei filoni di maggiore spessore, e mostrano evidenti bordi di raffreddamento magmatico.

Dati di laboratorio: fenocristalli di plagioclasio ed olivina sono rari; la mesostasi è costituita da plagioclasio (0.3-0.5 mm) generalmente euedrale con clinopirosseno picilitico fino a 2-3 mm, o più raramente interstiziale, olivina in piccoli cristalli idiomorfi, spesso corrosi, limitatamente alle composizioni più primitive, e biotite rara nei termini primitivi, abbondante in quelli più evoluti, spesso al bordo di pirosseni o concresciuta con ilmenite. L'ilmenite è molto diffusa, in individui scheletrici od interstiziali. Orneblenda interstiziale da bruna a verde compare raramente. L'apatite è diffusa in cristalli aciculari, mentre piccoli zirconi possono comparire come inclusioni nella biotite. Il clinopirosseno è frequentemente zonato con nucleo incolore e orlo bruno rosato, ma nei termini più evoluti può comparire un orlo esterno egirinico di colore verde. L'olivina è completamente sostituita da clorite, raramente con nucleo di serpentino. Il plagioclasio è albitizzato, spesso con formazione di prehnite, più raramente epidoto. L'ilmenite può essere alterata in titanite, magnetite, rutilo/anatasio. Fenomeni di cloritizzazione sono frequenti a spese della biotite.

Nei filoni più sottili sono frequenti fenomeni di cloritizzazione e calcitizzazione; in alcuni casi al contatto con la roccia incassante sono presenti breccie autoclastiche associate a idrotermalizzazione con deposizione di prehnite, epidoto, titanite (Pezzorò), prehnite, clorite, calcite (Brozzo), albite, clorite calcite, zeolite (Lodrinò).

Dal punto di vista chimico, la composizione di questi corpi filoniani basici varia da picrobasalti a fonotefriti. La continuità delle variazioni composizionali ne evidenzia la genesi per frazionamento magmatico. Hanno un carattere basaltico subalcalino. Il pattern delle REE normalizzate alla chondrite di NAKAMURA (1974) mostrano concentrazioni elevate e crescenti con il frazionamento per le LREE ($La_N/Sm_N=1.8-2.2$) ed un andamento piatto (attorno a 20 chondrite) per le HREE ($Gd_N/Yb_N=1.3-1.6$).

Le composizioni meno evolute nella massa di Pezzorò mostrano contenuti elevati in MgO (>9% in peso) evidenziandone il carattere primitivo assieme a valori elevati di Al_2O_3 (>15% in peso) e alto indice di alcalinità (MIDDLEMOST, 1975; Fig. 8 e 9).

I contenuti bassi in P_2O_5 (<0.3 % in peso ad eccezione del campione più frazionato) ed il relativo arricchimento in Ti e Zr ma non in Y sono caratteri compatibili con quelli di tholeiiti di intraplacca continentale (PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER, 1975; WINCHESTER & FLOYD, 1977; PEARCE & NORRY, 1979; PEARCE 1982) come evidenziato nel diagramma

2Nb-Zr/4-Y (MESCHÉDE, 1986; Fig. 9).

Rapporti con la successione sedimentaria: in Val Cavallina (Pezzoró) il filone basico affiorante intrude, in discordanza con la scistosità, le filladi e i micascisti del Basamento Cristallino. A Brozzo i filoni presenti sono subparalleli alla stratificazione del Calcere di Prezzo, al limite con il “Banco a Brachiopodi”. A Lodrino sono distribuiti nella Formazione di Buchenstein.

Attribuzione cronologica: per i filoni intrusi nei livelli stratigrafici più elevati, si può dedurre un'età non inferiore al Carnico.

In base ad una recente analisi, l'età ^{40}Ar - ^{39}Ar ottenuta su anfiboli magmatici interstiziali del filone intruso nel basamento in Val Cavallina ha fornito una età media di *plateau* di 212.5 Ma ed una isocrona a 217.8 Ma. L'età radiometrica ed il carattere evidentemente cogenetico dei filoni, ben si accordano con una attribuzione dell'evento magmatico basico possibilmente al Carnico superiore, riconosciuto da GARZANTI *et alii* (1995) presso Nozza, nella vicina Val Sabbia.

Ambiente di messa in posto: i caratteri chimici dei filoni basici sono compatibili con quelli di tholeiiti intruse in un regime estensionale all'interno di una placca continentale. La loro origine è probabilmente da ricercare in una sorgente mantellica relativamente impoverita.

2.2.15. - Formazione di San Giovanni Bianco (SGB)

Sinonimi: l'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Brembana, nell'attiguo Foglio Bergamo alla scala 1:100.000, ed estesa dagli stessi e da tutti gli AA. successivi alla Lombardia orientale.

Sezione più rappresentativa del Foglio: gli affioramenti più significativi sono osservabili nella Valle di Lodrino.

Estensione degli affioramenti: la formazione di San Giovanni Bianco è presente sui versanti settentrionali della Corna Trentapassi, alla Forcella di Pezzoro, nella zona dei Piani di Vaghezza nei pressi di Passo delle Piazze; affiora diffusamente nella Valle di Lodrino.

Caratteri litologici di terreno: l'unità è caratterizzata da una marcata eterogeneità dei litotipi compresi in essa. Nel Foglio Iseo si riconoscono: dolomie marnose grigio-giallastre, a stratificazione indistinta, talora vacuolari; arenarie, siltiti ed argilliti da verdi a rosse; conglomerati intraformazionali; calcari biancastri, in genere fortemente tettonizzati; localmente depositi evaporitici (SGB_e), in particolare lenti di gesso (Auro, ecc.). Le breccie vacuolari che affiorano nella Valle di Marmentino, che nella cartografia geologica preesistente sono state attribuite in larga parte alla formazione di San Giovanni Bianco, potrebbero essere diversamente

interpretate come depositi quaternari o comunque post-messiniani, per caratteri litologici, geometrie e posizione stratigrafica.

Spessore dell'unità: si tratta di affioramenti di limitata estensione e intensamente tettonizzati, che non consentono valutazioni di spessore; in linea di massima non dovrebbero superare i 200 m, anche se nella maggior parte dei casi il loro spessore sembrerebbe essere di pochi metri. Questi caratteri conferiscono all'unità, nel suo insieme, una geometria lenticolare.

Rapporti stratigrafici: la formazione di San Giovanni Bianco si sovrappone all'arenaria di Val Sabbia. Si ricorda che, come già sottolineato in precedenza, il limite tra le due unità è stato posto al passaggio tra i depositi terrigeni arenaceo-siltosi attribuiti all'arenaria di Val Sabbia e quelli carbonatici ed evaporitici ascrivibili alla formazione di San Giovanni Bianco. Localmente, tra Zone ed il Lago d'Iseo, la formazione di San Giovanni Bianco si sovrappone alla formazione di Gorno. A tetto segue la Dolomia Principale o la Formazione di Castro Sebino. Il limite con queste sovrastanti unità è sempre netto, anche se in genere non è preservato a causa dell'impostarsi preferenziale di superfici di scollamento.

Fossili: nel settore compreso nel Foglio Iseo non sono state finora osservate forme fossili.

Atribuzione cronologica: anche se rari, i fossili rinvenuti in aree piuttosto prossime delle Prealpi bergamasche, che sono rappresentati principalmente da megalodonti come *Neomegalodon triqueter* (WULFEN), *N. gornensis* ALL., e la posizione stratigrafica dell'unità suggeriscono un'età riferibile essenzialmente al Carnico superiore, pur non escludendo una sua iniziale deposizione nel Carnico medio (ASSERETO & CASATI, 1965).

Ambiente deposizionale: si tratta di sedimenti peritidali, localmente con facies evaporitiche, depositi in una piana costiera a clima arido.

2.2.16. - Formazione di Castro Sebino (CSO)

Sinonimi: corrisponde alle "Brecce Basali" della Dolomia Principale (CURIONI, 1877) segnalate in seguito, anche sotto nomi diversi ed in altri settori lombardi, da ASSERETO & CASATI, 1965; ROSSETTI, 1966; BONI & CASSINIS, 1973; GAETANI, 1985; GAETANI *et alii*, 1987. Recentemente JADOUŁ *et alii* (1992a) hanno proposto di designare l'unità in questione col nome di "Formazione di Castro Sebino", che è stata formalizzata da DELFRATI & BERRA (2000).

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione più rappresentativa si sviluppa in Val Sabbia, in prossimità del paese di Casto, lungo una fascia circa N-S.

Estensione degli affioramenti: la Formazione di Castro Sebino è presente

nei pressi della località omonima, sulla sponda occidentale del Lago d'Iseo, e sulla sponda bresciana tra Toline e Zone. Si sviluppa marginalmente anche nel settore orientale del Foglio Iseo: in particolare affiora in Val Sabbia tra Odolo (sud) e Casto (nord), per circa 15 chilometri. Affioramenti più limitati sono osservabili nella media Val Trompia (Lodrino e Marmentino), sempre al di sotto della Dolomia Principale.

Caratteri litologici di terreno: questa unità litostratigrafica, presso Odolo, è rappresentata quasi esclusivamente da breccie a clasti calcarei organizzate in grosse bancate che, in Val Sabbia, danno luogo a imponenti pareti verticali. Questa caratteristica morfologica permette di seguire i rispettivi affioramenti dall'abitato di Bione (SSE) fino a quello di Casto (NNW). Nella Formazione di Castro Sebino sono state riconosciute due litozone; in Val Sabbia è presente solo quella superiore (*sensu* JADOUL *et alii*, 1992a). Questa è costituita da breccie calcaree grano-sostenute con clasti centimetrici intraformazionali, spigolosi, con colorazione da grigio a marrone chiaro. Esse in genere appaiono bene amalgamate, con aspetto massiccio, e sono organizzate sia in grossi banchi che in corpi a geometria cuneiforme. Nella porzione inferiore di questa litozona sono presenti clasti siltitici centimetrici con colorazioni giallo-ocra attribuibili alla formazione di San Giovanni Bianco.

Dati di laboratorio: l'analisi in sezione sottile consente di definire ulteriori dettagli; in particolare sono riconoscibili *mudstone*, *wackestone* e *packstone*, privi di contenuto faunistico. E' inoltre possibile evidenziare una diffusa micritizzazione dei calcari (microspariti); la matrice è scarsa ed a composizione sia calcarea che argillosa.

Spessore dell'unità: la potenza stimata è soggetta a forti variazioni laterali. Nella Valle di Lodrino (nord) la formazione è assente ma poco a sud di Casto essa raggiunge uno spessore massimo di circa 180 m. Ancora più a sud, presso Odolo (Val Sabbia), lo spessore si riduce notevolmente fino ad annullarsi nelle vicinanze del P.so di S. Eusebio.

A nord di Alone, la Formazione di Castro Sebino è caratterizzata da una evidente chiusura laterale. Infatti, alla formazione di San Giovanni Bianco segue, verso l'alto, direttamente la Dolomia Principale. Tale chiusura laterale evidenzia come la Formazione di Castro Sebino non sia ubiquitaria nell'area esaminata, ma si ritrovi solamente in determinati settori che potrebbero coincidere con depressioni sinsedimentarie tardo-triassiche più o meno accentuate, dove venivano ad accumularsi sedimenti provenienti da aree vicine.

Rapporti stratigrafici: i limiti inferiore e superiore della Formazione di Castro Sebino sembrano avere, entrambi, carattere piuttosto netto. Il

passaggio con la sottostante formazione di San Giovanni Bianco non è ben visibile in affioramento; tuttavia all'interno dei primi depositi della Formazione di Castro Sebino sono invece frequenti clasti riferibili alla suddetta formazione. Anche il contatto con la sovrastante Dolomia Principale sembra essere netto, per l'esistenza di una fascia ben stratificata, spesso alcuni metri, a composizione essenzialmente dolomitica e a granulometria grossolana.

Attribuzione cronologica: in base alla sua posizione stratigrafica, la Formazione di Castro Sebino è riferibile al Carnico superiore.

Ambiente deposizionale: l'ambiente deposizionale sembra caratterizzato da bacini e lagune effimeri, non sempre in diretto contatto con il mare aperto e con influssi di acque meteoriche, con fondali soggetti a periodiche emersioni (JADOUL *et alii*, 1992a).

2.2.17. - Dolomia Principale (DPR)

Sinonimi: la Dolomia Principale (DPR) fu introdotta in Lombardia da LEPSIUS nel 1876 ed in seguito quasi tutti gli AA. adottarono questa denominazione. In precedenza quest'unità era nota con nomi differenti (Dolomia media *p.p.*, Dolomia ad *Avicula exilis*, "Dachstein Kalk"). La formalizzazione della Dolomia Principale si deve a BERRA *et alii* (2007).

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione più rappresentativa si sviluppa alle spalle dell'abitato di Lumezzane, da q. 745 a SE del M. Ladino fino alla cresta del monte omonimo. Di essa manca tuttavia una sezione completa di dettaglio, a causa della discontinuità degli affioramenti e dell'intensa tettonizzazione.

Estensione degli affioramenti: la Dolomia Principale si sviluppa estesamente in tutto il Foglio Iseo, costituendo gran parte del suo settore orientale, tra Caino a sud e Marmentino a nord, per circa 20 chilometri e per circa 15 chilometri tra la Val Trompia e la Val Sabbia; più a occidente costituisce numerosi crinali circostanti l'area del Monte Guglielmo e gran parte del settore della Corna Trentapassi; sulla sponda occidentale del Lago d'Iseo è presente all'altezza della Punta delle Croci Bergamasche.

Caratteri litologici di terreno: Come in gran parte della Lombardia, anche nel Foglio Iseo la Dolomia Principale risulta costituita da tre sotto-unità informali, ormai divenute d'uso comune nella letteratura dell'ultimo decennio (JADOUL *et alii*, 1992a, 1994; CALABRÒ *et alii*, 1997; CALABRÒ & QUASSOLI, 2000; CALABRÒ, 2002). La definizione di questa suddivisione della Dolomia Principale è differente in diversi settori delle Alpi Meridionali.

Nella scheda formazionale della Dolomia Principale (Fascicolo "Nomi

storici”) la parte inferiore della Dolomia Principale viene definita “membro inferiore della Dolomia Principale”, “membro della Val Vestino” o Formazione del Ponticello. Allo stato attuale non esiste alcun lavoro scientifico che effettivamente metta in sinonimia queste tre unità sulla base della verifica di una effettiva analogia litologica. Si preferisce, pertanto, mantenere il nome di “Membro Inferiore”, introdotto proprio per il settore lombardo centrale rimandando l’introduzione di un nome formale per questa unità (con il rango di membro) ad una successiva verifica. La scheda formazionale della Dolomia Principale suggerisce di privilegiare una suddivisione per litofacies della successione, mentre in precedenza erano stati istituiti dei membri nel settore orientale del Bacino Lombardo. L’uso di tale nomenclatura (es. Membro della Val di Bondo, Membro del Monte Zeonone) potrebbe portare ad una eccessiva suddivisione della Dolomia Principale in membri di importanza locale: al fine di evitare questo rischio e di seguire le indicazioni contenute nella scheda formazionale, nell’ambito del Foglio Iseo si è preferita una suddivisione per litofacies di significato paleo ambientale: “membro inferiore” della Dolomia Principale (**DPR₅**), facies tipica (litozona di piattaforma interna) della Dolomia Principale, (**DPR_b**), facies di breccie di margine e facies biocostruite della Dolomia Principale (**DPR_a**).

Il “membro inferiore” (o “membro basale”) della Dolomia Principale (**DPR₅**) consta di dolomie e dolomie calcaree di colore grigio e grigio-scuro, con alternate doloareniti fini e dolosiltiti localmente laminate, organizzate in cicli metrici *thickening* e *coarsening upward*. Alla base dei cicli sono saltuariamente presenti livelletti di marne e argilliti millimetriche da verdastre a nerastre, con le prime talvolta dolomitizzate. Verso l’alto si rinvencono livelli tempestici con breccioline centimetriche e millimetriche a spigoli vivi, nerastre e con lamine piano-parallele. Alla sommità del ciclo sono localmente presenti strutture del tipo *hummocky cross-stratification*. Al di sopra di queste strutture sono inoltre evidenti lamine piano-parallele di probabile origine algale, formanti pacchi spessi fino a 15-20 centimetri, nonché sporadiche strutture a *fenestrae*. Qua e là si notano anche liste di selce con colori variabili dal nero al verdastro. A tetto di questo membro inferiore si rinvencono doloareniti e dolosiltiti a stratificazione sottile, di colore nero, particolarmente fetide, il cui spessore non è mai superiore a qualche metro. Questi ultimi orizzonti presentano una estensione ridotta ed una geometria per lo più lenticolare, probabilmente connessi con la presenza di piccole depressioni a circolazione ristretta, all’interno delle quali venivano a depositarsi i primi sedimenti di tipo bacinale. L’età dell’unità considerata è attribuibile al *top* del Carnico (Tuvalico) ed al

Norico inferiore. Essa si è basata essenzialmente sullo studio delle associazioni a palinomorfi compiuto da CIRILLI (in JADOUL *et alii*, 1994). La posizione stratigrafica e l'analisi sedimentologica sono risultate anch'esse di grande importanza per datare le tappe evolutive di questo e dei successivi corpi carbonatici che costituiscono l'intera piattaforma. Ovviamente, il ricorso alle conoscenze regionalistiche sinora acquisite in altri settori alpini è stato di grande aiuto per giungere ad una valutazione cronologica d'insieme dello sviluppo assunto dalla Dolomia Principale.

La facies tipica (litozona di piattaforma interna) della Dolomia Principale (**DPR_b**) è costituita da dolomie e dolomie-calcaree grigie e nocciola, con tessitura da microcristallina a saccaroide, disposte in potenti banchi. Questi litotipi, fra i più tipici della formazione, sono organizzati localmente in cicli metrici peritidali *shallowing upward*. Vi si possono riconoscere loferiti con a volte resti di sostanza organica, cavità e piccoli filoni sedimentari contenenti alghe e gasteropodi.

In base alle osservazioni stratigrafico-sedimentologiche di campagna, integrate da dati faunistici, l'unità è riferibile ad un intervallo cronologico compreso nel Norico.

La facies di breccie di margine e facies biocostruite della Dolomia Principale (**DPR_a**), organizzata in cicli *shallowing upward*, consiste in genere di potenti bancate dolomitiche grigiastre, biancastre o nocciola, a tessitura ora saccaroide ora microcristallina. La successione è in buona parte, ad est della Val Trompia, rappresentata da livelli tempestitivi con base erosiva, nonché da breccioline millimetriche (*lag* basale) a clasti e bioclasti (alghe verdi, gasteropodi e lamellibranchi). Al di sopra di questi livelli si hanno depositi più fini (*mudstone*), con fenomeni di laminazione piano-parallela e ondulata. Seguono microbialiti planari e a duomo (*sensu* BURNE & MOORE, 1987) organizzati in strati potenti anche qualche metro. Tale successione è completata dalla presenza di *tepee* di dimensioni metriche, con superfici erosive.

Al margine meridionale della facies di piattaforma marginale prospiciente il Bacino di Lumezzane, sono localmente rinvenibili alcuni olistoliti metrici di *mound* ad organismi incrostanti riferibili a serpulidi.

Infine, a tetto della piattaforma carbonatica si assiste, in prossimità del M. Ladino, ad un'alternanza di banchi, potenti mediamente 2-3 metri, ricchi di alghe verdi e *Neomegalodon gümbeli* (STOPP.) entrambi spesso in posizione di vita, interpretati come *build-up* carbonatici. Anche presso Vello, sulla sponda orientale sebina, affiora una chiara successione di margine della piattaforma considerata (JADOUL *et alii*, 1992b, 1994).

Il contenuto faunistico, basato sulle associazioni a palinomorfi, unitamente

all'evoluzione stratigrafico-sedimentologica del Triassico superiore lombardo inducono a confermare, anche per la facies di breccie di margine e facies biocostruite della Dolomia Principale, un'età simile a quella suggerita per la facies tipica della medesima formazione e cioè il Norico.

Dati di laboratorio: l'analisi in sezione sottile consente di riconoscere *wackestone* e *packstone* bioclastici, e intraclasti contenenti megalontidi, alghe e bivalvi.

Spessore dell'unità: Non è possibile ipotizzare lo spessore totale della Dolomia Principale, in quanto questa unità è soggetta a cospicue variazioni laterali e verticali di facies; i diversi membri non si trovano sempre sovrapposti uno sull'altro, per cui sembra più opportuno stimare lo spessore massimo raggiunto da ciascuno di essi.

Il membro inferiore (**DPR₅**) affiora estesamente in Val Sabbia e raggiunge una potenza di circa 280 m; la facies tipica (**DPR_b**) raggiunge in prossimità del M. Doppo (ubicato a sud di Lumezzane) uno spessore di circa 900-1000 m; la sovrastante Dolomia Principale (**DPR_a**) presenta uno sviluppo valutabile sui 280-300 m.

Rapporti stratigrafici: il limite basale del membro inferiore (**DPR₅**) è rappresentato dalla comparsa, al di sopra della Formazione di Castro Sebino o della formazione di San Giovanni Bianco, di breccie monogeniche e talora poligeniche, calcaree e localmente dolomitiche, organizzate in banchi amalgamati. La facies tipica della Dolomia Principale passa lateralmente alle cosiddette "dolomie zonate", in particolare nei bacini intrapiattaforma di Lumezzane, di Alone e di Nave. Per quanto riguarda la facies di breccie di margine e facies biocostruite, ad est di Gardone Val Trompia (Punta Ramenghi) al di sopra della Dolomia Principale è riconoscibile l'Argillite di Riva di Solto. Nella Val d'Inzino, invece, si osserva la presenza del Calcarea di Zu. Non è tuttavia da escludere che l'assenza dell'Argillite di Riva di Solto in questo settore sia dovuta ad elisioni tettoniche di età alpina.

Fossili: sono presenti alghe verdi, lamellibranchi e gasteropodi già segnalati da numerosi AA. (tra cui STOPPANI, 1860-65 e TOMMASI, 1903). In particolare si riconoscono megalodontidi, alghe *Cyanophyceae Porostromata* (*Cayeuxia* sp.) e *Spongiostromata*, bivalvi tra cui *Isognomon* sp., *Parallelodon* sp. e *Neomegalodon gümbeli* (STOPP.), alghe verdi dasycladacee (*Heteroporella zankli*) e gasteropodi con *Worthenia contabulata* (COSTA).

Attribuzione cronologica: in base ai dati biostratigrafici e ai rapporti laterali, la Dolomia Principale sembrerebbe potersi riferire genericamente ad un'intervallo compreso tra il Carnico sommitale ed il Norico.

Ambiente deposizionale: l'ambiente deposizionale di questa unità risulta

estremamente variabile con testimonianze di piana tidale o di laguna (JADOUL *et alii*, 1992b, 1994), di rampa carbonatica (TROMBETTA & BOTTONI, 1993) e di margine di piattaforma carbonatica con eventi di alta energia (BOSELLINI & HARDIE, 1988; BERRA & JADOUL, 1996).

2.2.18. - Dolomie Zonate (DZN)

Sinonimi: nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Fogli 34 Breno e 47 Brescia – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968 e 1970), le "dolomie zonate" affiorano irregolarmente, senza subire ulteriori distinzioni, all'interno della Dolomia Principale, che risulta anch'essa indifferenziata.

Le dolomie zonate (DZN) presenti nel Foglio Iseo erano conosciute in letteratura anche come "membro di Lumezzane" (BONI & CASSINIS, 1973), che CASSINIS *et alii* (1994), rivedendo la complessa stratigrafia di questo bacino, hanno considerato opportuno elevare più tardi al rango di formazione. Tuttavia, questa formazione di Lumezzane occupa la stessa posizione stratigrafica e presenta le medesime facies di un'altra unità presente nelle Prealpi bergamasche proposta da DESIO & VENZO (1954) e formalmente ripresa da JADOUL (1986) appunto come Dolomie Zonate.

Sezione più rappresentativa del Foglio: una prima sezione rappresentativa si sviluppa ad est di Lumezzane, in coincidenza della Val Garza, a partire da quota 584 m. Una seconda è presente nella Val Porcile, alla quota 545 m: questa, tuttavia, consente di osservare solo le caratteristiche sedimentologiche superiori dell'unità considerata, fino al passaggio stratigrafico con l'Argillite di Riva di Solto. Si tratta pertanto, in entrambi i casi, di sezioni incomplete.

Estensione degli affioramenti: le dolomie zonate affiorano estesamente in coincidenza dell'abitato di Lumezzane, a sud, e del paese di Alone, a nord. Ridotti affioramenti sono stati riconosciuti anche ad est di Gardone Val Trompia ed a nord di Nave.

Caratteri litologici di terreno: Le dolomie zonate sono costituite da depositi dolomitici risedimentati a tessitura ruditica, arenitica e siltitica, organizzati in strati sottili e medi, laminati, comunemente fetidi. Il colore varia dal grigio chiaro al nerastro e al nocciola. Più in particolare, al loro interno è stato possibile riconoscere una prima litozona prevalentemente doloarenitica alla base, che affiora estesamente nella Val Garza centro-settentrionale, ed una seconda litozona doloruditica a tetto, presente solo in Val Gobbia.

Le doloruditi sono in genere costituite sia da clasti centimetrici di colore chiaro o scuro a spigoli vivi, distribuzione prevalentemente caotica e base

localmente erosiva che da bioclasti (alghe verdi, lamellibranchi e gasteropodi). I depositi più fini (dolosiltiti), invece, sono frequentemente interessati da strutture sedimentarie da corrente trattiva (*ripple*), lamine piano-parallele ed incrociate e da una gradazione normale. Le dolomie zonate sono quasi sempre organizzate come sequenze di tipo torbido, di pendio o piede-pendio (Tb e Tc). Al loro interno sono stati anche notati olistoliti metrici di Dolomia Principale (Val Garza).

Nelle dolomie zonate è distinguibile una litofacies di “brecce di pendio” (DZN_a) che affiorano nel Bacino di Lumezzane ed in quello vicino di Alone, e appaiono organizzate in banchi clinostratificati a geometria cuneiforme che si assottigliano verso i comparti meridionali. Sono costituite, nella quasi totalità dei casi, da potenti accumuli clastici di natura carbonatica, a dimensione centimetrica e decimetrica a spigoli vivi e con colore grigiastro, e bioclastici a distribuzione caotica, provenienti esclusivamente dal margine della piattaforma che si sviluppava a nord dei bacini in questione. In base a informazioni già date, è da rilevare che in prossimità del contatto con la Dolomia Principale affiorante a settentrione sono riconoscibili alcuni olistoliti metrici di *mound* ad organismi incrostanti riferibili a serpulidi (BERRA & JADOUL, 1996; CLAPS *et alii*, 1996).

Alla base delle dolomie zonate, ma a volte anche compenetrata a livelli diversi, si ha la presenza di “micriti nere”, costituite da calcari marnosi compatti, ricchi in sostanza organica, di colore nero o grigio-scuro, particolarmente fetidi alla percussione. A volte, questi litotipi possono associarsi a dolomicriti, localmente calcaree, da grigie a nocciola con giunti decimetrici di argille e marne localmente dolomitizzate che conferiscono a questi livelli una caratteristica superficie traslucida (“Scisti ittiolitici di Lumezzane *Auct.*”).

Nel vicino Bacino di Alone, queste “micriti nere” appaiono ben stratificate, con strati millimetrici e centimetrici e con frequenti intercalazioni di peliti scure.

Dati di laboratorio: l'analisi in sezione sottile consente di riconoscere *packstone*, *wackestone* e a volte *rudstone* in prossimità del passaggio laterale con brecce di pendio.

Spessore dell'unità: non è possibile ipotizzare lo spessore totale delle dolomie zonate a causa delle insufficienti condizioni di affioramento e dei complessi rapporti laterali con la Dolomia Principale, nonché per le deformazioni alpine presenti. Tuttavia, sulla base di ricostruzioni geometriche, si può ipotizzare che il suo spessore totale vari da 0 a più di 300 m.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è osservabile nella bassa Val Garza,

dove sedimenti detritici di natura dolomitica (dolomie zonate) e carbonatica (micriti nere), passano lateralmente al membro inferiore della Dolomia Principale (DPR₅).

In Val Garza, le dolomie zonate passano superiormente alla Dolomia Principale in modo graduale, attraverso un'alternanza di livelli attribuibili a quest'ultima unità e di altri appartenenti alle stesse dolomie zonate. I depositi bacinali rispetto a quelli di piattaforma presentano un considerevole aumento di spessore verso nord, mentre i depositi di piattaforma, sempre nell'ambito dei comparti settentrionali, si riducono di spessore. In Val Gobbia, invece, le dolomie zonate passano direttamente all'Argillite di Riva di Solto.

Fossili: le testimonianze di vita in questa unità sono molto rare a causa dell'ambiente deposizionale. Alla base di alcune sequenze torbiditiche sono riconoscibili bioclasti di gasteropodi, bivalvi, alghe *Dasycladaceae* e *Cyanophyceae*. In prossimità di Lumezzane e nella bassa Val Garza è stata segnalata in passato anche la presenza di pesci fossili (DE ZIGNO, 1891; LUALDI, 1982).

Attribuzione cronologica: in base ai rapporti laterali con la Dolomia Principale, le dolomie zonate sono ascrivibili al Norico *s.l.*

Ambiente deposizionale: esso è riferibile a condizioni bacinali, frequentemente soggette a circolazione ristretta e, localmente, ad un ambiente di scarpata carbonatica (brecce di pendio).

2.2.19. - *Calcarea di Zorzino* (ZOR)

Sinonimi: il "Calcarea di Zorzino" è stato istituito come entità formazionale da CASATI nel 1964 e formalizzato dallo stesso A. nel 1968 e ripreso nel Quad. 7 Fasc. III del Servizio Geologico Nazionale dal DELFRATI (2002). L'unità corrisponde all' "Infraretico" di VECCHIA (1950a) o alle "dolomie zonate" di DESIO & VENZO (1954) del vicino Foglio 33 Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

Sezione più rappresentativa del Foglio: il Foglio Iseo contiene sezione e località-tipo del Calcarea di Zorzino, lungo la sponda occidentale lacustre. La sezione-tipo è stata rilevata, lungo la medesima sponda, tra il Bogn di Zorzino e Riva di Solto.

Estensione degli affioramenti: il Calcarea di Zorzino si sviluppa principalmente ad occidente del Sebino (Fig. 10), tra Zorzino, il Lago di Gaiano, Sovere, ed a nord di Endine. Ad est del lago, non ne è stato identificato finora alcun affioramento all'interno del Foglio Iseo.

Caratteri litologici: la formazione è in genere costituita da una monotona successione di calcari nerastri o grigio-scuri, fetidi alla percussione, a volte

carboniosi, ben stratificati (strati da 10 a 80 cm) e con superfici planari, con intercalazioni di calcari dolomitici o dolomie, soprattutto nella parte inferiore, o, raramente, di marne nere. Alcuni strati presentano delicate laminazioni parallele e/o ritmiti costituite da alternanze millimetriche di calcari micritici e calcari neri ricchi in sostanza organica. Localmente sono presenti quarzo e feldspati autigeni (CASATI, 1964).

Nella parte inferiore della sua sezione-tipo affiorano rare lenti, di spessore sino a metrico, di breccie carbonatiche a supporto di matrice (*debris flow*) e con clasti in prevalenza intraformazionali associate a calcareniti fini con laminazioni parallele.

Le microfacies più tipiche sono caratterizzate da *mudstone* e più raramente *wackestone-packstone* fini localmente ricristallizzati (microspariti). Le microfacies delle ritmiti sono costituite da alternanze millimetriche di *mudstone* argillosi e di *packstone* finissimi anche granoclassati. Le litofacies più grossolane sono costituite da *packstone* fini e subordinati *rudstone* intraclastici con rari bioclasti di lamellibranchi, crinoidi, echinoidi, ostracodi e frammenti fosfatici di vertebrati. Alcune analisi biostratigrafiche effettuate sul Calcare di Zorzino sommitale della sezione-tipo hanno mostrato un'associazione di palinofacies non significativa per l'elevata maturità termica raggiunta da questi carbonati (solo presenza di abbondante inertinite; S. CIRILLI com. pers.)

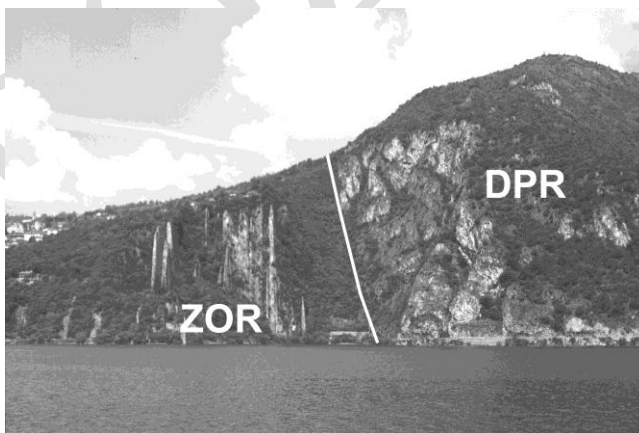


Fig. 10 – Panoramica N-S (da destra a sinistra) del contatto tettonico tra Calcare di Zorzino (ZOR) e Dolomia Principale (DPR) affiorante lungo la sponda occidentale del Lago di Iseo.

Spessore dell'unità : la potenza del Calcare di Zorzino nella località-tipo si

aggira sui 1100 m. Verso occidente, portandosi al di fuori del Foglio Iseo, l'unità decresce progressivamente in direzione della Val Seriana. Ad est del Sebino, la formazione non è segnalata nell'area del Foglio.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è dato dalla Dolomia Principale da cui si distingue per la netta stratificazione, per il colore scuro e per il prevalere dei litotipi calcarei. Il Calcarea di Zorzino è sostituito lateralmente e completamente dalla Dolomia Principale, ed a Lumezzane e dintorni, nell'area bresciana del Foglio Iseo, anche dal "gruppo dell'Aralalta". Assai netto è il limite superiore con l'Argillite di Riva di Solto, in quanto caratterizzato dal passaggio da calcari neri ad alternanze di argilliti e marne con calcari marnosi intercalati.

Fossili: nell'area sebina sono stati riconosciuti localmente solo squame di pesci indeterminabili.

Attribuzione cronologica: i rari fossili rinvenuti nel Calcarea di Zorzino nei pressi di Clusone quali *Worthenia escheri* (STOPP.), *W. cf. meriani* (STOPP.) ed *Isognomon exilis* (STOPP.), le sue relazioni stratigrafiche laterali e verticali con la Dolomia Principale e l'Argillite di Riva di Solto, e in particolare la presenza di palinomorfi che evidenziano il limite Norico medio-sup. alla base della soprastante Argillite di Riva di Solto (JADOUL *et alii*, 1994) consentono una sua attribuzione al Norico.

Ambiente deposizionale: l'interpretazione ambientale e genetica del Calcarea di Zorzino si basa su pochi dati paleontologici e sedimentologici e sulle relazioni stratigrafiche intercorrenti con l'eteropica piattaforma carbonatica della Dolomia Principale. Il sistema deposizionale di questa formazione è rappresentato da un esteso bacino intrapiattaforma (bacino Iseo-Val Cavallina-Valle Seriana), orientato in prevalenza N-S, molto subsidente in corrispondenza del depocentro del Lago d'Iseo, caratterizzato da fondali anossici e con circolazione ristretta. I processi sedimentari verosimilmente erano dominati dalla rapida sedimentazione di fanghi carbonatici asportati dalla adiacente piattaforma norica (torbiditi carbonatiche diluite e distali) e da sporadici e locali fenomeni di trasporto in massa (*debris flow*).

2.2.20. - Argillite di Riva Di Solto (ARS)

Sinonimi: "Facies sveva" del Retico (Prealpi bergamasche): DESIO, 1929; DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949.

Sezione più rappresentativa del Foglio: è data dalla sezione-tipo dell'unità, disposta lungo la sponda occidentale del Lago d'Iseo. Essa è stata rilevata da GNACCOLINI (1965) in parte sulla carrozzabile Lovere-Sarnico, a partire dal km 45 (circa 1 km a sud di Riva di Solto), ed in parte sulle colline e nelle incisioni ad ovest di Riva di Solto; la formalizzazione dell'unità è

dovuta anch'essa allo stesso A. (1968a).

Estensione degli affioramenti: dalla costa bergamasca del lago, l'Argillite di Riva di Solto prosegue ad est nelle Prealpi bresciane. Qui la formazione da Marone sale in fascia lungo la valle dell'Opol, sino alla Valle dell'Acqua Santa; successivamente, sul fianco destro della Val d'Inzino e tra Gardone Val Trompia e la Val Larga l'unità si riduce assai di potenza, in parte poiché coinvolta in disturbi tettonici; assume una diffusione progressivamente più ampia poco più a sud, dalla Val Sarezzeo fin quasi al medio corso del torrente Garza.

Caratteri litologici di terreno: la formazione è per lo più rappresentata da argilliti e marne argillose nerastre, o quasi, fissili, a stratificazione in genere sottile, alle quali sono a volte intercalati o alternati calcari e calcari marnosi di colore simile, compatti, in strati evidenti. Le argilliti sono spesso laminate e soggette a disfacimento atmosferico. I termini a componente calcarea occupano soprattutto la parte superiore della formazione; tuttavia in alcune zone (come in Val Porcino, posta sul fianco meridionale della conca di Lumezzane) essi si trovano pure in coincidenza o in prossimità del suo limite inferiore, assumendo talvolta una tipica frattura scheggiata. Nei calcari marnosi della Val Gobbia, benché rari, sono altresì qua e là presenti noduli di selce nera.

In linea generale, soprattutto laddove le sezioni sono meglio esposte, è pertanto possibile distinguere nell'unità la presenza di due litozone, che non sono state cartografate nel Foglio. In particolare, ad ovest del Lago d'Iseo dove la formazione consegue i massimi spessori, la litozona inferiore è caratterizzata da argilliti e argilliti marnose nere, fogliettate e disposte in strati fino a pluridecimetrici. Sono presenti strati riccamente fossiliferi, a lamellibranchi ed altri bioclasti, con struttura disorganizzata o caotica. Il passaggio alla litozona superiore è graduale, per aumento degli strati carbonatici.

La litozona superiore si caratterizza appunto per l'incremento di questi strati carbonatici, che tendono ad organizzarsi in gruppi da metrici a decametrici. Si tratta di calcari marnosi e/o calcari micritici, grigio-scuro o nerastri, solitamente disposti a costituire la porzione superiore e sommitale di unità cicliche (JADOUL *et alii*, 1994). La sommità dei cicli corrisponde di norma ad un limite netto tra strati carbonatici ed i sovrastanti pacchi di argillite, separati da patine di ossidi di Fe che si sviluppano su superfici bioturbate. La litozona superiore presenta frequenti orizzonti fossiliferi, rappresentati sia da bioclastiti a lamellibranchi, sia da livelli a *Bactryllium* sp. (GNACCOLINI, 1965, con referenze; LAKEW, 1990).

Dati di laboratorio: ad ovest del Sebino, le litofacies della litozona inferiore

sono prevalentemente argillitiche. I livelli carbonatici sono rappresentati da *mudstone* e *wackestone* a lamellibranchi, bioclasti, peloidi ed intraclasti; nella litozona superiore, le microfacies delle porzioni carbonatiche dei cicli sono rappresentate anch'esse da tessiture più o meno affini a quelle sottostanti. I dati a disposizione, ad est del lago, ripropongono la presenza di microfacies di natura sostanzialmente analoga a quella osservata sulla sponda bergamasca.

Spessore dell'unità: la potenza dell'unità in esame, che in corrispondenza della sezione-tipo raggiunge circa 1100 m, diminuisce verso est, in direzione di Gardone Val Trompia, dove la reale entità dei suoi affioramenti rimane sconosciuta per i motivi tettonici già adottati. In Val Lumezzane il suo spessore totale può essere stimato attorno ai 100 m; più a sud questo valore sembrerebbe ridursi dato che sul fianco sinistro del medio Garza, tra Nave e Caino, l'unità risulta di fatto assente in quanto sostituita quasi integralmente dal Calcare di Zu (CASSINIS, 1971).

Rapporti stratigrafici: inferiormente l'Argillite di Riva di Solto, nella località-tipo, è a contatto con il Calcare di Zorzino. Il limite col sovrastante Calcare di Zu è più graduale e può essere posizionato ove le intercalazioni calcaree prevalgono sulle argilliti e marne (GNACCOLINI, 1965).

Ad est del Lago d'Iseo, il limite inferiore della formazione è dato dalla Dolomia Principale o, come avviene nell'area di Lumezzane e dintorni, dagli equivalenti laterali del "gruppo dell'Aralalta" (depositi di breccia-pendio e dolomie zonate); esso, tuttavia, risulta di solito contrassegnato da disturbi tettonici che non consentono osservazioni complete. Localmente, a Cascina La Costa posta a N del quartiere S. Sebastiano di Lumezzane, è presente una modesta eteropia tra l'Argillite di Riva di Solto ed i suddetti depositi di scarpata-pendio. Il limite superiore è con il Calcare di Zu. Nei pochi affioramenti del Foglio Iseo tale limite appare frequentemente tettonizzato. Tra la Val Listrea ed il fianco meridionale del medio T. Garza, la formazione qui discussa passa al Calcare di Zu tramite una variazione laterale via via più decisa, che determina la sua completa scomparsa a sud.

Fossili: ad ovest del Sebino, le associazioni faunistiche dell'Argillite di Riva di Solto vengono riportate ampiamente da GNACCOLINI (1965), al quale si rimanda per l'elenco delle specie rivenute 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 dei lamellibranchi, frammenti di pesci, crostacei e vertebrati (JADOUL *et alii*, 1994). I livelli a bactrilli precedentemente segnalati contengono *Bactryllium giganteum* HEER e *Bactryllium striolatum* HEER (VECCHIA, 1950a). Tra le

specie riconosciute nella sezione-tipo sono comprese forme già riferite al Retico, tra cui *Myophoriopsis isosceles* (STOPP.), *Corbula azzarolae* (STOPP.), *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) (ALLASINAZ, 1962).

Benché risultino meno note ed apparentemente meno abbondanti, forme tipiche del Retico sono state altresì segnalate da BERRUTI (1965) e da ricerche inedite di CASSINIS negli affioramenti bresciani del Foglio (Val Gobbia, Val Listrea, ecc).

Atribuzione cronologica: il contenuto macrofaunistico rinvenuto nella formazione ha indotto in passato a riferirla al Retico, e più specificatamente, data la sua posizione stratigrafica, alla porzione inferiore. Tuttavia, recenti analisi palinostratigrafiche (JADOUL *et alii*, 1994) hanno portato a riferire gran parte di questa unità (successioni delle valli Brembana-Imagna) al Norico superiore.

Ambiente deposizionale: diversi autori hanno interpretato i caratteri deposizionali di questa successione come tipici di un ambiente di solco intrapiattaforma (litozona inferiore) successivo a quello del sottostante Calcere di Zorzino e in connessione con l'annegamento-crisi definitivo della piattaforma della Dolomia Principale e di rampa distale (litozona superiore) (LAKEW, 1990; JADOUL & GNACCOLINI, 1992; JADOUL *et alii*, 1994; GAETANI *et alii*, 1998; BURCHELL *et alii*, 1990). La ciclicità deposizionale è stata riferita a controllo paleogeografico e climatico-eustatico determinato da cause orbitali (MASETTI *et alii*, 1989; BURCHELL *et alii*, 1990).

2.2.21. - Calcere di Zu (ZUU)

Sinonimi: "Facies carpatica" del Retico (Prealpi bergamasche): DESIO, 1929; DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949.

Sezione più rappresentativa del Foglio: il Foglio Iseo contiene sezione-tipo e località-tipo del Calcere di Zu, lungo la sponda occidentale del Lago d'Iseo, in provincia di Bergamo. La sezione-tipo è stata rilevata da GNACCOLINI (1965) in parte lungo l'incisione percorsa dal torrente che sbocca nel lago in corrispondenza di Zu (Valle di Fonteno-Valle di Novale), e in parte sulla carrozzabile Lovere-Sarnico, dalla Valle Rabbia fino al km 45, circa 300 m a nord di Zu. Il suo spessore totale è di oltre 1000 m e, pur con ampi tratti di copertura, consente di osservarne l'intera stratigrafia e di riconoscere, nelle relative variazioni laterali dovute alla posizione paleogeografica depocentrale della sezione in oggetto, la presenza delle quattro litozone definite nell'area bergamasca centrale.

Estensione degli affioramenti: sulla sponda sebina occidentale, il Calcere di Zu costituisce due fasce con direzione circa E-W, appartenenti ai fianchi

della complessa struttura sinclinalica di Tavernola-Parzanica e che affiorano rispettivamente nelle zone di Zu e Predore. Inoltre, ad ovest di Vigolo, l'unità in esame costituisce le estreme propaggini orientali del nucleo dell'anticlinale del M. Bronzone, che si sviluppa in prevalenza nell'adiacente Foglio Bergamo.

Strati ricollegabili al Calcere di Zu sono stati riconosciuti localmente alla base del ricoprimento della Madonna della Ceriola, posto in cima al Montisola d'Iseo. Ad est del Sebino, la formazione si sviluppa da Vestò e Pregasso lungo il crinale di Punta dei Dossi fino al M.te Caprello. Una placca di proporzioni minori si trova più a sud, tra la Croce di Pezzoro e il M.te Rodondone. La formazione affiora inoltre lungo il versante destro della Val d'Inzino, ad oriente di Gardone Val Trompia, ove è troncata da una faglia e, verso sud, nei pressi di Sarezzo e lungo il fianco sinistro della Val Gobbia. Ulteriori affioramenti si osservano nel settore sud-orientale del Foglio, tra l'alta Val Merolta e la Val Listrea.

Caratteri litologici di terreno: nel suo insieme, il Calcere di Zu è in genere costituito da calcari e calcari debolmente marnosi grigio-scuri, grigio-bruni o grigio-nerastri, compatti, a stratificazione variabile da sottile a massiccia, ai quali sono a volte intercalate, soprattutto nella porzione basale, marne, argilliti marnose ed argilliti nerastre. Caratteristica della formazione è la presenza di più livelli a Coralli. I requisiti litologici ora citati, propri della località-tipo (GNACCOLINI, 1965, 1968b), si ripropongono anche nel settore bresciano del Foglio Iseo.

L'unità qui discussa è stata tuttavia recentemente oggetto, ad ovest del Sebino, di più attente osservazioni stratigrafiche. In bergamasca centrale, LAKEW (1990) ha suggerito di suddividerla in 3 litozone, mentre JADOUL *et alii* (1994) ne hanno proposto una suddivisione in 4 litozone (Zu₁ e Zu₃, calcareo-marnose con sequenze cicliche; Zu₂ prevalentemente carbonatica, corrispondente al "Banco a Coralli" di LAKEW, 1990 ed al "Primo orizzonte a Coralli" di JADOUL *et alii*, 1994; Zu₄ sottilmente stratificata e selcifera, ora istituita come Formazione di Malanotte; JADOUL *et alii*, in stampa). La stessa suddivisione è ripresa nelle note illustrative della Carta Geologica della Provincia di Bergamo (JADOUL *et alii*, 2000), ove però le suddette litozone non risultano cartografate separatamente. Nel presente Foglio Iseo al 50.000, pur adeguandosi ad una simile suddivisione litostratigrafica, si è tuttavia ritenuto opportuno separare ad ovest del Lago d'Iseo la coppia delle litozone Zu₁-Zu₂ (ben delimitate a tetto dalla sommità del "Banco a Coralli") dalla coppia Zu₃-Zu₄. Queste litozone non sono facilmente correlabili con le distinzioni operate nella successione retica nei fogli 42 (Malè), 59 (Riva del Garda) e 80 (Tione di Trento) dove spessori e contesto

paleogeografico sono differenti. In assenza di elementi sufficienti per consentire correlazioni affidabili, nel Foglio Iseo si è proceduto alla rappresentazione cartografica di una litozona inferiore (**ZUU_a**) corrispondente a Zu₁ e Zu₂ di JADOUL *et alii* 1994; 2004 e una litozona superiore (**ZUU_b**) corrispondente a Zu₃ di JADOUL *et alii*, 1994; 2004) tenendo conto della presenza di due evidenti cicli *shallowing upward* principali nella successione. Si segnala che la parte sommitale della litozona superiore comprende anche la Formazione di Malanotte (ex Zu₄ di JADOUL *et alii*, 1994; JADOUL *et alii*, in stampa), non cartografata individualmente a causa dell'esiguo spessore. In via dubitativa è possibile che la parte alta della litozona inferiore (Zu₂ di JADOUL *et alii*, 1994) e lo Zu₃ possano corrispondere al calcare di Tremalzo di STEFANI & GOLFIERI, 1989, mentre la correlazione con il membro del Grostè ed il membro di Riva è problematica.

La litozona inferiore (**ZUU_a**) si sviluppa con una potenza di oltre 600 m ed è costituita inizialmente da calcari micritici e bioclastici alternati ciclicamente con calcari marnosi da grigi a nerastri, marne e argilliti marnose nerastre, in strati di minor spessore. La porzione superiore della litozona, che assume una potenza di circa 85 m sulla sponda del Sebino per ridursi progressivamente verso ovest (Colle di Luen in Val Fonteno), è formata dalla sovrapposizione di due sequenze negative, prevalentemente calcaree. L'inferiore, potente circa 25 m, è costituita da un gruppo di strati amalgamati di calcari micritici grigio-nerastri passanti a biolititi grigie con coralli, gasteropodi, brachiopodi, lamellibranchi; la sequenza soprastante, che si apre con marne argillose nere a *Bactryllium*, è caratterizzata dapprima da calcari marnosi in strati medi e successivamente da un potente pacco di calcari micritici o fossiliferi in strati amalgamati o del tutto indistinguibili. Complessivamente la sequenza superiore supera i 60 m, di cui oltre 50 sono costituiti dai calcari fini amalgamati.

La litozona superiore (**ZUU_b**) si sviluppa con uno spessore massimo di 400-450 m ed è costituita in prevalenza dai litotipi della litozona Zu₃ di JADOUL *et alii* (1994). Il succedersi di cicli marnoso-calcarei è coronato dallo sviluppo di un banco calcareo, stratificato o amalgamato, a luoghi riccamente fossilifero (coralli, spugne, porostromata, dasicladacee, megalodonti) e talora oncolitico, cui si sovrappone la litozona Zu₄. Quest'ultima, di spessore decametrico, si caratterizza per la regolare alternanza di calcari marnosi e marne nerastre, a stratificazione media e sottile, piano-parallela o fortemente ondulata.

La suddivisione in litozone del Calcare di Zu ad ovest del Sebino non è stata finora attuata, con un analogo rigore, nei corrispettivi affioramenti orientali

posti in provincia di Brescia. Nell'area del Foglio Iseo, questa lacuna di dati è dovuta soprattutto all'assenza di sezioni bene esposte ed a cause tettoniche, che hanno creato condizioni avverse alla conduzione di studi di dettaglio nell'ambito della formazione. Solo in Val Listrea, nell'angolo sud-orientale del Foglio, il Calcarea di Zu risulta costituito da una successione litologicamente continua e relativamente potente (ca. 200 m) rispetto ai caratteri palesati nelle zone ad essa limitrofe, successione che parrebbe almeno in parte correlabile con le litozone riconosciute nel Bergamasco.

Dati di laboratorio: i calcari delle sequenze negative minori tipiche di entrambe le litozone stabilite nel bergamasco sono *mudstone* a peloidi e bioclasti, passanti verso la sommità di ciascuna sequenza a *wackestone* e *packstone* a peloidi bioclasti ed ooliti. *Grainstone* sono praticamente assenti.

Ad est del Sebino, le microfacies della formazione in esame non si discostano sostanzialmente da quelle osservate nella bergamasca (LAKEW, 1990; JADOUL *et alii*, 1994; ecc.). Ulteriori studi sono comunque richiesti per un loro preciso inserimento nelle successioni stratigrafiche locali.

Spessore dell'unità: complessivamente il Calcarea di Zu assume il massimo spessore ad ovest del Sebino, raggiungendo il migliaio di metri nella sezione-tipo (GNACCOLINI, 1965), e con uno spessore di circa 600 m e 400 m rispettivamente per la litozona inferiore e quella superiore. Gli spessori si riducono gradualmente verso ovest, fino ai valori minimi (200-250 m) della bassa Val Seriana, all'esterno del Foglio Iseo (JADOUL *et alii*, 1994; BERSEZIO *et alii*, 1996).

Nel territorio bresciano, i valori complessivi dell'unità in questione non sono noti a causa dei movimenti tettonici in cui è stata coinvolta e l'assenza di sezioni bene esposte. In Val d'Inzino lo spessore della formazione è ritenuto assai modesto (meno di 100 m) e soggetto a variazioni. In base alle notizie già date, sul lato sinistro del T. Gobbia (Lumezzane) le rocce ricollegabili al Calcarea di Zu risulterebbero ridursi progressivamente (?), venendo ad assumere uno spessore valutabile attorno ai 13 m sopra C. Lisiolo, valore che si annulla decisamente più ad est presso Casa Pendeza; tuttavia, calcari a forma di lente, compatibili almeno in parte con una presenza laterale della formazione qui discussa, si rinvennero qua e là entro l'Argillite di Riva di Solto della Val Faidana. Più a sud, in Val Listrea, il Calcarea di Zu mostra, confrontandolo con le altre zone finora segnalate, uno sviluppo assai maggiore, valutato a 200 m o poco oltre.

Rapporti stratigrafici: ad ovest del Sebino, il limite inferiore del Calcarea di Zu corrisponde al passaggio graduale tra le sequenze argilloso-calcaree che caratterizzano l'Argillite di Riva di Solto ed i cicli calcareo-marnosi della

litozona inferiore (ZUU_a) della formazione. Il limite 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 *sensu* JADOUL *et alii* (1994), parte sommitale della litozona superiore del Calcare di Zu (ZUU_b).

Ad est del lago, il limite superiore è con la Corna calcarea e/o dolomitica, oppure nell'area più prossima al lago, con la formazione dell'Albenza; esso risulta pertanto demarcato dalla decisa ed estesa progredazione di queste piattaforme carbonatiche.

Fossili: il Calcare di Zu è spesso riccamente fossilifero, principalmente nei banchi calcarei più potenti, ma anche in corrispondenza di lenti biocostruite intercalate a questi. Le associazioni più frequenti comprendono lamellibranchi, brachiopodi, *porostromata*, coralli. Alcune tra le specie più significative, raccolte presso la sezione-tipo, comprendono *Myophoria inflata* EMM., *Rhaetavicula contorta* PORTLOCK, *Cardita austriaca* HAUER, *Protocardia rhaetica* (MERIAN), *Gervilleia sebina* SCOSS., *Bactrillium striolatum* HEER (VECCHIA, 1950a). Tra i Coralli sono diffuse le specie appartenenti ai generi *Retiophylla* ed *Astreomorpha* (ALLASINAZ, 1962). Tra i foraminiferi bentonici sono diffusi *Triasina hantkeni* (MAJZON) ed *Auloconus* sp. (LAKEW, 1990). Forme simili alle precedenti si rinvencono abbondantemente anche nell'area bresciana del Foglio Iseo.

Attribuzione cronologica: sulla base delle associazioni paleontologiche il Calcare di Zu è stato a lungo attribuito al Retico. Tuttavia, stando alle associazioni a palinomorfi indagate ad ovest del Lago d'Iseo, CIRILLI (in JADOUL *et alii*, 1994) posiziona il limite Norico-Retico all'interno del Calcare di Zu, e precisamente al di sotto del Banco a Coralli della litozona Zu₂. Recentemente CIRILLI *et alii* (2000) hanno posto il limite Retico-Hettangiano, sulla base dell'associazione caratterizzata dalla relativa abbondanza di *Cerebropollenites macroverrucosus* e dall'abbondante presenza di *Classopollis torosus* (cf. MORBEY, 1975; SCHURMAN, 1979), nella porzione inferiore-media della monotona successione di prevalenti micriti grigio-scure e sottilmente stratificate della litozona Zu₄, affioranti alla sommità del sistema di rampa carbonatica del Calcare di Zu retico. Pertanto, secondo detti autori, questo limite riposiziona all'interno del Calcare di Zu il passaggio Triassico-Giurassico nelle Prealpi bergamasche, sinora considerato di tipo transizionale e situato all'interno della formazione dell'Albenza (MCROBERTS, 1994).

Allo stato attuale delle conoscenze, la suddetta classificazione cronostratigrafica può essere ritenuta genericamente valida anche per gli

affioramenti bresciani del Foglio Iseo. Ad una possibile interdigitazione tra l'Argillite di Riva di Solto ed il Calcare di Zu durante il Norico, sarebbe pertanto seguita, durante l'Hettangiano, la deposizione della formazione dell'Albenza e della Corna.

Ambiente deposizionale: ad ovest del Sebino, 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). I due principali corpi madreporici in esso contenuti sono dovuti a fasi regressive associate a cambiamenti climatici verso climi aridi, documentati dalle associazioni a palinomorfi (CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994).

Le ricerche finora attuate ad est del Foglio Iseo hanno portato essenzialmente ad ammettere l'esistenza di un mare poco profondo, in un contesto tettonico di tipo estensionale, caratterizzato dalla presenza di alti e bassi strutturali sottoposti ad una diversa attività di subsidenza. I sedimenti carbonatici sono di norma assai più comuni nei primi, a scapito dei depositi terrigeni che hanno trovato più idonee condizioni di accentramento nelle aree morfologicamente meno esposte. Una situazione paleotopografica, questa, imputabile a un *rifting* già delineatosi nel Norico, sin dalla Formazione della Dolomia Principale, e che fu ancora pulsante nel sovrastante Retico. Essa rappresenta inoltre un valido elemento di sostegno per giustificare le variazioni litologiche laterali e verticali, nonché le variazioni di spessore, a cui vanno soggette l'Argillite di Riva di Solto ed il Calcare di Zu nell'area bresciana del Foglio Iseo. L'esempio in questo senso più eloquente lo si trova nella fascia meridionale immediatamente esterna ad esso e da qui verso est, fino al Garda, dove la prima unità appare almeno in parte interdigitarsi o risultare del tutto sostituita dalla seconda (CASSINIS, 1971).

2.2.22. - *Formazione dell'Albenza (Dolomia a Conchodon Auct.) (ALZ)*

Sinonimi: la "Dolomia a Conchodon" è stata definita formazionalmente da GNACCOLINI (1964), con riferimento alla Lombardia occidentale. Recentemente JADOUL (in stampa) propone per questa unità il nome "formazione dell'Albenza", qui adottato. Essa prosegue ad est fino al Lago d'Iseo e poco oltre, dove risulta più o meno parzialmente e localmente sostituita dalla Corna bresciana.

Sezione più rappresentativa del Foglio: nel Foglio Iseo la sezione più rappresentativa della formazione dell'Albenza è ubicata sulla sponda occidentale del Lago d'Iseo, poco a nord di Portirone, tra Punta del Tufo e Ponte della Pietra. Questa sezione, studiata da numerosi autori, è indicata da

GAETANI (1970b) come Sezione di Portirone.

Estensione degli affioramenti: nell'area ad ovest del lago la formazione dell'Albenza affiora in due fasce con direzione circa E-W sui fianchi della complessa struttura sinclinalica di Tavernola-Parzanica. Poco ad ovest di Vigolo, l'unità affiora inoltre in prossimità del nucleo dell'anticlinale del M. Bronzone.

La formazione costituisce la sommità del Montisola, in corrispondenza del Santuario della Ceriola. Lungo lo spartiacque triumplino-sebino, la formazione dell'Albenza forma la placca calcarea di Punta dell'Orto, sovrascorsa sulla locale successione giurassico-cretacea, ed è presente al Montecolo di Pilzone, lungo le pendici occidentali del M. Rodondone e a sud della cresta M. Caprello-Punta dei Dossi.

Caratteri litologici di terreno: ad Ad ovest del Sebino, l'unità si presenta prevalentemente carbonatica, in strati mal definiti da superfici discontinue ed 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, di solito tardiva e selettiva, è presente in modo localizzato ed interessa molto raramente l'intera formazione. 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. I caratteri litostratigrafici variano sensibilmente sia da nord verso sud, sia da est verso ovest, in modo strettamente correlato alle riduzioni di spessore che si verificano con la stessa polarità.

A sud, nella zona di Predore, senza continuità fisica degli affioramenti, si realizza la variazione verso le facies attribuite alla "Corna" da GAETANI (1970b), nella sezione Pozzo Glaciale, alla quale si rimanda per una descrizione dettagliata. Nella stessa sezione, e negli affioramenti che da questa si dirigono verso ovest, è possibile separare la formazione dell'Albenza da una successione confrontabile con il Calcare di Sedrina. La formazione dell'Albenza è qui rappresentata da circa 100 metri di calcari grigi, micritici e/o oolitico-peloidali, poveri di fossili e in gruppi di strati medi, amalgamati in banchi plurimetrici. La variazione principale, rispetto al settore settentrionale, si realizza nella parte superiore dell'unità, qui rappresentata da circa 30 metri di micriti grigie, pellettifere, debolmente ricristallizzate e /o dolomitizzate, organizzate in strati paralleli e ondulati, da sottili a spessi, frequentemente ben separati da giunti submillimetrici.

Ad est del Sebino la formazione è caratterizzata da calcari, calcari dolomitici e dolomie saccaroidi, di colore grigio chiaro, più scuro all'alterazione, in potenti bancate e strati amalgamati, di evidente risalto

morfologico. Il fenomeno della dolomitizzazione interessa in modo irregolare l'originaria successione carbonatica, dominando nella parte inferiore e media della formazione. Dove la formazione dell'Albenza è stata almeno parzialmente risparmiata dalla dolomitizzazione, si riconosce un'unità basale costituita da calcareniti intraclastiche ed oolitiche a laminazione incrociata, seguita da un'unità rappresentata da bancate calcilutitiche prive di significative strutture sedimentarie, contenenti talvolta intra-bioclasti completamente ricristallizzati, interrotte da depositi oolitici di natura tempestiva. Alla sommità della formazione seguono per alcuni metri alternanze cicliche di calcilutiti e calcareniti, talvolta fossilifere, in strati spesso amalgamati.

Dati di laboratorio: l'analisi delle microfacies della formazione dell'Albenza affiorante ad ovest del Lago d'Iseo conferma le variazioni verificate sul terreno. In particolare, gli affioramenti del settore settentrionale ed occidentale, ove è presente la successione più aderente alla definizione formazionale, sono caratterizzati da: *grainstone* oolitici; *packstone*, *wackestone* e *mudstone*, interessati da una dolomitizzazione tardo-diagenetica più o meno spinta. Le successioni meridionali, ove si osserva la variazione laterale di facies segnalata in precedenza, sono caratterizzate dalla minore abbondanza delle microfacies di *grainstone* a vantaggio di *packstone* e *mudstone*.

Nella porzione basale della formazione dell'Albenza posta ad est del Lago d'Iseo si riconoscono a livello microscopico *grainstone-packstone* da intraclastici ad oolitici, con bioclasti e *pellets*, che nell'unità mediana della formazione, maggiormente estesa verticalmente, passano a prevalenti *mudstone* con ricristallizzazioni, a cui si alternano livelli di *grainstone-packstone* ad ooidi ed intraclasti, anch'essi assai spesso ricristallizzati. Alla sommità della formazione *mudstone* e *wackestone-packstone* bioturbati a *pellets*, con coproliti, ostracodi, bioclasti, sparse spicole di spugna e radiolari, rari foraminiferi, si alternano con *packstone* e *grainstone* ad ooidi ed intraclasti.

Spessore dell'unità: nell'area ad ovest del Lago d'Iseo, lo spessore della formazione dell'Albenza varia da un massimo di circa 150 metri (settore nord-orientale, presso Portirone), ad un minimo di 70-80 metri, osservato nella zona sud-occidentale. Nel Bresciano la formazione dell'Albenza presenta uno spessore massimo di circa 120 m alla Punta dell'Orto.

Rapporti stratigrafici: in tutto il Foglio Iseo la formazione dell'Albenza si sviluppa a tetto del Calcare di Zu. Nell'area bresciana, il limite superiore della formazione non è chiaramente visibile, mentre ad ovest del lago esso è definito dal passaggio al Calcare di Sedrina. Nel settore settentrionale ed

occidentale il limite si presenta netto, per l'appoggio dei calcari microcristallini grigi, talora dolomitici del Calcare di Sedrina, sui livelli sommitali della formazione dell'Albenza. Nel settore di Predore, a tetto della formazione dell'Albenza si appoggia in modo netto una successione correlabile con il Calcare di Sedrina, costituita da calcari micritici grigio-nocciola, bioturbati, ricchi in oncoliti e bioclasti, a stratificazione parallela-ondulata, ben definita con giunti marnosi. Occorre ricordare che GAETANI (1970b) non separò le due formazioni in questo settore, attribuendo l'intera successione che le comprende alla Corna.

Fossili: la formazione dell'Albenza risulta in genere scarsamente fossilifera. Tra i lamellibranchi sono presenti i generi *Chlamys* e *Myophoria* (GAETANI, 1970b), in aggiunta a crinoidi, ammonoidi non determinabili, foraminiferi (tra cui *Triasina hantkeni* (MAJZON); LAKEW, 1990; MCROBERTS, 1994).

Attribuzione cronologica: per posizione stratigrafica, la base della formazione dell'Albenza (con la denominazione di Dolomia a Conchodon) è stata riferita al Retico superiore (GAETANI, 1970b; JADOU *et alii*, 1994, 2000b). Ancora per posizione stratigrafica, la sommità della formazione è stata invece assegnata alla base dell'Hettangiano (Zona ad Angulata), poiché il Calcare di Sedrina presenta alla base faune appartenenti alla Zona a Liasicum (LOZAR, 1993; MCROBERTS, 1994). Tuttavia, in base a recenti determinazioni palinologiche (JADOU *et alii*, 2000a) lo sviluppo della formazione dell'Albenza sembrerebbe essere limitato all'Hettangiano inferiore.

Ambiente deposizionale: in base ai caratteri osservati l'ambiente di deposizione della formazione è interpretabile come tipico di una piattaforma carbonatica subtidale aperta, di tipo Bahamiano, in cui secche e barre oolitiche potevano migrare verso i margini. La piattaforma era caratterizzata da un'elevata produttività di fango carbonatico, peloidi ed ooliti. 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 Lias.

2.2.23. - Corna (COR)

Sinonimi: la formazione venne introdotta in geologia con il termine dialettale bresciano di "Corna" da G. Ragazzoni (HAUER, 1858), che fece i primi tentativi di suddivisione dell'unità, proseguiti da CACCIAMALI (1898, 1915) che distinse nella Corna una parte inferiore di colore bruno, detta "Corna infraliassica", da una parte superiore bianca, detta "Corna liassica" o "Corna tipica". La formalizzazione di questa unità si deve a SCHIROLLI (2007a).

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione più potente del Foglio risulta quella affiorante lungo la Val Listrea, a Nave, dove la Corna dolomitica assume uno spessore di oltre 250 m.

Estensione degli affioramenti: nel settore sud-orientale del Foglio la Corna in facies dolomitica affiora a sud ed a ovest di Caino (Val Listrea). In facies localmente anche calcarea, è presente con spessori ridotti per elisione tettonica lungo il versante meridionale della Val Gobbia (Lumezzane). A Sarezzo riacquista spessore e la sua facies dolomitica. Affiora inoltre a est di Gardone Val Trompia per poi proseguire ad ovest del Fiume Mella, lungo tutto il versante occidentale della Val d'Inzino.

Caratteri litologici di terreno: nei limiti del Foglio la Corna si presenta prevalentemente in facies dolomitica, con dolomie e dolomie calcaree massive, da micro a macro-cristalline, di aspetto saccaroide e colore da grigio a biancastro. La struttura e la tessitura dei carbonati di piattaforma primari risulta completamente obliterata, così come scompare ogni evidenza di stratificazione. All'alterazione la formazione origina la cosiddetta "spolverina", una sabbia a granuli dolomitici, un tempo impiegata per la pulitura degli utensili domestici. A Sarezzo e in Val Listrea è possibile osservare ampi affioramenti di queste dolomie. Parte del versante meridionale della Val Gobbia, a Lumezzane, ed il crinale sud-orientale del M. Montecca, presso Nave, fanno eccezione mostrando una Corna in facies calcarea, generalmente brecciata, di spessore assai ridotto nella prima località, ma valutabile attorno ai 230 m sul versante meridionale del M. Montecca.

Dati di laboratorio: per quanto concerne la sua facies dolomitica, solo dove la dolomitizzazione è parziale la Corna mostra a livello microscopico tracce, spesso difficilmente riconoscibili, degli originari allochemi di piattaforma.

La microfacies della Corna calcarea, prevalentemente detritica, va da un *mudstone-wackestone* a prevalenti peloidi, intraclasti e bioclasti, a *packstone-grainstone* a peloidi, intraclasti, granuli aggregati, ooidi generalmente superficiali, oncoidi, bioclasti (resti di lamellibranchi, brachiopodi, gasteropodi, echinidi e crinoidi, oltre a coralli ahermatipici, frammenti di alghe quali *Solenopora* e *Thaumatoporella* e foraminiferi a guscio ialino tipo *Lagenidae* ed agglutinante come *Textulariidae* e *Valvulinidae*).

Spessore dell'unità: la formazione è soggetta arealmente a notevoli variazioni di potenza. Da oltre 250 m di spessore di dolomie in Val Listrea (Nave), la Corna può passare ad alcuni metri di spessore in Val Gobbia, dove assume localmente facies calcarea.

Rapporti stratigrafici: dal momento che nella porzione di territorio compresa nel Foglio la Corna si presenta per lo più in facies dolomitica, può risultare difficile porre un limite netto con il sottostante Calcarea di Zu, quando il processo della dolomitizzazione secondaria pervade per un certo spessore anche la parte sommitale del Calcarea di Zu. Generalmente l'avvento della Corna si colloca dove le dolomie o le dolomie calcaree divengono più chiare e la stratificazione massiccia o indistinta (vedasi, ad es., nella sezione della Val Listrea, sopra Nave). Dove la Corna affiora in facies calcarea, evidente è il passaggio dagli strati calcareo-marnosi nerastri del Calcarea di Zu ai banchi calcareo-detritici chiari della Corna (Val Gobbia meridionale).

Netto appare invece il limite superiore con il calcarea di Gardone Val Trompia, anche sotto il profilo del contrasto morfologico e vegetazionale (da est ad ovest, M. Montecca, M. Pessa, P.ta Ramenghi). Le indistinte bancate della Corna passano difatti ai calcari selciosi fittamente stratificati del calcarea di Gardone Val Trompia, che spesso alla base includono olistoliti e corpi ruditici provenienti dalla Corna.

Fossili: sebbene sia conosciuta nella Corna calcarea dell'area di Botticino, nelle adiacenze sud-orientali del Foglio, una fauna di mare basso, data da algehe dasicladacee (*Thaumatoporella*, *Palaeodasycladus*) e rodoficee (*Lithoporella*, *Solenopora*), foraminiferi, ostracodi, coralli, lamellibranchi, gasteropodi, brachiopodi ed echinodermi, generalmente irriconoscibili sono le forme fossili contenute nella Corna in facies dolomitica affiorante in modo preponderante nei limiti del Foglio.

Attribuzione cronologica: a tutt'oggi la Corna affiorante nell'area del Foglio Iseo non ha dato alcun elemento biostratigrafico utile ad un suo inquadramento cronologico certo. In base alla posizione stratigrafica, la letteratura (CASSINIS, 1968b; CANTALUPPI & CASSINIS, 1970; CASSINIS, 1978; SCHIROLI, 1997) propone di riferire la formazione ad un intervallo compreso tra il Retico superiore e l'Hettangiano. Tuttavia, in base a recentissime ricerche (JADOUL *et alii*, 2000a), la formazione sembrerebbe potersi riferire unicamente ad un'età liassica, inquadrabile nei limiti dell'Hettangiano.

Ambiente deposizionale: L'ambiente deposizionale è quello di una piattaforma carbonatica in prevalenza subtidale.

2.2.24. - Calcarea di Sadrina (SED)

Sinonimi: la definizione e la formalizzazione del Calcarea di Sadrina si deve a FRANCANI (1967, 1968) che ne individuò l'area-tipo nella regione compresa tra la sponda orientale del Lago di Lecco e la sponda occidentale

del Sebino. La formazione, o le unità ad essa equivalenti, erano in precedenza denominate come Hettangiano (MARIANI, 1904), Calcari di Carenno (RASSMUSS, 1912), Formazione di Val Malanotte (CITA *et alii*, 1959) o “Kieselkalk” (BERNOULLI, 1964).

Sezione più rappresentativa del Foglio: le sezioni più rappresentative del Calcare di Sedrina nel Foglio Iseo sono ubicate sulla sponda occidentale del Sebino. Meno di 3 km a NE di Predore è presente la sezione del Pozzo Glaciale (GAETANI, 1970b), che illustra le facies di transizione tra il Calcare di Sedrina e la Corna. Piuttosto significativa è inoltre la sezione di Portirone-Punta della Pietra, ancora sulla sponda occidentale del Sebino. Quest’ultima sezione è rappresentativa della principale variazione di facies del Calcare di Sedrina, verso la cosiddetta “facies nordorientale” di GAETANI (1970b).

Estensione degli affioramenti: gli affioramenti del Calcare di Sedrina compaiono ad ovest del Sebino, dove si distribuiscono lungo due fasce a direzione circa E-W che si sviluppano lungo le pareti del Corno di Predore, sulla sponda del Sebino a Nord di Predore e attraverso la Val Fonteno, tra lo sbocco a lago presso Portirone ed il M.Boario. Affioramenti limitati sono presenti inoltre sui fianchi dell’anticlinale del M.Bronzone, poco ad ovest di Vigolo. Nell’area bresciana del Foglio non è stata almeno finora posta in risalto l’esistenza dell’unità qui discussa.

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 e solo localmente nell’area compresa nel Foglio Iseo, due orizzonti riccamente fossiliferi: l’inferiore si sviluppa presso la base (“Grenzbivalvenbank”, KRONECKER, 1910), il superiore presso il tetto dell’unità (“Banco a Brachiopodi”, RASSMUSS, 1912), non cartografati nel Foglio. A tetto è pressochè 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 biancorosato. Le successioni che corrispondono maggiormente alla definizione formazionale, caratterizzano la Val Fonteno occidentale e la zona di Vigolo. In queste aree la successione presenta spessori medi, mai superiori ai 100 metri. Nel Foglio Iseo è possibile distinguere due aree di affioramento in cui il Calcare di Sedrina subisce sensibili variazioni di facies.

Settore nordorientale. In quest’area, corrispondente alla zona di Portirone, si verifica il passaggio alla facies cosiddetta nordorientale (GAETANI, 1970b). Il Calcare di Sedrina è caratterizzato dall’aumento dello spessore

totale, fino a circa 150 metri, e dalla massima diffusione delle facies calcareo-micritiche e calcareo-marnose, selcifere, bioturbate, a stratificazione sottile e media, parallela o ondulata, con giunti argilloso-marnosi. Questo intervallo calcareo-marnoso è caratterizzato inoltre dalla diffusa presenza di oncoliti di piccole dimensioni e dall'abbondante bioturbazione. Nel settore nordorientale trovano corrispondenza con la litozona inferiore i primi gruppi di strati di calcari massivi, grigi, oolitici, parzialmente dolomitizzati, che si sviluppano con potenza decametrica a partire dal limite formazionale inferiore. Analogamente è possibile individuare l'equivalente del livello a selci sommitale in un intervallo potente 15-20 metri, costituito da calcari oolitico-bioclastici, abbondantemente selciferi, contenenti brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, crinoidi, echinodermi, spicole di spugne silicee, oltre ad ooliti, peloidi, oncoliti e *lump*.

Settore sudorientale. Il Calcare di Sedrina affiorante nell'area di Predore è caratterizzato da una successione di calcari grigi micritici ad oncoliti, ooliti, peloidi, bioclasti e fossili, tra cui si riconoscono bivalvi, ammonoidi, echinodermi, crinoidi, foraminiferi bentonici. La stratificazione varia da sottile a spessa, anche a causa dell'amalgamazione degli strati, che si realizza quando sono assenti i giunti marnoso-argillosi. Questa associazione di facies si sviluppa con potenza dell'ordine dei 100-130 metri ed è seguita a tetto da 15-25 metri di calcari grigi con abbondanti selci nere, in banchi piano-paralleli, mal definiti. Si tratta di calcari micritici o microcristallini, estesamente silicizzati associati a calcareniti selcifere, con peloidi, ooliti, oncoliti, bioclasti e fossili (bivalvi, crinoidi, brachiopodi, foraminiferi bentonici). In questo caso è possibile riconoscere la litozona selcifera sommitale, equivalente al "Banco a Brachiopodi" ed all'orizzonte siliceo citato in precedenza. Diversi autori segnalano la somiglianza di questa successione con alcune associazioni di facies presenti nella Corna (JADOUL *et alii*, 2000b), suggerendo che si tratti di facies transizionali tra le due formazioni, che rimangono comunque separate fisicamente attraverso il Lago d'Iseo.

Dati di laboratorio: nella parte inferiore della formazione si riconoscono: *grainstone* oolitici; *packstone* e *wackestone* a peloidi, ooliti e bioclasti; *packstone* e *wackestone* in cui ai componenti elencati sopra si aggiungono oncoliti, granuli rivestiti e *lump*. La porzione superiore presenta nuovamente la prevalenza di *grainstone* e *packstone*.

Spessore dell'unità: il Calcare di Sedrina presenta i massimi spessori (circa 150 metri) nelle successioni nordorientali, presso la sponda bergamasca del Lago d'Iseo. La graduale riduzione della potenza, fino al minimo di 70

metri per quanto concerne il Foglio Iseo, si realizza muovendo verso il settore sudoccidentale, in corrispondenza delle aree ad ovest di Predore e di Vigolo.

Rapporti stratigrafici: nel settore del Foglio Iseo collocato ad ovest del Sebino, il Calcare di Sedrina si sovrappone alla formazione dell'Albenza con limite netto ed è delimitato superiormente dal calcare di Moltrasio.

Fossili: l'associazione paleontologica del Calcare di Sedrina è piuttosto ricca, ed è stata studiata e descritta nell'area in oggetto da GAETANI (1970b), cui si rimanda per l'elenco completo delle specie rinvenute e per gli aspetti tassonomici. La parte inferiore, comprendente i livelli equivalenti al "Grenzbivalvenbank", è caratterizzata dalla presenza di abbondanti bivalvi, tra cui *Chlamys*, *Plagiostoma*, *Gryphaea*, *Liostrea* con *L. (Liostrea) dumortieri* (JOLY, 1907) e *L. (Liostrea) picteiana* (MORTILLET, 1858), gasteropodi, rari brachiopodi, crinoidi (*Pentacrinus*) ed echinodermi, foraminiferi bentonici, tra cui *Valvulinidae*, *Textularidae*, *Lagenidae*. La parte superiore, comprendente i livelli equivalenti al "Banco a Brachiopodi", è caratterizzata in aggiunta da abbondanti brachiopodi, tra i quali GAETANI (1970b) determinò *Calcirhynchia rectemarginata* (VECCHIA) e *Lobothyris ovatissimaeformis* (BOCKH) e rari ammonoidi della famiglia *Schlotheimiidae*.

Attribuzione cronologica: in base alla posizione stratigrafica, alle associazioni di macrofossili (GAETANI, 1970b) ed alle associazioni a nannofossili calcarei (LOZAR, 1993, 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, 1993). GAETANI (1970b) attribuisce il "Banco a Brachiopodi" all'Hettangiano superiore, Zona ad Angulata, in bergamasca occidentale, all'esterno del Foglio Iseo.

Ambiente deposizionale: il Calcare di Sedrina presenta l'associazione di facies tipica di una piattaforma aperta subtidale cui si intercala un ambiente più aperto e di bassa energia, a sedimentazione pelagica prevalente. 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 variazioni di spessore, osservabili nella pur limitata estensione dell'area di affioramento inclusa nel Foglio Iseo, sono determinate dalle fasi iniziali del *rifting* liassico, che scompose il Bacino Lombardo in sottobacini separati da alti strutturali, a partire dal tardo Hettangiano.

2.2.25. - *Calccare di Moltrasio (MOT)*

Sinonimi: il “calccare di Moltrasio” (area-tipo nei dintorni del Lago di Como) è un’unità stratigrafica informale introdotta nella letteratura geologica lombarda dalla scuola milanese solo in tempi relativamente recenti, e sostituisce il vecchio nome di “pietra di Moltrasio” già usato da STOPPANI (1857) e poi ripreso un secolo più tardi da AZZAROLI & CITA (1963). L’unità è stata sin dalla nascita più comunemente conosciuta sotto la generica denominazione di “calccare o calcari selciferi”, posizionati in genere al di sotto del Medolo bresciano. Essa rappresenta un equivalente laterale del “Lombardische Kieselkalk” affiorante nel Bacino del M.Generoso (BERNOULLI, 1964) e del calcare di Gardone Val Trompia (PARONA, 1897), che occupa la maggior parte del Foglio Iseo, ad est 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 della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100000 (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1954) l’unità compare classificata su base cronostatigrafica come “Sinemuriano”; nel Foglio Brescia (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1968) essa è denominata come “calccare di Gardone Val Trompia” (BONI *et alii*, 1970); nel Foglio Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1970) essa è definita come “calccare di Gardone Val Trompia (o di Moltrasio)” (BIANCHI *et alii*, 1971); nella Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell’Adamello (BONI *et alii*, 1972) viene adottato il solo termine di “calccare di Gardone Val Trompia” (BONI & CASSINIS, 1973); gli autori della Carta Geologica della Provincia di Bergamo (FORCELLA & JADOU, 2000) mantengono invece la denominazione di calccare di Moltrasio per gli affioramenti della sponda occidentale del Sebino.

Sezione più rappresentativa del Foglio: nel Foglio Iseo, il calccare di Moltrasio è stato cartografato, come tale, unicamente ad ovest del Sebino, in quanto sostituito lateralmente dal calccare di Gardone Val Trompia ad est del lago stesso. Nell’area bergamasca la sezione più rappresentativa è ubicata sulla sponda del Sebino, tra Portirone e Punta della Pietra, ove la formazione è esposta con discreta continuità da tetto a letto, con uno spessore stratigrafico misurabile di oltre 300 metri.

Estensione degli affioramenti: ad ovest del Sebino il calccare di Moltrasio affiora estesamente, a partire dalla sponda lacuale, tra Portirone e la valle di Parzanica; l’unità costituisce il fondovalle della Valle di Vigolo, a monte dell’abitato stesso fino alle pendici orientali del M.Bronzone, e la fascia

diretta circa est-ovest tra Gallinarga e Piazzalunga, lungo il fianco meridionale immergente a nord, dell'ampio fascio di strutture che costituiscono la sinclinale di Tavernola.

Caratteri litologici di terreno: differenti litofacies si associano di norma, verticalmente e lateralmente, a costituire due litozone nel calcare di Moltrasio (non cartografate). Nella aree occidentali, a SW di Vigolo, le due litozone perdono tuttavia progressivamente di identità e si verifica un'importante variazione complessiva di facies, associata alla notevole riduzione di spessore, che diminuisce fino a pochi metri nella zona del Corno Bucu, un po' al di là del Foglio Iseo, nell'adiacente Foglio Bergamo.

Settore orientale. La "litozona inferiore" è contraddistinta dall'associazione prevalente di 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, e marne o marne argillose, grigie, in strati sottili e molto sottili, omogenei o laminati, talora molto ricchi di C organico. Vi si intercalano sporadicamente calcareniti fini e calcisiltiti marnose stratificate, interpretabili come torbiditi, e depositi calcareo-marnosi da *slumping*. In particolare nella sezione posta presso Portirone, i calcari micritici si presentano silicizzati presso il limite formazionale inferiore, con grandi selci nere in noduli lobati e liste o plaghe di silicizzazione diffusa. Questo carattere costituisce un *marker* in quasi tutta l'area del Foglio Iseo ubicata ad ovest del Sebino. Gli interstrati marnosi compaiono poco sopra il limite formazionale inferiore e diventano progressivamente più frequenti e spessi verso l'alto.

La "litozona superiore" si sviluppa gradualmente sull'inferiore, per aumento progressivo ma sensibile della frequenza e spessore delle torbiditi calcaree, che costituiscono gruppi di strati di spessore metrico o plurimetrico, talora associate a *slumping* ed in generale alternate ad intervalli metrici o decametrici caratterizzati dalla prevalenza delle litofacies calcareo-marnose. Il limite tra le due litozone può venire posto ove gli strati risedimentati prevalgono sui calcari marnosi e le selci diminuiscono di abbondanza.

Settore occidentale. La progressiva riduzione dello spessore del calcare di Moltrasio in quest'area avviene principalmente a carico delle litofacies risedimentate (torbiditi calcaree fini e *slumping*) e delle marne. Il passaggio alle successioni di spessore limitato è quindi sottolineato dalla progressiva prevalenza della litofacies calcareo-marnosa, selciferi e bioturbata, che viene progressivamente sostituita da calcisiltiti grigie parzialmente silicizzate, con noduli di selce talora concentrati e comunque molto abbondanti, bioclastiche (bivalvi a guscio sottile, crinoidi), in strati medi, ondulati e discontinui. Quest'ultima litofacies costituisce pressoché

interamente le successioni del calcare di Moltrasio estremamente ridotte in spessore, rilevabili presso il Corno Buco, nell'adiacente Foglio Bergamo. In questo settore la distinzione tra le due segnalate litozone diviene impossibile, per l'assenza delle facies risedimentate e marnose.

Dati di laboratorio: le microfacies del calcare di Moltrasio sono piuttosto monotone. I calcari marnosi sono riferibili a *mudstone* e *wackestone*, mentre gli strati risedimentati a *packstone* e *wackestone*. Quest'ultime 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 precedente litofacies. Le calcilituti grigie del settore occidentale sono costituite prevalentemente da *mudstone* silicei, con spicole e radiolari (ove riconoscibili).

Spessore dell'unità: il calcare di Moltrasio presenta una potenza massima di poco superiore ai 300 metri, rilevabile nelle sezioni nordorientali prossime alla sponda sebina. La litozona inferiore, caratterizzata da facies prevalentemente pelagiche, è spessa da 40 ad 80 metri circa, mentre la superiore, con alternanze di facies pelagiche e risedimentate, si sviluppa con una potenza variabile da 50 a 250 metri circa. Verso sud-ovest lo spessore complessivo dell'unità scende ad una cinquantina di metri, con una tendenza che prosegue nell'adiacente Foglio Bergamo, ove la formazione si riduce a pochi metri, per poi riaprirsi nuovamente ad occidente a valori superiori.

Rapporti stratigrafici: ad ovest del Sebino il calcare di Moltrasio ricopre il Calcare di Sedrina con limite netto. Il limite di tetto, con il Calcare di Domaro, può presentarsi graduale, per la scomparsa dei livelli risedimentati e il passaggio ad una successione di calcilituti marnose e marne grigio chiare, selcifere, a stratificazione piano-parallela. Questi caratteri sono tipici delle aree dove lo spessore di entrambe le formazioni è elevato. Nel settore occidentale il limite è netto, e corrisponde al passaggio rapido tra le litofacies calcareo-marnose tipiche del calcare di Moltrasio, ed una successione di calcilituti grigio chiare o rosate, fino a rosse, a stratificazione sottile e media, piano-parallela e molto regolare, con interstrati argilloso-marnosi rossi o verdi a noduli calcilitutici grigi o rosati.

Fossili: i macrofossili di significato biostratigrafico sono piuttosto rari e sparsi. Sono comuni i bivalvi, i crinoidi e gli echinodermi, sempre come bioclasti, rari gli ammonoidi, non determinabili (non è stato possibile verificare la presenza di *Schloteiimidae* o di Arietitidi segnalati in precedenza da VECCHIA, 1948 e GAETANI, 1970b). A questi si aggiungono le spicole di poriferi, i radiolari ed i foraminiferi bentonici. Di significato stratigrafico sono al contrario i nannofossili calcarei, tra i quali LOZAR

(1993, 1995) identifica *Mitrolithus jansae* (WIEGAND) e *M. elegans* (DEFLANDRE), i cui eventi di comparsa sono osservabili poco sopra il limite formazionale inferiore, e *Parhabdolithus liasicus distinctus* (DEFLANDRE).

Atribuzione cronologica: il calcare di Moltrasio è attribuito in genere al Lias, e più specificamente al Sinemuriano, sia in base alla posizione stratigrafica, soprastante i livelli a brachiopodi dell'Hettangiano superiore (GAETANI, 1970b), sia in base alla biostratigrafia a nannofossili calcarei (LOZAR, 1993, 1995). Nell'area in oggetto gli elementi utili a restringere l'età della formazione al solo Sinemuriano derivano principalmente da questi ultimi dati.

Ambiente deposizionale: la formazione è caratterizzata da un'associazione di facies interpretabili come dovute: 1) a decantazione pelagica ed emipelagica di fanghi calcareo-silicei e di sedimenti terrigeni fini, avvenuta a profondità superiori alla zona fotica; 2) a risedimentazione di materiale pelagico con limitati apporti da piattaforma subtidale esterna, per mezzo di flussi torbidity ricchi in materiali fini; 3) a risedimentazione in massa di materiali intraformazionali semiconsolidati, da parte di processi di scivolamento gravitativo sinsedimentario (*slumping*). Questi caratteri indicano per il calcare di Moltrasio un ambiente di sedimentazione bacinale, con profondità superiore ai 200 metri, non prossimo a scarpate o a margini ripidi o tettonicamente attivi del bacino deposizionale (assenza di breccie, depositi di piede-pendio, risedimenti grossolani).

2.2.26. - Gruppo del "Medolo" (MD)

2.2.26.1. - Calcare di Gardone Val Trompia (GVT)

Sinonimi: il "calcare di Gardone Val Trompia" compare nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 47 Brescia (II edizione, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968) come Membro inferiore del "Médolo", cartografato distintamente dal Membro superiore, denominato "Calcare di M. Domaro". Precedentemente alla stesura della suddetta carta, le unità citate venivano difatti cartografate nell'ambito del "Medolo". Nelle successive Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 34 Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) e Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello alla scala 1:50.000 (BONI *et alii*, 1972), l'unità viene elevata al rango di formazione, mentre il Medolo assume il rango di Gruppo, la cui formalizzazione si deve a SCHIROLI (2007b).

Analoghi calcari affioranti sulla sponda occidentale del Lago d'Iseo sono stati inseriti nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 34 Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) con il nome di calcare di Moltrasio.

Rientrano nella porzione basale della formazione, indicate in carta come

“Brecce basali” (**GVT_a**), quelle lenti di materiale detritico biancastro proveniente dalla locale piattaforma carbonatica della Corna, riportate in letteratura dai Vecchi Autori sotto il nome di “Corna selciosa” (CACCIAMALI, 1899).

Sezione più rappresentativa del Foglio: presso Gardone Val Trompia affiora la sezione più completa della formazione. Essa è costituita alla base dalla sezione parziale di Inzino, a cui si collega verso l’alto la sezione tracciata lungo la Val Codibolo, sul versante settentrionale del M. Domaro. Uno spessore stratigrafico presumibilmente dell’ordine di una trentina di metri separa le due sezioni parziali (SCHIROLLI, 1990, 1997).

Estensione degli affioramenti: il calcare di Gardone Val Trompia affiora diffusamente lungo la Val Trompia, in corrispondenza delle strutture a pieghe che interessano il settore compreso tra Concesio e Gardone Val Trompia, estendendosi a nord fino alla Val d’Inzino. Tra la Val Trompia ed il Lago d’Iseo, la formazione si ritrova a nord di Rodengo Saiano, nel rilievo dominato dal M. Delma e dal M. Valenzano, e al Montecolo di Pilzone.

Una fascia di brecce e megabrecce compare alla base della formazione, tranne che in Val Listrea; particolarmente evidente è lo sciame di olistoliti in Val Gobbia.

Caratteri litologici di terreno: la formazione è prevalentemente costituita da calcari (calcilutiti) emipelagici grigio-nocciola, bioturbati, spongolitici, in strati da 10 a 30 cm di spessore, frequentemente attraversati da liste discontinue e noduli di selce, separati da interstrati marnosi centimetrici, a cui si alternano strati pluridecimetrici di calcareniti grigie, gradate e laminate, di natura torbiditica, ricche di liste e noduli di selce da marroncina a grigio-bluastro, e calcisiltiti spongolitiche grigio-plumbee solitamente prive di selce. Granulometria e frequenza dei depositi torbiditici variano verticalmente ed arealmente all’interno dell’area bacinale. Lo spessore e la granulometria di questi depositi aumentano nei pressi delle faglie che attualmente delimitano ad est gli affioramenti di calcare di Gardone Val Trompia, sulla destra idrografica della Val d’Inzino e lungo il versante orientale della Val Trompia da Gardone a Nave. Regionalmente la successione torbiditica pare mostrare un trend di tipo *thickening* e *coarsening upward* (Fig. 11).

A ridosso del suddetto sistema di faglie, generalmente si sviluppa alla base della formazione la litofacies delle “Brecce basali” (**GVT_a**) nella quale ai calcari si intercalano brecce e megabrecce generatesi per lo più a spese dei calcari di piattaforma della Corna, collocata stratigraficamente al letto del calcare di Gardone Val Trompia (CASSINIS, 1968b; VERCESI, 1979). Si

tratta di olistoliti da decimetrici a plurimetrici o di depositi da *debris flow* in cui clasti ed elementi di piattaforma sono associati a clasti di calcare bacinale e la matrice è di tipo medoloide. Questi corpi spesso sono associati a depositi calcitorbiditici generalmente medio-fini (SCHIROLLI, 1997).

Nella porzione basale della formazione le emipelagiti risultano generalmente di colore più scuro. Localmente i calcari possono essere interessati da una dolomitizzazione secondaria, che risulta particolarmente intensa nei primi 100 m di spessore dell'unità affiorante in Val Listrea, a nord dell'abitato di Nave, dove nelle prime centinaia di metri della formazione i risedimenti risultano ridotti o assenti.

Sempre nelle vicinanze dei maggiori sistemi di faglia, in corrispondenza della porzione sommitale della formazione, la successione, prevalentemente torbiditica, può arricchirsi di depositi da *slumping* e *debris flow* a spese degli stessi calcari bacinali (SCHIROLLI, 1992, 1997). Tali depositi sono particolarmente evidenti al Dosso Vallero, al M. Palosso, tra Ponte Zanano e Gardone V.T., e a Noboli.

Dati di laboratorio: a livello microscopico si riconoscono: *wackestone-mudstone* essenzialmente a spicole di spugna e radiolari (calcari emipelagiti); *packstone* e *packstone-grainstone*, con grani di piattaforma provenienti dalla Corna ed eventuale matrice fangosa di natura medoloide (depositi calcitorbiditici grossolani); *wackestone* a spicole di spugna orientate, scarsi radiolari e peloidi (depositi calcitorbiditici fini).

Spessore dell'unità: lo spessore della formazione passa da quasi 500 m ad ovest della Val Trompia ad oltre 600 m nelle adiacenze dei lineamenti tettonici che costeggiano la Val Trompia ad est, dove pare potersi collocare il depocentro del Bacino Triumplino-Sebino.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore con la Corna è generalmente netto e risulta evidente, anche da un punto di vista morfologico. Esso è contraddistinto dal passaggio dalle dolomie massive della Corna, o dai banchi metrici se in facies calcarea, ai calcari selciosi fittamente stratificati del calcare di Gardone Val Trompia, che spesso nella sua unità basale incorpora olistoliti e corpi ruditici, a dimostrazione di come questa formazione sia stata soggetta a più riprese a fenomeni di erosione a spese della stessa piattaforma della Corna.

Il limite superiore con il Calcare di Domaro è segnato dalla scomparsa, solitamente netta, degli strati torbiditici di natura calcarenitica e calcisiltitica, riccamente selciosi, tipici del calcare di Gardone Val Trompia. Essi lasciano il posto a bancate di calcari marnosi con rade e sottili listarelle di selce grigio-bluastro, separati da pacchi di marna. La sezione di Val Codibolo, presso Gardone Val Trompia, mostra questo limite con evidenza.

Il passaggio tra le due formazioni del Medolo può talvolta essere graduale, quando depositi gravitativi di massa e calcitorbiditi interessano sia la sommità del calcare di Gardone Val Trompia che la base o l'intera formazione del Calcare di Domaro ("Medolo caotico"), come accade nell'alta Val Listrea o nell'area di Zanano.

Fossili: si segnala la presenza di nannofossili calcarei, foraminiferi, radiolari, spicole di spugna, sporadici bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, resti di echinodermi, ammoniti e, più raramente, nautiloidi e belemniti.

Dalla base alla sommità della formazione, si citano per il loro valore biostratigrafico le seguenti ammoniti (SCHIROLLI, 1990, 1997; DOMMERMUES *et alii*, 1997): *Arnioceras* sp. dell'intervallo Z. Semicostatum-Z. Obtusum del Sinemuriano; *Uptonia* cf. *jamesoni* (SOWERBY, 1827) della Z. Jamesoni (Carixiano inferiore); *Metaderoceras* cf. *gemellaroi* (LEVI, 1896), *Protogrammoceras* gr. *mellahense* DUBAR, 1961 – *praecurioni* GECZY, 1976, della Z. Ibex (Carixiano medio); *Reynesocoeloceras* aff. *simulans subplanulata* (FUCINI, 1905), della Z. Davoei (Carixiano superiore).

Per quanto concerne i nannofossili calcarei più significativi, si ricordano gli eventi di comparsa delle seguenti forme, dalla più antica alla più recente: *Crepidolithus pliensbachensis* (CRUX), *Mitrolithus lenticularis* (BOWN), *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE), riferibili al Sinemuriano superiore, e *Biscutum dubium* (NOËL), *Biscutum novum* (GOY) del Carixiano (COBIANCHI, 1992).

Attribuzione cronologica: sulla base dei dati biostratigrafici provenienti dallo studio integrato delle ammoniti e dei nannofossili calcarei, oltre che su base lito-stratigrafica, il calcare di Gardone Val Trompia viene attribuito ad un'intervallo compreso tra una parte non ben definita dell'Hettangiano e parte del Carixiano superiore.

Ambiente deposizionale: il calcare di Gardone Val Trompia rappresenta il primo litosoma tipicamente bacinale che si imposta sulle precedenti piattaforme retico-liassiche, a seguito del *rifting* continentale che interessò l'area durante il Giurassico inferiore (Fig. 11). L'annegamento delle piattaforme carbonatiche della Corna e della formazione dell'Albenza portò alla formazione del Bacino Triumplino-Sebino, parte orientale del più esteso Bacino Lombardo, in cui si depose la potente successione *sin-rift* del calcare di Gardone Val Trompia.

2.2.26.2. - Calcare di Domaro (DOM)

Sinonimi: il "Calcare di Domaro" è stato formalizzato da SCHIROLLI (2002b). La formazione compare nella Carta Geologica d'Italia alla scala

1:100.000 - Foglio 47 Brescia (II edizione, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968) come membro superiore del "Medolo", sotto il nome di "Calccare di M. Domaro", cartografata distintamente dal membro inferiore, denominato "calccare di Gardone Val Trompia". Precedentemente alla stesura della suddetta carta, la formazione veniva difatti cartografata come "Medolo". Nelle successive Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 34 Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) e Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello alla scala 1:50.000 (BONI *et alii*, 1972), l'unità viene assegnata al rango di formazione, mentre il Medolo viene elevato al rango di Gruppo.

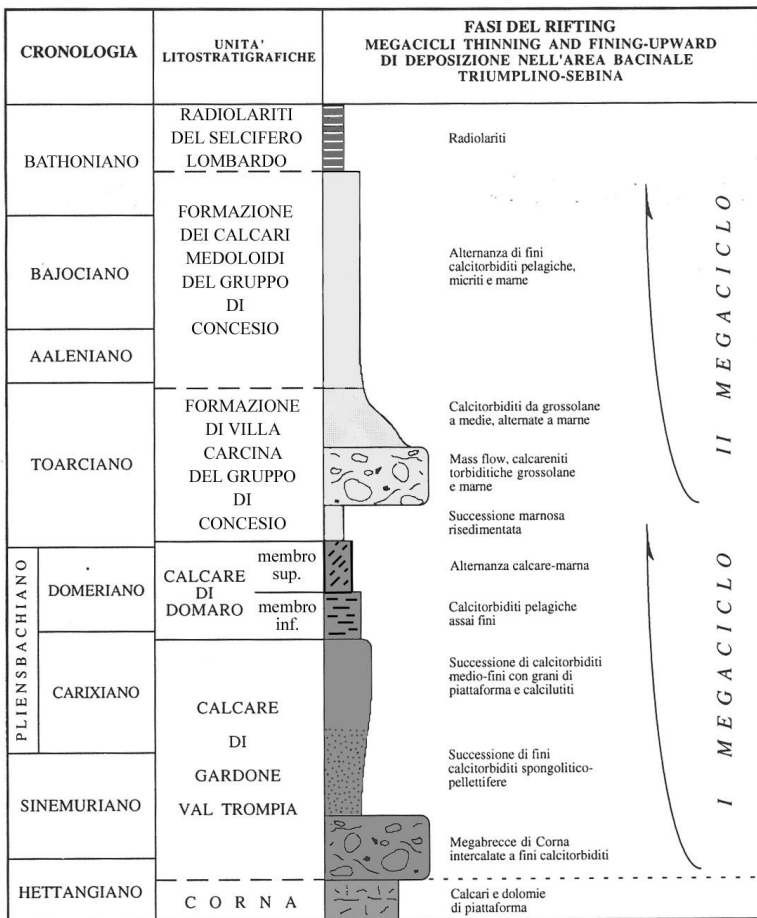


Fig. 11 – Schema crono-stratigrafico e deposizionale dei depositi giurassici affioranti nel F. Iseo

Sezione più rappresentativa del Foglio: la sezione più rappresentativa è quella affiorante lungo la Val Codibolo, presso Gardone Val Trompia, sul versante settentrionale del M. Domaro (SCHIROLLI, 1990). Essa costituisce la sezione-tipo del Calcare di Domaro sia per ragioni di natura storica che per il dettaglio degli studi a cui è stata sottoposta. La sezione dell'alta Val Listrea può essere citata come rappresentativa delle facies caotiche che la formazione mostra sul versante orientale della Val Trompia (SCHIROLLI, 1997).

Estensione degli affioramenti: in Val Trompia il Calcare di Domaro affiora in corrispondenza delle strutture a pieghe che interessano il settore compreso tra Concesio e Ponte Zanano. Sul versante occidentale della Val Trompia la formazione costituisce l'ossatura del M. Domaro (area tipica) e della Valle di Gombio.

Nel settore sud-occidentale del Foglio, la formazione affiora nei pressi di Navezze e al Dosso dei Cugni, ai margini del M. Delma e in corrispondenza dei rilievi di Monticelli Brusati e di Provaglio d'Iseo. La formazione in assetto rovescio affiora poi al letto del sovrascorrimento di Punta dell'Orto lungo una fascia che si estende dalla medesima località verso il lago sino al Montecolo di Pilzone.

Nel settore ad ovest del Sebino il Calcare di Domaro affiora nelle valli di Parzanica e Vigolo, fino alla sponda lacuale, e più a sud, a costituire il M. Pingiolo ed il versante a nord di Predore; limitatamente è anche presente appena ad ovest di quest'ultima località.

Caratteri litologici di terreno: nell'area bresciana del Foglio, il Calcare di Domaro è costituito da calcari e calcari marnosi ben stratificati, separati da pacchi di marna. I calcari sono di colore grigio-plumbeo nella porzione inferiore ("membro inferiore" **DOM₁**), dove si presentano intensamente bioturbati e attraversati da listarelle di selce, mentre verso l'alto divengono più chiari, meno selciosi e bioturbati ("membro superiore" **DOM₂**). Caratteristica è la presenza di noduli ferruginosi (SCHIROLLI, 1990, 1997). Localmente l'unità è data da una successione di depositi gravitativi di massa calcareo-marnosi interessati da *slumping* e *debris flow*, nonché da calcitorbiditi, ad elementi provenienti dalla medesima formazione e/o dai limitrofi ambienti di alto strutturale ("Medolo caotico") (SCHIROLLI, 1992, 1997).

Nell'area ad ovest del Sebino si riconoscono nel Calcare di Domaro due litozone di spessore ed estensione laterale del tutto differenti, date dall'associazione prevalente di diverse litofacies non distinte nel Foglio. La

“litozona inferiore”, presente su entrambi i fianchi della sinclinale del Colle del Giogo, è caratterizzata da calcilutiti grigio chiare, fino a rosse, in strati sottili molto regolari intercalati a marne argillose con struttura *flaser*-nodulare, anch’esse di colore rosso o verdognolo. Vi si possono localmente associare paraconglomerati intraformazionali. Sia verso est, cioè verso le successioni di spessore crescente, e sia verso ovest, cioè in corrispondenza dell’estremo assottigliamento della formazione che si realizza nell’adiacente Foglio Bergamo, la litozona inferiore passa lateralmente in modo graduale prima ad una successione di calcilutiti regolarmente stratificate, selcifere, grigio chiare, poi all’associazione prevalente di calcari marnosi selciferi e marne.

La “litozona superiore” rappresenta la massima parte dello spessore e dell’estensione laterale del Calcare di Domaro. Si tratta di una successione aciclica di coppie calcisiltite/marna, di colore grigio, gradate e laminate, con liste di selce grigia, in strati piano-paralleli, da sottili a spessi. Esse si associano a corpi lenticolari di calcare marnoso stratificato, disturbati da pieghe singenetiche e convoluzioni (*slump*). Più sopra affiorano con regolarità calcari marnosi e marne, in strati medi. I caratteri ora descritti sono tipici delle successioni di elevato spessore, privi della litozona inferiore. Verso ovest, la riduzione di spessore del Calcare di Domaro è contrassegnata dalla scomparsa degli strati gradati e laminati associati a *slump* e da una progressiva diminuzione delle tipiche marne. Le successioni occidentali poco potenti del Calcare di Domaro sono complessivamente assai meno marnose rispetto a quelle orientali, più spesse.

Dati di laboratorio: la microfacies prevalente è un *mudstone-wackestone* a radiolari e fini spicole di spugna.

Spessore dell’unità: nel comparto bresciano la formazione presenta uno spessore medio intorno ai 300 m, che tende ad aumentare negli affioramenti ad est dell’asse della Val Trompia, dove l’unità si arricchisce di depositi da risedimentazione di massa.

Lo spessore complessivo del Calcare di Domaro è invece difficilmente misurabile nell’area ad ovest del Sebino, a causa delle pieghe e ripetizioni tettoniche, delle estese coperture e della mancanza del limite di tetto. L’attribuzione al “gruppo di Concesio” di alcuni affioramenti tra Vigolo e Parzanica porterebbe a stimare lo spessore stratigrafico tra Portirone e Vigolo in circa 500 metri. Questo spessore si riduce piuttosto velocemente spostandosi verso ovest, presso le pendici meridionali del M. Bronzone e sui due opposti fianchi della sinclinale di Colle del Giogo-Colle di Oregia, dove raggiunge valori inferiori a 100 m. La variazione di spessore da est verso ovest è del tutto confrontabile con quanto si verifica nel caso del calcare di

Moltrasio nello stesso settore. La potenza della “litozona inferiore” presenta spessori variabili da 0 a circa 25 metri, mentre la “litozona superiore” oscilla da circa 500 a meno di 100 metri.

Rapporti stratigrafici: ad est e ad ovest del Lago d’Iseo il Calcare di Domaro si sovrappone rispettivamente sul calcare di Gardone Val Trompia e sul calcare di Moltrasio; ove è presente la litozona inferiore precedentemente descritta (equivalente del “membro di Botta” della Bergamasca centrale) il limite è generalmente netto.

Superiormente il Calcare di Domaro è a contatto con il gruppo di Concesio; dove quest’ultima unità è dotata della sua porzione basale marnoso-calcareo, il limite tra le due formazioni viene posto in corrispondenza della comparsa delle marne varicolori, seguite da calcareniti e calciruditi bioclastiche. Sul territorio bresciano, tale limite appare ben visibile presso la Cava del Caricatore di Gussago. Dove invece tale unità basale marnosa è assente, il limite viene posto con l’inizio delle calcareniti torbiditiche della formazione inferiore del “gruppo di Concesio”, come appare nella sezione stratigrafica di Val Codibolo, presso Gardone Val Trompia. Sul versante orientale della Val Trompia, marne e/o calcareniti torbiditiche possono localmente poggiare su potenti depositi gravitativi di massa appartenenti al Calcare di Domaro; questo limite è visibile sulla strada al ponte di Ponte Zanano. In modo analogo nell’area bergamasca le marne grigio-marrone del gruppo di Concesio poggiano sulle alternanze calcareo-marnose, grigio chiare e poco selcifere, tipiche della sommità del Calcare di Domaro. Questi caratteri si osservano negli affioramenti isolati rinvenuti tra Tavernola e Vigolo. 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: sono presenti nannofossili calcarei, foraminiferi, radiolari, spicole di spugna, sporadici bivalvi, gasteropodi, brachiopodi e resti di echinodermi, frequenti ammoniti e più rari nautiloidi e belemniti.

Dal punto di vista biostratigrafico risultano particolarmente significativi le ammoniti tra i macrofossili ed il nannoplancton tra i microfossili. Tra le ammoniti rinvenute fra il Lago d’Iseo e la Val Trompia si riconoscono (DOMMERMUES *et alii*, 1997; SCHIROLI, 1997): *Fucinieras lavinianum* (FUCINI, 1900), *Protogrammoceras aff. marianii* (FUCINI, 1904), *Arietieras aff. apertum* MONESTIER, 1934 *sensu* MEISTER, 1989, *Reynesoceras ragazzonii* (HAUER, 1861), nel “membro inferiore” della formazione;

Arieticeras gr. *bertrandi* (KILIAN, 1889), *Arieticeras* gr. *algovianum* (OPPEL, 1862), *Emaciaticeras* gr. *archimedis* (FUCINI, 1931), *Canavaria* cf. *naxensis* (GEMMELLARO, 1885), *Lioceratoides* cf. *grecoi* (FUCINI, 1900), *Paltarpites* cf. *jucundus* (FUCINI, 1929), *Dactylioceras* sp., *Fontanelliceras fontanellense* (GEMMELLARO, 1885), *Paltarpites* sp., nel “membro superiore” della formazione. Nel Bresciano sono ben rappresentati tutti gli orizzonti faunistici e le sottozone ad ammoniti appartenenti alla Zona a Margaritatus, alla Zona a Spinatum ed alla base della Zona a Tenuicostatium. Il limite tra i due membri interni al Calcarea di Domaro si pone generalmente nell’ambito della Sottozona a Gibbosus.

Sempre nel Bresciano, tra i nannofossili calcarei (COBIANCHI, 1990, 1992) appaiono significativi gli eventi di scomparsa delle piccole forme di *Crepidolithus* alla base della formazione, e la comparsa di *Lotharingius sigillatus* (STRADNER) al tetto dell’unità. Altri eventi di comparsa all’interno della formazione (pressoché tutti contenuti nella Zona a Spinatum) sono relativi alle seguenti forme, dalla più antica alla più recente: *Lotharingius primigenius* BOWN, *Biscutum finchii* (CRUX), *Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWELI, *Lotharingius barozii* NOËL, *Calyculus* spp., *Lotharingius imprimus* BOWN.

Atribuzione cronologica in base ai dati biostratigrafici provenienti dallo studio integrato delle ammoniti e dei nannofossili calcarei, sul territorio bresciano la formazione risulta riferibile ad un intervallo compreso tra il Carixiano sommitale (*top* Z. Davoei) ed il Toarciano basale. Il “membro inferiore” risulta assegnato all’intervallo Carixiano sommitale (*top* Z. Davoei)-Domeriano inferiore *p.p.* (Sz. Gibbosus *p.p.*), mentre il “membro superiore” al Domeriano inferiore *p.p.* (Sz. Gibbosus *p.p.*) -Toarciano basale (Z. Tenuicostatium).

Ambiente deposizionale: come il calcarea di Gardone Val Trompia ed il calcarea di Moltrasio, anche il Calcarea di Domaro rappresenta una successione carbonatica di ambiente francamente bacinale, accumulatasi all’interno del Bacino Sebino durante la fase di *rifting* del Giurassico inferiore. In terra bresciana, nel “membro inferiore” della formazione perdura l’azione di risedimentazione intrabacinale da parte di correnti torbiditiche assai diluite, laddove la ciclica alternanza calcarea-marna nel “membro superiore” indica l’esistenza di un ambiente pelagico decisamente più tranquillo. Entrambi i membri citati lasciano il posto alla facies caotica del Medolo nella fascia immediatamente ad ovest della linea tettonica, attiva durante il *rifting* giurassico, la quale taglia il versante orientale della Val Trompia da Inzino a Nave.

2.2.27. - Gruppo di Concesio (CC)

Sinonimi: la “formazione di Concesio” (CASSINIS, 1968b) venne introdotta nei Fogli 47 Brescia (II ed., SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1968) e 34 Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1970) della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, distinguendovi un membro inferiore, detto “membro dei calcari nocciola”, ed un membro superiore, detto “membro dei calcari medoloidi”. Di recente BERSEZIO *et alii* (1996) distinguono tre litozone informali all’interno del membro inferiore e due litozone nel membro superiore. Il “membro dei calcari nocciola” è stato indicato informalmente anche come “membro inferiore torbidity” (SCHIROLLI, 1997).

A seguito di ulteriori ricerche e ripensamenti CASSINIS & SCHIROLLI (2002) hanno tuttavia proposto di elevare la formazione di Concesio al rango di “gruppo di Concesio”, comprendente la “formazione di Villa Carcina” (corrispondente al membro dei calcari nocciola, inferiore) e la “formazione dei calcari medoloidi” (corrispondente al membro dei calcari medoloidi, superiore). Di entrambe queste sotto-unità non sono state pubblicate ancora le sezioni-tipo.

2.2.27.1. - Formazione di Villa Carcina (FVC)

Sezione più rappresentativa del Foglio: l’area di Villa Carcina, nella bassa Val Trompia, può essere definita come località-tipo della formazione (CASSINIS, 1968b; BONI *et alii*, 1970; BIANCHI *et alii*, 1971). Rappresentative risultano le sezioni stratigrafiche di Concesio (Sezione di Val Bedole, BERSEZIO *et alii*, 1996), di Villa (BERSEZIO *et alii*, 1996; SCHIROLLI, 1997) e di Cailina (SCHIROLLI, 1997). Le ultime due località sono situate, sempre in bassa Val Trompia, sulla destra idrografica del fiume Mella.

Estensione degli affioramenti: la formazione di Villa Carcina affiora diffusamente nel settore meridionale del Foglio. In Val Trompia è presente in corrispondenza delle strutture a pieghe che interessano il settore compreso tra Concesio e Ponte Zanano. Passando ad ovest del Mella, essa costituisce il fianco settentrionale della sinclinale di Polaveno e prosegue verso nord fino alle pendici del M. Rodondone. Nel settore sud-occidentale del Foglio, la formazione affiora lungo la Valle di Navezze e al Dosso dei Cugni. Più ad ovest è osservabile a Monticelli Brusati e sui versanti rocciosi di Provaglio d’Iseo. Sulla sponda bresciana del Sebino, essa si ritrova in successione rovesciata al letto del sovrascorrimento di Punta dell’Orto. Ad ovest del Sebino la formazione di Villa Carcina affiora al Colle del Giogo e in un’area assai limitata a nord-ovest di Tavernola.

Caratteri litologici di terreno: nella formazione di Villa Carcina si riconosce un'alternanza di calcari detritici abbondantemente selciosi, calcari marnosi e marne, a stratificazione evidente. Nel Bresciano, essa è caratterizzata da calciruditi fini e calcareniti di colore bruno-nocciola, riccamente selciose, in banchi e/o strati gradati e laminati di natura torbida, contenenti clasti sia litici (provenienti da Corna, Corso, Medolo e dalla stessa unità) che biogeni (abbondanti i resti di crinoidi, echinidi e brachiopodi) ed ooidi, seguite da grossi strati di marna calcarea nocciola, con fratturazione in "saponette", ricca di idrossidi di ferro e priva di selce, da considerarsi quale frazione fine dei depositi torbidici ("litozona 2", BERSEZIO *et alii*, 1996). I suddetti depositi gravitativi, contenenti materiale detritico proveniente sia da ambienti di bacino che dalle limitrofe piattaforme carbonatiche e dagli altofondi pelagici, si trovano intercalati a calcari marnosi e peliti varicolori di natura emipelagica.

Una litozona marnosa fossilifera ("litozona 1", BERSEZIO *et alii*, 1996) potente fino a 20 m, ma localmente assente, caratterizza la base della formazione, mentre un potente corpo ruditico ("*slump* del Caricatore", CANTALUPPI & CASSINIS, 1984), esteso con continuità dal Lago d'Iseo alla Val Trompia, si colloca poco sopra il tetto di tale litozona, dove essa è presente. Tale deposito caotico comprende grossi blocchi arrotondati (anche allo stato clastico) ed intere bancate attribuibili al membro superiore del Calcarea di Domaro, assieme a clasti di biocalcareni selciose della stessa formazione; si aggiungono clasti piccoli e medi di calcari di piattaforma, spesso completamente silicizzati, assimilabili per lo più alla Corna. La matrice contiene resti di crinoidi, echinidi, brachiopodi ed ooidi radiali.

I depositi gravitativi, che si inseriscono nella normale sedimentazione marnoso-calcarea del bacino, vanno gradualmente riducendosi di frequenza, spessore e granulometria salendo stratigraficamente nell'ambito della successione ("litozona 3", BERSEZIO *et alii*, 1996), tendendo localmente a scomparire con il passaggio alla sovrastante formazione dei calcari medoloidi. Nel settore orientale della Val Trompia i depositi caotici da *mass flow* preservano una frequenza verticale maggiore che nel resto del bacino.

Ad ovest del Lago d'Iseo, nel ridotto affioramento (20 m) ubicato presso Tavernola, la formazione di Villa Carcina appare costituita inizialmente da poche marne e marne calcaree grigie, e successivamente da calcareniti grossolane e calciruditi risedimentate a bioclasti (abbondanti gli echinodermi ed i crinoidi), intraclasti, litoclasti, ooliti, gradate alla base e laminate nella parte alta. Anche negli affioramenti del Colle del Gogo, dove la successione della formazione si presenta completa, l'intervallo prevalentemente marnoso inferiore di colore grigio, nocciola e rossiccio, e

con intercalazioni nodulari selcifere, ad ammonoidi non determinabili, belemniti, bivalvi pelagici ed alcune lenti di paraconglomerato intraformazionale, è seguito da calcareniti e calciruditi con liste e noduli di selce, gradate e laminate, in strati medi e spessi, passanti gradualmente a marne argillose grigio scure. In questi affioramenti bergamaschi si riscontra l'equivalenza con le litozone 1 e 3 di BERSEZIO *et alii* (1996).

Dati di laboratorio: i depositi calcitorbiditici caratteristici di questa unità inferiore del gruppo di Concesio evidenziano nella porzione gradata differenti microfacies di granulometria decrescente: brecciole in cui si riconoscono clasti e grani di piattaforma provenienti dalla Corna (alcuni dei quali silicizzati), clasti di una litofacies analoga all'Encrinite di Rezzato e al Corso Rosso di Botticino (SCHIROLLI, 2002a, c), clasti di Medolo e delle stesse calcareniti della formazione di Villa Carcina; abbondantissimi i resti di crinoidi, echinidi e brachiopodi, oltre ad ooidi radiali, lamellibranchi, ostracodi e foraminiferi, liberi in una matrice spongolitica; *packstone-grainstone* laminato a spicole di spugna, peloidi, lamellibranchi pelagici, resti di echinodermi e sporadici foraminiferi; *wackestone-mudstone* a fini spicole di spugna isorientate, rari piccoli ostracodi, resti di echinodermi e lamellibranchi pelagici, rappresenta la frazione fine degli eventi torbiditici. I calcari marnosi della successione emipelagica bacinale sono dati da *wackestone* a spicole di spugna, sporadici radiolari, lamellibranchi pelagici, rari ostracodi e resti di crinoidi.

Spessore dell'unità: nel Bresciano la formazione qui discussa varia all'incirca, da est a ovest, da 270 a 230 m. Nell'area bergamasca essa presenta uno spessore stimabile, in un'unica località (Colle del Giogo), in circa 200 metri.

Rapporti stratigrafici: inferiormente la formazione di Villa Carcina sta a contatto con il Calcare di Domaro.

Il limite tra la formazione di Villa Carcina e la formazione dei calcari medoloidi è graduale, identificato dalla variazione di facies dalle sottostanti calcareniti, calciruditi e marne risedimentate, a prevalenti calcilutiti e calcari marnosi selciferi in facies pelagica. Ad ovest del Sebino, il limite appare ben sottolineato da un intervallo silicizzato presente presso la sommità dell'unità inferiore.

Fossili: nella litozona basale marnosa della formazione di Villa Carcina affiorante nella cava del Caricatore a Gussago, immediatamente al di sopra del limite con il sottostante Calcare di Domaro, CANTALUPPI & CASSINIS (1984) ritrovano tra la fauna ad ammoniti *Dactylioceras mirabile* FUC., *Lioceratoides* "evoluti" e *Paltarpites* sp. della *Z. Tenuicostatum* (Sz. Mirabile), a cui seguono alcuni metri al di sopra *Harpoceras* sp. (*top Z.*

Tenuicostatum) ed *Hildaites* sp. (*Z. Serpentinus*). Nell'area bresciana è stata frequentemente segnalata la presenza di *Hildoceras bifrons* (BRUG.) in livelli posti al di sopra. Nella medesima unità si citano anche gli eventi di comparsa di alcuni nannofossili calcarei, quali *Lotharingius crucicentralis* (MEDD) (*Z. Tenuicostatum*, Sz. Mirabile), *Carinolithus cantaluppii* COBIANCHI (*Z. Tenuicostatum*), *Lotharingius velatus* e *Carinolithus superbus* (DEFLANDRE) in COBIANCHI, 1990. BERSEZIO *et alii* (1996) citano, anch'essi, numerose forme di nannofossili calcarei all'interno della formazione qui considerata. Essi rilevano dal basso verso l'alto gli eventi di scomparsa di *Biscutum grande*, di comparsa di *Lotharingius sigillatus* (STRADNER) e *Carinolithus superbus* (DEFLANDRE), di scomparsa di *Mitrolithus jansae* (WIEGAND) e di comparsa di *Discorhabdus criotus* BOWN e di *Carinolithus magharensis* (BOWN).

Generalmente i depositi torbiditici più grossolani e la matrice dei depositi caotici mostrano all'esame macroscopico grande abbondanza di resti di crinoidi, echinidi, brachiopodi ed ammoniti piritizzate rimaneggiate dai sottostanti livelli domeriani del Calcere di Domaro.

Attribuzione cronologica: l'età della formazione di Villa Carcina è stata ascritta in passato genericamente tra il top del Domeriano ed il Toarciano incluso (ad es. da BONI *et alii*, 1970; BIANCHI *et alii*, 1971; BONI & CASSINIS, 1973) sulla base della posizione stratigrafica e di scarsi fossili. Recenti dati biostratigrafici hanno tuttavia posto l'inizio di quest'unità nel Toarciano inferiore e ipotizzato la fine più o meno al limite con l'Aaleniano (BERSEZIO *et alii*, 1996; SCHIROLLI, 1997; COBIANCHI, com. pers.).

Ambiente deposizionale: con l'avvento del gruppo di Concesio, il Bacino Triumplino-Sebino è sottoposto ad una nuova ed intensa fase di attività tettonica, connessa al *rifting* continentale giurassico (Fig. 11). La formazione di Villa Carcina testimonia l'arrivo nel bacino di depositi calcitorbiditici grossolani, talora canalizzati, derivanti dallo smantellamento di una piattaforma presumibilmente in annegamento, i quali, spesso associati a potenti depositi da *mass flow* ("slump del Caricatore" ed altri corpi calciruditici), interrompono la normale sedimentazione calcareo-marnosa di natura emipelagica. I depositi calcitorbiditici divengono prevalentemente di natura pelagica salendo nella successione stratigrafica.

2.2.27.2. - Formazione dei Calcari Medoloidi (FME)

Sezione più rappresentativa del Foglio: analogamente alla sottostante formazione, l'area di Villa Carcina, nella bassa Val Trompia, può essere definita anch'essa come località tipo dell'unità qui considerata. Secondo SCHIROLLI (1997), la sezione più completa è quella che corre lungo la Valle

di Cailina, sulla destra orografica del Mella.

Estensione degli affioramenti: la formazione dei “calcarei medoloidi” affiora con continuità al tetto della sottostante formazione di Villa Carcina, seguendone pertanto la distribuzione geografica.

Caratteri litologici di terreno: ad oriente del Sebino la formazione dei calcarei medoloidi è caratterizzata da calcarei (calcilutiti) e calcarei marnosi grigi, bioturbati e con idrossidi di ferro diffusi, attraversati da sottili listarelle centimetriche di selce, in banchi e strati separati da pacchi di marna, che richiamano nell’insieme i caratteri del Medolo (“litozona 4”, BERSEZIO *et alii*, 1996). I calcarei con selce possono mostrare i caratteri dei depositi da correnti di torbida molto diluite, a prevalente componente pelagica. Con una frequenza variabile arealmente e verticalmente, nella successione possono alternarsi ancora gli strati calcarenitici gradati ed i corpi ruditici, descritti nella sottostante formazione di Villa Carcina. Alla sommità dell’unità considerata si riconosce una litozona (“litozona 5”, BERSEZIO *et alii*, 1996) caratterizzata da sottili strati di calcare marnoso siliceo, di colore variegato da verdognolo a rossastro, ricco in genere di lamellibranchi pelagici orientati.

Nell’area ad ovest del Sebino l’unità affiora in modo discontinuo ed incompleto verso l’alto, presentando meno di 50 metri di successione osservabile unicamente al nucleo della sinclinale di Colle del Giogo. Si tratta di alternanze di calcilutiti grigie, selciferi, debolmente marnosi, in strati piano-paralleli o parallelo-ondulati, da sottili a medi, alternati ad interstrati marnosi e marnoso argillosi ed a subordinati livelli gradati, da calcisiltite a calcilutite, con laminazioni piano-parallele alla base. In questi strati si riconoscono radiolari e rari bivalvi a guscio sottile. L’associazione di facies è prevalentemente pelagica, con subordinati strati risedimentati. Questo intervallo è stato attribuito da BERSEZIO *et alii* (1996) alla “litozona 4” del gruppo di Concesio.

Dati di laboratorio: l’unità in esame presenta una microfacies con *wackestone-mudstone* a spicole di spugna, radiolari, lamellibranchi pelagici, con rari foraminiferi, ostracodi e frammenti di echinodermi. Verso l’alto della formazione si rileva l’aumento relativo dei lamellibranchi pelagici, mentre verso il limite superiore con le Radiolariti del Selcifero Lombardo la microfacies è data dalla presenza di radiolari e lamellibranchi pelagici di dimensioni ridotte.

Spessore dell’unità: ad oriente del Sebino la formazione varia, in senso est-ovest, da 130 a 70 m; viceversa, ad occidente del lago, lo spessore dell’unità non è stimabile poiché manca il limite di tetto con le Radiolariti del Selcifero Lombardo.

Rapporti stratigrafici: l'unità poggia, secondo le modalità già espresse nella descrizione della formazione di Villa Carcina, su quest'unità inferiore del gruppo di Concesio. Superiormente l'unità in esame è delimitata dal Selcifero Lombardo. Nel Bresciano, la formazione dei calcari medoloidi è caratterizzata alla sommità da una litozona ben riconoscibile, con spessore variabile intorno ai 20 m, dove strati sottili di calcare marnoso siliceo, di colore variegato da verdognolo a rossastro, ricco in genere di lamellibranchi pelagici orientati, fanno da transizione alle Radiolariti del Selcifero Lombardo. Nel dettaglio il limite viene posto con il primo strato radiolaritico.

Fossili: da un livello posizionato all'incirca 25 m sopra al limite inferiore dell'unità, nella sezione di Cailina, provengono due ammoniti: *Tmetoceras* sp. e *Leioceras* sp. della Z. Opalinum (SCHIROLLI, 1997). Mentre i calcari dell'intera unità risultano ricchi di lamellibranchi pelagici tipo *Bositra*, paiono particolarmente ricchi di belemniti i livelli vicini al limite superiore della formazione. In Bergamasca, la base della formazione dei calcari medoloidi è indicizzata tra i nannofossili dalla comparsa di *Watznaueria britannica* (STRADNER) e dall'evento di scomparsa di *Lotharingius* sp. Segue verso l'alto *Watznaueria* sp. 3 e al tetto della formazione *Watznaueria barnesae* (BLACK) (BERSEZIO *et alii*, 1996).

Atribuzione cronologica: le associazioni a nannofossili calcarei, le rare ammoniti finora segnalate ed alcune belemniti (*Belemnopsis* sp.), unitamente alla copiosa presenza di lamellibranchi pelagici portano a riferire quest'unità al Dogger e più specificatamente al probabile intervallo Aaleniano–Bathoniano inferiore?.

Ambiente deposizionale: i depositi dell'unità, costituiti essenzialmente da prevalenti pelagiti, suggeriscono la graduale riduzione dell'attività tettonica nell'evoluzione sedimentaria del Bacino Triumplino-Sebino.

2.2.28. - Gruppo del "Selcifero Lombardo" (SM)

2.2.28.1. - Radiolariti del Selcifero Lombardo (RSL)

Sinonimi: seguendo i più recenti studi, le Radiolariti del Selcifero Lombardo appartengono al Gruppo del Selcifero (PASQUARÈ, 1965; SCIUNNACH 2007b) e ne caratterizzano la formazione inferiore. Questa unità è stata formalizzata da SCIUNNACH (2007c).

Sezione più rappresentativa del Foglio: rappresentativa e di facile accesso risulta la successione radiolaritica affiorante lungo la sezione del Rio Zoccone, presso Ponte Zanano.

Estensione degli affioramenti: le Radiolariti del Selcifero Lombardo affiorano in corrispondenza dei fianchi delle sinclinali di Concesio e

Polaveno. Sul fianco settentrionale di quest'ultima struttura sono ben esposte presso il santuario della Madonna del Giogo. Affiorano inoltre in una fascia a direzione ENE-WSW dalla Valle di Navezze fino al M. Cognolo, a nord di Provaglio d'Iseo. Le suddette Radiolariti sono ancora osservabili all'interno dell'abitato di Iseo. Nei limiti del Foglio Iseo la formazione non affiora ad ovest del Sebino.

Caratteri litologici di terreno: la formazione è costituita da selci policrome, fittamente stratificate, nelle quali PASQUARÈ (1965) riconosce alcune variazioni laterali di facies, a cui attribuisce il rango di membri.

Nell'area del Foglio le Radiolariti del Selcifero Lombardo costituiscono una successione di selci a stratificazione mediamente decimetrica, da piano-parallela ad ondulata, o talvolta pseudonodulare, di colore variabile da bruno-nerastro a verde, fino a rosso. Interstrati marnoso-argillosi separano le selci, con frequenza maggiore alla sommità della formazione, in prossimità del passaggio al soprastante Rosso ad Aptici. Le selci presentano una tipica fratturazione prismatica, capace di generare un detrito composto da piccoli prismi di selce.

Si può riconoscere una litozona inferiore in cui le selci stratificate possono assumere nei primi metri una tonalità inizialmente rossastra o bruno-nerastra, talora con interstrati marnoso-argillosi, prima di acquisire un colore verde anche intenso, con interstrati ridotti o assenti; oppure si presentano già inizialmente verdastre, tinta che mantengono sino al passaggio netto alla litozona superiore, generalmente di spessore inferiore. Qui le selci sono di colore rosso vivo, la stratificazione può divenire pseudonodulare, e può aversi un aumento degli interstrati argillitico-marnosi. Queste litozone non sono comunque rappresentabili alla scala della carta.

Dati di laboratorio la microfacies è data da *wackestone* a radiolari, accompagnati alla base della formazione da lamellibranchi pelagici a guscio sottile.

Spessore dell'unità: lo spessore è variabile dai 35 ai 65 m.

Rapporti stratigrafici: il passaggio al sottostante gruppo di Concesio è abbastanza netto, ma localmente può mostrare una certa gradualità. Gli strati sottili di calcare marnoso siliceo della litozona superiore della formazione dei calcari medoloidi, di colore variegato da verdognolo a rossastro, vengono dapprima arricchiti in selce e poi completamente sostituiti da sottili strati radiolaritici.

Il passaggio al soprastante Rosso ad Aptici avviene attraverso la graduale scomparsa degli strati di selce a favore di litotipi calcareo-marnosi silicei.

Fossili: solo radiolari e scarsi nannofossili calcarei sono contenuti nella

formazione.

Attribuzione cronologica: anche se in passato alcuni AA. (PASQUARÈ, 1965; BONI & CASSINIS, 1973; CASSINIS, 1978) hanno ipotizzato la presenza, almeno locale, di una lacuna nell'ambito del Dogger al passaggio tra i Gruppi di Concesio e del Selcifero Lombardo, i recenti dati biostratigrafici forniti dai radiolari collocano la formazione in questione tra il Bathoniano superiore ed il Kimmeridgiano (BAUMGARTNER, 1987), mentre lo studio dei nannofossili calcarei ha attribuito al Bathoniano inferiore la sommità della formazione dei calcari medoloidi (BERSEZIO *et alii*, 1996) e al limite Bajociano/Bathoniano l'inizio delle Radiolariti del Selcifero Lombardo, che continuerebbero sino al Kimmeridgiano inferiore incluso (COBIANCHI, com. pers.).

Ambiente deposizionale: la relativa uniformità delle Radiolariti sul territorio attesta che tali depositi drappeggiarono i fondali dell'intero Bacino Lombardo durante un periodo di calma tettonica, seguita alla conclusione della fase di *rifting*.

2.2.28.2. - Rosso ad Aptici (RAP)

Sinonimi: il Rosso ad Aptici appartiene al Gruppo del Selcifero Lombardo (PASQUARÈ, 1965) e ne costituisce la formazione superiore, che è stata recentemente formalizzata da SCIUNNACH (2007d).

Sezione più rappresentativa del Foglio: per la sua facile accessibilità può essere indicata la sezione di Rio Zoccone, presso Ponte Zanano.

Estensione degli affioramenti: il Rosso ad Aptici presenta distribuzione areale analoga a quella delle sottostanti Radiolariti del Selcifero Lombardo. Affioramenti di particolare estensione ricoprono l'area tra M. Cognolo e Gaina.

Caratteri litologici di terreno: successione di calcari marnosi, marne calcaree e marne, fortemente silicei, di predominante colore rosso o con variegature verdastre, in strati di spessore variabile da pluridecimetrico a subdecimetrico, con lenti e liste non abbondanti di selce rossa bruna o verde. Gli strati sono delimitati da superfici da piano-parallele ad ondulate e separati da giunti argilloso-marnosi, mentre i litotipi calcareo-marnosi possono localmente presentare facies di tipo nodulare.

Verso l'alto della formazione i calcari marnosi tendono ad assumere caratteristiche di transizione alla soprastante Maiolica.

Dati di laboratorio: la microfacies è data da *wackestone-mudstone* a radiolari, rari ostracodi, lamellibranchi pelagici e aptici.

Spessore dell'unità e sue variazioni: lo spessore può variare da 35 a 85 m.

Rapporti stratigrafici: entrambi i limiti risultano generalmente transizionali. Il passaggio tra Radiolariti del Selcifero Lombardo e Rosso ad Aptici avviene attraverso la graduale scomparsa degli strati di selce a favore della presenza di litotipi carbonatici, nei quali la selce persiste sotto forma di lenti e liste. Alla sommità della formazione, alle marne ed ai calcari marnosi di colore rosso si alternano con crescente frequenza strati medi di calcilutite compatta tipo Maiolica, decisamente più chiara, ma ancora con screziature rosate o verdastre e lenti di selce.

Fossili: tra i macrofossili si rinvengono all'interno del Rosso ad Aptici prevalentemente aptici e rare belemniti. Tra gli aptici la letteratura (PASQUARÈ, 1965; BONI *et alii*, 1970; BIANCHI *et alii*, 1971; BONI & CASSINIS, 1973) cita *Lamellaptychus lamellosus* (PARK.), *Lamellaptychus beyrichi* (OPP.), *Lamellaptychus rectecostatus* (PET.), *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH, *Punctaptychus cinctus* TRAUTH, *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ), riferiti al Malm.

A livello microscopico si rileva la presenza di *Saccocoma* sp., radiolari, ostracodi ed aptici. I nannofossili calcarei, abbondanti nei livelli carbonatici, appaiono significativi dal punto di vista biostratigrafico. Infatti sono stati identificati alcuni eventi quali, in ordine stratigrafico, l'estinzione di *Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWEILI e la comparsa di *Cornusphaera mexicana* TREIO.

Attribuzione cronologica: in base al contenuto in nannofossili calcarei, radiolari, *Saccocoma* sp. e aptici l'età del Rosso ad Aptici è ascrivibile al Kimmeridgiano superiore -Titoniano inferiore.

Ambiente deposizionale: la successione del Rosso ad Aptici appartiene a condizioni pelagiche.

2.2.29. - Maiolica (MAI)

Sinonimi: questa denominazione si trova già usata nella letteratura geologica dagli inizi del secolo XIX. L'unità è stata formalizzata da PETTI & FALORNI (2007).

Sezione più rappresentativa del Foglio: sono ritenute significative alcune sezioni stratigrafiche selezionate relative alla base della formazione: la sezione Rio Zoccone, situata a SW di Ponte Zanano, e la sezione di Gaina (Goiane), a nord di Ome.

Estensione degli affioramenti: la Maiolica costituisce l'ossatura della sinclinale di Polaveno nell'area compresa tra Iseo, il Monte Castellino, Noboli, Brione e Monticelli Brusati. In posizione più sudorientale, la Maiolica è presente nella zona di Barone, ad est di Ome e sul crinale a nord dell'ex convento dei Camaldoli. Costituisce poi il rilievo del Monte Scapia,

allo sbocco in pianura della Val Trompia, e il nucleo della sinclinale di Concesio.

Caratteri litologici di terreno: calcilutiti biancastre in patina e color nocciola in frattura, in ben definiti strati, talora a base ondulata e rinsaldati, di spessore da centimetrico a decimetrico, a frattura concoide. Sono molto frequenti i noduli di selce, prevalentemente bionda alla base e grigio-nera verso l'alto.

L'unità si presenta talora molto alterata, con tipici sedimenti rossi ben osservabili al Dosso del Sole e al Monte della Pugna.

La base della formazione è localmente caratterizzata da corpi lenticolari di brecce intraformazionali, osservabili in particolare nella valle di Gaina. In altre sezioni invece la base dell'unità è costituita da calcari marnosi rosati in strati centimetrici ("calcari variegati"), di transizione al sottostante Rosso ad Aptici.

Dati di laboratorio: in sezione sottile si osservano *mudstone* franchi, a calpionelle, radiolari, aptici, Lagenidi, calcisfere, rari ostracodi e spicole.

Spessore dell'unità: lo spessore non dovrebbe essere superiore a 200-250 m; spessori apparentemente superiori sembrano connessi ai fenomeni plicativi che deformano la successione.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è con il Gruppo del Selcifero Lombardo (Rosso ad Aptici); tale limite è in genere netto e talora in corrispondenza del limite sono osservabili i sovraccitati orizzonti di brecce. In alcune sezioni, al contrario, la transizione Rosso ad Aptici-Maiolica è graduale e si realizza attraverso calcari marnosi rosati ben stratificati, in continuità stratigrafica (noti come "calcari variegati").

Il limite superiore con la Marna di Bruntino ha carattere transizionale, dovuto al progressivo aumento delle intercalazioni marnoso-argillose.

Fossili: sono tipicamente presenti *Calpionella alpina* LORENZ e *Calpionella elliptica* CADISH, associate a ricche microfaune e microflore; a luoghi (Concesio, Collebeato), tra le macrofaune, è stata messa in evidenza anche la presenza di aptici appartenenti al Neocomiano.

La base dell'unità è riferibile alla Zona a *Cornusphaera mexicana* (THIERSTEIN, 1975; BRALOWER *et alii*, 1989); nel dettaglio le facies di transizione (calcari variegati) studiate in corrispondenza della sezione Rio Zoccone sono attribuibili alla Sottozona a *Hexapodorhabdus cuvillieri* (ROTH, 1983; BRALOWER *et alii*, 1989) del Titoniano inferiore e alla sottozona a *Polycostella beckmannii* (ROTH, 1983; BRALOWER *et alii*, 1989) del Titoniano superiore.

La sommità della Maiolica è invece riferibile alla Zona a *Chiastozygus litterarius* (THIERSTEIN, 1973) dell'Aptiano inferiore.

Attribuzione cronologica: sulla base dell'analisi biostratigrafica, l'età della Maiolica è essenzialmente riferita all'intervallo Titoniano superiore – Aptiano inferiore.

Ambiente deposizionale: l'omogeneità delle calcilutiti, del tutto simili alle facies analoghe diffuse in tutta l'area tetidea, testimonia condizioni bacinali.

2.2.30. - Marna di Bruntino (BRU)

Sinonimi: formazione introdotta da PASSERI (1968) e dallo stesso formalizzata nel 1969.

Sezione più rappresentativa del Foglio: in mancanza di successioni completamente esposte, la sezione più rappresentativa è osservabile in località Pianello, a sud di Polaveno.

Estensione degli affioramenti: la Marna di Bruntino è riconoscibile su entrambi i fianchi della sinclinale di Polaveno; in particolare è osservabile presso Furche, a Zoadello e a sud di Polaveno.

Caratteri litologici di terreno: marne di colore grigio, rossiccio o verdastro, ad elevata fissilità, e argilliti nere a stratificazione indistinta; talora si intercalano strati centimetrici di arenarie fini e siltiti gradate e straterelli calcarei.

Dati di laboratorio: l'analisi in sezione sottile permette di riconoscere una provenienza ibrida, con una chiara componente extrabacinale.

Spessore dell'unità: lo spessore, valutabile con difficoltà a causa dell'intensa deformazione, dovrebbe essere di almeno 50 m e comunque non superiore ai 100 m.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è con la Maiolica; sul fianco meridionale della sinclinale di Polaveno sono osservabili le alternanze di calcilutiti biancastre in strati centimetrici e decimetrici e di argilliti nere che conferiscono al passaggio Maiolica – Marna di Bruntino un carattere graduale.

Il limite superiore con il Sass de la Luna è graduale, denotato dalla comparsa dei primi orizzonti di torbiditi fini.

Fossili: le associazioni a foraminiferi planctonici includono forme significative dal punto di vista biostratigrafico, tra cui *Hedbergella trochoidea* (GANDOLFI). Lo studio dei nannofossili calcarei della sezione di Pianello permette di attribuire in ordine ascendente gran parte dell'unità alle Zone a *Axopodorhabdus albianus* (HILL, 1976 in ERBA, 1988), *Rhagodiscus achlyostaurion* ed alla base della Zona a *Eiffellithus turriseiffelii*.

Attribuzione cronologica: La Marna di Bruntino nell'area esaminata è riferita all'intervallo compreso tra l'Aptiano *p.p.* e l'Albiano medio-base dell'Albiano superiore.

Ambiente deposizionale: si tratta di sedimenti di bacino a sedimentazione terrigena, con fondali almeno in parte anossici.

2.2.31. - *Sass de la Luna (SDL)*

Sinonimi: la denominazione “Sass de la Luna” per questo tipo di roccia a causa della sua facile disgregazione agli agenti atmosferici, fu comunemente accettata nella letteratura dagli AA della seconda metà del secolo XIX. La formalizzazione dell’unità si deve a BERSEZIO (2007).

Sezione più rappresentativa del Foglio: la porzione inferiore di questa formazione è ben visibile in località Pianello, a sud di Polaveno.

Estensione degli affioramenti: l’unità affiora esclusivamente al nucleo della sinclinale di Polaveno, tra La Milanta e Polaveno.

Caratteri litologici di terreno: calcari marnosi grigio-cinerei, marne calcaree a frattura concoide, calcareniti fini e calcisiltiti in strati da decimetrici a centimetrici, in genere a base netta, frequentemente gradati e con laminazioni interne. Si osservano patine manganesifere discordanti rispetto alla stratificazione e talora brandelli pelitici (*clay chips*) di colore nerastro.

Dati di laboratorio: l’analisi in sezione sottile evidenzia come i fenomeni di risedimentazione siano avvenuti esclusivamente a spesa di sedimenti pelagici intrabacinali.

Spessore dell’unità: lo spessore è valutabile tra 100 e 150 m nella sinclinale di Polaveno, in corrispondenza della quale tuttavia non affiora il tetto dell’unità; nei settori adiacenti al Foglio Iseo viene indicato uno spessore variabile tra 200 e 400 m.

Rapporti stratigrafici: il Sass de la Luna giace in continuità stratigrafica sulla Marna di Bruntino, con il limite, transizionale, osservabile nella sezione di Pianello. L’unità rappresenta il termine più recente della successione stratigrafica mesozoica affiorante nel Foglio Iseo.

Fossili: l’analisi dei nannofossili calcarei della sezione di Pianello consente di riferire la parte inferiore dell’unità all’Albiano sup. (Zona a *Eiffellithus turriseiffelii*, Sottozona CC9a -b indistinte; THIERSTEIN, 1971 emendata da SISSINGH, 1977).

Attribuzione cronologica: nel Foglio Iseo, il tratto analizzato del Sass della Luna affiorante nei dintorni di Polaveno è riferibile all’Albiano superiore (CC9a e CC9b).

Ambiente deposizionale: l’unità è interpretata come costituita in prevalenza da torbiditi pelagiche.

3. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI NEOGENICO - QUATERNARI

I depositi continentali neogenico-quaternari sono stati rilevati ex-novo alla scala 1:10000; in particolare essi sono stati:

- caratterizzati dal punto di vista sedimentologico, stratigrafico, petrografico e dell'alterazione;
- gerarchizzati in Supersintemi/Sintemi, Gruppi/Formazioni e unità informali, a seconda dei caratteri dei sedimenti di volta in volta cartografati e delle problematiche affrontate;
- suddivisi sulla base dei bacini di appartenenza (**Unità distinte in base al bacino 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 (**Unità non distinte in base al bacino di appartenenza**).

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 ed 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 mostravano una sostanziale concordanza di significato e definizioni, sebbene fossero collocate in differenti bacini e non avessero 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 supersintema che racchiude i depositi legati allo LGM e suddivisi a loro volta in:

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

Il supersintema indistinto viene utilizzato per la cartografia dei depositi non riferibili con certezza ad un dato sintema (es. nel *sandur*

dell'asse vallivo principale possono trovarsi miscelati i depositi fluvioglaciali di tutti i sintemi).

Relativamente al ghiacciaio dell'Oglio, i rilevamenti in alta Val Camonica (Foglio Malonno) hanno messo in evidenza il contatto tra i ghiacciai dell'Adda e dell'Oglio nella zona Mortirolo – Aprica. I dati raccolti indicano che vi è stata alternanza di flusso nelle diverse fasi dello LGM, ossia alcune volte era il ghiacciaio dell'Adda che trasfluiva in Val Camonica, altre volte era il ghiacciaio dell'Oglio che trasfluiva in Valtellina (situazione quest'ultima più probabile durante la fase di massimo glaciale). Sulla base di queste osservazioni, è stata istituita un'unica unità comune al bacino camuno ed a quello abduano: il *Supersintema dei Laghi*.

Dato che i depositi glaciali del *Sintema di Cantù* (istituito inizialmente per l'asse vallivo del bacino Adda) e quelli del *Sintema di Iseo* (istituito per l'asse vallivo del bacino Oglio) risultano in continuità fisica nel settore Mortirolo - Aprica, i due sintemi sono posti in sinonimia; viene mantenuto il *Sintema di Cantù* in quanto è stato il primo ad essere istituito.

b) Depositi pre-LGM degli anfiteatri: negli anfiteatri, come nelle aree ad essi assimilabili, e nella porzione bassa delle valli a ridosso degli anfiteatri, a differenza di quanto avviene nelle valli, i depositi glacialigenici 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 ed erosivi e la conseguente frammentarietà dei depositi. Per semplificare e risolvere i problemi di cartografia di tali depositi, si è scelto di riunirli all'interno di un'unica unità: il *Supersintema della Colma del Piano*. Questo è stato cartografato come indistinto laddove non erano presenti elementi sufficienti per tipicizzare una particolare area. Per singoli lembi di depositi, sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica, nell'ambito del supersintema sono state istituite unità informali, a limiti inconformi o litostratigrafiche. Tali unità testimoniano alcune fasi degli eventi sedimentari avvenuti all'interno dell'arco temporale abbracciato dal supersintema, ma allo stato attuale delle conoscenze e delle metodiche di studio la mancanza di continuità geometrica fra questi corpi non ne consente la correlazione. Si sottolinea come tali unità non abbiano il valore di sintemi/subsintemi (legati quindi ad un singolo evento sedimentario

valido a livello bacinale) ma di unità con significato strettamente locale. Dato che il *supersintema della Colma del Piano* comprende i depositi 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, anche se, all'interno di un dato bacino, singoli depositi locali presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala locale.

Unità non distinte in base al bacino di appartenenza

Sotto questa dicitura sono stati raggruppati tutti i depositi legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane ecc...), la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio. 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 (vedi Fig.12):

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 ed abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene.

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

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

d) *supersintemi, gruppi e singole unità litostratigrafiche* definite per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM, al sintema del Po o al supersintema della Colma del Piano:

- *supersintema di Palazzago*: comprende principalmente depositi colluviali e di conoide alluvionale legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate, sia nei settori più meridionali delle Prealpi sia nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura, a partire dalle prime glaciazioni del Pliocene superiore sino allo LGM. Nel corso

delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilizzazione, e anche a grande distanza dai ghiacciai, della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario (fasi di resistasia). Si sono così originate generazioni di depositi colluviali non differenziabili, in quanto alimentati dalla stessa sorgente alteritica e privi di espressione morfologica propria. Infatti i depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato ad un singolo periodo di resistasia, essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilizzazione e successivamente 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 *s.l.* e depositi di conoide, non cementati e alterati dopo la sedimentazione, macereti e depositi di frana, tutti più vecchi dello LGM e localizzati all'interno delle valli.

- *gruppo di Valle dei Tetti e gruppo del Culmine*: comprendono depositi di versante cementati presenti diffusamente in tutta la catena alpina, e suddivisi inizialmente in unità informali o formali riunite in gruppi ciascuno esteso ad un singolo bacino. Dato che si tratta di unità di identico significato, si è deciso di semplificare la stratigrafia istituendo due gruppi ubiquitari, estesi ciascuno a tutti i bacini idrografici lombardi, e localmente suddivisi in unità informali o formali.

Il *gruppo di Valle dei Tetti* comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante sia a monte sia a valle (assente sul Foglio Iseo).

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).

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

L'utilizzo di questo approccio ha consentito sia una classificazione dei corpi geologici, sia la ricostruzione della cronologia (seppur relativa), dell'evoluzione e della paleogeografia dei depositi. Inoltre, relativamente ai depositi glaciali, tale impostazione ha reso possibile il superamento del modello alpino classico delle quattro glaciazioni introdotto da PENCK E

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, 1999).

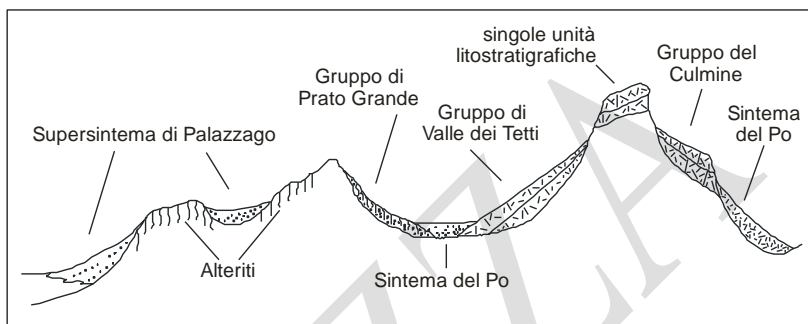


Fig.12 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura e in media valle.

Nella cartografia dei depositi continentali neogenico - quaternari sono state adottate sia *unità litostratigrafiche* sia *unità a limiti inconformi* (UBSU), come prescritto in SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992, e successive circolari integrative).

Le UBSU sono state usate tutte le volte che i corpi geologici presentavano superfici limite caratteristiche, riconoscibili e tracciabili, con caratteristiche interne insignificanti al fine della caratterizzazione dell'unità. Dato l'alto numero di superfici di erosione presenti nei depositi del Quaternario continentale, è necessario che la superficie limite del corpo corrisponda al limite di un ciclo sedimentario e abbia delle caratteristiche tali da distinguerla da tutte le altre. Per esempio la presenza di un suolo intero o troncato, ossia di un determinato tipo di alterazione, che sia però oggettivamente identificabile sul terreno (profondità del fronte di decarbonatazione, percentuale di clasti alterati a seconda della petrografia, colore della matrice, copertura di *loess*, contenuto in argilla della matrice, orizzonti calcici ...).

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

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

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

Quando non è stato possibile identificare superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici erano riconoscibili per le caratteristiche interne sono state usate unità litostratigrafiche. Per esempio in base alla cementazione, alla completa alterazione del corpo geologico o alla composizione petrografica dei clasti che compongono l'unità.

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

Indistinto/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa in sottunità rispetto al tempo o ai rapporti stratigrafici (es. supersintema non suddiviso in sintemi);

Indifferenziato/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa al suo interno sulla base delle facies in essa presenti.

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

Caratteri salienti dei depositi neogenico-quadernari del Foglio Iseo

La strutturazione dell'area si completa nel Miocene, giungendo a conclusione nel Tortoniano (esclusi sollevamenti successivi). I rilievi emersi nel corso delle porzioni terminali del Miocene e nel Pliocene (ampie anticlinali e sinclinali, con direzione dell'asse delle pieghe circa E - W) si vengono a trovare in condizioni climatiche di tipo tropicale. In tale contesto climatico si assiste allo sviluppo di fenomeni carsici, le cui evidenze relitte (es. doline, morfologie a coni e depressioni..) sono tutt'ora visibili in vari settori del Foglio (es. area tra Polaveno e Sulzano), ma anche di intensi processi di alterazione del substrato lapideo, testimoniati da lembi di paleosuoli conservati principalmente nelle aree non glacializzate (es. Val Trompia, margine pedemontano). Contemporaneamente all'emersione dei rilievi, all'interno di un contesto paleogeografico discordante rispetto a quello attuale, si forma il primo abbozzo di reticolo idrografico, certamente

controllato nel suo sviluppo dall'assetto strutturale della catena emergente e dalle discontinuità tettoniche e litologiche presenti nel substrato. Con il proseguire dell'emersione il reticolato progressivamente si approfondisce, strutturando i bacini idrografici principali. Di tutta questa evoluzione, di carattere prevalentemente erosivo, non restano che pochissime tracce relitte, conservate in alcune valli laterali (es. conglomerati presenti in prossimità della sella della valle di Marmentino). Con la strutturazione dei bacini principali l'evoluzione plio-quadernaria prosegue con modalità differenti da bacino a bacino. Il Foglio comprende due principali bacini: Triumplino (Val Trompia – Fiume Mella; paragrafo 3.1.) e bacino camuno (Val Camonica - Fiume Oglio; paragrafo 3.2.) le cui specifiche problematiche verranno esposte nei rispettivi paragrafi. Nel paragrafo 3.3. sono descritte le unità non suddivise sulla base del bacino di appartenenza.

La porzione orientale del Foglio comprende anche modeste porzioni del bacino del Fiume Chiese, con limitati tratti di assi vallivi appartenenti a suoi tributari minori. Benché il bacino del Chiese sia stato più volte glacializzato durante il Quaternario, le porzioni che ricadono nel Foglio non presentano alcuna evidenza né di morfologie né di depositi di origine glaciale. Tutti i depositi affioranti sono geneticamente legati ad ambiente di versante *s.l.*, di conoide e fluviale; la loro composizione petrografica è indicativa di una sola alimentazione locale. Il grado di conservazione delle forme e di alterazione dei sedimenti appare molto variabile; per potere essere correttamente interpretati devono comunque essere ricondotti all'evoluzione dell'intero bacino, processo che esula dagli scopi del presente Foglio. Tali unità racchiudono depositi sicuramente appartenenti a differenti eventi sedimentari ma la loro correlazione, allo stato attuale delle conoscenze, non è realizzabile. Alcune delle unità affioranti nell'attuale bacino del Chiese sono sicuramente pre quadernarie (es. conglomerato di Ombriano) e fanno riferimento ad un diverso assetto dello spartiacque fra Val Trompia e Valle del Chiese; per la loro descrizione si rimanda alla parte di note relativa alla Val Trompia. L'attuale posizione dello spartiacque fra le due valli è cambiata nel corso del Neogene; evidenze di queste variazioni, controllate dalla neotettonica e forse più in generale dalla strutturazione recente della catena, sono riscontrabili lungo le selle di Ombriano – Noffo e di Lumezzane – Cristo dei Morti e, meno chiaramente, anche fra Lodrino e Casto.

3.1. - BACINO TRIUMPLINO

Il dato più importante, per quanto riguarda l'evoluzione quadernaria dell'area, è rappresentato dall'assenza di ghiacciai vallivi e dal prevalere di

processi gravitativi (sia di versante che di trasporto in massa). Dal punto di vista del rilevamento, l'assenza dei ghiacciai ha privato di importanti elementi morfologici di correlazione, localmente certi. Ciò è aggravato dal fatto che le relazioni morfo-altimetriche tra unità quaternarie non sono omogenee lungo l'intera valle, ma variano per settori. Analogo problema presenta la petrografia dei depositi quaternari, le cui variazioni composizionali riflettono la distribuzione delle unità di substrato; la variazione più significativa avviene all'altezza di Aiale, a monte del quale prevale il substrato metamorfico. A ciò vanno aggiunte le difficoltà nel rinvenire sezioni significative, che permettano di definire una stratigrafia locale (spesso la descrizione delle sezioni è limitata al materiale affiorante su decorticamenti o altri dissesti superficiali; i profili d'alterazione sono raramente osservabili). Questi fattori limitanti da un lato hanno impedito correlazioni certe tra i settori di bassa e media/alta valle (soprattutto per quest'ultima), dall'altro hanno costretto a raggruppare i corpi quaternari in unità polifasiche (tutte le unità non litostratigrafiche istituite sono infatti riunite in supersintemi).

I depositi quaternari sono rappresentati da volumi di sedimenti relativamente modesti, rapportati ad aree di analoga collocazione e dimensioni, e distribuiti su grandi superfici. I caratteri della geologia quaternaria sono così riassumibili:

- assenza di ghiacciai vallivi. I ghiacciai, per quanto noto dalla letteratura ed emerso dal rilevamento, sono stati presenti solo come apparati di circo glaciale, di ridotte dimensioni e confinati nelle aree più elevate della testata della Val Trompia, da cui non sembrano essere discesi in modo significativo, neppure durante i periodi di espansione glaciale. Anche l'ipotesi di una transfluenza del ghiacciaio camuno dalle selle più basse dello spartiacque con la Val Camonica (in particolare dal passo al termine della valle di Polaveno) non ha trovato conferme;
- grande diffusione dei depositi legati a processi di versante *s.l.*, dominati da colluvi, che formano coperture vaste ma, usualmente, di ridotto spessore. Spessori più consistenti sono raggiunti in depositi clastici di versante, la cui distribuzione è fortemente controllata dalla litologia del substrato (associazione con Dolomia Principale e calcare di Esino). Contributi subordinati, ma localmente importanti (valle di Pezzoro), provengono da eventi franosi di crollo o da deformazioni gravitative profonde (collasso di versanti);
- presenza di ridotti apparati laterali, che formano conoidi a trasporto in massa e fluviale, diffusi lungo l'intero asse vallivo e nelle più importanti valli laterali. Solo nella bassa valle (a sud di Gardone) i conoidi

immagazzinano volumi significativi di sedimento, perché nei settori di media ed alta valle gli apparati morfologicamente più evidenti hanno nucleo in substrato (con l'eccezione del conoide di Rovendolo). Tutti questi conoidi sono terrazzati, con dislivelli sul fondovalle variabili nei differenti tratti di valle;

- presenza di depositi fluviali lungo l'intera valle. Tali depositi sono arealmente significativi solo a sud di Gardone e nella piana di Bovegno. Nel tratto vallivo mediano prevalgono l'erosione ed il trasporto, ed il Mella scorre su substrato, confinato;
- presenza diffusa di paleosuoli su substrato, in genere di ridotto spessore (mai superiori a 2 m).

Tracce dell'evoluzione pre-quadernaria sono conservate in alcune valli laterali (principalmente in valle di Marmentino), come corpi conglomeratici litificati legati ad un assetto paleogeografico discordante dall'attuale (conglomerato di Ombriano). L'assenza di erosione glaciale ha permesso la conservazione di resti di paleosuoli sviluppati sul substrato carbonatico e carbonatico-selcifero, testimonianza di un clima pre-glaciale con condizioni da tropicali a mediterranee. La rimozione, per gravità, della copertura alterica formatasi, indicata dall'accumulo di depositi a clasti esclusivamente residuali (supersistema di Dosso Baione), segna l'inizio della storia glaciale pleistocenica, che ha visto prevalere progradazioni complessivamente modeste degli apparati glaciali laterali ed aggradazione fluviale nei settori di sbocco vallivo, accompagnati da una diffusa attività di versante.

In Val Trompia sono state distinte le seguenti unità (vedi anche Tab. 1):

- 1) **CONGLOMERATO DI OMBRIANO (OMR)**
- 2) **CONGLOMERATO DI MARMENTINO (MEI)**
- 3) **SUPERSISTEMA DI DOSSO BAIONE (DB)**
- 4) **SUPERSISTEMA DEL TORRENTE. FAIDANA (LU)**
- 5) **CONGLOMERATO DI LODRINO (ODR)**
- 6) **SUPERSISTEMA DI SAREZZO (SZ)**
- 7) **SUPERSISTEMA DEL FIUME MELLA (VC)**

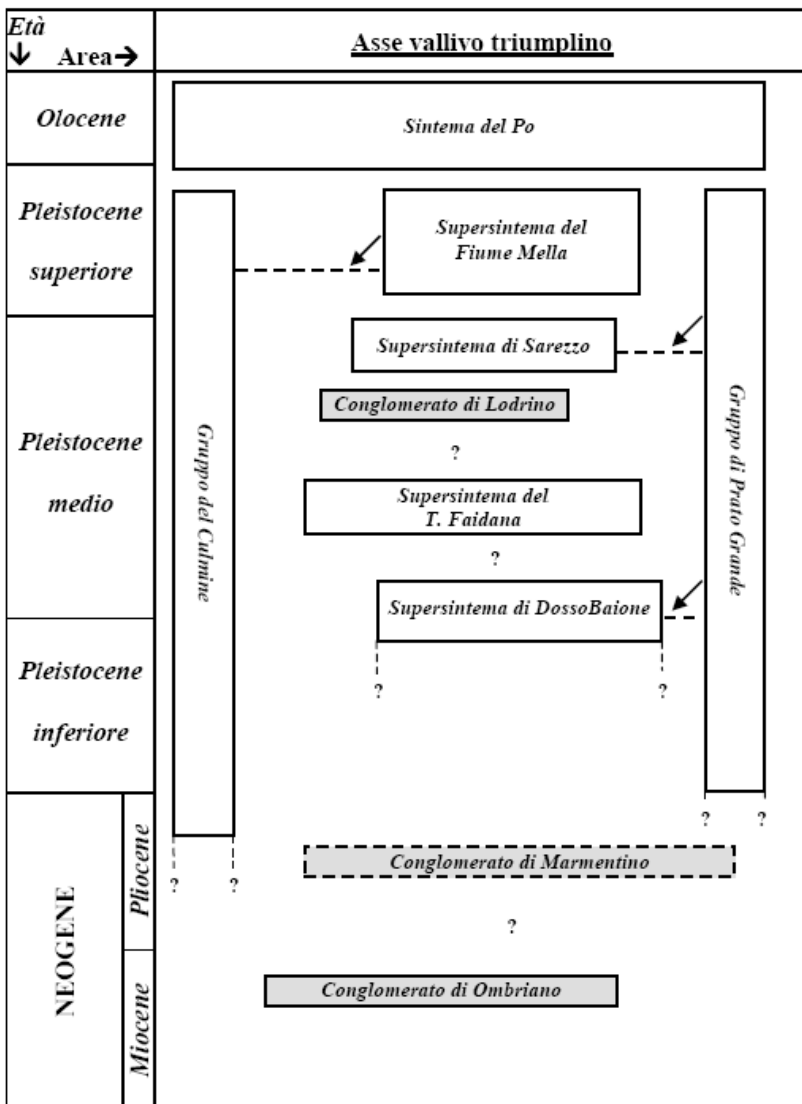
3.1.1. - *Conglomerato di Ombriano (OMR)*

Definizione: conglomerati a prevalente supporto di matrice, litificati; siltiti stratificate (depositi fluviali e di versante *s.l.* da trasporto in massa).

Morfologie relitte, scollegate dall'attuale fisiografia. Clasti derivanti dal substrato locale (Dolomia Principale, Calcarea di Angolo, calcarea di Prezzo, calcarea di Esino, arenaria di Val Sabbia).

Tab. 1: Schema rapporti stratigrafici principali fra le unità presenti in Val Trompia. (per il significato dei simboli vedi quanto descritto nella parte introduttiva del paragrafo 3.2.2.)

BOZZA



Sinonimi: unità litostratigrafica di nuova istituzione; negli studi precedenti essa è stata cartografata come formazione di San Giovanni Bianco (BIANCHI *et alii*, 1971; BONI *et alii*, 1970; BONI & CASSINIS, 1973), di cui veniva

ritenuta, informalmente, una facies atipica.

Area di affioramento e sezioni rappresentative: ha un'area di affioramento piuttosto limitata, compresa tra Ombriano, presso la testata della valle di Marmentino (Val Trompia) e la valle di Noffo (Val Sabbia). Le sezioni più significative sono osservabili ad Ombriano e Poggio del Termine.

Litologia: l'unità è costituita da:

- conglomerati biancastri di aspetto vacuolare, a prevalente supporto di matrice, in grossi banchi a stratificazione mal distinta; solo localmente (Poggio del Termine) compaiono conglomerati a supporto clastico. Matrice siltitica, carbonatica, di colore bruno giallastro (10 YR 5/4). Clasti in prevalenza centimetrici e millimetrici, da arrotondati/subarrotondati a subspigolosi. La composizione petrografica comprende dolomie (Dolomia Principale), calcari (Calcere di Angolo/Prezzo e calcare di Esino) e quantità variabili di peliti verdi e rosse (arenaria di Val Sabbia). È riconoscibile un *trend* petrografico, legato alla distribuzione delle formazioni del substrato roccioso, con aumento delle litologie carbonatiche verso est (Poggio del Termine). Il conglomerato è completamente litificato e la sua superficie sommitale mostra un evidente rimodellamento carsico; sono anche presenti fenomeni carsici ipogei (Büs de la Corna de Males);
- siltiti carbonatiche beige cementate, a stratificazione sottile (1-2 cm), localmente laminate. Nell'affioramento più significativo, presso il Büs de la Corna de Males, si osservano alternanze di livelli di trasporto in massa (massivi, con rari clasti millimetrici subarrotondati di peliti verdi) con livelli laminati. I sedimenti sono risultati sterili. I caratteri sedimentologici indicano in ambiente di fondovalle caratterizzato da processi fluviali a bassa energia nelle fasi iniziali della deposizione (siltiti stratificate di Büs de la Corna di Males, nelle parti basali dell'unità) e da trasporto in massa ad opera di flussi gravitativi in quelle successive (supporto di matrice prevalente nei conglomerati, con petrografia correlata alla distribuzione delle unità del substrato).

Spessore dell'unità e sue variazioni: lo spessore complessivo ricavato, data la giacitura suborizzontale, dal dislivello tra la quota massima e minima di affioramento, si aggira attorno ai 150 m.

Superficie limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è una superficie erosionale, localmente suturata da depositi colluviali, su cui non sono conservati suoli. Tuttavia, alcune evidenze (resti di strutture ad organi geologici, alterazione interna dei clasti) indicano che l'unità è stata fortemente pedogenizzata; l'evoluzione morfologica dell'area ha successivamente portato al parziale smantellamento dei conglomerati, con

totale rimozione dei suoli. Si tratta, pertanto, di una paleosuperficie sottoposta a più cicli pedogenetici di lunga durata, come testimoniato dalla litificazione e dalla carsificazione della superficie sommitale, e di modellamento del paesaggio, evidenziati dal carattere relitto delle forme. Inferiormente il conglomerato di Ombriano appoggia, con limite erosionale, sul substrato roccioso, rappresentato, in area trumplina, dalle arenarie di Val Sabbia e, limitatamente al settore di Poggio del Termine, dalle unità anisico-ladiniche (sovrascorse) e dalla Dolomia Principale. Quest'ultima evidenza, unitamente al riconoscimento di clasti di Dolomia Principale nei conglomerati, esclude in modo definitivo l'ipotesi che il conglomerato di Ombriano rappresenti una facies atipica della formazione di San Giovanni Bianco, con la quale esso è stato fino ad ora identificato. Le relazioni stratigrafiche indicano anche che la deposizione del conglomerato di Ombriano è posteriore alla messa in posto del sovrascorrimento delle unità anisico-ladiniche. Le relazioni con il conglomerato di Marmentino devono essere dedotte su base morfo-altimetrica, perché non si osservano mai contatti diretti tra le unità: nell'area di migliore esposizione (dorsale Ombriano-Forelli) le due formazioni sono separate da una fascia di substrato affiorante. Tali relazioni portano a ritenere il conglomerato di Ombriano più antico del conglomerato di Marmentino, oltre che geometricamente superiore.

Morfologia e paleogeografia: l'unità forma dei piastroni sommitali relitti, il cui limite inferiore decorre, in direzione WNW-ESE, da una quota di 950 m presso Poggio del Termine (dove il conglomerato annega un dosso in Dolomia Principale) ad una quota di 800 m circa (Villa di Lodrino) e si stabilizza attorno a tale altitudine, al di sotto della quale si osservano variazioni petrografiche più significative. Essa sembra fossilizzare una morfologia irregolare ma, complessivamente, con dislivelli limitati e grossolanamente suborizzontale. Può essere quindi ritenuta almeno coeva alle fasi iniziali di strutturazione del reticolo idrografico attuale, a differenza del conglomerato di Marmentino, chiaramente posteriore ad esse (colma una paleovalle coincidente con il reticolo attuale). Il conglomerato di Ombriano individua una paleovalle poco approfondita, parzialmente scollegata dal reticolo idrografico attuale, decorrente all'incirca in direzione E-W, che drenava le acque verso il solco della (paleo) Val Sabbia (immersioni dei conglomerati verso i quadranti orientali).

Età: l'età del conglomerato di Ombriano può essere stabilita sulle seguenti basi:

- la morfologia individuata dal limite inferiore suggerisce una deposizione in un contesto paleogeografico differente dall'attuale e precedente alla fase finale di approfondimento messiniano;
- il conglomerato è successivo all'evento deformativo che ha portato al sovrascorrimento delle unità anisico-ladiniche nell'area in esame; tale evento, in questo settore sudalpino, viene ritenuto di età Nealpina media (Serravalliano-Tortoniano) (CASTELLARIN *et alii*, 1992).

Il conglomerato di Ombriano è, pertanto, attribuito al tardo Miocene pre-messiniano.

3.1.2. - Conglomerato di Marmentino (MEI)

Definizione: conglomerati vacuolari litificati, *diamicton* e siltiti (depositi di versante *s.l.* da trasporto in massa e depositi fluviali). Morfologie relitte, collegate all'attuale assetto fisiografico. Clasti derivanti dal substrato locale (prevalentemente arenaria di Val Sabbia).

Sinonimi: unità litostratigrafica di nuova istituzione; analogamente al conglomerato di Ombriano, litologicamente affine, è stata in passato considerata come facies atipica della formazione di San Giovanni Bianco (BIANCHI *et alii*, 1971; BONI *et alii*, 1970; BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: depositi attribuiti alla formazione sono presenti nelle valli laterali della media e alta Val Trompia. Sono ampiamente diffusi in valle di Marmentino, dove ricoprono il substrato sia in corrispondenza della testata che dei versanti destro e sinistro; in valle di Irma sono limitati quasi esclusivamente al versante sinistro; affioramenti discontinui di conglomerati simili sono stati inoltre cartografati in valle di Lodrino.

Litologia: il conglomerato di Marmentino è costituito da:

- conglomerati vacuolari (*diamictiti*) a prevalente supporto di matrice siltitica, carbonatica, di colore beige, a stratificazione indistinta. Da ben cementati a litificati. La petrografia dei clasti è dominata da peliti/siltiti, da verdi a rosse (arenaria di Val Sabbia); seguono, in ordine decrescente, conglomerati a matrice carbonatica, calcari e dolomie;
- *diamicton* a supporto variabile, localmente clastico, sistematicamente caratterizzati dalla prevalenza di clasti millimetrici, arrotondati/subarrotondati, di composizione pelitica (arenaria di Val Sabbia). Sono distribuiti, in particolare, sul versante sinistro della valle di Marmentino e in valle di Irma; il corpo più significativo, di spessore apparentemente pluridecamentrico, sembra strutturare la maggior parte del terrazzo di Forelli (Valle di Irma). Sono interpretati come porzioni non litificate dello stesso litosoma da cui si sono originati i

conglomerati;

- siltiti carbonatiche beige, a stratificazione da sottile a media, talvolta laminate, moderatamente cementate. Costituiscono in prevalenza corpi di spessore ridotto (da decimetrico a metrico; eccezionalmente possono raggiungere 5 m), a limite mal definito, inglobati nei *diamicton* o intercalate con essi.

All'unità sono stati attribuiti anche corpi conglomeratici presenti in valle di Lodrino, che si differenziano da altri conglomerati qui affioranti (conglomerato di Lodrino) per una completa litificazione e, tessituralmente, per una quantità di matrice sensibilmente maggiore.

La diffusione di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con petrografia relativamente omogenea, indicano nel trasporto in massa, ad opera di flussi gravitativi (*debris-flow* e simili), il principale meccanismo deposizionale. Le siltiti formano corpi molto discontinui, che rappresentano il prodotto di una sedimentazione fluviale a bassa energia, legata a situazioni di rallentamento o sbarramento locale dei corsi d'acqua, anche ad opera dei flussi gravitativi stessi.

Spessore dell'unità e sue variazioni: poiché la formazione si rinviene a partire dalla piana di fondovalle di Breda-Melle (quota di 620 m) fino alla testata della valle di Marmentino (quota 850 m circa), il suo spessore, considerando l'assetto geometrico complessivo, è stimabile in circa 230 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore della formazione può coincidere con la superficie topografica o essere suturato da depositi colluviali o brecce di versante dolomitiche (gruppo di Prato Grande), che in corrispondenza del terrazzo di Forelli (valle di Irma) e nelle parti più interne dei ripiani di Villa di Marmentino raggiungono spessori significativi. In valle di Lodrino essa è ricoperta (Rio Re) e terrazzata (Val Bogess) dal conglomerato di Lodrino. Analogamente al conglomerato di Ombriano, non si osservano suoli ma altre evidenze, relative allo sviluppo di strutture ad organi geologici e alle modalità di alterazione dei clasti (dall'interno verso l'esterno), sono indicative di un forte sviluppo della pedogenesi su porzioni di conglomerato smantellate dalle successive fasi erosive. Inferiormente la formazione si appoggia, in tutti i casi osservati, al substrato, rappresentato dall'arenaria di Val Sabbia, seguendone l'andamento e permettendone localmente l'affioramento. Questa situazione è particolarmente evidente lungo la dorsale Ombriano-Maretti, dove l'unità si struttura in piastroni che "drappeggiano" il substrato, indicando un'origine posteriore al principale modellamento della valle. Ciò consente, anche in questo caso, di escludere che l'unità possa rappresentare una facies della formazione di San Giovanni Bianco. Come già esposto, il conglomerato di Marmentino è posteriore al

conglomerato di Ombriano.

Morfologia e paleogeografia: l'unità è prevalentemente associata a sistemi terrazzati, di carattere relitto, con superfici sommitali carsificate. I sistemi principali sono localizzati in valle di Marmentino (ripiani inferiori di Villa e di Ombriano, testata valliva al di sotto di quota 850 m) ed in valle di Irma (ripiano di Forelli). In valle di Lodrino forma corpi discontinui, privi di morfologia propria o associati a superfici secondarie. I depositi del conglomerato di Marmentino colmano un sistema di paleovalli il cui andamento coincide, sostanzialmente, con quello attuale. Flussi gravitativi e trasporto fluviale hanno accumulato spessori ettometrici (in valle di Marmentino) di sedimenti; i notevoli (per l'ambito geografico) volumi di sedimenti coinvolti indicano l'importanza della fase erosiva, in cui sono state mobilizzate estese coperture dai versanti. Non è, pertanto, da escludere che il conglomerato di Marmentino registri una delle prime fasi di deterioramento climatico plio-quadernario. Il nuovo contesto periglaciale avrebbe permesso la rimozione della copertura di versante ed il progressivo colmamento del sistema idrografico venutosi a definire con il Messiniano.

Età: le relazioni analizzate consentono di stabilire che il conglomerato di Marmentino è successivo alla formazione del reticolo idrografico e al conglomerato di Ombriano, assegnati al tardo Miocene, che costituisce, pertanto, il limite cronologico inferiore. Il limite superiore è di definizione più incerta. In generale, i caratteri dell'unità (litificazione delle porzioni conglomeratiche, carsificazione delle superfici sommitali, modalità di alterazione dei clasti) differiscono sensibilmente da quelli dei depositi quadernari, mentre risultano assimilabili a quelli del conglomerato di Ombriano. Ciò porta ad attribuire, tentativamente, l'unità ad un ciclo deposizionale neogenico, post messiniano.

3.1.3. - *Supersistema di Dosso Baione (DB)*

Definizione: limi massivi con clasti spigolosi/subspigolosi diffusi; ghiaie a supporto clastico; depositi di conoide e di versante *s.l.* Superficie limite superiore polifasica, morfologie terrazzate; spessore del profilo di alterazione plurimetrico; colore della matrice variabile da 5 a 7,5 YR. Petrografia a clasti esclusivamente residuali (selce).

Sinonimi: unità di nuova istituzione, i cui depositi sono stati cartografati come “*eluvium, colluvium, falde e coni di detrito e di deiezione inattivi*” (BONI & CASSINIS, 1973) e come “*falde di detrito antiche; coni di deiezione dei bassi versanti*” (BIANCHI *et alii*, 1971; BONI *et alii*, 1970)

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora diffusamente nella valle del F. Mella tra Concesio e Gardone, ma raggiunge la sua maggiore

estensione in valle di Polaveno.

Litologia: si identificano due differenti tipologie di depositi:

- depositi a supporto di matrice, costituiti da limi argillosi (con percentuali di argilla fino al 30-40%), massivi, non carbonatici, di colore variabile tra 7,5 YR (prevalente) e 5 YR; clasti spigolosi e subspigolosi, da rari a comuni;
- depositi a supporto clastico, costituiti da ghiaie a matrice limosa o limoso argillosa, di colore prevalente 7,5 YR, con clasti spigolosi e subspigolosi, centimetrici (prevalenti) e decimetrici.

A livello petrografico tutti i depositi si caratterizzano per la totale assenza di clasti carbonatici e la sistematica presenza di clasti residuali (selce), a cui possono associarsi quantità accessorie di rocce sedimentarie terrigene (siltiti, arenarie fini e marne) delle successioni mesozoiche, alterate in saprolite. Le litologie a supporto di matrice sono interpretate come depositi di conoide a dominio di trasporto in massa e come depositi di versante *s.l.* (principalmente colluviali), in funzione del contesto morfologico. I primi sono associati agli apparati laterali distribuiti tra Concesio e Gardone e nella bassa valle di Polaveno, mentre i secondi sono associati a modesti terrazzamenti relitti addossati ai versanti. I depositi clastici rappresentano episodi di sedimentazione fluviale in ambiente di conoide, intercalati ai prevalenti flussi gravitativi; la loro bassa maturità tessiturale è da imputare alla brevità del trasporto. Localmente possono essere organizzati in lenti o piccoli corpi canalizzati, intercalati a depositi a supporto di matrice (lobi clastici di flussi gravitativi).

Spessore dell'unità e sue variazioni: gli spessori massimi osservati sono di circa 3-4 m; si possono ipotizzare spessori complessivi di ordine pluridecimetico.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: in corrispondenza della superficie limite superiore, i depositi si caratterizzano per: spinta decarbonatazione e sviluppo di orizzonti argillici; presenza discontinua di glosse; comuni e localmente abbondanti patine e noduli di FeMn, che possono dare origine a *duripan*, soprattutto nelle parti basali dell'unità; scarsi orizzonti a *fragipan s.s.* (Cortivazzo, San Giovanni). Alcuni caratteri sono ereditati, del tutto (composizione petrografica residuale e rubefazione della matrice) o in parte (contenuto argilloso). Questi processi e figure pedologiche si originano da processi pedogenetici di lunga durata. Essi sono espressi in forma più o meno accentuata nei diversi depositi dell'unità, indicando la presenza di corpi di età differenti. Appartengono sicuramente a cicli sedimentari più antichi i depositi dell'apparato di Cortivazzo, di Concesio (Casello Pieve) e parte di quelli dell'alta valle di Polaveno (San Giovanni). Il limite superiore

dell'unità è una superficie erosionale polifasica, coincidente con la superficie topografica oppure ricoperta dal supersintema di Sarezzo o, in prossimità dei versanti, da colluvi del gruppo di Prato Grande. Il limite inferiore, erosionale, è costituito, in tutti i casi osservati, dal substrato.

Morfologia e paleogeografia: l'unità struttura la parte prossimale, morfologicamente più elevata, dei conoidi presenti lungo il fondovalle principale; si tratta di conoidi polifasici, ad elevata articolazione interna, con numerosi ordini di terrazzi. Nelle valli laterali i depositi si associano ad apparati terrazzati più semplici. Le loro superfici modali, quando individuabili, hanno dislivelli rispetto agli alvei attuali dei corsi d'acqua nell'ordine dei 30 - 50 m. La natura esclusivamente residuale dei clasti, unitamente agli elevati tenori in argilla ed alla forte rubefazione della matrice, indicano che questi sedimenti derivano da coperture alteritiche, sviluppatasi a spese delle unità calcareo-selciferi del substrato. Il supersintema, pertanto, registra la prima significativa fase di attività geomorfica dopo un lungo periodo di stabilità in condizioni pedoclimatiche di tipo (almeno) mediterraneo, necessarie all'alterazione del substrato, testimoniata anche dalla diffusione di resti di paleosuoli su roccia (vedi al paragrafo 3.3.1 - *Alteriti*). Si ritiene, pertanto, che questa fase erosiva, responsabile dello smantellamento di una spessa coltre di suoli, coincida con l'instaurarsi delle glaciazioni pleistoceniche.

Età: i caratteri pedologici e le relazioni stratigrafiche dell'unità, consentono di stabilire come età minima il Pleistocene medio; non è da escludere la presenza del Pleistocene inferiore.

3.1.4. - *Supersintema del Torrente Faidana (LU)*

Nella valle di Lumezzane, a causa dell'intensa antropizzazione, sono state osservate poche sezioni, spesso prive di elementi di correlazione e non agganciabili in modo sufficientemente sicuro alle forme del territorio, a causa della sua elevata articolazione morfologica. L'incertezza delle correlazioni ha portato ad istituire un supersintema, che raggruppa corpi geologici sulla base di alcuni criteri minimi quali caratteri pedologici e generale congruenza geometrico-altimetrica. Nel supersintema sono, pertanto, compresi depositi di origine eolica e fluviale, fortemente pedogenizzati, sicuramente appartenenti a più cicli deposizionali. Un'attenta analisi della forme permette di individuare, per quanto in maniera incerta, più sistemi morfologici, internamente articolati, di cui è possibile definire quote medie e, in alcuni casi, basali. I sistemi identificati sono i seguenti:

- Pieve-Fontana q. media 490-500 m
- Faidana q. media 460-480

- Piatucco-Gazzolo q. media 450-460 m piede 420-430 m
- Villaggio Gnutti q. media 430-435 m
- Regne-Palone q. media 400-415 m

Incrociando questi dati con quelli derivanti dalle osservazioni di sezioni si è tentativamente suddiviso il supersintema in una porzione indifferenziata e in unità informali più omogenee (non rappresentate in carta). Il supersintema indistinto è stato utilizzato per i sistemi morfologici più elevati (Pieve-Fontana, Faidana), che si ritengono strutturati, in base ad alcune osservazioni effettuate, su depositi eolico/colluviali pedogenizzati:

- il settore di Pieve è articolato in una serie di evidenti terrazzi associati allo sbocco della valle dei Fiori. Gli unici dati disponibili derivano da osservazioni eseguite su decorticamenti: esse indicano la presenza di limi argillosi rubefatti, a rari clasti residuali, addensati.
- nel settore basso della frazione Fontana mancano completamente dati di terreno, ma la continuità morfologica con il contiguo sistema di Pieve ha indotto ad attribuire anche quest'area al supersintema indistinto.
- a Faidana, sul versante sinistro della valle, in un'area ormai quasi completamente industrializzata, le osservazioni superficiali indicano la presenza di sedimenti limoso-argillosi rubefatti; altimetricamente questo sistema appare correlabile con quello di Piatucco-Gazzolo. Data la labilità delle correlazioni si è tuttavia preferito assegnare anche i depositi di quest'area al supersintema indistinto.

Localmente il supersintema è stato suddiviso in unità informali, non rappresentate in cartografia. Brevemente esse presentano le seguenti caratteristiche:

- a) *Unità di Piatucco*: è costituita da depositi eolici/colluviali (comunque rifluiti), pedogenizzati, di spessore plurimetrico; il colore della matrice è variabile da 5 a 7,5 YR. . I suoi depositi sono pedogenizzati per l'intero spessore affiorante. Essi si caratterizzano, dal punto di vista pedologico, per la forte argilluviazione e la presenza di orizzonti a *fragipan* (Btx). L'unità struttura il sistema morfologico compreso tra le frazioni Gazzolo e Piatucco, che si estende tra q. 420 - 460 m ed al cui interno sono distinguibili più ordini di terrazzi.
- b) *Unità di Premiano*: depositi fluviali (alternanze di depositi grossolani e fini) fortemente pedogenizzati; il colore della matrice è compreso tra 7,5 e 10 YR. Le ghiaie sono completamente alterate in tutte le frazioni granulometriche. I depositi fini sono costituiti da limi argillosi (con argilla fino al 30-35%), massivi, decarbonatati e rubefatti (fino a 7 YR); si caratterizzano per lo sviluppo di *fragipan* (forte indurimento; marcata aggregazione prismatica grossolana) e le abbondanti patine di argilla e

FeMn. L'unità è associata a un piccolo sistema terrazzato, le cui aree più estese sono comprese tra quota 530 e 560 m circa, incuneato tra due versanti all'estremità orientale dei pianalti di Lumezzane, in una ristretta area tra le località Premiano, Montagnone Sonico e San Apollonio.

Il supersistema del Torrente Faidana presenta caratteri pedologici tali da consentirne, complessivamente, l'attribuzione al Pleistocene medio.

3.1.5. - *Conglomerato di Lodrino (ODR)*

Definizione: breccie a prevalente supporto clastico; grossolana stratificazione suborizzontale (depositi fluviali). Superficie limite superiore erosiva, polifasica, caratterizzata da morfologie terrazzate. Clasti derivanti dal substrato locale (Dolomia Principale).

Sinonimi: unità litostratigrafica di nuova istituzione, mai definita in precedenza. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era genericamente cartografata come "detrito sciolto e cementato" (BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: gli affioramenti attribuiti all'unità di Lodrino sono limitati alla valle di Lodrino. Le sezioni più rappresentative sono situate lungo il corso del torrente Biogno, tra quota 530 m e 570 m.

Litologia: breccie ben cementate, a supporto clastico prevalente, con matrice siltitica, di colore bruno giallastro, carbonatica. I clasti, da spigolosi a subspigolosi, hanno dimensioni centimetriche (prevalenti) e decimetriche. La struttura più diffusa è rappresentata da una grossolana stratificazione di spessore metrico, a giacitura suborizzontale o a bassissimo angolo, con immersione generale verso ovest, in direzione dello sbocco vallivo; sono frequenti livelli "lavati" con matrice in quantità ridotta o assente. La petrografia riflette la litologia del substrato del bacino di alimentazione locale: dominano le rocce carbonatiche (in particolare la dolomia), a cui si associano basse percentuali di siltiti rosse e peliti verdi (arenaria di Val Sabbia).

Spessore dell'unità e sue variazioni: lo spessore dell'unità è valutabile solo nelle porzioni distali, dove raggiunge un massimo di circa 30 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è una superficie erosionale polifasica, suturata da spessori metrici di depositi colluviali (non rappresentati in carta) o fluviali, ad eccezione dei pianori inferiori (tra q. 550 e 590 m), dove le breccie sono affioranti o subaffioranti al di sotto di una copertura pellicolare di depositi colluviali. Il limite inferiore è costituito da una superficie erosionale che taglia il substrato. Solo in corrispondenza della terminazione orientale del terrazzo più elevato (q. 680 m circa) essa

potrebbe giacere in appoggio sulle alteriti; la relazione è tuttavia desunta su base puramente geometrica, senza riscontri di terreno. Localmente la formazione annega o è incassata all'interno di corpi conglomeratici litificati, attribuiti per grado di cementazione e meccanismi deposizionali al conglomerato di Marmentino.

Morfologia e paleogeografia: struttura interamente i pianori terrazzati della porzione bassa e media dell'enclave di Lodrino, compresi tra quota 500 e 670 m. L'unità rappresenta una fase di marcata aggradazione in ambito vallivo prealpino, che vede l'accumulo di significativi volumi di breccie (spessori plurimetrici, lunghezza di oltre 1 km e larghezza media di 250-300 m). I caratteri sedimentologici, l'immatunità tessiturale e le giaciture dei corpi indicano una breve rielaborazione fluviale di materiale clastico di origine locale, accumulatosi lungo il fondovalle per gravità, in probabile risposta ad una fase di deterioramento climatico, che ha privato i versanti di copertura vegetale e favorito i processi clastici, con abbondante produzione di detrito.

Età: le relazioni con la morfologia indicano un'origine successiva all'approfondimento dell'attuale reticolo idrografico (la formazione riempie la valle), che può essere fatta risalire al tardo Terziario e, in particolare al messiniano (BINI *et alii*, 1994; FELBER & BINI, 1997). Le relazioni stratigrafiche indicano un'età successiva a quella del ciclo deposizionale più antico (ipotizzato come neogenico) che ha colmato la valle, rappresentato dal conglomerato di Marmentino. Inoltre, è ormai accertato, da studi di stratigrafia isotopica ad alta risoluzione (SHACKLETON & HALL, 1984) di faune bentoniche (CITA & RYAN, 1983) e palinologici (SUC & ZAGWIJN, 1985), che le condizioni (peri)glaciali che hanno favorito la deposizione dell'unità si sono instaurate, in età pleistocenica, a partire da circa 800.000-900.000 anni. Si attribuisce, pertanto, il conglomerato di Lodrino al Pleistocene medio.

3.1.6. - *Supersintema di Sarezzo (SZ)*

Definizione: depositi di conoide: *diamicton* a supporto di matrice e ghiaie; depositi fluviali clastici alterati, di provenienza locale; depositi chimici (travertini). Presenza di una sistematica copertura loessico/colluviale. Petrografia a clasti carbonatici prevalenti. Morfologie terrazzate.

Sinonimi: unità di nuova istituzione, in precedenza non distinta o cartografata "eluvium, colluvium, falde e coni di detrito e deiezione inattivi della fascia prealpina esterna" (BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: l'unità affiora principalmente lungo la valle del fiume Mella, tra Concesio e Lavone. Nella

valli laterali è ben rappresentata nella bassa valle di Polaveno e in area Lumezzane, tra le frazioni di Gazzolo, Valle e Dosso.

Litologia: depositi di conoide a supporto di matrice limoso argillosa, moderatamente rubefatti (fino a 8 YR), a stratificazione metrica; strutture sedimentarie comunemente assenti. Parte dei loro caratteri (contenuto in argilla e rubefazione) possono essere ereditati dalla rimozione di suoli sui versanti. Questi *diamicton* massivi (San Martino) rappresentano episodi di sedimentazione in massa; ad essi possono associarsi sottili livelli clastici, sempre legati a flussi gravitativi. In altri conoidi possono prevalere depositi fluviali, costituiti da ghiaie a supporto clastico, con matrice a tessitura limosa o limoso sabbiosa, decarbonatata, di colore 10 YR prevalente; clasti centimetrici e decimetrici da spigolosi a subarrotondati. Tutti questi sedimenti sono caratterizzati dalla presenza di clasti carbonatici, a cui si associano rocce sedimentarie terrigene delle successioni giurassiche e triassiche.

Depositi fluviali (valle di Lumezzane): sono costituiti da ghiaie pedogenizzate a supporto clastico, con matrice a tessitura limosa con sabbia, rubefatta (5YR); clasti subspigolosi centimetrici (prevalenti) e decimetrici, di dolomia, proveniente dal substrato locale, completamente alterati nella frazione granulometrica fino ad 1 cm circa; nelle frazioni maggiori l'alterazione si manifesta con *cortex* di spessore variabile; la pedogenesi interessa l'intero spessore delle ghiaie. Alla sommità è presente una duplice copertura loessico/colluviale, costituita da limi argillosi e limi con argilla, massivi, privi di clasti, in cui sembrano riconoscibili due distinti episodi deposizionali: 1) limi superiori, moderatamente rubefatti (7,5 YR), a debole aggregazione e soffici, il cui spessore tende ad approfondirsi verso valle. 2) limi inferiori, molto rubefatti (4 YR) e screziati, maggiormente strutturati, con patine argillose e di FeMn evidenti. Entrambi presentano un orizzonte Bt (argillico), più evidente e sviluppato nei limi inferiori. Depositi chimici (valle di Lumezzane): travertini sub fitoermali.

Spessore dell'unità e sue variazioni: gli spessori massimi osservati sono di circa 4-5 m; si possono ipotizzare spessori complessivi nell'ordine dei decimetri. In area Lumezzane si osservano valori analoghi, sia per le ghiaie (3 m circa) sia per la copertura loessica (fino a 4 m).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: nelle aree di conoide si ritiene, in base ad osservazioni sparse (mancano profili d'alterazione significativi), che la superficie limite superiore sia caratterizzata dallo sviluppo di orizzonti argillici, con decarbonatazione totale delle frazioni granulometriche fino ad un massimo di due centimetri; le granulometrie maggiori presentano *cortex* d'alterazione di 2-3 mm. Le rocce sedimentarie

terrigene presentano, nel 50% circa delle osservazioni, un'alterazione di tipo saprolitico. I rapporti stratigrafici del complesso sono sempre stati definiti su base esclusivamente morfologica, in quanto i limiti non sono mai stati osservati direttamente. Il complesso è inciso dai depositi fluviali del sistema del Po, del supersistema del Fiume Mella e, in corrispondenza dell'attacco ai versanti, da depositi colluviali del gruppo di Prato Grande. Inferiormente esso ricopre (bassa valle di Polaveno) o terrazza (valle principale) i depositi del supersistema di Dosso Baione; localmente giace in appoggio diretto sul substrato. Non sono note le relazioni con le altre unità bacinali. In area Lumezzane, il limite superiore dei depositi fluviali è costituito da un'evidente superficie erosionale, su cui poggia la copertura loessico/colluviale. Il limite inferiore dell'unità non è mai stato osservato direttamente; si presume che essa poggi direttamente sul substrato che affiora, lungo la scarpata principale, ad una quota di circa 380-390 m. A questi ghiaie fluviali sono stati correlati, su base puramente geometrica, depositi travertinosi associati a un terrazzo in località Moje.

Morfologia e paleogeografia: i depositi dell'unità appartengono in prevalenza ad apparati laterali distribuiti nel tratto tra Concesio e Brozzo e nella valle di Polaveno. Lungo la valle principale, questi apparati si configurano come conoidi polifasici, articolati in più sistemi morfologici ad elevata complessità interna. I conoidi meglio conservati (apparati di Concesio, Carcina, Cogozzo, Sarezzo) si caratterizzano per un orlo di scarpata molto arretrato rispetto al piede, un pendio molto dolce e un piede spesso di difficile individuazione. I dislivelli delle superfici modali rispetto all'alveo attuale variano in funzione dei tratti di fondovalle: le altezze sono comprese tra 12 e 27 m. I depositi fluviali s.s. della valle principale sono stati attribuiti a questa unità per una generica congruenza delle quote di terrazzamento rispetto al fondovalle (tra 25 e 30 m). Essi sono poco rappresentati nell'unità (Brozzo, Lavone) e si rinvencono in corrispondenza di terrazzi relitti di ridotte dimensioni e scarsa evidenza morfologica, addossati al versante. In valle di Lumezzane, l'unità è morfologicamente associata al terrazzo di Valle (quota media 410 m circa) e, dubitativamente al terrazzo di q. 416 m, in località Moje. Il suo dislivello medio rispetto al corso attuale del T. Faidana è di circa 35 - 40 m. I depositi fluviali sembrano alimentati da apporti laterali, provenienti dalla dorsale M. Dossone-Punta Camoghera (versante destro della valle) che, analogamente alle ghiaie fluviali, è costituita esclusivamente da rocce dolomitiche. A supporto di ciò, si può osservare che la selce (indicatrice del trasporto lungo la valle principale, perché presente solo nei calcari liassici del versante sinistro) non è stata mai rinvenuta.

Età: i caratteri dell'alterazione, limitata ad una frazione granulometrica, la presenza di una copertura loessico colluviale composita, in aree preservate dall'aerosione e le relazioni delineate precedentemente portano ad attribuire il supersintema di Sarezzo al Pleistocene medio.

3.1.7. - *Supersintema del Fiume Mella (VC)*

Definizione: l'unità raggruppa depositi fluviali, sia di valle principale che laterale, e depositi di versante. Petrografia poligenica, con variazioni sistematiche in senso N-S. Morfologie terrazzate ben conservate.

Sinonimi: i depositi fluviali sono stati cartografici nei precedenti lavori come "alluvioni fluvioglaciali o fluviali. Würm" (BIANCHI *et alii*, 1971; BONI *et alii*, 1970) o come "alluvioni terrazzate" (BONI & CASSINIS, 1973); i depositi di versante come "detrito sciolto o cementato" (BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: i depositi fluviali attribuiti all'unità sono distribuiti principalmente tra lo sbocco della Val Trompia e Marcheno, e nella piana di Bovegno; sono presenti anche in alcune valli laterali (Polaveno, Marmentino), dove non raggiungono mai estensioni significative. I depositi di versante affiorano discontinuamente nell'alta e media Val Trompia, raggiungendo le maggiori estensioni in corrispondenza delle valli laterali di Pezzoro e, in particolare modo, Lodrino. Le sezioni più rappresentative si osservano sul versante meridionale del Dosso dell'Asino, presso Lodrino e nel tratto di valle a sud di Pezzoro.

Litologia: depositi fluviali: ghiaie a supporto clastico, con matrice sabbiosa o sabbioso limosa, a ciottoli arrotondati/subarrotondati, centimetrici (prevalenti) e decimetrici. Caratteri tessiturali più immaturi possono essere riscontrati nelle valli laterali, a causa del ridotto trasporto fluviale. Nella valle principale, la petrografia è caratterizzata da un cambiamento dei litotipi prevalenti dalla testata verso lo sbocco: le rocce metamorfiche (micascisti, gneiss) e ignee (granodioriti) diminuiscono bruscamente a sud di Aiale, per la scomparsa del basamento cristallino, mentre le rocce carbonatiche aumentano in proporzione; le rocce terrigene sono sempre presenti in quantità accessorie. Nelle valli laterali la petrografia è strettamente condizionata dalla litologia del substrato presente.

Nella piana di Bovegno il complesso è caratterizzato dalla presenza sistematica di grossi massi (fino ad alcuni metri cubi) di porfido quarzifero. Da alcuni autori (principalmente SACCO, 1936) questi massi, considerati "erratici", sono stati indicati come prova dell'esistenza di un anfiteatro glaciale würmiano nella piana di Bovegno. Allo stato attuale questa ipotesi non sembra verificata, per mancanza di evidenze sia morfologiche che

sedimentologiche. Infatti, massi di dimensioni comparabili sono stati osservati in aree sicuramente situate al di fuori di ogni possibile influenza glaciale. Ad esempio, in prossimità della testata della valle di Irma, di chiara morfogenesi fluviale, un masso di porfido di grosse dimensioni (2 x 2 x 2,5 m) è incluso in un deposito di trasporto in massa. La presenza di grandi massi nella piana di Bovegno potrebbe, pertanto, essere legata a piene di forte intensità o ad altri eventi catastrofici, con produzione di *debris* o *mud flow*, presumibilmente favoriti da un contesto climatico glaciale o periglaciale, le cui componenti più fini possono essere state successivamente “lavate”. Depositi di versante: ghiaie a supporto clastico, con matrice da limosa (prevalente) a sabbioso limosa, incoerente, carbonatica; il colore varia da 2,5 Y a 5 Y, con alto *chroma* (6-7) e basso *value* (2-3). I clasti sono spigolosi/subspigolosi, da millimetrici a centimetrici, con dimensioni più frequenti tra 0,5 - 4 cm; in subordine sono presenti clasti decimetrici. Comunemente si osserva una grossolana clinostratificazione; prevalgono le litofacies *Cmc* (la matrice riempie tutti gli interstizi tra i clasti; BINI *et alii*; 2001) e *Cmco* (riempimento parziale degli interstizi); più raramente è presente la litofacies *Cmo* (assenza di matrice). Localmente si può osservare un’alternanza tra depositi di versante e depositi colluviali (Aiale-Lavone). I depositi si caratterizzano per una debole cementazione pervasiva; nelle parti più elevate dei depositi si sviluppano incrostazioni calcitiche sulla porzione inferiore dei clasti (cemento vadoso). Alla loro genesi possono localmente concorrere eventi franosi di crollo, riconoscibili per l’assetto caotico e la granulometria grossolana (massi metrici) e completamente priva di selezione. La petrografia è, in genere, monogenica e spesso dolomitica, perché la morfologia indotta da tale litologia (pareti subverticali) favorisce la formazione di questo tipo di depositi.

Spessore dell’unità e sue variazioni: nei depositi fluviali gli spessori massimi coincidono con i suoi massimi dislivelli rispetto al fondovalle e sono stimabili, pertanto, in una decina di metri. Per i depositi di versante si ipotizzano spessori da metrici a decametrici.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: nei depositi fluviali, a causa della sistematica truncatura antropica delle rare sezioni sommitali osservate, non è possibile caratterizzare la superficie limite superiore dal punto di vista pedologico e dell’alterazione; pertanto le relazioni stratigrafiche sono desunte quasi esclusivamente in base ai rapporti altimetrici (dislivello sul fondovalle) e geometrici delle forme a loro associate. Si è ritenuto opportuno designare l’unità come “supersintema” perché il sistema morfologico ad essa sotteso è polifasico e quindi rappresentativo di più

eventi deposizionali. Nei depositi di versante, la superficie limite superiore dell'unità è caratterizzata da Inceptisuoli o Alfisuoli debolmente espressi, con spessori inferiori al metro. I profili presentano una debole rubefazione (10 YR) e un orizzonte B dello spessore di pochi decimetri, con parziale alterazione dei clasti carbonatici; localmente si osserva un orizzonte calcico basale. Il limite superiore del supersintema coincide con la superficie topografica oppure è una superficie erosionale, ricoperta dai depositi del sintema del Po. In aree fluviali, il limite inferiore è una superficie erosionale che incide i depositi del supersintema di Sarezzo. In aree di versante, i depositi giacciono in appoggio diretto sul substrato o, più raramente, su depositi fluviali di conoide più antichi (supersintema del Torrente Faidana); è, inoltre, probabile che essi ricoprano nelle parti profonde depositi di genesi analoga più antichi, riconducibili al gruppo del Culmine.

Morfologia e paleogeografia: l'unità è associata al sistema morfologico dei terrazzi fluviali del fondovalle attuale. Nel tratto iniziale della Val Trompia (Concesio - Gardone) essa forma il terrazzo più evidente dell'intero fondovalle attuale, sospeso tra 3÷5 m, in relazione complessa con gli apparati laterali. In questo tratto i terrazzi più elevati del supersintema del Fiume Mella sono più recenti (terrazzato) delle superfici modali o dei livelli topografici più significativi dei conoidi. Tra Gardone e Marcheno il complesso struttura il livello modale del fondovalle, perché il F. Mella, che a causa della scarsa larghezza della valle (circa 300 m) scorre incassato di alcuni metri (4-7 m) nei conoidi che la colmano e nel substrato, non ha prodotto aggradazioni significative nel corso del postglaciale. In questi due settori i dislivelli massimi sul fondovalle si aggirano attorno ai 10 m. A Bovegno l'unità è associata a diversi ordini di terrazzi fluviali sovrastanti il fondovalle, fino ad una quota massima di circa 620 m; lo sviluppo areale maggiore è raggiunto in corrispondenza di Piano, dove, in riva sinistra, decorre il sistema di terrazzi più evidente della piana (Baciocco-Vendose). Si sottolinea che la validità delle relazioni geometriche e altimetriche è ritenuta accettabile per il settore di fondovalle tra lo sbocco e Gardone e, in misura minore, fino a Marcheno. Le attribuzioni su base morfostratigrafica, in altri settori vallivi, sono decisamente più aleatorie; ciò vale soprattutto per la piana di Bovegno, dove i terrazzi più elevati potrebbero anche essere assegnati ad unità più antiche (supersintema di Sarezzo). Nei depositi fluviali si riscontrano due differenti situazioni:

- 1) alla base di pareti ad elevata acclività in litotipi massivi (generalmente Dolomia Principale o calcare di Esino) i depositi sono organizzati in *talus*, anche di significativa estensione laterale e dislivello (valle di Lodrino, Valle di Pezzoro, Tavernole-Lavone). La cementazione

pervasiva, per quanto debole, permette loro di raggiungere inclinazioni elevate, fino a 50°. La maggiore diffusione si osserva nell'anfiteatro di Lodrino, dove i depositi di questa unità strutturano, per un dislivello di circa 250 m, il ripido versante meridionale della dorsale Corno di Caspai-Corno di Savallo;

- 2) allo sbocco di valli laterali, con piccoli bacini di alimentazione, si rinvencono depositi in posizione apicale, a volte con forme grossolanamente triangolari, sovrapposti a depositi più antichi (Carcina e, in valle di Lumezzane, Masniga, Fontana e Gazzolo).

Età: il complesso è attribuito tentativamente al Pleistocene superiore, sulla base delle relazioni morfo-stratigrafiche dei depositi fluviali con il fondovalle attuale. Il supersintema del Fiume Mella, rappresenterebbe, pertanto, l'LGM in Val Trompia.

3.2. - BACINO CAMUNO

La definizione del quadro stratigrafico di riferimento per le unità del Bacino Camuno ha comportato il rilevamento dell'intero anfiteatro e delle aree ad esso limitrofe, interessando anche porzioni di territorio comprese nei Fogli posti a S, SW e W (Fogli 121 Brescia, 120 Chiari e 098 Bergamo rispettivamente).

La tematica dominante dell'area sebina è determinata principalmente dalle ripetute glaciazioni, con il relativo complesso corollario di processi e di depositi glacialigenici, di variazioni di ambienti e facies, sia spazialmente che temporalmente. Nel corso del Quaternario, e forse anche nel Pliocene superiore, esse hanno interessato la Val Camonica (paragrafo 3.2.2.) e il suo sbocco in pianura, dove si è venuto a strutturare l'Anfiteatro morenico Sebino (paragrafo 3.2.1.), solo parzialmente compreso nel Foglio Iseo.

3.2.1. - L'Anfiteatro Sebino

Esso presenta una caratteristica struttura bilobata (Fig. 13) a causa della presenza del M. Alto che ha letteralmente diviso in due le masse glaciali che arrivavano ad affacciarsi sulla pianura. Si sono in tal modo strutturati due distinti apparati morenici frontali: l'Anfiteatro di Sarnico – Paratico (ad W) e l'Anfiteatro di Franciacorta (a S). Il primo è ampio pochi km² e mostra morfologie e depositi fortemente erosi dalle acque del F. Oglio. Il secondo (ampio complessivamente 110 km²) possiede la classica struttura a cerchie concentriche e mostra forme e depositi mediamente ben conservati. La sua cerchia principale, situata in posizione circa mediana, raggiunge quote massime di circa 350 m s.l.m. (contro i 187 m s.l.m. circa di quota media del lago) ed è caratterizzata da una netta espressione morfologica. Le

cerchie esterne mostrano morfologie più blande e frammentate, spesso poco percepibili su terreno e contraddistinte da un'alterazione decisamente elevata ("ferrettizzazione" *Auct.*). I depositi glaciali più esterni distano dall'attuale bordo lago circa 10 km.

In anfiteatro sono state distinti depositi riferibili ad almeno sette differenti glaciazioni, qui elencate a partire dalla più antica:

- **Glaciazione Valenzano**
- **Glaciazione Paderno Di Franciacorta**
- **Glaciazione Camignone**
- **Glaciazione Fantecolo**
- **Glaciazione Monte Piane**
- **Glaciazione Monterotondo**
- **Glaciazione Cantù**

La *Glaciazione Valenzano* rappresenta il limite massimo raggiunto dai ghiacciai (*Maximum Expansion Glacial; MEG* nel testo) in anfiteatro; all'estremo opposto dal punto di vista temporale e spaziale troviamo la *Glaciazione Cantù*, che corrisponde allo LGM. Essa risulta sensibilmente più ridotta (vedi Fig. 13 e 14) rispetto al Würm cartografato dagli autori precedenti (BONI *et alii*; CACCIAMALI, COZZAGLIO, NANGERONI, SACCO, SALMOIRAGHI, VECCHIA). I depositi del supersintema di Monte Valenzano, rappresentativi della *Glaciazione Valenzano*, sono stati suddivisi in diverse unità informali che, allo stato attuale della conoscenza, non è possibile stabilire se appartengano o meno a distinti eventi glaciali. Il supersintema di Monterotondo contiene i depositi riferibili alla *Glaciazione Monterotondo*, ed è stato localmente suddiviso in tre unità informali (u. di Torbiato, u. di Borgonato e u. di Timoline). Esse racchiudono i depositi di ben distinte e definite cerchie glaciali, per le quali però i dati di terreno non consentono di stabilire, con ragionevole certezza, se corrispondano a pulsazioni di una stessa glaciazione o appartengano ad eventi glaciali differenti.

I termini progressivamente più esterni e antichi dell'anfiteatro presentano distinti caratteri geometrici, morfologici, pedologici e di alterazione; in particolare dall'interno verso l'esterno le morfologie divengono progressivamente meno nette a seguito di processi, sia erosivi sia di seppellimento, riferibili ad eventi deposizionali successivi. La superficie limite superiore delle unità progressivamente più esterne presenta complessità crescente (presenza di coperture colluviali e coltri eoliche multiple) e suoli con grado di evoluzione sempre più spinto. Nella Tab. 2 sono sintetizzati i principali caratteri distintivi delle unità glaciali strutturanti l'intero anfiteatro Sebino. La Fig. 13 mostra la ricostruzione dell'andamento delle differenti espansioni glaciali che hanno interessato l'anfiteatro.

L'Anfiteatro di Franciacorta è diviso in due circa longitudinalmente da un alveo fluviale abbandonato (paleoalveo del Fosso Longherone), che nel corso delle varie glaciazioni smaltiva le acque di fusione glaciale e probabilmente drenava verso SE anche le acque del lago di Iseo, quando questo raggiungeva quote superiori all'attuale. All'interno dell'area dell'anfiteatro affiorano nuclei giurassici di substrato e limitati lembi di corpi conglomeratici quaternari che hanno localmente condizionato la geometria dei cordoni morenici terminali; corpi conglomeratici affiorano più estesamente anche lungo la forra dell'Oglio (vedasi nel limitrofo Foglio 098 - Bergamo).

I torrenti proglaciali fuoriuscenti in tempi differenti dall'anfiteatro hanno strutturato l'alta pianura ghiaiosa, che appare morfologicamente omogenea e priva di superfici ulteriormente sopraelevate rispetto ad essa (fatto salvo per i lembi di depositi glaciali annegati dalle alluvioni ad essi successive). Gli autori precedenti hanno lungamente discusso circa l'età di questa superficie, ritenendola comunque sempre riferibile ad un unico evento glaciale e quindi monogenica e (grossolanamente) isocrona. Più recentemente tale superficie, anche nota come "*Livello Fondamentale della Pianura*", è stata attribuita all'ultima avanzata glaciale (CREMASCHI, 1987) e la sua pedogenesi sarebbe avvenuta durante l'Atlantico. I dati raccolti evidenziano come la genesi di questa porzione di pianura sia in realtà più complessa.

Due osservazioni possono essere fatte: la prima, che deriva direttamente dai dati di terreno, mostra come tale superficie, pur morfologicamente omogenea, sottenda in realtà corpi di diversa natura e differente grado di alterazione, configurandosi quindi come poligenica e polifasica. La seconda dipende strettamente dalla definizione di LGM come ultimo evento di massimo glaciale; questo fa sì che i depositi attribuiti dagli autori precedenti al Würm, non corrispondano all'LGM da noi cartografato e, in quest'ottica, è chiaro che non è geometricamente possibile che gli scaricatori fluvioglaciali dell'LGM sfociassero sul cosiddetto *Livello Fondamentale della Pianura*, poiché risultano incassati rispetto ad esso. Inoltre una glaciazione così ridotta non avrebbe potuto generare un *sandur* di tali proporzioni.

Tutto ciò trova conferma in studi recenti fatti anche su altri anfiteatri lombardi (BINI, 1987; DA ROLD, 1990). Nel caso del Sebino, buona parte del *sandur* che fuoriesce dall'anfiteatro è riferibile ad uno o più eventi glaciali precedenti lo LGM (*Glaciazione Monterotondo*), con limitati lembi riferibili a glaciazioni ancora più antiche, mentre gli scarsi depositi fluvioglaciali dello LGM risultano essere incassati all'interno della forra scavata dal F. Oglio o del paleoalveo del Fosso Longherone.

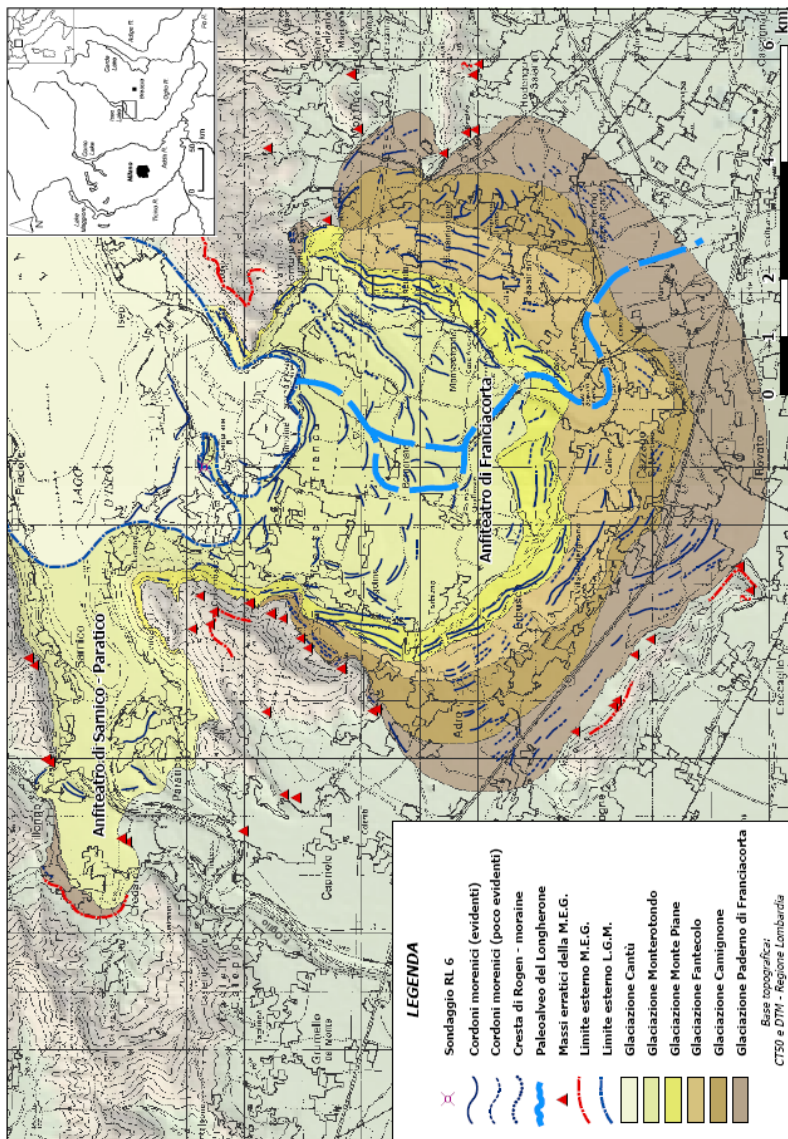


Fig. 13 - Espansioni glaciali nell'area dell'Anfiteatro del Sebino.

In corrispondenza della porzione più interna dell'*Anfiteatro di Franciacorta*, in località Cremignane, è stato eseguito un sondaggio geognostico che ha attraversato la successione sedimentaria compresa tra il Pleistocene superiore ed il Pleistocene inferiore (paragrafo 4)

3.2.2. - *L'asse vallivo camuno*

I dati di terreno fanno ritenere che i primi eventi glaciali abbiano interessato l'asse vallivo camuno già a partire dalle ultime fasi del Pliocene e che, a partire da tale periodo, questo sia stato colmato e percorso più volte da ghiacciai vallivi che insinuavano le loro lingue glaciali anche nelle valli laterali (valli di Fonteno, Parzanica, Vigolo e del T. Rino in sponda destra del lago; Valle di Palotto, del T. Trobiolo, valle di Zone in sponda sinistra). Nelle fasi di acme il ghiacciaio vallivo raggiungeva probabilmente spessori dell'ordine anche di un migliaio di metri. Nell'area immediatamente a N del Foglio (Pianico - Castro) e a Riva di Solto – Solto Collina, il ghiacciaio camuno più volte si è incuneato verso la Val Borlezza e la Val Cavallina. Gli effetti di questo imponente lavoro sono ancora oggi ben visibili sul terreno, sia come morfologie che come depositi, anche se la lettura unitaria di tutti questi eventi risulta difficoltosa. Nella porzione N del Foglio si rinvengono tracce del passaggio di ghiacciai (strie glaciali, massi erratici o depositi con forme variamente conservate) sino ad una quota massima di 1280 ÷ 1290 m s.l.m. (loc. Croce Marino) che divengono 530 ÷ 550 m s.l.m. nella zona a ridosso dell'anfiteatro (area a NE di M. Cognolo); tutti questi depositi determinano il livello della MEG. All'estremo opposto troviamo i depositi (e le morfologie a questi associate) dello LGM, l'evento glaciale che meno ha agito sulla conformazione del territorio (vedi Fig. 13). I suoi depositi si trovano a quote variabili da circa 520 ÷ 540 m s.l.m. a N (Val Trobiolo) a 220 ÷ 240 m s.l.m. (Iseo). Un piccolo ghiacciaio è stato presente nel corso del Pleistocene superiore (?) sul fianco SW del M. Guglielmo, senza che sia mai stato in relazione con il ghiacciaio vallivo.

In generale il rilevamento ha evidenziato come, sia in anfiteatro sia lungo i versanti glacializzati, prevalga il *till* d'alloggiamento (o comunque di fondo) rispetto al *till* d'ablazione; questa osservazione ha indotto a supporre che il ghiacciaio camuno, a differenza degli altri ghiacciai vallivi lombardi, fosse un ghiacciaio bianco anche se i motivi di questa anomalia restano sconosciuti. In anfiteatro è stata riconosciuta e descritta una *rogen moraine* (forma di fondo con orientazione perpendicolare al flusso del ghiacciaio costituita da scaglie di *till* subglaciale) che costituisce l'unico caso per ora noto in Italia.

Altro importante agente morfogenetico, attivo anche per quanto riguarda

gli aspetti strettamente deposizionali, è la gravità che ha contribuito significativamente all'evoluzione del territorio e dei versanti in particolare (es. la genesi del rilievo in roccia del Montecolino è molto probabilmente imputabile a tali processi). Tra i depositi di versante si riscontrano sedimenti legati all'evoluzione recente ma esistono anche chiare evidenze di depositi scollegati dall'attuale contesto geomorfologico: si tratta sia di depositi precedenti alle glaciazioni (conca di Sale Marasino – Sulzano: formazione di Marasino, appartenente al gruppo del Culmine; vedi paragrafo 3.3.), sia di depositi connessi a deformazioni gravitative profonde (es. area del M. Clemo: ceppo di Poltragno).

Il quadro stratigrafico delle unità del bacino camuno è molto articolato e non sempre si è riusciti a chiarire o a fornire spiegazioni soddisfacenti per tutti gli aspetti che sono emersi nel corso del rilevamento. La Tab. 3 offre uno schema riassuntivo dei rapporti stratigrafici fra le unità strutturanti l'Anfiteatro di Franciacorta (per completezza lo schema offre il quadro completo di tutte le unità rilevate nell'intero anfiteatro e non solo di quelle comprese nel presente Foglio). La Tab. 4 presenta uno schema riassuntivo dei rapporti stratigrafici fra le unità riconosciute lungo l'asse vallivo. In tutti gli schemi (Tab. 1 compresa) sia le dimensioni dei rettangoli che rappresentano le unità, sia l'ampiezza delle suddivisioni delle epoche, non sono proporzionali alla loro durata, ma rispondono ad esigenze di rappresentazione grafica. I rettangoli con bordo a tratteggio rappresentano unità la cui collocazione stratigrafica presenta un maggior grado di incertezza; quelli con retinatura di colore grigio rappresentano delle formazioni. Le frecce inclinate indicano le possibili relazioni di ricoprimento fra le unità "bacinali" e quelle "non bacinali". Si precisa che la collocazione delle unità rispetto alla scala cronologica è solo indicativa.

Le unità distinte e cartografate sono le seguenti:

- 1) **FORMAZIONE DI CORNI CAPRENI (ORN)**
- 2) **CEPPO DI POLTRAGNO (PLR)**
- 3) **SUPERSINTEMA DI MONTE VALENZANO: *Unità di Valenzano (VAE)***
- 4) **CEPPO DI CREMIGNANE (CI)**
- 4) **GRUPPO DI FOPPE (FO)**
- 5) **SINTEMA DI PADERNO DI FRANCIACORTA (PFR)**
- 6) **SINTEMA DI CAMIGNONE (CIO)**
- 7) **SINTEMA DI FANTECOLO (FAT)**
- 8) **SINTEMA DI MONTE PIANE (PAE)**
- 9) **SUPERSINTEMA DI MONTEROTONDO (RO)**
 - a) ***Unità di Torbiato (ROO)***

b) Unità di Borgonato (ROB)

c) Unità di Timoline (ROY)

10) SUPERSINTEMA DEI LAGHI (LA)

a) Sintema di Cantù (LCN)

3.2.3. - Formazione di Corni Capreni (ORN)

Definizione: depositi di versante cementati (brecce di frana). Clasti derivanti dalla Formazione di Castro Sebino.

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Nella cartografia precedente la sua area di affioramento era stata cartografata come arenaria di Val Sabbia e formazione di San Giovanni Bianco (BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora a NE dei Corni Capreni, tra quota 1030 e 1060.

Litologia: brecce eterometriche, a supporto prevalentemente clastico con matrice fine; clasti spigolosi con dimensioni medie centimetriche, ma con presenza anche di blocchi di dimensioni metriche. I clasti derivano dalla Formazione di Castro Sebino, affiorante nelle porzioni poste a monte; da ottimamente cementati a litificati. I suoi depositi sono solitamente interessati da numerose fratture.

Spessore dell'unità e sue variazioni: non superiore ai 15÷20 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è erosivo e la formazione non conserva la morfologia originaria; attualmente costituisce la superficie topografica. È ricoperta dai depositi di versante del sintema del Po. La superficie limite inferiore è erosiva, irregolare, immergente verso NE e probabilmente la pone a contatto con la sottostante formazione di San Giovanni Bianco.

Morfologia e paleogeografia: la morfologia originaria non è conservata; l'unità rappresenta probabilmente depositi di frana, alimentati dalla Formazione di Castro Sebino, generatisi in un contesto con energie di rilievo superiori a quelle attualmente esistenti, probabilmente in epoca preglaciale.

Età: gli elementi raccolti non consentono di datare con precisione l'unità. I caratteri di litificazione, posizione e quota dei depositi (unitamente alla presenza significativa di fratture) depongono a favore dell'antichità dell'unità e suggeriscono, almeno tentativamente, una attribuzione generica al Pliocene (?).

3.2.4. - Ceppo di Poltragno (PLR)

Definizione: depositi di versante e di frana, cementati (brecce) con presenza di clasti "alpini". Depositati glaciali poligenici, cementati (tilliti).

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

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora in placche discontinue lungo le pendici settentrionali (Foglio Breno) e orientali del M. Clemo, tra le quote 340 e 185 m. Sezioni significative sono visibili sia nelle cave abbandonate lungo la strada per Pianico oppure lungo la strada Sebina Orientale in località Gré (cave di Ceppo di Greno o Ceppo di Gré), 1 km a N di P. delle Croci Bergamasche.

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

Spessore dell'unità e sue variazioni: è difficilmente valutabile, con variazioni irregolari lungo il versante. Sia la morfologia originaria dell'unità sia il suo spessore sono stati profondamente alterati dall'attività estrattiva. Indicativamente il suo spessore massimo è decametrico.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è erosivo e la sua morfologia originaria non è conservata. Localmente è ricoperta dai depositi glaciali del sintema di Cantù e da quelli di versante del sintema del Po. L'unità poggia sulla Dolomia Principale, con limite inferiore erosionale ed andamento irregolare immergente verso il lago.

Morfologia e paleogeografia: l'unità si presenta smembrata dall'erosione e completamente svincolata dall'attuale contesto morfologico. Le facies e la petrografia dei depositi sono indicative di un ambiente di versante (da detriti di falda a depositi di frana), alimentato prevalentemente dalle unità di substrato affioranti lungo le pendici del M. Clemo. I rari clasti di natura esotica, che si rinvencono solitamente alla base della successione,

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

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

3.2.5. - *Supersintema di Monte Valenzano - Unità di Valenzano (VAE)*

Definizione: depositi glaciali *s.l.* e di versante *s.l.*, alterati; coltre eolica multipla, con sequenze complesse e colluviate. Morfologie singenetiche non conservate. Matrice con colori compresi tra 10 e 2,5YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici argillificati o alterati.

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come "Ciottoli a ferretto sparsi" - Mindel (VECCHIA, 1954); *Eluvium, colluvium*, falde e coni di detrito e di deiezione *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973), "Blocchi morenici sparsi" - Mindel (CHARDON, 1975).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora assai limitatamente all'esterno dei depositi del sintema di Paderno di Franciacorta, in loc. Valenzano. Massi erratici sparsi si trovano lungo i versanti meridionali del M. Delma, a SW e SE di Mad.na della Rosa (Monticelli Brusati).

Litologia: è costituita da diamicton massivi, a supporto di matrice, pedogenizzati; sono presenti clasti eterometrici, a petrografia poligenica (depositi glaciali *s.l.* e di versante *s.l.*). È presente una coltre eolica multipla, con sequenze complesse e ripetutamente colluviate. I suoi depositi si presentano sistematicamente alterati. La matrice presenta colori compresi tra 10 e 2,5YR, spesso condizionati dall'apporto colluviale di paleosuoli

evoluti su substrato. Presenza di orizzonti argillici multipli, con diffuse laccature FeMn e *ferriargillans*, orizzonti multipli a *fragipan*. La profondità massima del fronte di decarbonatazione non è definibile. I litotipi calcarei sono assenti o argillificati; i litotipi alpini e vulcanici alterati (da *cortex* pluricentimetrici ad arenitizzazione/argillificazione totale).

Spessore dell'unità e sue variazioni: l'unità (come del resto lo stesso supersistema cui appartiene) presenta spessori difficilmente stimabili in quanto i suoi depositi appaiono sempre variamente rimobilizzati lungo i versanti. Indicativamente il suo spessore minimo non dovrebbe essere inferiore a 10÷15 m. La coltre eolica appare continua, seppure con spessori variabili a causa di ripetuti processi di colluvionamento.

Superficie limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore non presenta una morfologia sindeposizionale propria in quanto è stata completamente obliterata da ripetuti processi di colamento lungo i versanti; pertanto tale superficie si configura come poligenica e polifasica. In generale il supersistema è ricoperto dai depositi: del sistema di Paderno di Franciacorta (aree fuori Foglio), del supersistema di Palazzago e da quelli di versante del sistema del Po. Poggia sul substrato con superficie limite inferiore erosiva ondulata e a vario angolo, con locale presenza di lembi di paleosuoli evoluti sul substrato. Non sono noti i rapporti con altre unità quaternarie sepolte.

Morfologia e paleogeografia: l'unità è sostanzialmente priva di una morfologia sinogenetica propria sia per l'intensa azione della pedogenesi sia a causa del dilavamento e rimobilizzazione dei depositi lungo il versante. I depositi del supersistema rappresentano il limite massimo raggiunto dai ghiacciai (MEG) in anfiteatro. I massi erratici (vedi Fig. 13) indicano che la fronte glaciale si spingeva sino ad una distanza massima di oltre 10 km dall'attuale bordo del lago, raggiungendo una quota massima di 290 ÷ 310 m (area Mad.na della Rosa) e di 240 ÷ 255 m (area M. Valenzano).

Età: il supersistema è riferibile, in prima approssimazione, alle porzioni basali del Pleistocene medio (?), ma potrebbe contenere depositi legati a precedenti glaciazioni (Pliocene superiore?).

3.2.6. - *Ceppo di Cremignane (CI)*

Definizione: depositi fluviali da molto ben cementati a litificati; poligenici a litotipi alpini prevalenti. Superficie limite superiore poligenica e polifasica, caratterizzata da morfologie totalmente erose; locale presenza di profili di alterazione conservati.

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. (FERLIGA *et alii*, 2000).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: i principali affioramenti sono localizzati immediatamente a N dell’abitato di Cremignane di Iseo e a NE di Timoline. L’affioramento più significativo, anche per la presenza di probabili strie di origine glaciale al suo tetto, si trova a Cremignane.

Litologia: conglomerati grossolani organizzati in banchi con spessori da decimetrici a metrici. Ghiaie da massive a stratificate, con stratificazione da piano parallela e incrociata; dimensioni massime fino a 80 cm. Ciottoli arrotondati o subarrotondati, discoidali; da moderatamente a ben selezionati. I banchi hanno la superficie inferiore erosionale, concava o irregolarmente ondulata. I depositi sono generalmente a supporto di matrice sabbiosa da media a fine. Lenti di spessore centimetrico di marne e limi laminati, spesso deformati e cementati. I depositi sono da molto ben cementati a litificati. Presenza di paleosuoli; diffusa presenza di croste calcitiche e cavità di dissoluzione. La petrografia dei depositi è poligenica, a dominante alpina (oltre 50÷60%). I caratteri sedimentologici dei depositi indicano un ambiente deposizionale fluviale di tipo *braided*, di energia da media ad elevata.

Spessore dell’unità e sue variazioni: è variabile: da metrico a plurimetrico, sino ad un massimo osservato (aree fuori Foglio) di 10÷12 m; dati derivanti da perforazioni indicano spessori massimi anche superiori ai 30 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è sempre erosiva, priva di qualsiasi connotazione morfologica e si configura come poligenica e polifasica; localmente tale superficie presenta lembi di suoli conservati. È ricoperto dai depositi del gruppo di Foppe, del supersintema di Monterotondo, dal sintema di Cantù e dai depositi di versante del sintema del Po. Non sono chiari i rapporti stratigrafici con le unità glaciali precedenti il supersintema di Monterotondo. Il suo limite inferiore non è noto.

Morfologia e paleogeografia: il ceppo di Cremignane racchiude più eventi deposizionali legati ad un ambiente fluviale di energia medio alta, la cui alimentazione proveniva da N e 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; così sarebbe avvenuto anche al termine della sedimentazione dell’unità. Resta problematica la spiegazione della composizione petrografica a dominante alpina dei depositi, molto dissimile rispetto agli altri depositi che si rinvergono in anfiteatro (nettamente più ricchi in clasti carbonatici).

Età: per caratteri (es. cementazione) e posizione stratigrafica, il ceppo di Cremignane è riferibile dubitativamente al Pleistocene medio basale, anche se non è possibile escludere una sua età più antica. Su di un nucleo di calcite prelevato dal conglomerato è stata condotta una datazione radiometrica che ha fornito una età di 160,4 [+31,1/-23,9] x 10³ anni. Tale data appare priva di utilità, in quanto indica solo l'età dell'ultima fase di pedogenesi che ha interessato il tetto dell'unità.

3.2.7. - Gruppo di Foppe (FO)

Definizione: depositi fluviali da moderatamente a molto ben cementati; poligenici. Superficie limite superiore poligenica e polifasica, caratterizzata da morfologie totalmente erose; locale presenza di profili di alterazione conservati.

Sinonimi: unità di nuova istituzione, cartografata in precedenza come: "Ceppo pre mindeliano" p.p. (VECCHIA, 1954); "Ceppo" p.p. (COMIZZOLI *et alii*, 1966; area forra Fiume Oglio); "Conglomerati glaciali e interglaciali di età imprecisata: Conglomerato di Cremignane" p.p. (BONI & CASSINIS, 1973); "Ceppo villafranchiano" p.p. (CHARDON, 1975); "Complesso di Tagliano" p.p. (FERLIGA *et alii.*, 2000).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affioramenti di ridotta estensione sono presenti a ridosso del lago e delle torbiere; lo stratotipo areale rappresentativo è esterno al Foglio (forra del Fiume Oglio).

Litologia: conglomerati medio grossolani organizzati in banchi con spessore variabile. Ciottoli arrotondati o subarrotondati, discoidali; dimensioni fino a 80 cm; da poco a moderatamente selezionati. Sono presenti strati più fini costituiti da arenarie e sabbie medio grossolane pulite. I banchi hanno la superficie inferiore erosionale, concava o irregolarmente ondulata. I depositi sono generalmente a supporto di matrice sabbiosa o sabbioso limosa; solo localmente sono a supporto clastico. I depositi sono di solito da moderatamente a molto ben cementati. Si riscontrano croste calcitiche e cavità di dissoluzione. I caratteri sedimentologici (organizzazione dei depositi, forma dei ciottoli, embricature e isoorientazioni) indicano un ambiente deposizionale fluviale di tipo *braided*, ad energia medio elevata. La petrografia dei depositi è poligenica, a dominante carbonatica (40÷65%). Si rinvencono paleosuoli che consentono localmente la suddivisione del gruppo in unità di rango inferiore (non rappresentate in carta).

Spessore dell'unità e sue variazioni: lo spessore è variabile da metrico a plurimetrico, sino ad un massimo complessivo di 20÷25 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è sempre erosiva, priva di qualsiasi connotazione morfologica e si configura

come poligenica e polifasica; tale superficie di volta in volta pone a contatto l'unità con i depositi del supersintema di Monterotondo, del sintema di Cantù e del sintema del Po. Il limite inferiore è una superficie erosiva complessivamente suborizzontale o debolmente immergente verso S, ma con andamento locale irregolare e molto ondulato, spesso marcato dalla presenza di suoli che la pongono in contatto con il ceppo di Cremignane. Non sono chiari i rapporti stratigrafici con le unità glaciali precedenti il supersintema di Monterotondo.

Morfologia e paleogeografia: il gruppo racchiude depositi legati ad un corso d'acqua *braided* probabilmente glaciale, alimentato da N. I paleosuoli ritrovati all'interno della successione testimoniano l'esistenza di distinti eventi deposizionali con l'interposizione di condizioni idonee all'instaurarsi di pedogenesi. Il gruppo di Foppe potrebbe rappresentare l'espressione deposizionale fluviale di unità glaciali precedenti alla *Glaciazione Monterotondo*.

Età: per caratteri e posizione stratigrafica il gruppo di Foppe è riferibile al Pleistocene medio.

3.2.8. - Sintema di Paderno di Franciacorta (PFR)

Definizione: depositi glaciali, fluviali e eolici. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie poco conservate, copertura loessica complessa, profilo di alterazione con profondità superiore a 7,7 m; colore 10÷5 YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici alterati o con *cortex*.

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Mindel *p.p.* (VECCHIA, 1954); Riss *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975); Sedena *moraine p.p.* (CREMASCHI, 1987).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: è limitatamente rappresentato nel Foglio, con depositi confinati nel settore E dell'anfiteatro. Lo stratotipo areale rappresentativo è localizzato tra Riva e C.na S. Faustino.

Litologia: *diamicton* massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata, con presenza di clasti eterometrici, da subarrotondati a subspigolosi (*till* d'alloggiamento). Si rinvencono lembi di depositi fluviali e/o fluvioglaciali alterati, costituiti da ghiaie massive, a supporto di matrice limoso argillosa, decarbonatata per pedogenesi; i ciottoli sono subarrotondati, arrotondati e discoidali, con dimensioni massime fino a 40 cm, moda tra 3 e 5 cm. Il sintema comprende anche limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normalconsolidati o sovraconsolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi

centimetri, interpretati come depositi eolici (*loess* colluviati). Nei depositi grossolani la petrografia dei clasti è poligenica, a dominante carbonatica.

Spessore dell'unità e sue variazioni: difficilmente stimabile, in quanto non ne è mai stato visto chiaramente il suo limite inferiore. Per analogia con i depositi di altre glaciazioni, il suo spessore dovrebbe essere dell'ordine di 20÷30 m. La coltre eolica è continua e presenta spessori normalmente inferiori a 2,5 m, ma localmente anche superiori ai 4 m (depressioni colmate da *loess* colluviato).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie con dislivelli molto ridotti, intensamente rimodellate dai processi erosivi, pedogenetici e dalla costante presenza di una coltre eolica multipla; si tratta quindi di una superficie almeno parzialmente poligenica e polifasica. Il profilo di alterazione sommitale mostra matrice con colori compresi tra 5÷10 YR e profondità massima del fronte di decarbonatazione superiore a 7,7 m (su sequenze complesse). È presente una coltre eolica complessa, con orizzonti multipli a *fragipan* e *ferriargillans* nei *loess* profondi. Orizzonti pedologici Bt e Btx multipli su depositi glaciali, fluviali ed eolici. Abbondante presenza di laccature FeMn e di *ferriargillans* negli orizzonti argillici. I litotipi calcarei sono assenti (non più visibili) o argillificati; i litotipi alpini sono alterati o con *cortex*; i litotipi vulcanici sono alterati o con *cortex*. Il sintema è ricoperto dai depositi del sintema di Camignone, dai depositi fluvioglaciali e/o fluviali del sintema di Monte Piane e del supersintema di Monterotondo e dai depositi di conoide del supersintema di Palazzago. L'unica superficie d'appoggio basale visibile in affioramento è quella con il substrato giurassico (area M. S. Michele).

Morfologia e paleogeografia: l'espressione morfologica del sintema è molto blanda, con lembi di depositi glaciali ed eolici annegati dalle alluvioni successive; la cresta delle morene terminali appare debolmente accennata, con dislivelli di pochi metri rispetto al *sandur* circostante e con geometrie dei corpi spesso di difficile lettura. Il sintema di Paderno di Franciacorta delinea una ampia cerchia morenica, la più esterna tra quelle che conservano ancora (seppur parzialmente) la morfologia originaria.

Età: il sintema è riferibile al Pleistocene medio. Dati palinologici relativi all'*Anfiteatro di Sarnico - Paratico*, fanno ritenere che il sintema sia attribuibile alle porzioni basali del Pleistocene medio [tesi inedite di VENTURINI (1988) e GALLI (1996)].

3.2.9. - Sintema di Camignone (CIO)

Definizione: depositi glaciali, di contatto glaciale, fluviali ed eolici.

Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie poco conservate, seppellite da sedimenti più recenti; copertura loessica multipla, profilo di alterazione con profondità superiore a 3,6 m; colore 5÷10 YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici alterati o con *cortex*.

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Mindel *p.p.* (VECCHIA, 1954); Riss *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975); Sedena *moraine p.p.* (CREMASCHI, 1987).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora solo nell'angolo SE dell'anfiteatro. La definizione dello stratotipo comprende località poste al di fuori del Foglio; uno stratotipo areale parzialmente rappresentativo (soli depositi glaciali e eolici) può essere localizzato tra M. S. Michele e Bettole.

Litologia: comprende prevalentemente diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata; i clasti sono eterometrici, subarrotondati e subspigolosi (*till* d'alloggiamento). Sono presenti depositi fluviali e/o fluvioglaciali costituiti da ghiaie massive, a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea o a supporto clastico, con ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali; le ghiaie sono da rozzamente a moderatamente selezionate, con dimensioni massime sino ad 80 cm, moda tra 4 e 8 cm. Locale presenza di livelli cementati. Lenti di sabbie e limi, da massivi a laminati. Sono riferiti al sintema anche limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normal consolidati o sovraconsolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi centimetri, interpretati come depositi eolici (*loess*) colluviati. Nei depositi grossolani la petrografia dei clasti è poligenica a dominante carbonatica, con elementi alpini.

Spessore dell'unità e sue variazioni: l'unità presenta spessori difficilmente stimabili, in prima approssimazione dell'ordine di 20÷30 m. La coltre eolica è continua, con spessori variabili, normalmente inferiori a 2 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore presenta morfologie con ridotti dislivelli, erose o rimodellate a causa dei processi erosivi, pedogenetici ed è caratterizzata dalla presenza di una coltre eolica continua, multipla, di spessore variabile, solitamente maggiore nelle depressioni. Tale superficie è, almeno in parte, poligenica e polifasica. Il profilo di alterazione sommitale presenta matrice con colori compresi tra 3,5÷5 YR e profondità massima del fronte di decarbonatazione superiore a 3,6 m (su sequenze complesse). Coltre eolica multipla con presenza di orizzonti a *fragipan*. Orizzonti Bt multipli; orizzonti Btx su depositi fluviali e *loess*; Btx/Bt(x) discontinui sui depositi glaciali. Abbondante presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici. I litotipi calcarei sono assenti o

argillificati; litotipi alpini alterati o con *cortex*; litotipi vulcanici alterati o con *cortex*. L'unità è ricoperta erosionalmente dai depositi del supersintema di Monterotondo. Nella zona compresa tra S. Michele e Bettole, è ricoperto dai depositi del supersintema di Palazzago. Nell'area di M. S. Michele poggia sul substrato giurassico ed i depositi del sintema di Paderno di Franciacorta, con superficie erosiva generalmente immergente verso il lago e localmente marcata da suoli sepolti.

Morfologia e paleogeografia: l'unità è stata intensamente rimodellata dall'azione operata dai torrenti glaciali che fuoriuscivano dall'anfiteatro nel corso delle varie glaciazioni. L'azione della pedogenesi e la presenza di una coltre eolica pressoché continua hanno ulteriormente smussato le asperità e diminuito il contrasto morfologico.

Età: l'insieme dei caratteri di terreno ed i rapporti stratigrafici con le altre unità fanno ritenere che il sintema di Camignone sia riferibile al Pleistocene medio.

3.2.10. - Sintema di Fantecolo (FAT)

Definizione: depositi glaciali, fluviali e eolici. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie molto erose, con copertura loessica multipla, profilo di alterazione con profondità superiore a 3,2 m; colore 7,5÷5 YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici alterati o con *cortex*.

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Mindel *p.p.* (VECCHIA, 1954); Riss *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975); Sedena *moraine p.p.* (CREMASCHI, 1987).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: la definizione dello stratotipo comprende località poste al di fuori del Foglio; uno stratotipo areale parzialmente rappresentativo può essere localizzato tra Fantecolo e Passirano.

Litologia: *diamicton* massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata; clasti con dimensioni massime sino a 70 cm, moda compresa tra 4 e 7 cm (*till* d'alloggiamento). La percentuale dei clasti rispetto alla matrice varia tra il 30% ÷ 50% e la loro forma è prevalentemente subarrotondata e subspigolosa. Locali livelli di sabbie. Depositati fluviali e/o fluvioglaciali, costituiti da ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea o a supporto clastico, con ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali. Le ghiaie sono da rozzamente a moderatamente selezionate, con dimensioni massime sino a 60 cm, moda tra 4 e 8 cm. Locale presenza di livelli cementati, discontinui. Lenti di sabbie e limi, da massivi a laminati. Il sintema comprende anche

depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normalconsolidati o sovraconsolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi centimetri (*loess* colluviati). Nei depositi grossolani la petrografia dei clasti è poligenica a dominante carbonatica, con presenza di elementi alpini; rispetto alle altre unità strutturanti l'anfiteatro, si trovano poche tonaliti.

Spessore dell'unità e sue variazioni: l'unità presenta spessori massimi stimabili di circa 30÷40 m; i corpi fluviali hanno spessori di pochi metri. La coltre eolica che lo ricopre è discontinua, con spessori massimi inferiori ad 1,5 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il sintema si presenta fortemente rimodellato a causa dei flussi erosivi connessi alla messa in posto del sintema di Monte Piane. La superficie limite superiore è pertanto poligenica, caratterizzata da cordoni morenici molto erosi, coltre eolica molto discontinua e piane fluvioglaciali poco conservate, fisicamente scollegate dalla struttura dell'anfiteatro. Il profilo di alterazione è quasi sempre troncato; dove è conservato, presenta matrice con colori compresi tra 7,5÷5 YR e profondità massima del fronte di decarbonatazione pari a 3,2 m su sequenze complesse. Presenza di coltre eolica multipla, anche con *fragipan*. Orizzonti pedologici Bt multipli, su depositi glaciali e fluviali; orizzonti Btx su depositi fluviali e *loess*. Presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici. I litotipi calcarei sono argillificati; i litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*; litotipi vulcanici alterati o con *cortex*.

È ricoperta dal sintema di Monte Piane, dai depositi fluviali del supersintema di Monterotondo e del sintema del Po (depositi di versante). Nell'area a S di M. Delma è ricoperta dai depositi del supersintema di Palazzago. Nel Foglio l'appoggio basale del sintema non è mai visibile in affioramento; si tratta di una superficie erosiva debolmente immergente verso il lago, che lo pone a contatto con le unità più antiche dell'anfiteatro (sintema di Camignone prevalentemente).

Morfologia e paleogeografia: i depositi messi in posto nel corso della *Glaciazione Fantecolo* sono stati profondamente erosi dai processi deposizionali e erosivi connessi alle glaciazioni successive. La morfologia attuale del sintema risulta quindi non molto rappresentativa del suo assetto originario. Inoltre, a differenza degli altri sintemi dell'Anfiteatro di Franciacorta, è stato scavalcato e sopravanzato da un sintema più recente (Monte Piane) che ha attestato le sue morene terminali oltre il limite dei depositi glaciali della Glaciazione Fantecolo (situazione ben visibile nella zona del M. S.Michele).

Età: sulla base dei caratteri e dei rapporti stratigrafici il sintema di

Fantecolo è riferibile al Pleistocene medio.

3.2.11. - *Sintema di Monte Piane (PAE)*

Definizione: depositi glaciali (*till* d'alloggiamento e in subordine *till* d'ablazione), di contatto glaciale, fluviali e eolici. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie abbastanza ben conservate, copertura loessica multipla, profilo di alterazione con profondità superiore a 2,5 m; colore 7,5÷5 YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici alterati o con *cortex*.

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Riss (VECCHIA, 1954), Würm (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975); Solferino *moraine p.p.* (CREMASCHI, 1987).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: la sua piena definizione comprende areali localizzati al di fuori del Foglio; uno stratotipo areale parzialmente rappresentativo (depositi glaciali *s.l.* ed eolici) può essere localizzato tra Provaglio d'Iseo – M. S. Michele e S.Giorgio.

Litologia: comprende sia depositi glaciali che depositi fluviali ed eolici. Relativamente ai depositi glaciali sono stati riconosciuti (ma non distinti cartograficamente alla scala del Foglio):

- *till* d'alloggiamento: *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea, sovraconsolidata. Clasti con dimensioni massime sino a 150 cm, moda compresa tra 4 e 10 cm. La percentuale dei clasti rispetto alla matrice varia tra il 30% ÷ 60% e la loro forma è subarrotondata e subspigolosa.
- *till* d'ablazione: *diamicton* stratificati a supporto clastico (anche *open-work*) o di matrice da sabbiosa a sabbioso limosa calcarea, localmente cementata. Clasti con dimensioni massime anche superiori a 2 m. La percentuale dei clasti varia tra il 60% e oltre l'80%; la loro forma è subspigolosa, tabulare e subarrotondata.
- *depositi di contatto glaciale:* depositi fini (da sabbie a limi argillosi); massivi o laminati (laminazione da piano parallela a convoluta), da normal consolidati a sovraconsolidati. Presenza di clasti subspigolosi e subarrotondati; dimensioni massime decimetriche. Presenza di lenti di *diamicton* massivi, di depositi fluviali e di depositi lacustri. Locali evidenze di glaciotettonica.

I depositi fluvioglaciali e/o fluviali sono costituiti da ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea, o supporto clastico (anche *open-work*), con ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali; ghiaie da rozzamente a moderatamente selezionate, con

dimensioni massime sino ad 80 cm, moda compresa tra 4÷8 cm. Locale presenza di livelli cementati, discontinui. Lenti di sabbie e limi, da massivi a laminati. Limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normalconsolidati o sovraconsolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi centimetri sono stati interpretati come depositi eolici (*loess*) colluviati. La petrografia dei clasti dei depositi grossolani è poligenica, a dominante carbonatica, con presenza di elementi alpini.

Spessore dell'unità e sue variazioni: l'unità presenta spessori massimi stimabili dell'ordine di 50÷60 m; le unità fluviali e di contatto glaciale presentano spessori di pochi metri. La coltre eolica presenta spessori molto variabili.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: superficie limite superiore con morfologie abbastanza ben conservate (cordoni morenici poco erosi e piane fluvioglaciali conservate). È presente una coltre eolica multipla, discontinua. Il profilo d'alterazione è spesso troncato a causa dell'intensa antropizzazione delle superfici. Dove il profilo è conservato la matrice ha colore variabile tra 5÷7,5 YR e profondità massima del fronte di decarbonatazione di 2,5 m su ghiaie fluviali. Presenza di coltre eolica multipla con locale presenza di *fragipan*. Orizzonti pedologici Bt multipli, su depositi glaciali e fluviali e *loess*. Presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici. Litotipi calcarei argillificati; litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*; litotipi vulcanici con *cortex*.

L'unità è sistematicamente ricoperta dal supersistema di Monterotondo e, localmente, dai depositi del sistema del Po (depositi di versante). Nell'area di M. S. Michele è ricoperta dai depositi del supersistema di Palazzago. La superficie limite inferiore pone l'unità a contatto con il substrato carbonatico nella porzione NE dell'anfiteatro, con una superficie erosiva immergente verso il lago. Nelle restanti porzioni dell'anfiteatro l'appoggio basale è con il sistema di Fantecolo, secondo una superficie prevalentemente erosiva, la cui geometria è probabilmente ondulata, localmente evidenziata da lembi conservati di suoli sepolti. I suoi depositi fluvioglaciali e/o fluviali arrivano a sovrapporsi ai depositi più esterni e antichi dell'anfiteatro: l'unità di Valenzano (supersistema di Monte Valenzano) e il sistema di Paderno di Franciacorta. Sempre nella porzione NE dell'anfiteatro ricopre depositi riferiti al supersistema della Colma del Piano.

Morfologia e paleogeografia: il carattere più evidente del sistema è l'accentuata espressione morfologica delle sue morene terminali, molto probabilmente dovuto alla presenza di morene di sovrapposizione (*superposed end moraine*), dove depositi glaciali della *Glaciazione Monte*

Piane avrebbero ricoperto i cordoni della *Glaciazione Fantecolo*. Spiccano, per le loro notevoli dimensioni, alcuni massi erratici (anche superiori a 3 m) presenti nella zona a NE di Fontane Zurane. Si segnala una *rogen moraine* immediatamente a NW del cimitero di Provaglio d'Iseo, emergente dalla piana fluvioglaciale e lacustre del supersistema di Monterotondo. Si tratta di un cordone con scarsa espressione morfologica, rimodellato dall'attività antropica oltre che dagli agenti morfogenetici attivi dopo la sua messa in posto. I suoi caratteri interni hanno portato a considerare tale cordone (e altri analoghi posti nelle vicinanze) come forma di fondo. Sulla base dei caratteri rilevati, la *rogen moraine* è stata attribuita tentativamente alla *Glaciazione di Monte Piane*.

Età: per caratteri e posizione stratigrafica l'unità è riferibile al Pleistocene medio.

3.2.12. - *Supersistema di Monterotondo (RO)*

Definizione: depositi glaciali, di contatto glaciale, lacustri, fluviali (localmente cementati) e di conoide, eolici, travertini. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, copertura loessica, profilo di alterazione con profondità massima di 2,8 m; colore 10÷5 YR; clasti: calcarei argillificati, alpini in parte alterati o con debole *cortex*, vulcanici raramente alterati. Il supersistema è stato suddiviso in unità informali di rango inferiore; nell'ambito del Foglio sono presenti le seguenti unità: unità di Torbiato (**ROO**), u. di Borgonato (**ROB**), u. di Timoline (**ROY**).

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come: Würm e Riss *p.p.* (VECCHIA, 1954); Würm *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975); Solferino *moraine p.p.* (CREMASCHI, 1987).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: è l'unità maggiormente affiorante in anfiteatro; i suoi depositi glaciali si rinvergono sino ad una quota massima di circa 300 m. All'esterno dell'anfiteatro struttura buona parte delle piane fluviali connesse ai principali scaricatori fluvioglaciali.

Litologia: la litologia del supersistema è determinata da quella delle unità che lo compongono (vedi *Superfici limite e rapporti stratigrafici*). Dove questo viene cartografato come indistinto, risulta essere costituito da depositi glaciali indifferenziati o da depositi fluvioglaciali e/o fluviali. I depositi di conoide e i travertini non affiorano nel presente Foglio. La petrografia dei clasti è a dominante carbonatica, con presenza di elementi alpini.

Spessore dell'unità e sue variazioni: in anfiteatro presenta spessori massimi stimabili dell'ordine di 80÷100 m; le unità fluviali, di contatto glaciale e lacustri presentano spessori da metrici a plurimetrici. La coltre eolica che lo ricopre presenta spessori di pochi decimetri.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: nel suo complesso la superficie limite superiore è perlopiù sindeposizionale, con morfologie evidenti, solitamente ben conservate (fatto salvo per l'attività antropica), con presenza di una coltre eolica fortemente discontinua. Nelle aree dove non è stato distinto in unità informali, il supersintema localmente è ricoperto dai depositi del sintema del Po (in prevalenza depositi di versante). La sua superficie di appoggio basale con il substrato giurassico è erosiva (area a NE di Provaglio d'Iseo e lembi isolati, nell'area di Contr.a Barboglio e di Borgonato). I suoi depositi fluviali arrivano ad erodere e ricoprire le unità più esterne dell'anfiteatro (sintemi di Fantecolo, Camignone, Paderno di Franciacorta) e anche i depositi del supersintema di Palazzago.

I caratteri delle unità informali presenti nel Foglio sono i seguenti:

3.2.12.1. - Unità di Torbiato (**ROO**)

Till d'alloggiamento, depositi glaciali *s.l.*, di contatto glaciale, fluviali (con locale cementazione). Morfologie ben conservate ed evidenti. Profilo di alterazione caratterizzato da matrice di colore compreso tra 5 e 10 YR e profondità massima del fronte di decarbonatazione pari a 2,8 m su sequenze complesse, con presenza di coltre eolica multipla. Orizzonti pedologici Bt multipli e laccature FeMn. Litotipi calcarei argillificati; litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*; litotipi vulcanici raramente alterati. È ricoperta dai depositi dell'u. di Borgonato. La superficie limite inferiore è erosiva con i depositi del sintema di Monte Piane, secondo una superficie a basso angolo immergente verso il lago; con i depositi del supersintema della Colma del Piano secondo una superficie erosiva ad andamento irregolare.

3.2.12.2. - Unità di Borgonato (**ROB**)

Till d'alloggiamento, depositi glaciali *s.l.*, di contatto glaciale, fluviali (con locale cementazione). Morfologie ben conservate ed evidenti. Profilo di alterazione caratterizzato da matrice di colore compreso tra 7,5 (tipico) e 10 YR e profondità massima del fronte di decarbonatazione su sequenze complesse pari a 2,1 m, con presenza di coltre eolica multipla. Orizzonti pedologici Bt multipli, su depositi glaciali e fluviali; laccature FeMn negli orizzonti argillici. Litotipi calcarei argillificati; litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*; litotipi vulcanici raramente alterati. È ricoperto dai depositi dell'u. di Timoline. Il suo limite inferiore è con i depositi dell'u. di

Torbiato, secondo una superficie erosiva a basso angolo immergente verso il lago; con i depositi del sistema di Monte Piane (area di Provaglio d'Iseo) e con i depositi del supersistema della Colma del Piano secondo una superficie erosiva ad andamento irregolare.

3.2.12.3. - Unità di Timoline (**ROY**)

Till d'alloggiamento, depositi glaciali *s.l.*, fluviali, lacustri (ambiente proglaciale). Morfologie ben conservate ed evidenti. Profilo di alterazione caratterizzato da matrice di colore compreso tra 7,5 (tipico) e 10 YR, con profondità massima del fronte di decarbonatazione di 2,1 m su sequenze complesse. Presenza di coltre eolica; non è chiaro se la coltre sia singola o multipla. Orizzonti Bt multipli, su depositi glaciali e fluviali; orizzonti Btg e Bg sui depositi di contatto glaciale/glaciolacustri; presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici. Litotipi calcarei argillificati; litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*; litotipi vulcanici raramente alterati. È eroso e ricoperto sistematicamente dal sistema di Cantù. La sua superficie limite inferiore è: erosiva con una superficie a basso angolo immergente verso il lago con i depositi dell'u. di Borgonato; erosiva con una superficie ad andamento irregolare rispetto ai depositi del sistema di Monte Piane (area di Provaglio d'Iseo) e del supersistema della Colma del Piano.

Morfologia e paleogeografia: modella in larga misura la porzione interna dell'Anfiteatro di Franciacorta, con presenza di cordoni morenici a vario grado di espressione morfologica, ampie piane fluvioglaciali e lacustri, terrazzi di contatto glaciale. Molte delle superfici classificabili come terrazzi di *kame* appartenenti all'u. di Torbiato e di Borgonato sottendono una realtà più complessa: piani di scivolamento del ghiacciaio, immergenti verso il lago, strutturati su depositi glaciali di fondo (*till plain*) e localmente ricoperti da depositi riferibili ad un ambiente di contatto glaciale. L'andamento dei cordoni morenici mostra delle anomalie nell'areale di Borgonato in conseguenza di alti di substrato subaffioranti, che hanno disturbato la geometria della lingua glaciale che ha messo in posto i sedimenti dell'u. di Borgonato. Allo stato attuale delle conoscenze, non è possibile stabilire se le tre unità informali in cui è stato distinto il supersistema corrispondano a pulsazioni di una stessa glaciazione o appartengano a distinti eventi glaciali. Numerosi scaricatori fluvioglaciali consentivano l'allontanamento delle acque di fusione della *Glaciazione Monterotondo*: nel settore SE l'attuale F.so Longherone; ad E lo scaricatore di C.na Lissignoli, attivo probabilmente solo sino alla fase di *Borgonato*.

Età: per posizione stratigrafica e caratteri il supersistema è riferibile al Pleistocene medio – Pleistocene superiore (?).

3.2.13. - *Supersintema dei Laghi (LA)*

Definizione: depositi glaciali *s.l.* Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie abbastanza ben conservate, copertura loessica non osservata, profilo di alterazione poco evoluto con profondità massima del fronte di decarbonatazione inferiore a 1 metro, colore variabile da 10 YR a 2,5 Y. I clasti derivano dalle serie locali, alterati con *cortex*.

Il supersintema indistinto è stato cartografato solo lungo le pendici occidentali del M. Guglielmo (o Golem), tra quota 1740 e i 1800, dove i lavori precedenti cartografavano solo “Detrito sciolto e cementato” (BONI & CASSINIS, 1973). Tali depositi (interpretati come depositi glaciali e cartografati come sintema di Castel Bertino solo nella cartografia 1:10.000) rappresentano probabilmente l'espressione sedimentaria di un piccolo ghiacciaio annidato sul M. Guglielmo, completamente scollegato dal ghiacciaio vallivo camuno dello LGM. Tale ghiacciaio rappresenterebbe l'apparato glaciale quaternario più meridionale dell'ambito alpino lombardo. Lungo l'asse vallivo e nell'*Anfiteatro Sebino* è stata distinta la seguente unità:

3.2.13.1. - Sintema di Cantù (LCN)

Definizione: depositi glaciali (*till* d'alloggiamento e in netto subordine *till* d'ablazione), di contatto glaciale, fluviali e di conoide alluvionale, lacustri. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, copertura loessica assente, profilo di alterazione con profondità inferiore a 1,2 m; colore 7,5÷10 YR; clasti: calcarei alterati o con *cortex*, alpini inalterati o con debole *cortex*, vulcanici inalterati.

Sinonimi: corrisponde al Würm pro parte degli autori precedenti. È stato definito da BINI dapprima come Complesso Glaciale del Piano del Tivano (BINI, 1983, 1987) e come Complesso Glaciale di Cantù (BINI, 1987), poi divenuto Alloformazione di Cantù (BINI *et alii*, 1992; ROSSI *et alii*, 1991; FELBER, 1993) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche. Corrisponde all'Alloformazione di Bodio (DA ROLD, 1990). Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Würm *p.p.* (VECCHIA, 1954; NANGERONI, 1965; BONI & CASSINIS, 1973; CHARDON, 1975); Solferino *moraine p.p.* (CREMASCHI, 1987), “Complesso dell'Oglio” *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora in modo non continuo lungo entrambe le sponde della valle e del lago, con quote massime comprese tra 520 e 540 m (margine N), passando per il Mont'Isola con quote comprese tra 350 e 250 m (lato N e lato S, rispettivamente), sino a quote variabili tra 220 e 240 m immediatamente a N dell'anfiteatro. Nel

lembo di Val Cavallina compreso nel Foglio si rinviene sino a quote massime comprese tra 450 e 480 m (area di Solto Collina). Struttura la porzione più interna dell'anfiteatro con cordoni morenici la cui quota massima è compresa tra i 200 e i 220 m. Lo stratotipo areale rappresentativo si trova lungo il bordo esterno delle Torbiere di Iseo.

Litologia: il sintema è costituito da:

- depositi glaciali (*till* d'alloggiamento, dominanti): *diamicton* massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata, di colore 2,5 Y. Clasti con dimensioni massime variabili dai 20 ai 100 cm, moda compresa tra 2 e 8 cm. La percentuale dei clasti rispetto alla matrice varia tra il 15% e il 50% e la loro forma è subarrotondata e subspigolosa;
- depositi di contatto glaciale: depositi fini limoso argillosi massivi, di colore compreso tra le pagine 10 YR e 2,5 Y, con presenza di screziature da idromorfia. Rari clasti subspigolosi e subarrotondati; dimensioni massime decimetriche. Locale presenza di lenti di *diamicton* massivi, di depositi fluviali e lacustri;
- depositi fluviali e/o fluvioglaciali e di conoide alluvionale: ghiaie da massive a rozzamente stratificate, a supporto di matrice sabbiosa calcarea, o supporto clastico, con ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali; ghiaie moderatamente selezionate, con dimensioni massime sino a 70 cm, moda compresa tra 2 e 10 cm. Locale presenza di livelli cementati, discontinui. Sabbie da massive a laminate. Limi massivi e laminati;
- depositi lacustri: depositi fini limoso argillosi calcarei, da massivi a laminati, di colore compreso tra le pagine 2,5 e 5 Y delle Munsell Soil Color Charts, con presenza di screziature da idromorfia. Di ambiente sia marginoglaciale che proglaciale.

Nei depositi grossolani la petrografia dei clasti è poligenica, a dominante carbonatica.

Spessore dell'unità e sue variazioni: presenta spessori massimi stimabili dell'ordine di 20÷30 m; le unità fluviali, di contatto glaciale e lacustri presentano spessori di pochi metri.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è deposizionale, caratterizzata da morfologie evidenti, solitamente ben conservate e dall'assenza di coltre eolica. Il profilo d'alterazione è molto spesso troncato o completamente asportato, sia per il suo limitato spessore sia per la intensa attività antropica che ha significativamente rimodellato l'originaria superficie topografica. Dove il profilo è conservato, presenta matrice di colore compreso tra 7,5÷10 YR (tipico) e profondità massima del fronte di decarbonatazione pari a 1,2 m su ghiaie fluviali. Orizzonti

pedologici Bt su depositi glaciali e fluviali; Btg: su depositi di contatto glaciale. Litotipi calcarei alterati o con *cortex* da millimetrico a centimetrico; litotipi alpini inalterati o con debolissimo *cortex* decolorato; litotipi vulcanici inalterati. È ricoperto dal sintema del Po, situazione particolarmente evidente nell'area delle torbiere. Il suo limite inferiore, quasi mai visibile, è caratterizzato da una superficie di erosione suborizzontale o, per i depositi glacialigenici, blandamente immergente verso il lago, superficie che lo pone in contatto diretto con il substrato carbonatico (area a NW di Provaglio d'Iseo) oppure con i depositi dell'u. di Timoline (supersintema di Monterotondo) e del supersintema di Palazzago. Nell'area compresa tra Cremignane e Timoline, ricopre le unità conglomeratiche del ceppo di Cremignane, del gruppo di Foppe. Lungo l'asse vallivo il limite superiore dell'unità è spesso erosivo, in conseguenza della maggior energia del contesto geomorfologico. È ricoperto dai depositi del sintema del Po. Il suo limite inferiore è caratterizzato da una superficie di erosione immergente verso il lago che lo pone in contatto diretto con le unità del substrato oppure con la formazione di Marasino (gruppo del Culmine), con il ceppo di Poltragno e con i depositi del supersintema della Colma del Piano.

Morfologia e paleogeografia: la *Glaciazione Cantù*, ultimo evento glaciale ad aver modellato l'area sebina e l'asse vallivo camuno, risulta essere meno estesa rispetto a quanto cartografato dagli autori precedenti. La morfologia dei suoi depositi è solitamente meglio conservata rispetto a quella dei depositi delle glaciazioni precedenti. In generale lungo l'asse vallivo si riscontrano pochi cordoni morenici, mentre sono frequenti le superfici terrazzate poste a varia quota (terrazzi di *kame* e piane fluviali/fluvioglaciali); quest'ultima peculiarità è particolarmente evidente nella conca di Sale Marasino – Sulzano e lungo il versante occidentale del Mont'Isola. Il ghiacciaio della *Glaciazione Cantù* subiva trasfluenze verso la Val Borlezza e la Val Cavallina (Fig. 14). Relativamente alla Val Cavallina esistevano due distinti punti di trasfluenza: uno ad W di Pianico, all'inizio della Val Cavallina (Foglio Breno) ed il secondo situato in corrispondenza della sella di Solto Collina. Qui il limitato spessore della massa glaciale non le consentiva il superamento della soglia, cosicché la lingua glaciale attestava la sua fronte nei pressi della loc. Panteno, dove è ancora visibile un lembo di un cordone morenico terminale. Quindi, nel corso dell'ultimo evento glaciale, la Val Cavallina risultava sgombra da ghiacciai e gli unici depositi legati allo LGM che riuscivano a occuparla erano quelli fluvioglaciali, trasportati dalle acque di fusione delle due lingue che vi si affacciavano.

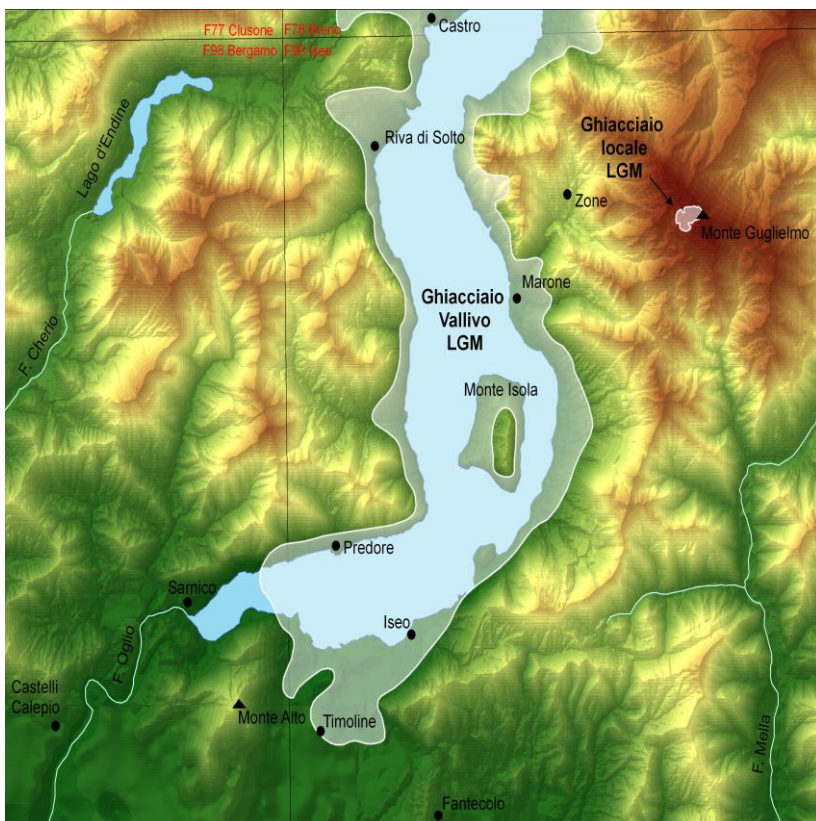


Fig. 14 -Lo LGM nell'area sebina; in alto a destra il ghiacciaio locale del M. Guglielmo

In anfiteatro l'unità si caratterizza mediante cordoni morenici altimetricamente poco evidenti, terrazzi di *kame* e piane fluvioglaciali. La massa glaciale che fluiva a S del Mont'Isola era di limitate dimensioni e la sua parte terminale probabilmente galleggiava, senza riuscire ad arrivare a fondo lago, fermandosi poco ad W di Clusane. In corrispondenza del rilievo conglomeratico di Cremignane la lingua glaciale subiva una divisione in due lobi a causa del suo limitato spessore (vedi Fig. 13 e 14). Il dosso di Cremignane veniva così a configurarsi come una sorta di *nunatak*: su di esso si ritrovano depositi glaciali riferibili, per il grado di alterazione e la presenza di coltre eolica, all'evento glaciale immediatamente precedente lo LGM (vedi anche il paragrafo 4). I sedimenti lacustri/palustri che si

rinvengono nell'area delle torbiere e delle Lame rappresentano la sequenza di chiusura dell'evento sedimentario instauratosi in questi lobi (laghi terminoglaciali). Il drenaggio delle acque di fusione del ghiacciaio avveniva attraverso due porte: ad W attraverso l'Oglio (fuori carta); a S grazie al paleoalveo del Fosso Longherone in cui sono confinati buona parte dei suoi depositi fluvioglaciali e/o fluviali, rappresentandone l'ultimo significativo evento deposizionale.

Età: sulla base di studi palinologici (BERTOLDI & CONSOLINI, 1989) il sintema di Cantù è riferibile al Pleistocene superiore.

BOZZA

Tab. 2 - Sintesi delle caratteristiche delle unità dell'Anfiteatro Sebino

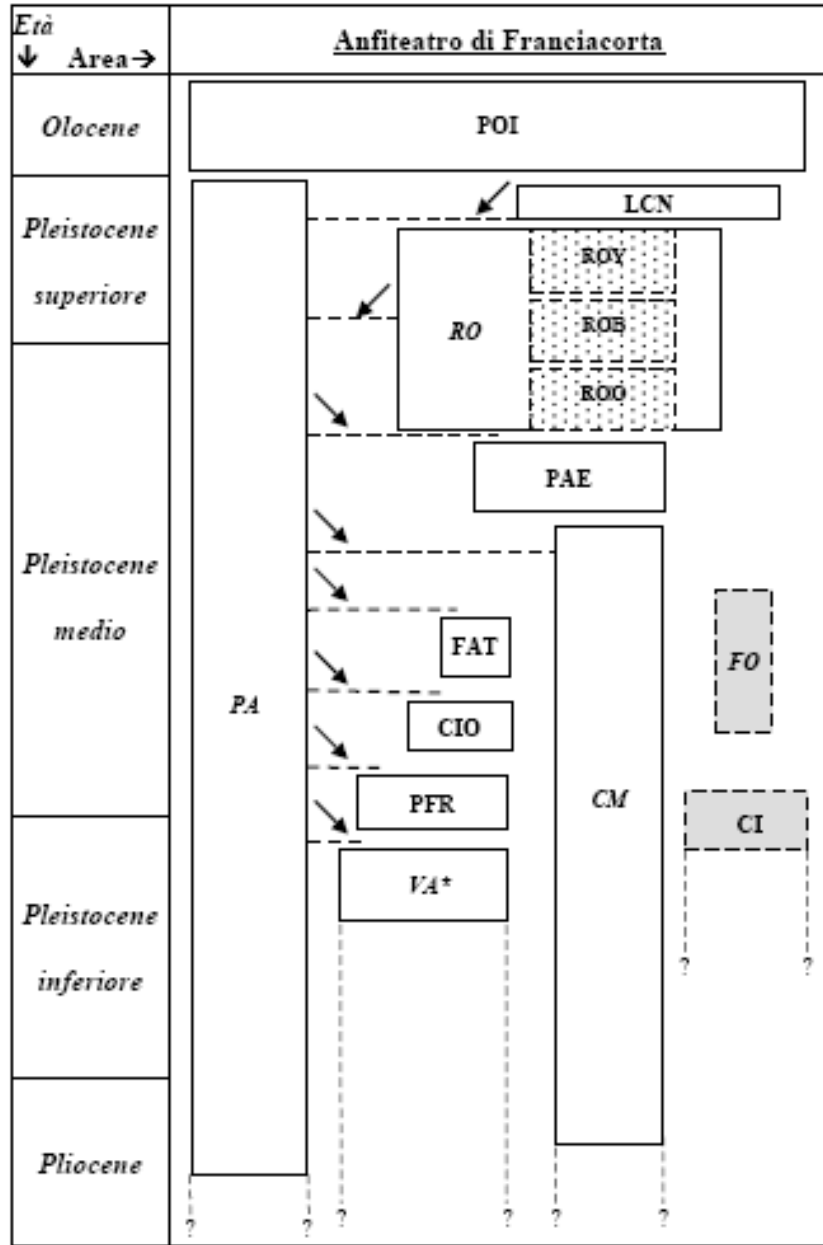
Unità → Caratteri ↓	SUPERSINTEMA DI M. VALENZANO (non distinto)	SINTEMA DI PADERNO F.C.	SINTEMA DI CAMIGNONE	SINTEMA DI FANTECOLO	SINTEMA DI MONTE PIANE	SUPERSINTEMA DI MONTEROTONDO			SINTEMA DI CANTU'
						Unità di Torbiato	Unità di Borgonato	Unità di Timoline	
Morfologia	Depositi glaciali rimobilizzati, senza morfologia propria conservata.	Morene depresse; piane fluvio-glaciali raramente conservate.	Morene depresse e erose; piane fluvio-glaciali raramente conservate.	Morene molto erose; piane fluvio-glaciali poco conservate.	Morene poco erose; piane fluvio-glaciali conservate.	Ben conservata e evidente.	Ben conservata e evidente.	Ben conservata e evidente.	Ben conservata e evidente.
Facies	Glaciali s.l., versante s.l., fluviale e di conoide, lacustri.	Glaciali s.l., fluviali.	Glaciali s.l., contatto glaciale, fluviali.	Glaciali s.l., contatto glaciale fluviali.	Glaciali s.l., contatto glaciale, fluviali.	Glaciali s.l., contatto glaciale, fluviali, conoide.	Glaciali s.l., contatto glaciale, fluviali, lacustri, conoide.	Glaciali s.l., contatto glaciale, fluviali, lacustri, conoide.	Glaciali s.l., contatto glaciale, fluviali, lacustri, conoide.
Litologia	Diamicton, limi e argille.	Diamicton, ghiaie e sabbie.	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi.	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi.	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi.	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi.	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi e argille.	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi e argille.	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi e argille.
Copertura loessica	Sequenze complesse.	10 + 7,5 YR 10 + 7,5 YR + FeMn 10 + 7,5 YR con fragipan + FeMn 10 + 7,5 YR con fragipan + FeMn 10 YR con fragipan + FeMn.	10 + 8,5 YR 7,5 YR + FeMn 10 + 5 YR con fragipan + FeMn 7,5 + 5 YR con fragipan + FeMn.	10 + 8,5 YR 7,5 YR + FeMn 9 YR con fragipan + FeMn.	10 + 8,5 YR 7,5 YR + FeMn 5 YR + FeMn.	10 YR 7,5 YR + FeMn			Assente.
Spessore profilo di alterazione*	Non definibile.	5,8 m	2,2 m	≥ 2,2 m	2,0 m	1,9 m	0,9+1,5 m		0,6 + 1,0 m §
Colore matrice*	2,5 +10 YR con fragipan + FeMn.	5 +10 YR con fragipan + FeMn.	3,5 + 5 YR con fragipan + FeMn.	5 + 7,5 YR + FeMn.	5 +7,5 YR + FeMn.	5 + 10YR + FeMn.			7,5 + 10 YR °
Spessore max profilo alterazione	Non definibile.	7,7 m	> 3,6 m	≥ 3,2 m	> 2,5 m	2,8 m	2,1 m		1,2 m °
Clasti carbonatici *	Assenti o argillificati.	Assenti o argillificati.	Assenti o argillificati.	Argillificati.	Argillificati.	Argillificati.	Argillificati.	Argillificati	Alterati o con cortex. °
Clasti alpini *	Alterati.	Alterati o con cortex.	Alterati o con cortex.	In parte alterati o con cortex.	In parte alterati o con cortex.	In parte alterati o con debole cortex.	In parte alterati o con debole cortex.	In parte alterati o con debole cortex.	In parte alterati o con debole cortex. °
Clasti vulcanici *	Alterati.	Alterati o con cortex.	Alterati o con cortex.	In parte alterati o con cortex.	Con cortex.	Raramente alterati.	Raramente alterati.	Raramente alterati.	Non alterati. °

* Caratteristiche riferite al till di alloggiamento

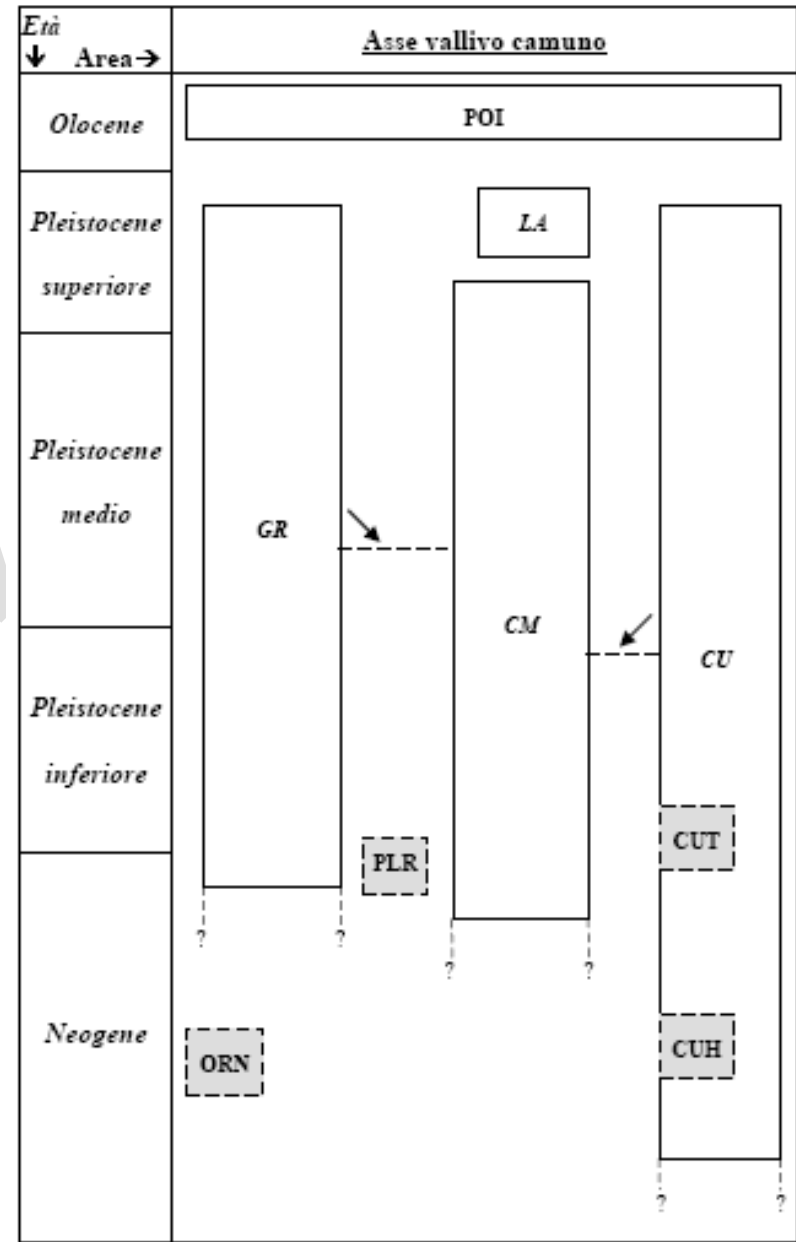
§ Caratteristiche riferite a depositi di contatto glaciale.

° Caratteristiche riferite a depositi fluviali.

Tab. 3 - Schema dei rapporti stratigrafici principali fra le unità dell'Anfiteatro di Franciacorta.



Tab. 4 - Schema dei principali rapporti stratigrafici fra le unità dell'asse vallivo camuno.



*VA=supersintema di Valenzano: nel foglio è presente solo come unità di Valenzano (VAE)

3.3. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Nel Foglio Iseo sono state cartografate le seguenti unità:

- 1) **ALTERITI (b₆)**
- 2) **SUPERSINTEMA DELLA COLMA DEL PIANO (CM):**
 - a. *Unità di Gromolo (CGX)*
 - b. *Unità di Croce Marino (CCY)*
 - c. *Unità di Coloreto (CCZ)*
 - d. *Unità di Clogne (CLH)*
 - e. *Unità di Paullo (CPU)*
- 3) **GRUPPO DEL CULMINE (CU):**
 - a. *Formazione di Lavone (CUV)*
 - b. *Formazione di Toline (CUT)*
 - c. *Formazione di Marasino (CUH)*
- 4) **GRUPPO DI PRATO GRANDE (GR)**
- 5) **SUPERSINTEMA DI PALAZZAGO (PA)**
- 6) **SINTEMA DEL PO (POI)**

3.3.1. - Alteriti (b₆)

Definizione: paleosuoli sviluppati su substrato, eventualmente soggetti a movimenti di piccola portata (trasporto in massa, *creep*, soliflusso o simili).

Sinonimi: unità di nuova istituzione che non trova equivalenti in letteratura, poiché le alteriti, fino a tempi recenti, non sono mai state contemplate nella “casistica” geologica.

Area di affioramento e sezioni rappresentative: sono diffuse lungo l'intera Val Trompia ma, in misura molto limitata e discontinua, si rinvergono occasionalmente in numerose località, sebbene siano presenti con maggiore frequenza a sud di Gardone e mostrino una certa continuità nell'area Polaveno - San Giovanni ed in valle Redolla (Sarezzo).

Litologia: le alteriti presenti possono essere ricondotte alle seguenti tipologie:

- paleosuoli su substrato carbonatico a basso contenuto di impurità terrigena. In questa situazione si originano accumuli limoso - argillosi di minerali residuali, in genere molto rubefatti. Nelle porzioni più prossime al substrato si possono rinvenire frammenti arrotondati di roccia carbonatica, completamente “annegate” nei depositi residuali. Il contatto con il substrato inalterato è spesso rappresentato da uno strato decimetrico di argille rosso scuro estremamente indurite (argilliti), con caratteri di fissilità, che lo “fasciano” completamente (es. Polaveno, Gazzolo).

- paleosuoli su substrato carbonatico ad alto contenuto terrigeno o su rocce terrigene a cemento carbonatico. La pedogenesi conduce alla formazione di litosomi che mantengono l'aspetto (caratteristiche sedimentologiche e tessiturali) delle rocce originarie, ma risultano estremamente friabili: si possono frantumare con facilità, spesso anche a mano. Infatti, la rimozione totale dei carbonati, a seguito dei processi di alterazione geochimica e pedogenetici, lascia intatta la struttura portante della roccia, costituita dalla frazione non carbonatica, ma la priva del cemento o, più in generale, del legante, provocando il decadimento completo delle sue proprietà meccaniche. Paleosuoli di questo genere sono riconducibili alla definizione di "saprolite" (FAIRBRIDGE, 1968).

Spessore dell'unità e sue variazioni: in generale può essere da plurimetrico a decametrico; in Val Trompia, dove i paleosuoli comunemente appaiono troncati, lo spessore (difficilmente valutabile) sembra sempre non superare gli 1,5 - 2 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: rispetto alla distribuzione areale le alteriti raramente affiorano, infatti sono usualmente ricoperte da una coltre più o meno pellicolare di depositi colluviali o di versante *s.l.* (es. supersintemi di: Palazzago, Dosso Baione e Fiume Mella) e la loro superficie limite superiore è priva di espressione morfologica propria. Il loro limite inferiore, quando non sono significativamente rimobilizzate lungo i versanti, è di natura pedogenetica e solitamente graduale con il substrato progressivamente meno alterato. Nei casi di parziale rimobilizzazione poggiano su substrato (da totalmente a parzialmente alterato) con superficie limite inferiore erosiva, ondulata e immergente verso valle.

Morfologia e paleogeografia: nonostante l'assenza di glaciazioni vallive in Val Trompia, i paleosuoli hanno spessori ridotti e appaiono profondamente troncati a testimonianza dell'entità e dell'importanza delle fasi erosive che si sono susseguite nel corso dell'evoluzione della valle.

Età: le alteriti costituiscono un ottimo indicatore paleoclimatico: si sono sviluppate in climi da intertropicali a mediterranei, caratterizzati da temperature e piovosità elevate, complessivamente prevalenti, nelle nostre regioni, tra il tardo Terziario ed il Pleistocene inferiore.

3.3.2. - *Supersintema della Colma del Piano (CM)*

Definizione: depositi glaciali *s.l.*, di versante *s.l.*, fluviali, lacustri e di conoide. Superficie limite superiore poligenica e polifasica, coltre eolica non sempre presente, profilo di alterazione con profondità massima molto variabile. Nel presente Foglio il supersintema è stato suddiviso nelle seguenti unità informali di rango inferiore: unità di Gromolo (CGX), unità di Paullo (CPU) [sponda

destra orografica del Lago d'Iseo]; unità di Croce Marino (**CCY**), unità di Coloreto (**CCZ**), unità di Clogne (**CLH**) [sponda sinistra orografica del Lago d'Iseo].

Sinonimi: è stata definita da BINI (1983, 1987), alla Colma del Piano (Sormano, CO), come Complesso Glaciale della Colma, poi sostituito con il nome di Allogruppo della Colma (BINI, 1994; FELBER, 1993; BINI *et alii*, 1996) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche ed infine come Supersistema della Colma del Piano. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Riss e Mindel *p.p.* (VECCHIA, 1954); Würm e Riss *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: lo stratotipo areale rappresentativo è esterno al Foglio Iseo. Depositi riferibili al supersistema ammantano i versanti delle sponde del Lago di Iseo, della Val Cavallina e della Val Borlezza, con affioramenti presenti anche a quote occupate dal ghiacciaio dello LGM. Sezioni con spaccati significativi sono visibili in corrispondenza delle incisioni fluviali delle principali valli laterali che sfociano nel lago. La quota massima dei depositi del supersistema (MEG) varia dai circa 1280 ÷ 1290 m dell'area di Croce Marino (settore N del Foglio) sino ai 530 ÷ 550 m nell'area a NE di M. Cognolo. Nelle aree marginali dell'anfiteatro affiora a ridosso dei rilievi in posizione esterna rispetto ai depositi del sistema di Monte Piane. Nel rilevamento al 10.000 sono state distinte differenti unità informali (tra cui anche unità litostratigrafiche), non rappresentate in carta per motivi di scala e di semplificazione.

Litologia: il supersistema è solitamente costituito da *till* d'alloggiamento passanti superiormente a sedimenti glaciali non sovraconsolidati: depositi di contatto glaciale e, più raramente, *till* d'ablazione. Sono inoltre presenti lenti localizzate di depositi fini limosi o limoso argillosi, da massivi a laminati, alcuni dei quali con evidenze di *dropstone* (depositi lacustri marginoglaciali). I depositi di natura fluvioglaciale e/o fluviale o di conoide *s.l.*: sono a supporto clastico o di matrice, con matrice sabbiosa o sabbioso limosa, da massivi a moderatamente organizzati e selezionati, con clasti da subarrotondati ad arrotondati. Depositi fini limoso argillosi, massivi, con rari clasti sparsi, interpretati come depositi eolici, sono presenti in modo discontinuo e localizzato e risultano rimobilizzati in varia misura. Numerose sono le evidenze di deformazioni sindeposizionali e di glaciotettonica, in prevalenza a spese dei depositi glaciali di fondo e di quelli fluvioglaciali/fluviali e lacustri. La petrografia dei clasti è a dominante carbonatica, con presenza di elementi di provenienza alpina; nei depositi di conoide la componente alpina è nettamente minoritaria, analogamente a quanto accade per le porzioni basali dei *till* d'alloggiamento che risultano fortemente

arricchite nei litotipi del substrato affiorante localmente o immediatamente a monte rispetto al verso del flusso glaciale. All'interno della successione stratigrafica si rinvengono suoli con differente grado di conservazione. Le unità in cui è stato suddiviso il supersistema alla scala 1:50.000 sono le seguenti:

3.3.2.1. - Unità di Gromolo (**CGX**)

E' costituita da depositi glaciali di fondo (*till* di alloggiamento), con intercalazioni di corpi conglomeratici canalizzati, a petrografia poligenica, passanti superiormente a depositi lacustri, con evidenze di deformazioni legate a gliocitotettonica. Poggia sul substrato sedimentario con superficie limite inferiore erosiva ed ondulata; superiormente passa con limite netto ed erosivo a corpi conglomeratici appartenenti al supersistema indistinto. Affiora nell'impluvio della V. dei Foppi (Parzanica) tra i 650 e 750 m. Per la posizione stratigrafica ed i caratteri presentati, costituisce il più antico deposito glaciale presente lungo la valle di Parzanica.

3.3.2.2. - Unità di Croce Marino (**CCY**)

E' costituita da depositi glaciali *s.l.* alterati, con morfologie singenetiche non conservate. La matrice è alterata, di colore compreso tra 7,5 e 2,5 YR, localmente condizionato dai caratteri di alterazione del substrato (micascisti dell'*Unità tettonometamorfica del Maniva*). La profondità massima del fronte di decarbonatazione non è definibile. Poggia sul substrato con superficie limite inferiore erosiva ed ondulata; superiormente è ricoperta dai depositi di versante del sistema del Po. Affiora in corrispondenza della sella di Croce Marino (q. 1283 m). I suoi depositi rappresentano la quota della MEG nell'area N del Foglio.

3.3.2.3. - Unità di Coloreto (**CCZ**)

E' costituita da depositi glaciali *s.l.* alterati, con morfologie singenetiche non conservate. Il profilo di alterazione è caratterizzato da matrice di colore variabile da 10 a 7,5 YR; sono presenti orizzonti argillici ben evoluti, diffuse laccature FeMn. La profondità massima del fronte di decarbonatazione non è definibile. Poggia sul substrato con superficie limite inferiore erosiva ed ondulata. Affiora in corrispondenza della conca di Nistisino tra quota 750 e 780 m circa. Rappresenta la quota massima raggiunta dalla MEG nel settore centro occidentale del Foglio.

3.3.2.4. - Unità di Clogne (**CLH**)

E' costituita da depositi glaciali *s.l.* e di contatto glaciale; è presente una

coltre eolica di colore compreso tra 10 e 7,5 YR. Le morfologie sono solo parzialmente conservate. La matrice è di colore variabile da 7,5 a 5 YR, con presenza di orizzonti argillici molto ben evoluti, con diffuse laccature FeMn; orizzonti a *fragipan* nella coltre eolica. La profondità massima del fronte di decarbonatazione non è definibile. Poggia sul substrato con superficie limite inferiore erosiva ed ondulata; superiormente è ricoperta dai depositi indistinti del supersistema, dai depositi di versante del gruppo del Culmine e del sistema del Po. Affiora a SW del M. Rodondone tra quota 650 e 700 m circa. Insieme all'unità di Coloreto rappresenta la MEG nel settore centro occidentale del Foglio.

3.3.2.5. - Unità di Paullo (CPU)

È costituita da depositi glaciali di fondo (*till* di alloggiamento) ricoperti da depositi eolici (in posto o colluviati) pedogenizzati. Le morfologie originarie sono parzialmente conservate. La profondità massima del fronte di decarbonatazione non è definibile. Limite inferiore erosivo, ondulato col substrato sedimentario; superiormente è ricoperta da dai depositi indistinti del supersistema stesso e dai depositi di versante del sistema del Po. Affiora lungo la valle di Vigolo da circa quota 600 m sino in loc. Ronchi della Bratta (q. 800 m circa). Costituisce i depositi glaciali più antichi presenti lungo la valle del T. Rino.

Spessore dell'unità e sue variazioni: lo spessore massimo complessivo di alcune delle unità del supersistema localmente può anche essere superiore a 150÷200 m, soprattutto in corrispondenza delle principali valli tributarie del Lago d'Iseo. Nelle zone di sella raggiunte dal ghiacciaio lo spessore dei corpi glaciali è spesso limitato a pochi metri (es. u. di Croce Marino). La potenza delle unità conglomeratiche (sia di natura glaciale che fluviale) si limita solitamente a pochi metri e, spesso, è anche inferiore al metro.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: col crescere della quota e con il conseguente spostamento verso porzioni più esterne rispetto all'asse vallivo occupato dai ghiacciai, la superficie limite superiore delle differenti unità del supersistema mostra morfologie progressivamente meno nette e cresce sia la sua complessità (presenza di coperture colluviali e/o coltri eoliche multiple) sia il suo grado alterazione, sino ad arrivare a depositi privi di una morfologia sindeposizionale propria conservata, in quanto ormai completamente obliterata da processi erosivi, di pedogenesi e colamento lungo il versante. Il termine estremo di tale processo è costituito da aree ricoperte da massi erratici direttamente poggianti su substrato o plaghe limitate e discontinue di depositi fini (è quello che un tempo veniva indicato come "*deposito morenico*")

scheletrico sparso”). Il supersintema è localmente ricoperto dai depositi del gruppo del Culmine e del sintema del Po; in anfiteatro il supersintema è ricoperto dai depositi del sintema di Monte Piane, da quelli del gruppo di Prato Grande e del sintema del Po. La superficie limite inferiore è erosiva, con andamento generalmente ondulato, immergente verso l’asse vallivo e pone il supersintema a contatto con le formazioni che costituiscono il substrato o, localmente, con formazioni plio-quadernarie preglaciali (es. f.ne di Marasino).

Morfologia e paleogeografia: i versanti posti a quota superiore rispetto al limite dello LGM mostrano una articolata serie di superfici strutturate dai depositi del supersintema. Queste appartengono a più eventi sedimentari che hanno distribuito i loro depositi lungo l’asse vallivo, secondo complessi schemi di sovrapposizione e erosione all’interno di ogni evento e fra eventi distinti. La morfologia che contraddistingue queste unità diviene sempre meno netta col crescere della quota e con l’allontanarsi dall’asse principale. In altri contesti i depositi non hanno mantenuto una morfologia propria a causa di intensi processi erosivi (es. u. di Gromolo). Il contesto paleogeografico in cui si inserisce il supersintema è complesso, anche in conseguenza dell’ampio lasso temporale che questo racchiude. Più volte il ghiacciaio, all’altezza di Castro – Pisogne (immediatamente a N del Foglio Iseo), subiva una doppia transfluenza a N ed a S del M. Clemo, scendendo verso la Val Borlezza (Fogli Breno e Clusone) e verso la Val Cavallina (Fogli Iseo e Bergamo). La lingua glaciale principale proseguiva lungo l’asse vallivo insinuandosi in tutte le valli tributarie del Lago d’Iseo. Nella fase di massima espansione, dalla massa glaciale emergevano solo le cime dei rilievi maggiori (es. Corna Trentapassi, M. Guglielmo...); malgrado tale imponente il ghiacciaio camuno non riuscì mai a valicare il crinale con la Val Trompia. In anfiteatro il supersintema comprende solamente i depositi precedenti alla *Glaciazione Monte Piane*.

Età: il supersintema comprende depositi riferibili, per caratteri e posizione stratigrafica, al Pleistocene superiore (?) e medio anche se potrebbe contenere depositi legati a fasi glaciali più antiche (Pliocene superiore?).

3.3.3. - Gruppo del Culmine (CU)

Definizione: depositi di versante *s.l.*, con locali inclusioni di depositi di conoide, cementati. Superficie limite superiore poligenica e polifasica, con morfologie erose verso valle o lateralmente; profilo di alterazione con profondità molto variabile. Nel Foglio il gruppo è stato localmente suddiviso nelle seguenti unità informali: Formazione di Marasino (CUH), Formazione di Toline (CUT), Formazione di Lavone (CUV).

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Nella cartografia relativa all’area del

Foglio la sua area di affioramento era stata cartografata come “Detrito sciolto e cementato” (BONI & CASSINIS, 1973); “Depositi di versante” (ROSSI *et alii*, 2000) oppure cartografata come unità di substrato.

Area di affioramento e sezioni rappresentative: è presente in ampie porzioni di versante, marginali rispetto ai ghiacciai pleistocenici o in valli non glacializzate (Val Trompia), in cui l'unità affiora in modo discontinuo e irregolare.

Litologia: depositi di versante *s.l.*, moderatamente selezionati, a supporto sia clastico che di matrice, costituiti da clasti da spigolosi a subarrotondati derivanti dalle serie locali. Sono da irregolarmente a ben cementati. La petrografia dei clasti è determinata dalle unità di substrato presenti a monte degli affioramenti. In alcune unità in cui il gruppo è stato distinto, si rinvencono anche rari ciottoli di natura esotica, derivanti dal rimaneggiamento di depositi glaciali preesistenti.

Spessore dell'unità e sue variazioni: la tipologia dei sedimenti del gruppo non consente una valutazione significativa degli spessori delle unità che lo compongono. L'andamento complessivo mostra un generale aumento degli spessori dei depositi da monte verso valle, coerentemente alle dinamiche deposizionali che li hanno generati; tali depositi tendono a regolarizzare il versante, assorbendone le irregolarità con conseguenti forti variazioni degli spessori. Lo spessore massimo osservato solitamente è superiore ai 10 m.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è costituito dalla superficie topografica, con la presenza alla sommità di suoli variamente evoluti. È localmente ricoperto dai depositi glaciali (supersintema della Colma del Piano e sintema di Cantù) e da quelli di versante del sintema del Po. La superficie limite inferiore è erosiva, con andamento generalmente immergente verso valle, localmente irregolare; ricopre le unità del supersintema della Colma del Piano o direttamente il substrato.

Morfologia e paleogeografia: il gruppo racchiude depositi di versante *s.l.* formati nel corso delle variazioni climatiche quaternarie, anche in condizioni periglaciali (in modo particolare i *grèzes litées*). La loro messa in posto è verosimilmente cominciata all'inizio di ogni evento glaciale, per proseguire durante il suo sviluppo e anche dopo il suo termine, con fasi di stasi negli interglaciali. I depositi del gruppo possono localmente presentare morfologie proprie, che regolarizzano l'andamento dei versanti; spesso sono erosi e troncati a varia quota verso valle: tali troncature testimoniano probabilmente antichi livelli di base.

Età: depositi di età compresa genericamente tra il Pliocene (?) ed il Pleistocene.

I caratteri specifici delle unità in cui è stato suddiviso il gruppo sono di seguito descritti.

3.3.3.1. - Formazione di Marasino (CUH)

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora unicamente nella conca compresa tra Sale Marasino e Sulzano. I principali affioramenti sono localizzati negli impluvi dei torrenti Vigolo, Portazzolo e Mesagolo, con quote comprese tra i 230 ed i 500 m. Le sezioni più rappresentative sono situate a NE di Presso, nell'impluvio del Torrente Vigolo (q. 330 ÷ 350).

Litologia: breccie di frana, con clasti eterometrici di calcari e dolomie, a supporto clastico, con matrice fine negli interstizi. I clasti sono spigolosi, con moda variabile tra 4 e 8 cm; sono presenti anche numerosi grossi blocchi di dimensioni plurimetriche. Il deposito è caotico e privo di strutture sedimentarie visibili. La cementazione è variabile: da buona ad elevata, pervasiva. I clasti derivano esclusivamente dalle formazioni della Dolomia Principale e del Calcare di Zu.

Spessore dell'unità e sue variazioni: da alcuni metri per le aree situate ad E ed a quote più elevate, sino ad oltre 30 ÷ 40 m nelle porzioni centrali della conca di Sulzano – Sale Marasino.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è una superficie erosiva polifasica, con andamento irregolare, priva di morfologia propria conservata. Tale superficie pone a contatto l'unità con i depositi del supersintema della Colma del Piano e con il sintema di Cantù; lungo le scarpate è ricoperta da depositi di versante del sintema del Po. La superficie limite inferiore è sempre erosiva, irregolare, immergente verso il lago e pone la formazione a contatto con il sottostante substrato roccioso.

Morfologia e paleogeografia: l'unità è priva di morfologia propria conservata in quanto è stata successivamente rimodellata dalle glaciazioni quaternarie e ricoperta dai depositi glaciali ad esse associati. BONI & CASSINIS, (1973) avevano cartografato l'unità come Dolomia a Conchodon mentre NANGERONI nel 1965 l'aveva interpretata come breccia tettonica di frizione derivante dallo scivolamento del Mont'Isola dalla sua posizione originaria lungo il versante, sino alla sua posizione attuale nel centro del lago, originando così la conca di Marasino. Si propone di interpretare i depositi costituenti l'unità come l'accumulo di una ampia frana staccatasi in epoca preglaciale dai versanti che bordano da NNE ad E la conca di Sale Marasino.

Età: gli elementi raccolti non consentono una datazione precisa. La mancanza di clasti di origine esotica fa supporre che si tratti di un deposito legato ad un evento verificatosi precedentemente alle glaciazioni che hanno interessato l'asse vallivo camuno. Riferibile genericamente al Neogene (?).

3.3.3.2. - Formazione di Toline (CUT)

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora lungo la Valle S. Bartolomeo, tra quota 520 (lungo i versanti) e 190 m s.l.m. (a ridosso del lago e nell'abitato di Toline); la sezione tipo è localizzata a S di Toline, in corrispondenza della cava abbandonata di quota 380 m s.l.m. Depositi riferibili a questa formazione affiorano immediatamente ad E della Punta delle Croci Bresciane, lungo la vecchia strada litoranea.

Litologia: comprende più eventi deposizionali costituiti da alternanze di conglomerati massivi (a prevalente supporto di matrice e poco selezionati) e di conglomerati stratificati o gradati (a supporto clastico e maggiormente selezionati), separati da superfici erosive (perlopiù sinsedimentarie) di vario ordine, complessivamente a basso angolo e immergenti verso il lago, di cui le principali separano depositi organizzati secondo sequenze a gradazione diretta. Si riscontrano anche lenti marnose laminate (probabili riempimenti secondari). I depositi sono da rozzamente a moderatamente stratificati, con stratificazione piano parallela immergente verso il lago (ventaglio da W a N), e angoli massimi di 10° - 15° ; presenza di livelli arenacei gradati da grossolani a fini. I clasti hanno dimensioni variabili da decimetriche a centimetriche, da subspigolosi a subarrotondati, con presenza di clasti tabulari embricati (indicativi di flusso diretto verso NNW), derivanti sia dalle serie locali sia da quelle affioranti lungo l'asse vallivo camuno. L'intera successione è cementata: da litificata (al *top*) ad una cementazione elevata ma irregolare (porzioni basali). Presenza diffusa di alterazione, specie nelle porzioni sommitali: zone con variazione del colore della matrice o con perdita della cementazione, porzioni carsificate o con ciottoli disciolti e poi parzialmente riempiti da sedimenti fini successivi. All'interno dell'unità si riscontra la presenza di paleosuoli, localmente continui, con matrice che assume colori variabili da 7,5 a 10 YR con *Chroma* e *Value* variabili da 5/4 a 6/8, sviluppo di orizzonti pedologici B, laccature di FeMn e alterazione dei clasti.

Spessore dell'unità e sue variazioni: solitamente non superiore a 20 m, ma potrebbe essere sensibilmente maggiore muovendosi da monte a valle, coerentemente alle dinamiche sedimentarie che l'hanno generata

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è erosivo e la sua morfologia originaria non è conservata. È ricoperta dai depositi glaciali del sistema di Cantù e da quelli di versante del sistema del Po. La superficie limite inferiore non è mai visibile; si tratta di una superficie erosiva, irregolare, immergente verso il lago che la pone a diretto contatto con le unità del substrato (Dolomia Principale e Formazione di Castro Sebino).

Morfologia e paleogeografia: la morfologia originaria dei depositi non è più conservata in quanto completamente obliterata dall'azione erosiva esercitata dai ghiacciai e dalle dinamiche di versante. L'unità rappresenta l'espressione di dinamiche deposizionali legate ad un sistema versante – valle, con porzioni organizzate e stratificate riferibili a depositi di conoide, alternate con depositi più caotici assimilabili a depositi di *debris-flow*. Racchiude più eventi deposizionali, durante i quali sono stati anche presi in carico depositi di natura probabilmente glaciale (forse legati alle prime fasi glaciali del bacino camuno), intervallati da prolungate stasi nella sedimentazione, testimoniate dalla presenza di suoli all'interno della successione.

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

3.3.3.3. - Formazione di Lavone (CUV)

Area di affioramento e sezioni rappresentative: l'unità affiora discontinuamente in Val Trompia, lungo la valle del F. Mella, tra Inzino (Gardone) e Aiale, a monte del quale tende a scomparire il substrato carbonatico. Nel tratto tra Tavernole e Lavone le brecce assumono una certa continuità, caratterizzando lo sbocco di piccole valli sospese contigue. Altri affioramenti significativi sono concentrati tra Ronco e Zanoletti (piana di Caregno) e in alta valle di Polaveno.

Litologia: la formazione è costituita da:

- depositi di versante: brecce a prevalente supporto clastico, clinostratificate a basso angolo, organizzate in strati grossolani o in alternanze di livelli pluridecimetrici a differente contenuto di matrice (tipo *grèzes litées*). Clasti eterometrici, subspigolosi e spigolosi; la selezione, in genere scarsa, può aumentare significativamente all'interno dei singoli strati. La litologia è comunemente monogenica (Dolomia Principale o calcare di Esino) e di origine strettamente locale. Prevalgono litologie caratterizzate da clasti a contatto, con i vuoti parzialmente riempiti da matrice limosa (litofacies *Cmco*; BINI *et alii*, 2001). La cementazione dei depositi è variabile, da moderata ed irregolare a ben sviluppata, con cementi di spessore fino al centimetro in livelli *open work*;
- depositi di conoide da trasporto in massa: localmente (Magno di Inzino -

Caregno) si osservano limi argillosi massivi, moderatamente ridotti (colore 2,5 Y) a clasti sparsi di dolomie e rocce terrigene, completamente alterati. Il limite superiore è erosionale e ricoperto da un grosso corpo lenticolare di breccie dolomitiche, con struttura interna a grossolana stratificazione concava (dimensioni medie 1-1,5 m di spessore e 3-4 m di larghezza), evidenziata dalla cementazione di uno strato basale pluridecimitrico di breccie a supporto clastico. Tali depositi sono interpretati come prodotto della risedimentazione in massa di materiale accumulatosi per gravità in corrispondenza delle soprastanti pareti e canali del M. Lividino (Dolomia Principale). Le parti fini corrisponderebbero a depositi di *mud flow*, mentre le breccie canalizzate rappresentano lobi clastici di flussi gravitativi.

Spessore dell'unità e sue variazioni: gli spessori dell'unità sono estremamente variabili, variando da pochi metri per gli affioramenti isolati, distribuiti lungo i versanti, alle decine di metri degli affioramenti più continui (Magno, Lavone), localizzati allo sbocco di valli laterali, attualmente sospese.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è costituito da superfici erosionali polifasiche, coincidenti con la superficie topografica o saturate da depositi colluviali del gruppo di Prato Grande. I suoli sviluppati sulle superfici sommitali sono stati smantellati dall'erosione, anche se, localmente, si possono osservare evidenze di pedogenesi, anche intensa (cementazione irregolare, a pilastri, tipo "organi geologici", con matrice debolmente rubefatta). Inferiormente, le breccie dell'unità giacciono, con limite erosionale, spesso fortemente irregolare, sul substrato roccioso.

Morfologia e paleogeografia: l'unità comprende depositi riconducibili a due differenti situazioni morfologiche:

- breccie associate agli sbocchi, attualmente sospesi sul fondovalle, di valli laterali rettilinee e di ridotte dimensioni. Questi depositi sono distribuiti nel tratto tra Lavone e Tavernole e assumono caratteri molto omogenei, per litofacies e dislivelli sul fondovalle;
- breccie distribuite lungo i versanti, non legate a morfologie significative, associate a pareti verticali (comunemente in Dolomia Principale o calcare di Esino) o a valli sospese. Questi depositi si rinvencono con una certa frequenza nel tratto Inzino - Marcheno.

Età: la stretta affinità litologica dell'unità con il conglomerato di Lodrino e altre congruenze generiche, quale i dislivelli sul fondovalle attuale, comunemente elevati (45-60 m), degli apparati laterali meglio conservati, fanno propendere per un'attribuzione al Pleistocene medio.

3.3.4. - Gruppo di Prato Grande (GR)

Definizione: depositi di versante *s.l.* e conoide, con locali inclusioni di depositi di fluviali e lacustri. Superficie limite superiore polifasica, con morfologie da conservate ad erose; profilo di alterazione con profondità molto variabile.

Sinonimi: unità di nuova istituzione. Relativamente all'area del Foglio la sua area di affioramento era cartografata come "Detrito sciolto e cementato" e "*Eluvium, colluvium*, falde e coni di detrito e deiezione inattivi della fascia prealpina esterna" *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: depositi di versante *s.l.* (da depositi di soliflusso a colluvi), presenti lungo i versanti e anche su alcune superfici sommitali a bassa acclività (es. loc. Cristo dei Morti, ad E di Lumezzane). Corpi di frana, presenti nel settore NE del Foglio, in loc. i Ronchi e immediatamente a SW dell'abitato di Noffo. Sempre in questo settore, e più in generale in corrispondenza di tutte le pareti subverticali in dolomia, affiorano falde detritiche con vario grado di cementazione (es. versante a S della Corna di Savallo - M. Palo, da Posico sino a Lodrino). Sul versante settentrionale della Val Trompia il gruppo, oltre a essere comune lungo i versanti, è presente in alta valle (settori di Stravignino-Pezzaze, Aiale e Bovegno) e in tre distinti settori della media valle: presso i piani di Caregno, dove raggiunge la maggiore estensione; a nord di Croci, tra Gardone e Marcheno; nella valle di Inzino. Le sezioni più significative sono osservabili in numerosi spaccati naturali ai Piani di Caregno, tra Stalletto e Menegatto.

Litologia: i depositi colluviali e/o di soliflusso sono costituiti prevalentemente da sedimenti fini (da limi ad argille limose) con clasti da millimetrici a centimetrici, subspigolosi e spigolosi; spesso derivano dalla mobilitazione di suoli evoluti su substrato; non si esclude che contengano anche una componente eolica. I corpi di frana, non distinti cartograficamente, sono caratterizzati da prevalenti blocchi eterometrici mentre la matrice è minoritaria. Le falde detritiche ed i *grèzes litées* sono costituiti da ghiaie a supporto clastico (da *matrix supported* ad *open work*), con matrice fine (da limi a sabbie limose), con clasti spigolosi o subspigolosi da millimetrici a centimetrici, ma sono presenti anche clasti da decimetrici e metrici, legati probabilmente ad eventi di frana. Presentano clinostratificazione (inclinazione fino a 35°-40°) e cementazione pervasiva irregolare. I depositi di conoide *s.l.* variano da *diamicton* massivi o rozzamente stratificati, a prevalente supporto di matrice (clasti da centimetrici sino a blocchi di dimensioni metriche, spigolosi o subspigolosi; depositi di *debris-flow*), sino a ghiaie stratificate, sia a supporto clastico sia a supporto di matrice (clasti da centimetrici a decimetrici, da subspigolosi ad arrotondati e

tabulari; depositi di conoide alluvionale e depositi fluviali); localmente sono cementati, con cementazione da moderata ad elevata. I corpi maggiormente cementati (conglomerati), di limitata estensione, sono inoltre caratterizzati da carsificazione complessiva e presenza di concrezioni secondarie di calcite. La petrografia rispecchia quella del substrato locale.

In Val Trompia, nei depositi di conoide si distinguono: 1) depositi di trasporto in massa: limi argillosi massivi, di colore 7,5 YR, pedogenizzati; clasti sparsi, spigolosi/subspigolosi, da millimetrici e centimetrici (prevalenti) a decimetrici, molto alterati. I loro caratteri sono molto omogenei in tutta l'area di affioramento; 2) depositi fluviali: ghiaie a supporto clastico e di matrice, pedogenizzate; matrice da limoso argillosa a limoso sabbiosa; clasti subarrotondati/subspigolosi, centimetrici e decimetrici, alterati. L'elevato contenuto clastico e la maggiore maturità tessiturale indicano una breve rielaborazione fluviale, in un contesto di valli laterali secondarie.

I depositi lacustri (osservati in zona Bovegno, ma non rappresentati in carta) comprendono limi argillosi a stratificazione centimetrica, con livelli massivi (episodi di trasporto in massa), rubefatti (7,5 YR e 10 YR); ciò indica la probabile rielaborazione di materiale già pedogenizzato.

Al gruppo sono attribuiti anche depositi privi di morfologia propria: a) depositi di ghiaie a ciottoli arrotondati, a prevalenti metamorfiti, con massi di porfidi, che mantellano il dosso in roccia di Bagne (Aiale, versante sud della valle), ad una quota di circa 90 m sul fondovalle; b) depositi ghiaiosi, con massi di Verrucano e porfidi prevalenti, che ricoprono il versante nord dell'alta Val Trompia tra Predondo e Aiale, fino ad una quota massima di 660 m circa, con un dislivello di oltre 90 m sul fondovalle. In entrambi i casi la loro provenienza è chiaramente alloctona, perché il versante su cui poggiano è formato da rocce carbonatiche e terrigene e da porfiriti.

Localmente sono state distinte alcune unità informali (non rappresentate in carta) ed i cui caratteri principali sono i seguenti:

a) **Unità di Casto**: si tratta di depositi di conoide *s.l.* (comprendendo anche depositi di *debris-flow*) e, in misura minore, fluviali. La superficie limite superiore è caratterizzata da alterazione con colore della matrice (in parte condizionato dall'apporto colluviale di suoli evoluti su substrato) variabile da 5÷10 YR e con profondità massima del fronte di decarbonatazione variabile da 1 m ad oltre 4 m. Sono presenti orizzonti argillici, anche multipli, con laccature FeMn, orizzonti a *fragipan*. Locale presenza di orizzonti calcici, anche ben evoluti. I litotipi calcarei sono da alterati (*cortex* da millimetrico a centimetrico) sino ad argillificati; i clasti di Dolomia, se presenti, sono arenitizzati parzialmente o totalmente. Affiora in modo particolare lungo l'asse vallivo del

T. Nozza.

b) **Unità di Navono**: si tratta di falde detritiche stratificate e con vario grado di cementazione (*grèzes litées*). La superficie limite superiore è caratterizzata da alterazione con colore della matrice variabile da 5÷10 YR e con profondità massima del fronte di decarbonatazione non definibile in quanto è caratterizzato da un andamento ad organi geologici ed il più delle volte si presenta troncato superiormente. Sono presenti orizzonti argillici; orizzonti calcici con vario grado di evoluzione. Dolomie con *cortex* o debole arenizzazione. Affiora in modo particolare nell'area di Lavino e di Navono

Spessore dell'unità e sue variazioni: difficilmente valutabile data la diversità di contesti geomorfologici e di processi che l'unità comprende; in generale varia da pochi decimetri sino a qualche decina di metri.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore, dove i depositi non sono stati troncati dall'erosione, presenta sistematicamente evidenze significative di pedogenesi, con profondità del fronte di alterazione molto variabile a seconda dei contesti. Nei casi meglio conservati dell'alta Val Trompia (Prati Magri), i suoli raggiungono uno spessore di 5 m ed è sempre presente una copertura loessico/colluviale. Nel conoide di Stravignino si è osservata la porzione inferiore di un suolo (orizzonte CB), ad una profondità stimata di circa 5-6 m dalla superficie, in cui il 50% delle rocce carbonatiche era quasi completamente alterato nelle frazioni granulometriche fino a 10 cm circa (argillificazione totale o *cortex* pluricentimetrici).

Nei depositi della media Val Trompia l'alterazione si spinge fino a profondità di almeno 3,5 m (massima profondità raggiunta dagli spaccati); la pedogenesi è massima nei depositi di trasporto in massa, che mostrano una matrice limoso argillosa ben rubefatta (7,5 YR), con evidenze di forte illuviazione argillosa (patine di argilla). L'alterazione dei clasti, di natura prevalentemente dolomitica, è totale per la frazione granulometrica millimetrica e, spesso, centimetrica; i ciottoli decimetrici presentano *cortex* d'alterazione plurimillimetrici ed una elevata fragilità, per cui si spezzano facilmente a mano in frammenti variabilmente alterati.

Il limite superiore del gruppo coincide con la superficie topografica o, localmente, con una superficie erosionale, ricoperta da sottili depositi, perlopiù di versante, del sistema del Po. La sua superficie di appoggio basale è sicuramente erosiva, ondulata e a vario angolo. Non sono noti i rapporti con altre unità quaternarie sepolte.

Morfologia e paleogeografia: nel contesto triumplino rappresenta l'espressione sedimentaria dell'evoluzione del sistema versante – asse vallivo. Sul versante orientale della Val Trompia, molte delle superfici terrazzate strutturate sui

depositi del gruppo risultano sospese di parecchie decine di metri rispetto al fondovalle; alcune di queste, la cui interpretazione è ancora incerta (es. area a NW di Posico), presentano dislivelli di circa 400 m rispetto all'alveo attuale del T. Nozza, mentre lembi minimi, ormai privi di depositi, si trovano a quote ancora maggiori. Nell'ipotesi che si tratti effettivamente di antichi livelli di base legati ai corsi d'acqua attivi in tale sistema versante – asse vallivo, starebbero ad indicare una evoluzione probabilmente iniziata in epoca pre quaternaria, evoluzione che ha comportato un progressivo approfondimento dell'asse vallivo il cui verso di drenaggio, almeno nelle sue fasi iniziali, non necessariamente coincideva con quello attuale. Ad E di Lumezzane si riscontrano alcuni lembi di superfici sommitali, subpianeggianti o blandamente ondulate, con dossi orientati NNW - SSE, delimitate da scarpate erosive molto nette, ricoperte da sottili coltri di depositi colluviali/di soliflusso (forse anche da *loess*). Tali lembi potrebbero testimoniare una differente posizione dello spartiacque tra Val Trompia e Val Sabbia, anticamente posto più ad E della posizione attuale ed in seguito modificato per processi di cattura fluviale da parte del T. Garza a spese di tributari della Val Trompia. Analogamente avviene nell'area compresa tra Ombriano e Lavino/Noffo e nella zona compresa tra Lodrino e Briale/Casto. L'ultimo accenno riguarda il versante S del crinale che va dal M. Palo (ad W) alla Corna di Savallo (ad E), ricoperto in modo quasi continuo da falde detritiche variamente cementate. Il notevole spessore di questi depositi, che costituiscono spesso la “cava di prestito” per l'unità di Casto, è probabilmente dovuto non solo alle dirupate pareti di dolomia ma anche a deformazioni gravitative profonde che interessano il versante, con conseguente incremento della generazione di detrito.

Sul versante settentrionale dell'alta Val Trompia il gruppo è morfologicamente associato 1) ai conoidi dell'area di Collio-Bovegno-Pezzaze. Nell'area di Bovegno e Stravignino si trovano conoidi a nucleo in substrato e polifasici, in quanto terrazzati ed aggradati da più eventi deposizionali, che si collocano a differenti quote rispetto al fondovalle attuale. Presso Bovegno i dislivelli risultano compresi tra 20-30 m (Piano e Predondo) a 60-70 m (abitato principale di Bovegno); valori del tutto analoghi si riscontrano per i conoidi del settore di Stravignino. 2) a settori di versante terrazzato, a pendenza bassa o medio bassa, di origine litostrutturale. Le forme sono rimodellate, localmente ben evidenti. Gli affioramenti più significativi sono localizzati presso Prati Magri-Paghere, Carnarizzo, Bongi e Mughe (Bovegno) e Prati di Mondaro (Pezzaze); le quote sono comprese tra circa 950 e 1300 m

In media Val Trompia l'unità è associata a ripiani strutturali 1) in zona Caregno, un'area piuttosto ristretta (larghezza media 250 m circa), a debole pendenza, con

elevata articolazione interna, che decorre per 2 Km sul versante est del Monte Lividino, tra quota 950 e 1050 m circa; 2) a nord di Croci (Marcheno), tra quota 400 e 440 m, in prossimità del fondovalle. In corrispondenza dei ripiani strutturali, le basse pendenze hanno permesso l'accumulo di depositi al piede dei versanti e in corrispondenza di modesti apparati laterali, polifasici, sviluppati allo sbocco di valli secondarie, ed il successivo sviluppo di suoli, solo parzialmente troncati dall'erosione. Altri depositi sono associati a piccoli terrazzi fluviali della valle di Inzino; rappresentano i resti di un fondovalle alluvionale sopraelevato di circa 20 m rispetto all'attuale.

Età: sulla base dei soli dati di terreno il gruppo è riferibile, in prima approssimazione, al Pliocene superiore (?) – Pleistocene.

3.3.5. - *Supersintema di Palazzago (PA)*

Definizione: depositi di versante *s.l.* (colluviali in prevalenza), di conoide e fluviali, di frana. 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). Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come: “Argille lacustri da sbarramento” *p.p.* (Riss), “Detrito sciolto e cementato”, “*Eluvium, colluvium*, falde e con di detrito e deiezione inattivi della fascia prealpina esterna” *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: affiora nelle aree poste a raccordo fra l'anfiteatro ed i versanti e tra questi ed il fondovalle/pianura e lungo tutto il margine pedemontano. Analogamente i suoi depositi sono presenti lungo la valle del T. Canale, lungo la porzione terminale della Val Trompia e la valle del T. Garza. Il suo stratotipo areale rappresentativo è esterno al Foglio.

Litologia: depositi legati alla dinamica di versante, costituiti prevalentemente da sedimenti fini (da limi ad argille limose), massivi o grossolanamente clinostratificati, con clasti da millimetrici a centimetrici, subspigolosi e spigolosi. Sono depositi solitamente di origine mista: colluvi originati dalla mobilizzazione di paleosuoli evoluti su substrato e coltri eoliche, falde detritiche variamente pedogenizzate, depositi di soliflusso o *mud flow*, depositi distali di conoide, anch'essi alimentati dalla coltre alteritica. L'unità comprende anche inclusioni marginali di depositi di conoide e fluviali di incerta collocazione stratigrafica, prevalentemente costituiti da ghiaie a supporto sia clastico che di matrice, con clasti centimetrici, subspigolosi e subarrotondati. Sono stati inclusi anche alcuni corpi di frana, non distinti cartograficamente, a matrice prevalente, non correlabili ad altre unità. La petrografia dei depositi rispecchia quella del

substrato locale; in misura assai minore si rinvencono elementi clastici extrabacinali, rimaneggiati da depositi più antichi.

Spessore dell'unità e sue variazioni: difficilmente stimabile. In linea di massima costituisce una coltre che ricopre in modo pressoché continuo il substrato (o le unità quaternarie), con spessori da decimetrici a plurimetrici. Queste ultime situazioni vengono raggiunte dove i depositi colmano le depressioni del substrato oppure nelle aree di raccordo con il fondovalle/pianura. In tali contesti la sovrapposizione di più episodi colluviali ha generato spesse coltri; i limiti dei differenti episodi sono solitamente indicati da orizzonti clastici discreti o da variazioni pedologiche.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore coincide solitamente con la superficie topografica e presenta caratteri molto variabili: da situazioni di buona conservazione (erosa solamente dai processi sedimentari legati al sistema del Po) ad altre di erosione e smembramento. L'alterazione è variabile, con situazioni molto dissimili fra di loro, pur nel quadro di una pedogenesi che determina un fronte di decarbonatazione di spessore solitamente superiore ad 1 m (quando non è troncato superiormente) e con comuni caratteri idromorfi. Sono presenti Alfisuoli, localmente molto evoluti; sui corpi più antichi si rinvencono comunemente orizzonti a fragipan anche multipli (es. fondovalle del T. Canale, loc. Navezze). Spesso la determinazione del parametro alterazione risulta difficoltosa in quanto i depositi dell'unità derivano (o comunque ricevono un significativo apporto) dalla mobilitazione di suoli evoluti su substrato nel corso del Terziario, ulteriormente sottoposti all'azione degli agenti pedogenetici posteriormente alla loro messa in posto. In sintesi tale superficie si configura come poligenica e polifasica. Nell'area dell'anfiteatro l'unità è spesso ricoperta dai depositi del supersistema di Monterotondo e dai depositi del sistema del Po. La sua superficie di appoggio basale è erosiva, ondulata e a vario angolo, anche in seguito ai processi di rimobilizzazione lungo il versante. La superficie limite inferiore dei depositi colluviali è rappresentata dal substrato o dai depositi dei precedenti cicli deposizionali.

Morfologia e paleogeografia: l'unità è l'espressione sedimentaria di eventi legati a situazioni deposizionali locali, in ambito di valle laterale o di sbocco vallivo in aree non direttamente glacializzate nel corso del Pliocene-Quaternario. La morfologia delle superfici strutturate da questi depositi è solitamente abbastanza ben conservata, e presenta due situazioni tipiche:

- depositi terrazzati e incisi in aree vallive secondarie, senza connessione morfologica con i corpi dei bacini principali;
- depositi allo sbocco delle valli o ai piedi dei versanti prospicienti la pianura in rapporti di discontinuità o di raccordo morfologico con i corpi dei bacini

principali.

Il raccordo versanti – pianura è costituito prevalentemente da superfici a basso angolo definibili morfologicamente come *glacis* d’accumulo, poste ai margini dei rilievi tra una valle e l’altra. I processi responsabili della genesi e messa in posto di questi depositi sono in relazione a condizioni periglaciali e di denudamento dei versanti, processi ripetutisi 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 una correlazione ragionevolmente certa con le unità di bacino raccordate.

Età: estremamente variabile, in quanto racchiude sedimenti di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene superiore.

3.3.6. - *Sintema del Po* (POI)

Definizione: depositi di versante *s.l.* (falde detritiche, *grèzes litées*, depositi colluviali e di frana), depositi alluvionali, palustri e di torbiera, depositi chimici (travertini). Superficie limite superiore caratterizzata da: profilo di alterazione con profondità inferiore a 50 cm; colore della matrice 10 YR÷2,5 Y; litotipi da non a poco alterati (*cortex*); morfologie ben conservate o ancora in evoluzione.

Sinonimi: sinonimo di *Unità Postglaciale*, istituita nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo a scala 1:50.000, ROSSI *et alii*, 2000). Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come: "Alluvioni attuali, recenti, antiche e tardive" (BONI & CASSINIS, 1970), "Alluvioni sabbiose ghiaiose, terrazzate, postglaciali antiche" (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA 1968 e 1970), "Alluvioni di fondovalle localmente passanti a depositi lacustri", "Detrito sciolto e cementato" *p.p.*, "Torbe e terreni torbosi recenti" (BONI & CASSINIS, 1973).

Area di affioramento e sezioni rappresentative: è presente in modo diffuso su tutto il Foglio. I suoi depositi costituiscono il fondovalle attivo dei principali corsi d’acqua. Ad essa appartengono anche molti corpi di conoide alluvionale dell’area sebina, spesso interessati da importanti insediamenti abitativi (es. Iseo). Falde detritiche (comprendendo anche *grèzes litées* incipienti, seppure meno diffusi) e corpi di frana sono presenti alla base e lungo le pendici di tutte le principali scarpate e pareti in roccia. Travertini sono presenti in modo puntiforme in numerose località (piccoli affioramenti non cartografabili alla scala del Foglio).

Litologia: comprende depositi riferibili a vari ambienti deposizionali: versante (da colluvio a frane), conoide (da conoide mista a conoide alluvionale *s.s.*), fluviale (da alluvioni ghiaiose grossolane a limi di *overbank*), lacustre/palustre,

di torbiera, includendo anche depositi di origine chimica (travertini). I depositi di conoide variano da *diamicton* massivi o rozzamente stratificati, a prevalente supporto di matrice (clasti da centimetrici sino a blocchi, spigolosi o subspigolosi; depositi di *debris-flow*), sino a ghiaie stratificate, sia a supporto clastico sia a supporto di matrice (clasti da centimetrici a decimetrici, da subspigolosi ad arrotondati e tabulari; depositi di conoide alluvionale *s.s.*). La petrografia dei depositi di versante, di conoide e delle alluvioni delle valli laterali (comprendendo anche i torrenti: Canale, Gandovere a N di loc. Bivio, Garza, Nozza e Tovere) rispecchia strettamente quella del substrato locale. Nelle aree interessate dalle glaciazioni possono essere anche presenti rari clasti di natura esotica che derivano dalla presa in carico di depositi glaciali/fluvioglaciali preesistenti. I depositi fluviali del fondovalle del F.so Longherone, del T. Gandovere (a S di loc. Bivio) sono caratterizzati da una composizione petrografica poligenica a dominante carbonatica, con comune presenza di litotipi endogeno/metamorfici derivanti dalla medio alta Valle Camonica. Lungo il fondovalle del fiume Mella la petrografia dei clasti è poligenica, con litotipi variabili in funzione della posizione dei depositi lungo l'asse vallivo; nel tratto più settentrionale (Bovegno-Aiale) prevalgono le rocce endogeno/metamorfiche; più a S le rocce carbonatiche.

Spessore dell'unità e sue variazioni: difficilmente valutabile data la diversità di contesti geomorfologici e di processi che comprende; in generale varia da decimetrico sino a plurimetrico.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore si presenta con morfologie nette e ben conservate, anche terrazzate, il più delle volte ancora in evoluzione. L'alterazione del limite superiore varia a seconda dell'ambiente considerato e dei processi sedimentari e pedologici agenti. In generale è di modesta entità, con profondità del fronte di decarbonatazione solitamente inferiore a 0,5 m, con colore della matrice tipicamente compreso tra le pagine 10 YR e 2,5 Y delle Munsell Soil Color Charts, anche se localmente è possibile trovare suoli maggiormente rubefatti. I suoli sviluppati sulla superficie limite superiore variano da Entisuoli, ad Inceptisuoli sino (meno comunemente) ad Alfisuoli poco evoluti, tipici delle superfici postglaciali più antiche e stabili. L'alterazione dei clasti è molto ridotta, con *cortex* millimetrico sui clasti carbonatici e blanda alterazione di micascisti e filladi; le tonaliti invece, comunemente presenti nei sedimenti del bacino camuno, si presentano quasi sempre alterate (arenitizzate o con *cortex* molto spessi) in tutti i depositi di tutte le unità sino ad ora descritte e anche nelle porzioni inalterate di questi. È evidente che non si è in presenza di una alterazione pedogenetica avvenuta in posto, ma di una alterazione strettamente legata ai peculiari caratteri litotecnici

della roccia. Rappresentando l'ultimo evento sedimentario, il sintema del Po non è coperto da altri depositi e potenzialmente ricopre tutte le altre unità.

Morfologia e paleogeografia: struttura le superfici recenti ed 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. Buona parte di queste superfici sono attualmente urbanizzate e presentano chiare evidenze di rimaneggiamento antropico che spesso stravolge la morfologia originaria. L'unità ha registrato l'evoluzione del territorio a partire dal termine dell'ultimo evento glaciale e nel corso dell'Olocene. Testimonianze di insediamenti umani in tali aree sono documentate fino a partire dalla fine del Mesolitico e all'inizio del Neolitico, in particolare nell'area delle Torbiere di Iseo.

Età: l'unità è riferibile al Pleistocene superiore - Olocene. Due campioni di travertino, raccolti lungo il Torrente Curtèlo in territorio di Iseo, sono stati sottoposti a datazione con il metodo U/Th: il primo dei due campioni è risultato non databile; il secondo ha fornito una età di $5,5 [\pm 0,5] \times 10^3$ anni.

4. - IL SONDAGGIO GEOGNOSTICO DI CREMIGNANE

In località Cremignane, in corrispondenza di un alto topografico (Fig. 13) legato ad un nucleo di conglomerati del ceppo di Cremignane, è stato realizzato un sondaggio geognostico a carotaggio continuo (siglato RL6). Tale sondaggio rientra in una più ampia campagna di prospezioni condotta dalla *Regione Lombardia*, finalizzata allo studio della geologia degli acquiferi lombardi ed alla ricostruzione della stratigrafia del sottosuolo. Il sondaggio ha raggiunto la profondità di 144 m dal piano campagna ed è stato eseguito con carotiere semplice fino alla profondità di 55,0 m, poi con tecnica *wire line*. All'interno del foro del sondaggio sono stati eseguiti: un log *gamma-ray* per la misura dell'emissione gamma naturale dei sedimenti attraversati ed una prova sismica *down-hole* per la caratterizzazione dei terreni attraverso il parametro della velocità sismica delle onde P ed S.

Sul materiale campionato sono stati condotti approfondimenti specialistici mediante: studio complessivo del sondaggio e ricostruzione degli ambienti sedimentari (Dott. D. Corbari - Dott.ssa S. Miletta – Dott. D. Sciunnach); analisi paleomagnetiche (Dott. G. Muttoni - Dott. G. Scardia); analisi palinologiche (Dott. C. Ravazzi - Dott.ssa M. Donegana); analisi petrografiche (Prof. E. Garzanti); analisi radiometriche (a cura dell'Institute für Geologie dell'Università di Berna). I risultati di dettaglio di tutte queste analisi sono riportati in un rapporto finale, complessivo per i vari sondaggi eseguiti (CNR –

Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali – Sezione di Milano; Milano, 2005; inedito).

4.1. - ASPETTI STRATIGRAFICI, SEDIMENTOLOGICI E DATI ANALITICI

Il sondaggio ha attraversato esclusivamente depositi continentali, sia sciolti che cementati, senza raggiungere il substrato roccioso. Lo studio di dettaglio dei sedimenti attraversati ha consentito il riconoscimento delle seguenti sequenze sedimentarie, qui descritte dalla più recente alla più antica (Fig. 15):

Sequenza sedimentaria 1 (da 0,0 a -2,0 m): terreno di riporto.

Sequenza sedimentaria 2 (da -2,0 a -18,50 m): è articolata in tre sequenze minori, di cui la superiore (**2a**) è costituita da limi massivi pedogenizzati, interpretati come limi eolici alterati. La sequenza intermedia è composta da depositi fini massivi, con presenza di *dropstone* poligenici (depositi glaciolacustri). Quella basale (**2c**) è costituita da ghiaie poligeniche (depositi fluvio-glaciali sia fini che grossolani) e da *diamicton* massivi con presenza di clasti sia striati che a “ferro da stiro” (depositi glaciali di fondo).

Sequenza sedimentaria 3 (da -18,50 a -56,20 m): articolata secondo quattro sequenze minori, è complessivamente costituita da depositi fini (limi e sabbie) e da ghiaie da grossolane a fini, organizzati secondo cicli prevalentemente *fining upward*. I depositi fini della sequenza sommitale (**3a**), data la presenza di *dropstone* poligenici, sono riferibili ad un ambiente lacustre terminoglaciale. Le ghiaie delle sequenze intermedie (**3b** e **3c**) sono sia sciolte che cementate (conglomerati), poligeniche e rappresentano, insieme ai livelli sabbiosi, depositi fluviali/fluvio-glaciali. La sequenza basale (**3d**), in gran parte costituita da limi massivi e privi di caratteri peculiari, è interpretabile come depositi di ambiente palustre. Sono riconoscibili più superfici di discontinuità; quella sommitale potrebbe rappresentare una lacuna stratigrafica significativa.

Sequenza sedimentaria 4 (da -56,20 a -83,50 m): inizia con depositi fini con chiare evidenze di bioturbazioni. La serie prosegue con depositi fini (limi e limi argillosi), da massivi a laminati e con laminazione da piano parallela ad alto angolo col crescere della profondità; si notano anche evidenze di deformazioni nelle laminazioni. Si rinvengono locali intercalazioni di lenti di depositi più grossolani e ciottoli sparsi con petrografia poligenica (*dropstone*). L'insieme di questi caratteri suggerisce che si tratti di depositi glaciolacustri, con presenza di eventi di torbida. La sequenza termina con un orizzonte sottile, di difficile interpretazione, costituito da sedimenti fini ossidati, con laminazioni pianoparallele a basso angolo, contenente clasti spigolosi di dimensioni millimetriche. La successione è troncata superiormente, con probabile lacuna

stratigrafica significativa.

Sequenza sedimentaria 5 (da -83,50 a -106,17 m): la ricostruzione della stratigrafia di questa sequenza è stata condizionata dallo scarso tasso di recupero dei campioni. Essa appare costituita da conglomerati, con clasti grossolani e medi (con locale presenza di blocchi), arrotondati e subarrotondati, scarsamente selezionati. I conglomerati sono a supporto sia clastico che di matrice, con matrice arenacea (da grossolana a media-fine); sono localmente fratturati. La petrografia è poligenica, con comune presenza di clasti derivanti dalla media ed alta Valle Camonica. La successione è troncata superiormente (lacuna significativa?).

Sequenza sedimentaria 6 (da -106,17 a -144,00 m): la sequenza inizia con depositi fini (sabbie fini e limi sabbiosi), ossidati, fortemente addensati e con blanda cementazione diffusa; presentano laminazioni a basso angolo. Seguono conglomerati, con clasti da medi a fini, subarrotondati o subspigolosi, a prevalente supporto di matrice arenacea (da fine a grossolana). La petrografia è relativamente monotona e rispecchia prevalentemente le unità della successione mesozoica affiorante lungo le sponde del Lago d'Iseo. Si rinvencono anche rari ciottoli, solitamente di dimensioni più grossolane, derivanti sia dalla successione paleozoica (comprendendo anche il basamento metamorfico) sia dal plutone dell'Adamello, indicativi invece di una alimentazione dalla media ed alta Valle Camonica. I conglomerati si presentano spesso fratturati e con ripetute evidenze di livelli pedogenizzati. All'interno della successione di conglomerati si rinvencono intercalazioni costituite da sedimenti fini ossidati, addensati o con cementazione blanda ma diffusa (depositi lacustri?). Il limite superiore è erosivo, con probabile lacuna temporale significativa.

L'andamento del *log gamma* (Fig. 15) mostra un buon accordo con la suddivisione delle principali sequenze stratigrafiche proposte. Spiccano inoltre i valori di maggiore emittività connessi ai depositi lacustri della **sequenza 4** e, più in generale, in corrispondenza dei livelli fini.

L'indagine petrografica e mineralogica quantitativa ha riguardato le frazioni granulometriche da medie a molto grossolane (250-2000 micron) di 5 campioni. Essa mostra due diversi tipi di composizioni petrografiche. Nei tre campioni più recenti (**sequenze sedimentarie 3 e 4**) la composizione resta più o meno costante, e include una predominante carbonatica (litici calcarei, con abbondanti litici dolomitici), associata ad altri tipi di litici sedimentari (pelitici, selce), vulcanici e metavulcanici felsici. Il contenuto in quarzo è uniformemente modesto, e nettamente inferiore a quello delle sabbie attuali dell'Oglio. I minerali pesanti sono significativi, e mostrano una crescita verso l'alto stratigrafico, con un netto e progressivo aumento dell'orneblenda blu-verde di

probabile origine dal plutone dell'Adamello. Molto significativa è la presenza di cloritoide, che è una chiara evidenza di provenienza dal Massiccio delle Tre Valli Bresciane. L'associazione di minerali pesanti del campione prelevato all'interno della **sequenza 3c** è assai simile a quella dell'Oglio attuale, ma il significativo contenuto in cloritoide indica un drenaggio molto più limitato, e probabilmente non esteso oltre le pendici meridionali dell'Adamello. Questo dato va messo in relazione alle variazioni del bacino di alimentazione connesse alla presenza di masse glaciali che, nel corso del Pleistocene, occupavano più o meno estesamente l'asse vallivo camuno. I due campioni più profondi (**sequenza 6**) sono costituiti da clasti monogenici, mal arrotondati, di areniti calcitizzate di dubbia interpretazione. Tra i componenti delle areniti abbondano i clasti calcarei, la selce, le miche (muscovite e biotite), i litici vulcanici felsitici. Tale composizione atipica denota una sorgente locale, e il riciclo di sedimenti terrigeni più antichi (Cretacici? - Neogenici?).

I dati palinologici riguardano le prime tre sequenze stratigrafiche sottostanti il riporto antropico. Gli spettri pollinici ottenuti (Fig. 16) risultano essere omogenei tra loro. Non si osservano variazioni di rilievo né a livello qualitativo (tipi di *taxa* presenti) né a livello quantitativo (percentuali relative). L'esiguo numero di *taxa* vegetali rinvenuti (35) è indicativo di una certa povertà floristica con poche specie dominanti (ma può in parte essere dovuto alla bassa somma pollinica).

La porzione basale della **sequenza 2b** evidenzia, oltre ad una chiara dominante di *Pinus*, anche una discreta percentuale di piante erbacee comprese le xerofite (*Artemisia*, *Ephedra fragilis* e *Chenopodiaceae*), indicative di una maggiore apertura nella copertura arborea rispetto alle sequenze sottostanti. I pollini della **sequenza 3a** mostrano una chiara dominanza delle piante arboree (> 70%): tra le conifere al pino si accompagnano *Picea* e *Abies*, ma sono presenti anche alcune latifoglie come *Quercus*, *Carpinus betulus*, *Corylus* e *Alnus*; la componente termofila tuttavia non assomma a più dell'8%. Tra i pochi *taxa* erbacei che compaiono solo le Gramineae e *Artemisia* raggiungono valori attorno al 5%. Anche nella **sequenza 4** si riscontrano elevati valori percentuali di piante arboree (> 70%), dovuti quasi esclusivamente a *Pinus sylvestris/mugo* accompagnato in misura minore da *Picea* e *Pinus Haploxylon*, mentre l'unica latifolia arborea presente con continuità è *Betula*. Tra la erbacee terrestri le piante meglio rappresentate appartengono alle famiglie delle Gramineae (10-20%) e delle Compositae (<5%). Sia gli elementi xerofili che quelli di ambienti acquatici/palustri sono presenti in basse percentuali. Nonostante gli spettri pollinici siano molto distanti tra loro lungo la successione, presentano tuttavia alcune caratteristiche comuni; la costante dominanza di *Pinus* associato a *Picea*

e *Betula* come unici elementi arborei non sporadici e la presenza di Gramineae e *Artemisia*, come principali piante erbacee, sono indicativi di climi temperato freddi e aridi. Solo i campioni della sequenza **3a** si differenziano leggermente per la presenza sporadica di latifoglie termofile indicative di condizioni climatiche più permissive che comunque non raggiungono un contesto di clima temperato caldo e/o umido. Sulla base di questi dati è possibile dedurre che la vegetazione nell'area sorgente era quindi formata da estese foreste di conifere e steppe con piccole paludi nelle aree depresse. *Tsuga*, *Carya* e *Pterocarya* sono buoni produttori pollinici sempre presenti nei depositi del Pleistocene inferiore: la loro mancanza nei campioni analizzati non può quindi essere dovuta a problemi tafonomici e indica l'assenza di questi alberi nella vegetazione regionale.

Le analisi magnetostratigrafiche hanno consentito di individuare nel sondaggio la presenza del *Chron Normale Brunhes* tra 2.9 e 57.7 m e del *Chron Inverso Matuyama* tra 62.5 e 72.5 m (Fig. 17).

Il campione di calcite prelevato ad una profondità di 55.30 m dal p.c. e sottoposto a datazione U/Th non ha fornito risultati utili in quanto il sistema è risultato aperto e contaminato da una notevole presenza di Th detritico.

4.2. - INTERPRETAZIONE PALEOAMBIENTALE

L'insieme dei dati raccolti consente di definire un quadro interpretativo coerente con le conoscenze derivanti dalle attività di rilevamento geologico.

La **sequenza 6** è rappresentativa di un ambiente fluviale a media e bassa energia; sia la petrografia delle ghiaie sia quella delle frazioni fini rispecchiano un bacino idrografico meno esteso rispetto all'Oglio attuale. La limitata presenza di ghiaie grossolane (con maggiore arrotondamento e petrografia più simile a quella dell'Oglio attuale) accanto a dominanti ghiaie fini (scarsamente arrotondate e con petrografia che rispecchia prevalentemente l'area della bassa Valle Camonica), può essere interpretata come derivante dal rimaneggiamento di precedenti depositi provenienti dalla media ed alta valle (es. depositi legati a glaciazioni plioceniche che nell'*Anfiteatro Sebino* potrebbero essere rappresentati dai sedimenti attribuiti alla *Glaciazione Valenzano*). Le intercalazioni fini sono interpretabili come lembi di depositi lacustri rappresentativi di bacini effimeri e di limitata estensione, probabilmente evoluti in ambiente caldo. I resti di paleosuoli presenti all'interno della successione suggeriscono che il corpo conglomeratico racchiuda in realtà più cicli sedimentari, intervallati da fasi di stasi con condizioni climatiche tali da consentire una significativa pedogenesi. Sulla base di questi dati, si ipotizza che

la sequenza sia riferibile quanto meno al Pleistocene inferiore.

La **sequenza 5** rappresenta un ambiente fluviale di media ed alta energia; la petrografia poligenica dei depositi (sia dei clasti che della frazione fine) rispecchia un bacino idrografico abbastanza simile a quello attuale, pur con connotazioni peculiari. I caratteri sedimentologici delle ghiaie suggeriscono che si tratti di sedimenti fluvio-glaciali, probabilmente legati alle prime glaciazioni pleistoceniche che hanno interessato l'area dell'*Anfiteatro Sebino* (es. *Glaciazione Paderno di Franciacorta*) e quindi riferibili ad una età compresa tra il Pleistocene medio basale ed il Pleistocene inferiore sommitale.

La **sequenza 4** testimonia l'instaurarsi di un lago terminoglaciale ("paleo-Sebino") in conseguenza della creazione di uno sbarramento di origine morenica situato a valle di Cremignane. Tale sbarramento si sarebbe originato nel corso di una glaciazione sufficientemente estesa da creare una soglia significativa in corrispondenza dell'attuale stretta di Sarnico – Paratico e nella porzione orientale dell'anfiteatro (es. *Glaciazione Paderno di Franciacorta*). I caratteri contrastanti del sottile livello basale possono essere interpretati come depositi fluvio-lacustri messi in posto alla base del bacino lacustre nel momento del suo instaurarsi, con rimaneggiamento e risedimentazione di materiale fine (suolo) e clasti derivanti dalle aree circostanti. I dati paleomagnetici relativi alla porzione medio alta della sequenza, indicativi di polarità inversa (*Chron Inverso Matuyama*), collocano la successione tra il Pleistocene medio basale ed il Pleistocene inferiore sommitale, in accordo con i dati pollinici che escludono una età pleistocenica inferiore.

L'intera **sequenza 3** rappresenta, apparentemente, un unico ciclo a gradazione diretta chiuso alla sommità da depositi glaciolacustri; tale ciclo potrebbe essere legato a fasi di avanzata, ritiro e stazionamento di un ghiacciaio. Ma la presenza di numerose superfici di discontinuità non consente di stabilire se la sequenza racchiuda eventi diversi all'interno di una data glaciazione (es. fasi più antiche della *Glaciazione Monterotondo: eventi di Torbiato o di Borgonato*) oppure depositi di più glaciazioni (es. glaciazioni *Monte Piane, Fantecolo o Camignone*). I dati del paleomagnetismo, e indirettamente anche quelli pollinici, consentono comunque di collocare la sequenza all'interno del Pleistocene medio.

La **sequenza 2** nel suo insieme testimonia una avanzata glaciale che tronca depositi glaciolacustri più antichi. Tale avanzata ha comportato l'instaurarsi di un lago terminoglaciale successivamente sigillato al tetto da limi eolici. Dato che l'area in cui è stato eseguito il sondaggio è situata su di un alto topografico non raggiunto dai depositi dello LGM, si ipotizza che il ciclo in questione sia legato all'*evento di Timoline* della *Glaciazione Monterotondo* e quindi









sostanzialmente riferibile al Pleistocene superiore.

LEGENDA DELLA SIMBOLOGIA

Intervalli stratigrafici

1,2,3,.....intervalli stratigrafici di descrizione del sondaggio

Litologia

	Diamicton
	Ghiaia e ghiaia grossa
	Sabbia
	Silt
	Argilla siltosa continentale
	Argilla o argilla siltosa nerastra di ambiente palustre
	Terreno di riporto
	Mancato recupero

Classe granulometrica (in mm)

< 0,0039	Argilla	
0,0039 - 0,062	Silt	
0,062 - 0,125	mf (molto fine)	} Sabbia
0,125 - 0,25	f (fine)	
0,25 - 0,5	m (media)	
0,5 - 1	g (grossolana)	
1 - 2	mg (molto grossolana)	
2 - 4	Granuli	
4 - 64	Ciottoletti	
64 - 256	Ciottoli	

Simboli

	laminazioni piano-parallele
	laminazioni convolute
	laminazioni parallele a vario angolo
	ciottoli
	ciottoletti sparsi
	dropstone
	resti vegetali/frustoli
	concrezioni
	materia organica diffusa
	tracce di bioturbazione
	suoli sepolti/paleosuoli
	livelli cementati
	livelli cementati e fratturati

RL6 - CREMIGNANE D'ISEO

Curve %
Analisi: M. Donegana

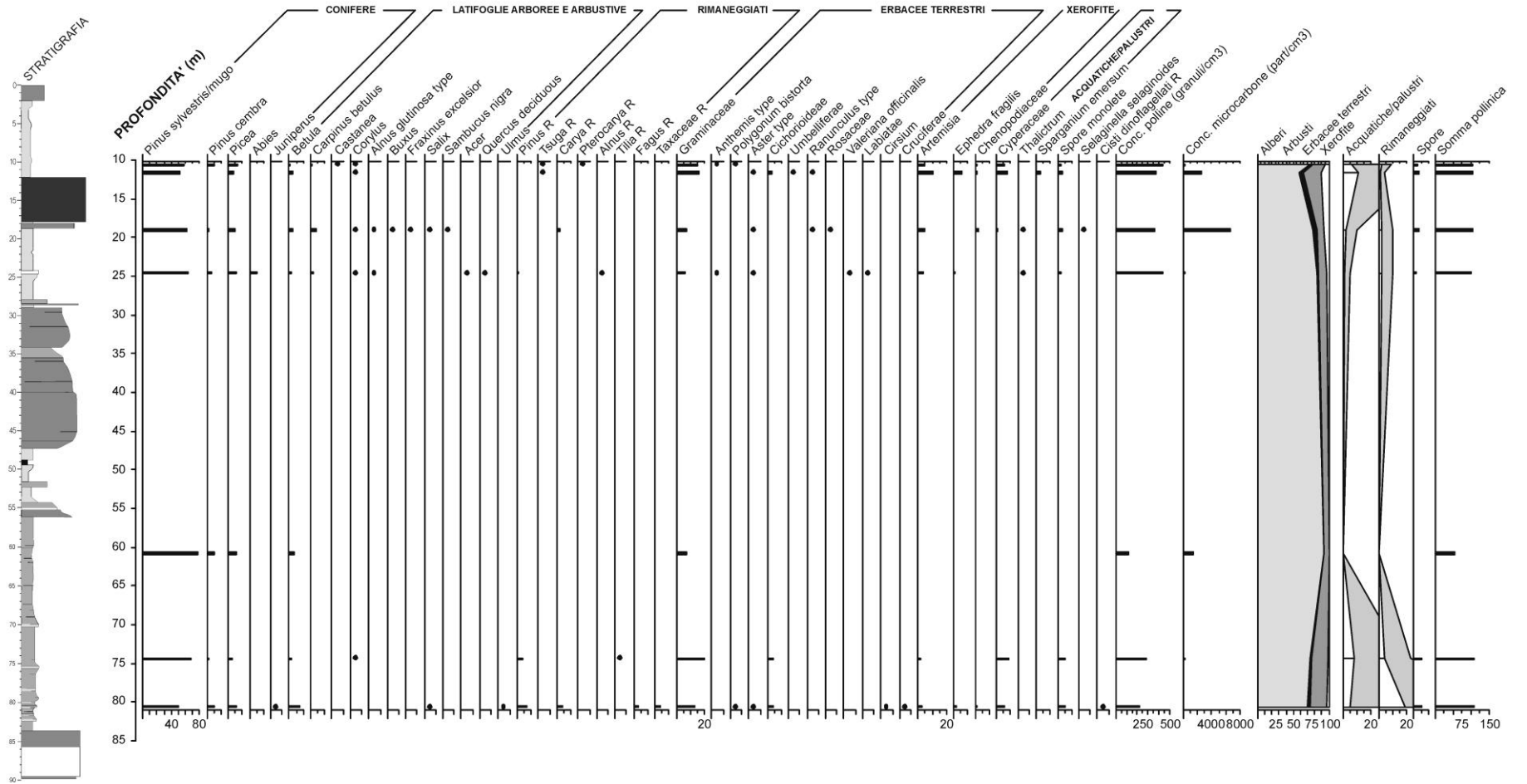


Fig. 16

Magnetostratigrafia sondaggio RL6 - CREMIGNANE D'ISEO

Analisi: G. Scardia

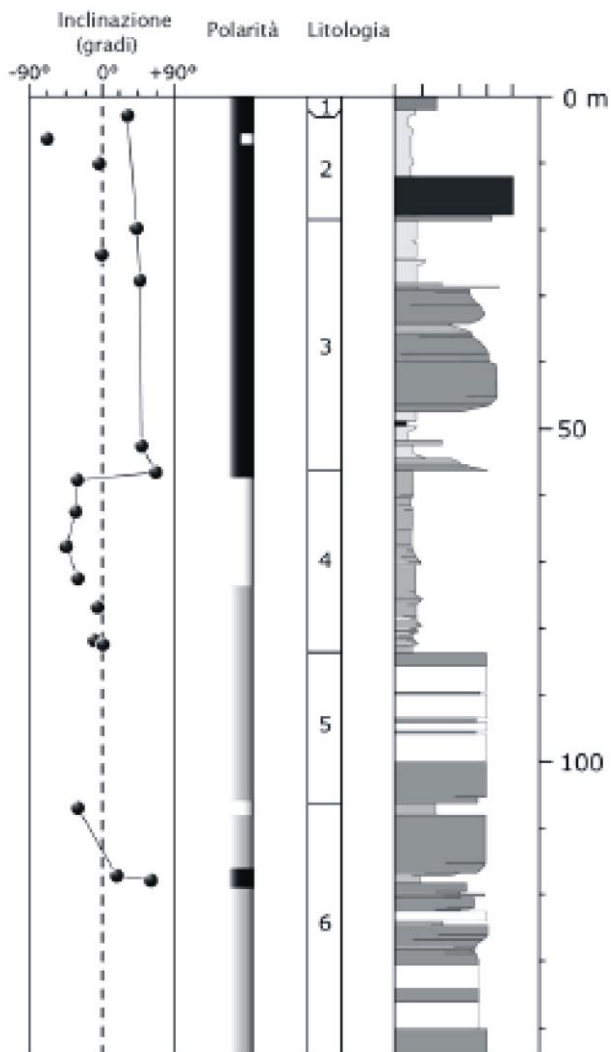


Fig. 17

5. - GEOLOGIA SUBACQUEA

Nel corso del 2002 la *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. In particolare sono stati eseguiti:

- rilievo batimetrico del fondale del lago (tecnologia *multibeam*) integrato nel 2003, relativamente alla fascia costiera ed 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) 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, fornendo quindi indicazioni indirette sulla litologia dei sedimenti presenti sul fondale del lago. I dati delle linee sismiche monocanale hanno permesso lo studio dell'architettura dei sedimenti quaternari, 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* Terziario.

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 quaternari 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. Il Foglio 99 Iseo rappresenta il primo esempio italiano in ambito continentale di cartografia geologica di unità sommerse. Relativamente ai sedimenti quaternari la cartografia prodotta privilegia la comprensione dei processi susseguitisi nel corso del tempo più che la rappresentazione dei depositi presenti sul fondale del lago. Così i sedimenti lacustri postglaciali, che ricoprono sistematicamente tutto il fondale e le sponde, sono stati cartografati solo in corrispondenza delle aree depresse e/o pianeggianti, omettendoli laddove diventava più significativa la rappresentazione delle unità appena sottostanti.

5.1. - GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA

Osservando la carta batimetrica, integrata con lo *shaded relief* (Fig.18)

realizzato a partire dal modello digitale del terreno, è possibile suddividere il fondo del lago in cinque parti caratterizzate da una diversa morfologia e quindi da diversità di depositi e di evoluzione: (da N a S) il *Prodelta dell'Oglio*, il *Bacino Centrale*, la *Scarpata del Mont'Isola*, il *Canale di Sale Marasino* ed il *Bacino di Sarnico*.

Nella porzione superiore della successione sedimentaria presente nel *Bacino Centrale*, sulla base dei caratteri e delle geometrie dei riflettori presenti nei profili sismici monocanale integrati con dati derivanti dalle linee sismiche multicanale, sono state identificate tre differenti sequenze comprese in un intervallo di tempo di 120 ms (in tempi doppi), equivalenti all'incirca a 200 m.

A partire dall'alto (vedi Fig. 19) si distingue una prima sequenza (SEQUENZA A), i cui caratteri sismici consentono di interpretarla come depositi lacustri (sedimenti autigeni e sedimenti detrici fini derivanti dalle torbide provenienti dall'Oglio) che, nel settore N del lago (vedi *Prodelta dell'Oglio*), ricoprono sedimenti più grossolani riferibili al delta-conoide dell'Oglio. Entrambi i depositi sarebbero successivi all'ultimo evento glaciale.

La sottostante SEQUENZA B mostra una facies sismica molto differente, probabilmente riferibile alla presenza di *diamicton* massivi non consolidati e con mineralizzazioni di gas; tale sequenza definisce un corpo sedimentario circa orizzontale la cui base non mostra evidenze erosive. L'insieme di questi caratteri ha portato a considerarla costituita da sedimenti glaciali, molto probabilmente connessi (in questo settore del lago) all'ultimo evento glaciale (LGM).

Infine la SEQUENZA C, la più profonda delle tre, presenta caratteri sismici analoghi a quelli della SEQUENZA A, cosa che consente di interpretarla come derivante da sedimentazione lacustre (comprendendo sia sedimenti lacustri autigeni sia sedimenti glaciolacustri). Tale sequenza rappresenterebbe eventi deposizionali precedenti lo LGM.

Nell'area del *Bacino di Sarnico* è identificabile una ulteriore facies sismica interposta tra la SEQUENZA A e la B, caratterizzata da riflettori continui e subparalleli, interpretabile come sedimenti glaciolacustri. Tale situazione ben si accorda con i dati di terreno, sulla base dei quali il ghiacciaio LGM non avrebbe raggiunto la terminazione SW del lago, ed è pertanto plausibile che alla sua fronte si potesse creare un ambiente di tipo marginoglaciale in cui poteva avvenire la decantazione di sedimenti fini. Se tale ricostruzione è corretta, nel *Bacino di Sarnico* la SEQUENZA B sarebbe costituita da depositi glaciali precedenti lo LGM.

Principali caratteri dei cinque settori in cui è stato suddiviso il Lago d'Iseo:

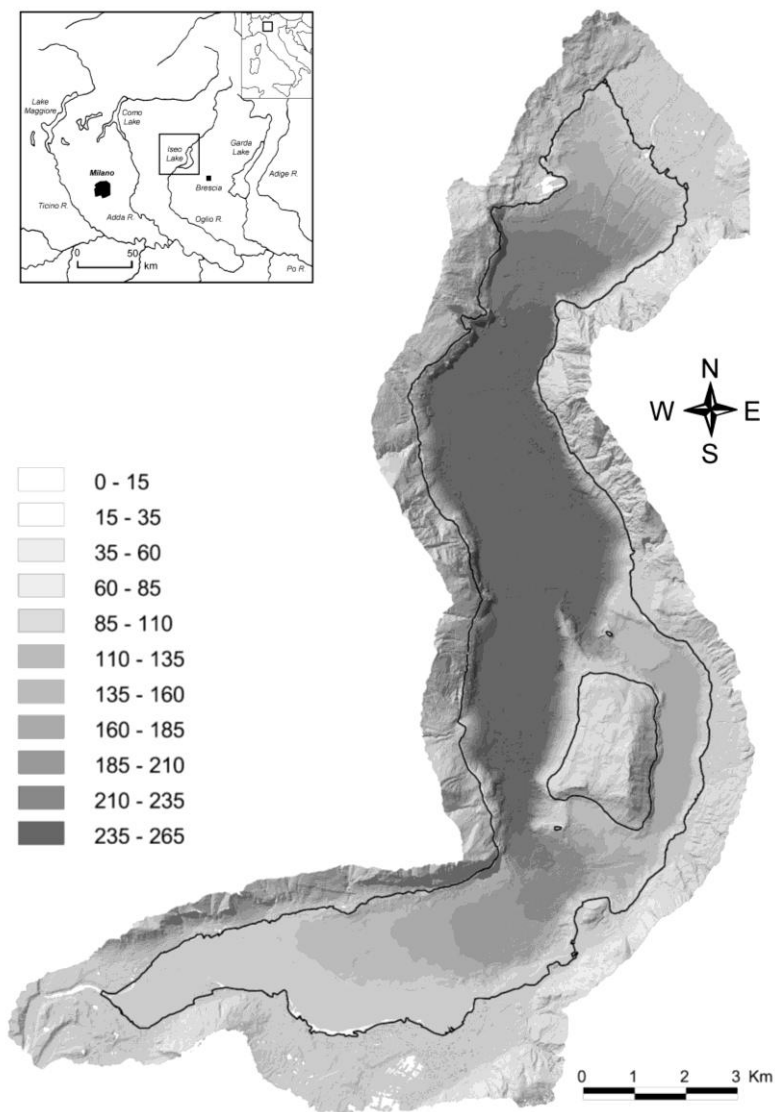


Fig. 18 - Immagine derivata dal DEM, raffigurante la batimetria del lago e le aree adiacenti. La scala in toni di grigio a sinistra rappresenta la batimetria (in m rispetto allo zero idrometrico dell'idrografo di Sarnico - 185,15 m s.l.m.).

5.1.1. - Prodelta dell'Oglio

I sedimenti del delta-conoide dell'Oglio occupano un'ampia porzione di questo settore che si estende al margine N del lago sino circa all'altezza della Corna Trentapassi. Il prodelta è caratterizzato da una prima parte più ripida che si estende sino a circa l'isobata -160 m e una parte meno pendente di raccordo al bacino. Nei profili sismici monocanale il prodelta dell'Oglio appare costituito nella parte superficiale da sedimenti fini, passanti inferiormente a sedimenti più grossolani (Sequenza A; vedi Fig. 19). La parte più ripida presenta una serie di solchi longitudinali, ramificati, che hanno l'aspetto di un reticolo fluviale e che mostrano riempimenti secondari. I solchi sono connessi con le correnti di torbida provenienti dall'Oglio. Le zone di interfluvio sono molto accidentate e caratterizzate da una continua successione di contropendenze e da ripiani dovuti a movimenti gravitativi dei sedimenti saturi di acqua sul pendio del prodelta. La parte meno pendente del prodelta non mostra le incisioni longitudinali visibili nell'area più a N, ma appare estremamente accidentata con continue contropendenze, depressioni e accumuli di frana provenienti dai versanti sia ad E (Corna Trentapassi) sia ad W (rilievi a NE di Zorzino).

Lungo i versanti delle sponde del lago sono evidenti alcuni accumuli di *fan-delta* in corrispondenza dello sbocco di valli subaeree; il principale di questi accumuli si trova in corrispondenza della foce del torrente Borlezza a Castro, ma non sono chiari i rapporti con il prodelta dell'Oglio. Va sottolineato il fatto che il *fan-delta* del Borlezza è stato ampliato artificialmente mediante consistenti riporti per consentire l'espansione delle aree industriali.

5.1.2. - Bacino Centrale

Profondamente incassato in versanti subverticali, il Bacino Centrale si presenta quasi perfettamente pianeggiante pur rappresentando la massima profondità del lago (-250 m). Dal punto di vista geologico è caratterizzato dai sedimenti fini postglaciali (Sequenza A) che, presumibilmente, ricoprono i depositi glaciali legati allo LGM (Sequenza B), a loro volta sovrapposti a più antichi depositi lacustri (Sequenza C). Il raccordo con il Prodelta dell'Oglio avviene con una superficie a bassa inclinazione, mentre verso S il raccordo con il Bacino di Sarnico è dato da una superficie immergente verso N, leggermente più inclinata dell'analoga superficie posta a N. Lungo i versanti sono evidenti alcuni accumuli di sedimenti in corrispondenza dello sbocco di valli subaeree. Alcuni di questi depositi non si raccordano con prodelta emergenti a monte, ossia mancano di una piana deltizia emersa (es. Valle di Parzanica) o essa è molto ridotta (Zu e Vello).

NE

SW

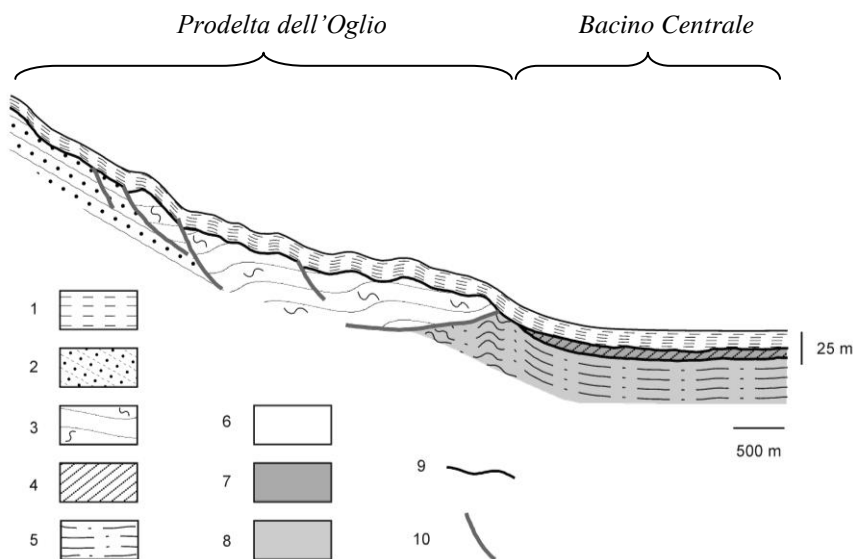


Fig. 19 - Relazioni stratigrafiche tra le unità riconosciute nella parte N del Lago d'Iseo. 1 = sedimenti lacustri (SEQUENZA A), 2 = depositi alluvionali, 3 = accumuli gravitativi, 4 = depositi glaciali (SEQUENZA B), 5 = depositi lacustri (SEQUENZA C); età relative dei depositi: 6 = post-LGM, 7 = LGM, 8 = pre-LGM; 9 = unconformities, 10 = superfici di scivolamento.

5.1.3. - Scarpata del Mont'Isola

La scarpata che delimita a W il Mont'Isola e che si estende sommersa da Marone (sponda bresciana) alla Punta del Corno (sponda bergamasca), emergendo solo in corrispondenza delle isole di San Paolo (a S del Mont'Isola) e di Loreto (a N del Mont'Isola), raccorda il Bacino Centrale a -250 m con il Canale di Sale Marasino a -79 m su una distanza di circa 500 m.

Dal Mont'Isola verso NW si allunga una cresta sommersa rocciosa con versanti estremamente ripidi. Tutto questo settore della scarpata è interessato da contropendenze, dossi e rilievi isolati, trincee rettilinee e semicirculari, settori rocciosi ribassati per scivolamento e accumuli di frane. Un'ampia incisione separa la dorsale rocciosa a NW di Mont'Isola dal settore dell'Isola di Loreto; tale incisione sembra svilupparsi in corrispondenza della prosecuzione sommersa del sovrascorrimento Punta Almana – Punta dell'Orto, che porta l'unità strutturale III a sovrapporsi

sull'unità strutturale V (cf. Tettonica).

Contropendenze e dossi interessano anche il settore di scarpata ad W del Mont'Isola sino all'Isola di San Paolo a S. Sono più evidenti le nicchie di frane sommerse e gli accumuli di frana. Alcuni accumuli sono in corrispondenza di colate e frane subaeree come tra Silviano e Menzino, dove un solco da *debris-flow* si prolunga sott'acqua e termina con un evidente cono di detriti.

A S e a SW dell'Isola di San Paolo la scarpata, sempre interessata da fenomeni di rilascio in massa, è interrotta da una larga valle che raccorda il Bacino Centrale (a N) e con il Bacino di Sarnico (a S). La scarpata continua verso E, con un'altezza molto inferiore ed una morfologia completamente differente, a formare con un ampio semicerchio il gradino di base del raccordo tra il Canale di Sale Marasino e il Bacino di Sarnico.

5.1.4. - Canale di Sale Marasino

Il *Canale di Sale Marasino*, compreso tra il Mont'Isola e la sponda bresciana del lago è, a grandi linee, subpianeggiante pur digradando verso S. La profondità di questo piccolo bacino è molto inferiore rispetto a quella del *Bacino Centrale* e raggiunge i -99,50 m di profondità, con una differenza di circa 150 m rispetto al *Bacino Centrale*. A N è limitato da una zona di alto compresa tra la terminazione settentrionale del Mont'Isola e lo sperone roccioso a S di Marone. L'alto è delimitato a NW da una scarpata in roccia interessata da rilasci gravitativi ed accumuli di frana mentre a SE è presente una scarpata la cui genesi non è chiara. Il fondo del canale è subpianeggiante ed è costituito da sedimenti autigeni, mentre le isobate sul lato orientale disegnano blandi cono di detriti provenienti dalle numerose frane del versante di Sale Marasino. Nella parte S, già in raccordo con il *Bacino di Sarnico*, sono visibili i prodelta dei *fan-delta* associati ad una piana deltizia emersa (Valle del Mesagolo) e di Sulzano.

5.1.5. - Bacino di Sarnico

È costituito dal proseguimento verso SW dell'ampia vallata che incide la scarpata del Mont'Isola. La valle ha un profilo concavo, una pendenza quasi costante verso NE e raggiunge la massima larghezza (pari a circa 1,5 km) all'altezza dell'abitato di Iseo. E' assente un vero e proprio *talweg* centrale e non si riconoscono solchi sufficientemente sviluppati nell'asse vallivo. Alcuni piccoli solchi provengono dalle sponde ma si perdono presto sui fianchi della valle; solo un solco localizzato nei pressi del Montecolo raggiunge la parte assiale nel tratto N della valle. Tutto il settore vallivo ed i versanti, soprattutto a S, sembrerebbero costituiti da sedimenti e non da

rocce mesozoiche. Tali depositi nella parte centrale della valle sono costituiti da sedimenti fini da decantazione, mentre le scarpate sembrerebbero strutturate su depositi glaciali (molto probabilmente pre – LGM). Verso SW, all'altezza di Clusane, la valle diviene più ripida e termina bruscamente, su di un *plateau* profondo solo una quindicina di metri, al termine del quale si trova l'emissario. Il termine della valle e l'inizio del *plateau* coincidono con il limite raggiunto dal ghiacciaio durante lo LGM. Come già accennato precedentemente, tale *plateau* sarebbe originato dai depositi rilasciati dai torrenti glaciali nel lago marginoglaciale che occupava la terminazione verso Sarnico dell'attuale lago. Sempre in quella zona è possibile riconoscere depositi distali di un fan-delta alimentato dai versanti NE del Monte Alto, attribuiti allo LGM.

VI - TETTONICA

L'area compresa nel Foglio 99 Iseo è parte integrante delle Alpi Meridionali che costituiscono un settore della catena alpina compreso tra la Linea Insubrica a nord e la Pianura Padana a sud. L'attuale assetto tettonico dell'area (Fig. 20) deriva essenzialmente dagli imponenti fenomeni compressivi manifestatisi in concomitanza dell'orogenesi alpina, a partire dal Cretacico superiore (fase eo-alpina) e perdurati nel Neogene. Tuttavia, l'evoluzione tettonica alpina è stata consistentemente guidata e controllata da un gran numero di linee tettoniche e di strutture ancestrali che si sono generate nel corso di precedenti fasi di deformazione, già a partire dal Permiano. L'azione di regimi geodinamici trascorrenti (e/o transtensivi), estensionali e compressivi, che si sono succeduti nella regione in esame dopo l'orogenesi ercinica (Carbonifero inferiore) fino alle ultime fasi della strutturazione della catena alpina, hanno infatti provocato diffusi fenomeni di riattivazione tettonica e di inversione. Per meglio comprendere l'assetto strutturale attuale, è pertanto opportuno ripercorrere, anche se in estrema sintesi, i principali eventi tettonici che hanno interessato la zona in esame dal Permiano.

Nel corso del Permiano il settore bresciano e bergamasco del Sudalpino fu interessato da una cospicua attività vulcanica e dall'apertura di alcuni bacini sedimentari continentali di natura silicoclastica, quali i bacini di Collio, Tione e Tregiovo e quello Orobico, affioranti a nord dell'area rappresentata nel Foglio. Questi fenomeni sono da ricondurre ad un'attività trascorrente e transtensiva connessa alla segmentazione post-collisionale della catena ercinica, che è attiva in tutta l'Europa e che localmente si

manifesta con movimenti trascorrenti destri lungo la Linea delle Giudicarie, presente a nord-est del Foglio in esame. In tale quadro strutturale i bacini permiani sopra citati possono essere interpretati come bacini trascorrenti (*strike-slip* e *pull-apart basins*), localmente marginati da faglie estensionali (CASSINIS & PEROTTI, 1994).

Una delle più importanti è la Linea della Val Trompia, a direzione ENE-WSW ed immergente verso settentrione, che affiora nel settore centro-settentrionale del Foglio Iseo e che nel Permiano rappresentava il margine meridionale del Bacino di Collio. Attualmente la linea, a seguito dei fenomeni di inversione tettonica realizzatisi durante la compressione alpina, costituisce un esteso sovrascorrimento che porta in affioramento il Basamento Cristallino metamorfico. La sua natura ancestrale di faglia estensionale è testimoniata dal fatto che a nord della linea si sviluppa al di sopra del Basamento Cristallino la successione permiana vulcano-clastica del Bacino di Collio, mentre a sud di essa il basamento è ricoperto in contatto stratigrafico direttamente dal Verrucano Lombardo.

1. - PERMIANO SUPERIORE – TRIASSICO MEDIO

Durante il Permiano superiore i movimenti trascorrenti si attenuarono fino a scomparire e l'intera regione fu soggetta ad una consistente riorganizzazione strutturale, con estesi fenomeni di sollevamento e di erosione in un regime tettonico prevalentemente estensionale che portarono alla deposizione del Verrucano Lombardo. Questi depositi segnano l'inizio di un nuovo ciclo tettono-sedimentario e l'avvio del cosiddetto ciclo alpino (ITALIAN I.G.C.P. 203 GROUP, 1986).

Nel Triassico inferiore e medio perdurò nella regione un regime tettonico essenzialmente estensionale, intervallato da episodi trascorrenti, che produsse frammentazione crostale e fu accompagnato da una significativa attività vulcanica ladino-carnica. La natura bimodale e la prevalente affinità calcocalcina di questo magmatismo è probabilmente giustificata da un parziale *melting* del mantello superiore che era stato profondamente modificato durante l'Orogenesi varisica e contaminato da materiale proveniente dalla crosta (v. ad es. CRISCI *et alii*, 1984). Tuttavia non del tutto chiaro appare il significato geodinamico di questo vulcanismo e ulteriori indagini sono ancora in corso.

2. - TRIASSICO SUPERIORE-CRETACICO INFERIORE

Nel Norico ha inizio il *rifting* intracontinentale che condurrà, verso la fine del Giurassico, alla formazione dell'oceano della Tetide che si sviluppa tra la placca euro-asiatica e quella dell'Adria. Il *rifting* si manifesta attraverso un complesso sistema di faglie normali e di trasferimento che producono una serie di bacini e di alti strutturali. Le direzioni delle strutture, rispetto alle coordinate attuali, sono essenzialmente nord-sud, per quanto riguarda le faglie normali, ed est-ovest, per quanto attiene le faglie di trasferimento; i rigetti in alcuni casi raggiungono anche alcune migliaia di metri. Nell'area in esame si sviluppa il Bacino Triumplino-Sebino, che appartiene al più vasto Bacino Lombardo. Alcune delle faglie che costituivano il margine orientale di questo articolato bacino sono ancora oggi visibili, nonostante abbiano subito consistenti fenomeni di riattivazione e di parziale inversione durante l'orogenesi alpina (CASSINIS & VERCESI, 1983): la linea di Inzino, la linea Gardone-M. Conche e la linea di Lumezzane sono gli esempi più evidenti. In particolare, i tratti a direzione nord-sud di queste linee, che rappresentano faglie normali mesozoiche immergenti verso occidente, sono stati riattivati come faglie trascorrenti o rampe laterali, mentre quelli a direzione est-ovest come la linea di Lumezzane (CASSINIS *et alii*, 1994), faglia di trasferimento con componente di movimento sinistra sicuramente già attiva durante il Norico, hanno subito una parziale inversione tettonica come faglie inverse. Le morfostrutture del *rifting* mesozoico hanno quindi controllato lo sviluppo e l'evoluzione della successiva compressione alpina, condizionando l'ubicazione delle strutture di raccorciamento e di svincolo trasversale e inducendo una complessa architettura dei sovrascorrimenti e delle diverse unità tettoniche.

3. - CRETACICO SUPERIORE-NEOGENE

A partire dal Cretacico superiore fino al Miocene ed oltre un regime geodinamico compressivo, connesso alla collisione fra la placca europea e quella Adria, dominò in tutta la regione. Le prime fasi compressive iniziarono verso la fine del Cenomaniano (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988), in concomitanza con la sedimentazione dei primi depositi flyschoidi. Immediatamente prima di questo periodo, durante i movimenti di convergenza fra le placche, avvenne la gran parte della rotazione antioraria della placca Adria di 50°-60° indicata dai dati paleomagnetici relativi ai depositi permiani (v. ad es. HELLER *et alii*, 1989 e DEWEY *et alii*, 1989): infatti mentre il *rifting* mesozoico ha una sviluppo essenzialmente a

direzione meridiana, i bacini dei flysch del Cretacico superiore si estendono essenzialmente con direzione est-ovest.

Durante tutta l'orogenesi alpina, dal Cretacico superiore fino al Neogene, l'asse di massima compressione regionale ha una direzione circa N-S: quindi le linee tettoniche e le strutture a direzione est-ovest corrispondono a faglie inverse, sovrascorrimenti e pieghe ad essi associate, mentre le strutture a direzione N-S hanno un significato trascorrente (o transpressivo) o rappresentano rampe laterali di sovrascorrimenti principali. Localmente, comunque, possono essere distinte due direzioni di compressione, una con asse di massima compressione a direzione NNW e l'altra con direzione NNE.

La scansione temporale della tettonica compressiva connessa all'orogenesi alpina è nelle Prealpi bresciane essenzialmente definita dai rapporti geometrici che intercorrono tra il plutone dell'Adamello (42-30 Ma) (DEL MORO *et alii*, 1986) e i numerosi sovrascorrimenti vergenti verso S e SSE (BRACK, 1981; CASSINIS & CASTELLARIN, 1988) affioranti più a nord dell'area compresa nel Foglio, come le anticlinali di Trabuchello, Cabianca, Cedegolo e Orobica e i connessi sovrascorrimenti di Porcile e Gallinera (SCHÖNBORN, 1992). Tutte queste strutture sono tagliate e suturate dall'intrusione dell'Adamello e sono probabilmente da considerare del Cretacico superiore (fase eoalpina).

Durante l'intrusione dell'Adamello non sono state rinvenute nell'area tracce di compressione e con tutta probabilità l'attività ignea periadriatica è avvenuta in condizioni di estensione crostale che interessarono per un breve periodo di tempo il settore interno della catena alpina (DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985) e i settori circostanti (LAUBSCHER, 1985).

E' quindi da ritenere che la principale fase di compressione che ha strutturato la regione in esame e provocato i principali sovrascorrimenti sia post-Adamello e quindi post-Oligocene medio (fase neoalpina), probabilmente miocenica. Le caratteristiche tettoniche e i rapporti stratigrafico-strutturali con il substrato di alcuni limitati affioramenti di terreni pliocenici e oligocenici presenti lungo la sponda occidentale del Lago di Garda confermano nel complesso questa indicazione (CASSINIS & PEROTTI, 1996). Anche le linee sismiche e i pozzi esplorativi eseguiti dall'Agip nel settore della Pianura Padana immediatamente antistante al margine affiorante delle Prealpi bresciane e bergamasche evidenziano un chiaro e rilevante coinvolgimento dei depositi pre-Messiniani nei sovrascorrimenti alpini (v. ad es. PIERI & GROPPi, 1981; CASSANO *et alii*, 1986).

In generale, comunque, come già sottolineato, l'architettura tettonica complessiva assunta da questo settore della catena sudalpina a seguito

dell'ultima orogenesi e i rapporti fra le diverse unità strutturali risentono sensibilmente dell'evoluzione geodinamica pre-terziaria e segnatamente dell'eredità morfo-strutturale permiana e mesozoica.

4. - L'ASSETTO STRUTTURALE ATTUALE

L'assetto strutturale dell'area rappresentata nel Foglio è contraddistinto dalla presenza di differenti unità tettoniche sovrapposte l'una sull'altra, con vergenza verso i quadranti meridionali, attraverso estese superfici di sovrascorrimento e faglie inverse (Fig. 20). La vergenza ed il senso di trasporto verso sud evidenziato dalle strutture è confermato dalla generale immersione verso settentrione dei sovrascorrimenti principali e dal fatto che le unità strutturali geometricamente più elevate e originariamente più profonde attualmente affiorano verso nord (v. ad es. il Basamento Cristallino metamorfico che affiora nella parte settentrionale del Foglio a tetto della Linea della Val Trompia). Oltre a numerosi sovrascorrimenti e faglie sono presenti, soprattutto verso i quadranti meridionali del Foglio, pieghe anticlinali e sinclinali di ampiezza regionale (anche qualche chilometro) che interessano soprattutto la successione giurassico-cretacica. Queste strutture, anche se non direttamente associabili a superfici di faglia affioranti, sembrano comunque connesse geneticamente alla tettonica di accavallamento, e in particolare alla traslazione della successione su superfici di sovrascorrimento profonde non planari.

La successione stratigrafica del Sudalpino in generale ed in particolare di questa regione presenta caratteristiche reologiche e un comportamento meccanico alla deformazione non omogeneo. Infatti, accanto a formazioni fortemente competenti e ad elevata resistenza come la Dolomia Principale e le altre unità di calcari di piattaforma, che hanno un comportamento essenzialmente rigido, sono presenti altre formazioni meno competenti e resistenti, caratterizzate da un comportamento decisamente più plastico. Queste ultime formazioni costituiscono orizzonti di scivolamento regionali, parallelamente ai quali si impostano in genere le superfici di *flat* dei sovrascorrimenti, mentre le formazioni più competenti sono tagliate da rampe. In particolare, i principali orizzonti di scollamento di significato regionale sono costituiti dalla formazione della carniola di Bovegno (Anisico), dalle unità carniche (in particolare, formazione di San Giovanni Bianco e arenaria di Val Sabbia), dalle Argilliti di Riva di Solto (Retico), da parte del Medolo giurassico e dalle Marne di Bruntino.






Anche questo settore del prisma tettonico del Sudalpino sembra nel complesso rispettare una sequenza cinematica normale nella deformazione,

con lo sviluppo dei sovrascorrimenti da nord verso sud e quindi con le strutture più antiche affioranti a settentrione e quelle più recenti che si sviluppano nell'area meridionale, prospiciente alla Pianura Padana o al di sotto di essa. Non sono comunque da escludere locali riattivazioni fuori sequenza delle strutture, provocate essenzialmente dalla deposizione sin-cinematica dei depositi clastici di avampaese.

Numerosi autori hanno tentato di ricostruire l'evoluzione cinematica ed il raccorciamento della catena sudalpina lombarda arrivando a conclusioni in alcuni casi anche contrastanti sia per quanto riguarda il significato da attribuire alle diverse strutture, che per quanto riguarda l'entità del raccorciamento. Un'analisi critica delle diverse ricostruzioni esula dagli scopi della presente nota, per cui si rimanda alla bibliografia relativa (ROEDER, 1989, 1992; LAUBSCHER, 1990; SCHÖNBORN, 1992; PICOTTI *et alii*, 1995).

Nell'area possono essere distinte cinque principali unità strutturali (Fig. 20), che sono delimitate da sovrascorrimenti o faglie generalmente ben evidenti e che sono sovrapposte l'una sull'altra con senso di trasporto da nord verso sud; l'unità geometricamente più elevata (unità I) affiora a settentrione, mentre quella più bassa (unità V) affiora verso sud, al margine della pianura.

LEGENDA DELLO SCHEMA STRUTTURALE

	Quaternario
	Giurassico sup. – Cretacico
	Giurassico
	Triassico
	Basamento Cristallino

Le aree indicate con i numeri romani (I, II, III, IV e V) costituiscono le principali unità strutturali dalla superiore all'inferiore geometricamente.

- 1 Sovrascorrimento della Val Trompia
- 2 Sovrascorrimento P.ta Alman -P.ta dell'Orto
- 3 Sovrascorrimento di Predore
- 4 Sovrascorrimento di M. Isola
- 5 Sovrascorrimento del M. Bronzone
- 6 Sovrascorrimento di Colonno
- 7 Sovrascorrimento del M. Ario
- 8 Sovrascorrimento del M. Abbio
- 9 Linea di Tavernole
- 10 Linea di Lumezzane
- 11 Linea Bovezzo-Montecca
- 12 Linea Zorzino-M. Clemo
- 13 Linea del M. Guglielmo
- 14 Linea di Inzino
- 15 Linea di Gardone-M. Conche
- 16 Sovrascorrimento di Marone

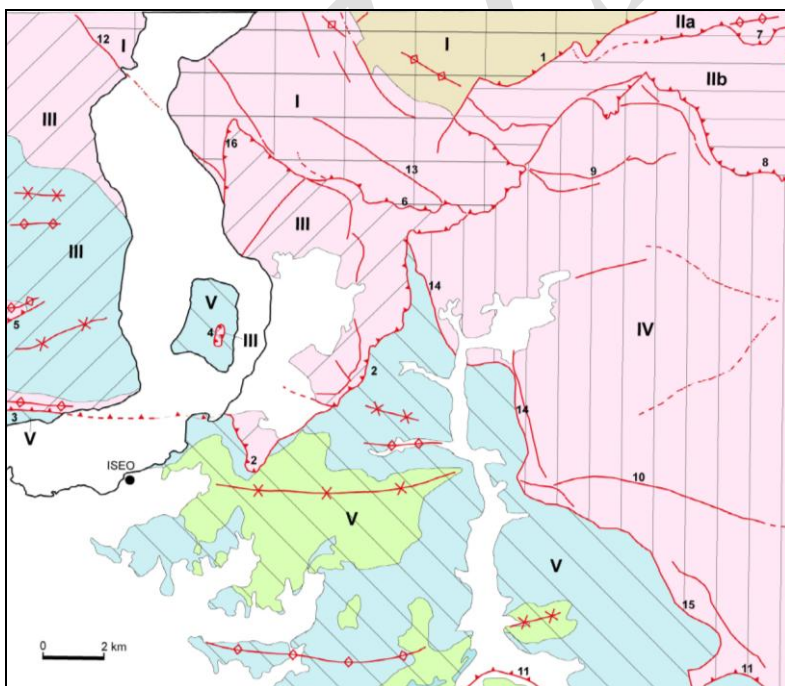


Fig. 20 – Schema strutturale del Foglio Iseo

4.1. - UNITÀ I

E' l'unità più profonda e geometricamente più elevata del Foglio ed è costituita da una successione compresa tra il Basamento Cristallino metamorfico ed la Dolomia Principale (Norico). E' delimitata verso sud-est dal sovrascorrimento della Val Trompia, che ne causa l'accavallamento sull'Unità II e verso sud dal sovrascorrimento di Colonno, che prosegue verso ovest, anche se con diversa geometria, nel sovrascorrimento di Marone; attraverso il sovrascorrimento di Colonno l'unità in esame si sovrappone all'Unità III, mentre si accavalla direttamente sull'Unità IV immediatamente ad est, lungo il fianco occidentale della Val Trompia, dove il Calcare di Angolo sovrascorre sulla Dolomia Principale. Immediatamente a nord di quest'area, nella zona di Pezzoro-Val Cavallina, attraverso una semifinestra tettonica si possono osservare i complessi rapporti di sovrapposizione tra l'Unità I, l'Unità II e l'Unità IV.

Ad ovest del Lago d'Iseo l'Unità I ha il suo margine meridionale costituito dalla Linea Zorzino-M. Clemo, che provoca il sovrascorrimento della Dolomia Principale sul Calcare di Zorzino (Unità III), e che probabilmente prosegue ad ovest, al di fuori del Foglio, nel sovrascorrimento di Gandino-Sovere (FORCELLA & JADOUL, 1990).

L'unità in esame, che si estende ampiamente anche a nord del Foglio, causa l'affioramento di Basamento Cristallino metamorfico più meridionale di tutto il Sudalpino lombardo. Il basamento è strutturato ad anticlinale (anticlinale di rampa) con asse variabile da ENE verso oriente, ad WNW verso occidente; nel complesso tutta l'unità, come altre nel Foglio, ha un'immersione strutturale verso occidente. Il fianco meridionale dell'anticlinale è chiaramente visibile nel settore a nord del M. Guglielmo, dove il Basamento Cristallino è ricoperto in contatto stratigrafico dal Verrucano Lombardo, dal Servino (localmente soggetto ad elisioni tettoniche) e da tutta la successione fino ai depositi carnici, con una generale immersione verso meridione. Come già rilevato il fianco di tutta l'anticlinale è sovrascorso sull'Unità III attraverso il sovrascorrimento di Colonno.

Numerose faglie e strutture tettoniche minori interessano la successione appartenente all'Unità I: le più evidenti sono le faglie trascorrenti e transpressive destre a direzione NW-SE, che a est di Govine e Pisogne segmentano e disarticolano il contatto fra Basamento Cristallino, Verrucano Lombardo e Servino e che causano una serie di pieghe *en échelon*, particolarmente evidenti nella successione del Permiano-Trias inferiore. Un cenno a parte merita la Linea del M. Guglielmo che, pur mostrando un'attività recente (alpina) ed interessando i terreni immediatamente a tetto del sovrascorrimento di Colonno, riveste probabilmente un significato di

faglia ancestrale a movimento normale e/o trascorrente da ricollegare in qualche modo anche alla messa in posto delle vulcaniti ladino-carniche.

4.2. - UNITÀ II

Affiora nel quadrante NE del Foglio. Verso nord e verso ovest si trova geometricamente sottoposta all'Unità I attraverso il sovrascorrimento della Val Trompia, mentre verso sud è marginata dal sovrascorrimento del M. Abbio, che la sovrappone all'Unità IV e che prosegue verso ovest in un complesso sistema di faglie e linee tettoniche, che si sviluppa a nord di Magno. L'unità è costituita da una successione compresa tra il Verrucano Lombardo e la Dolomia Principale ed è ulteriormente suddivisa in due sottounità dal sovrascorrimento del M. Ario, che porta il Calcare di Angolo (Anisico) a sovrascorrere sulla Dolomia Principale.

I terreni del Trias inferiore e medio, che affiorano estesamente nella zona, sono generalmente intensamente fratturati e tettonizzati ed in numerose aree la ricostruzione delle geometrie di deformazione risulta problematica.

Nel settore più occidentale dell'area di affioramento dell'unità in esame, la successione compresa tra il Verrucano Lombardo ed il Calcare di Angolo, presente immediatamente a sud del Basamento Cristallino metamorfico, costituisce il fianco rovescio di una sinclinale sud-vergente a letto del sovrascorrimento della Val Trompia. A nord del sovrascorrimento del M. Abbio, i terreni della successione affiorante assumono una complessiva configurazione ad anticlinale di rampa.

4.3. - UNITÀ III

Affiora nella porzione centro-occidentale del Foglio ed è costituita da una successione compresa tra il Carnico ed il Giurassico. E' nel complesso geometricamente sottoposta all'Unità I attraverso il sovrascorrimento di Colunno e la Linea di Zorzino-M. Clemo; a sud-est della Corna Trentapassi, il retroscorrimento di Marone, che provoca un raddoppio della Dolomia Principale, inverte i rapporti geometrici tra le due unità, pur apparendo cinematicamente legato al sovrascorrimento di Colunno.

L'Unità III risulta sovrascorsa e geometricamente sovrapposta alle unità V e IV attraverso il sovrascorrimento P.ta Almanà-P.ta dell'Orto, il sovrascorrimento del M. Isola ed il sovrascorrimento di Predore. L'entità di questi sovrascorrimenti appare notevole: il sovrascorrimento P.ta Almanà-P.ta dell'Orto ha infatti un rigetto minimo di almeno una decina di chilometri, considerando i terreni giurassici che affiorano nell'alta Val d'Inzino e a est di P.ta dell'Orto come appartenenti al letto del

sovrascorrimento.

Nel suo complesso l'Unità III ha un'immersione verso occidente, così come le superfici tettoniche che la delimitano alla base. Nella ricostruzione geometrica proposta, infatti, il sovrascorrimento P.ta Almanà-P.ta dell'Orto immerge complessivamente verso ovest e si raccorda al sovrascorrimento del M. Isola e a quello di Predore sulla sponda occidentale del Lago d'Isèo; e mentre a tetto del sovrascorrimento a est del Sebino affiorano terreni non più recenti del Retico ad ovest del lago, a causa della complessiva immersione verso ovest dell'unità, si rinviene tutta la successione giurassica.

E' possibile che ad est di Sulzano, in corrispondenza dell'omonima conca, sia presente una superficie di *splay* del sovrascorrimento P.ta Almanà-P.ta dell'Orto, che è però mascherata dai depositi glaciali quaternari. Ad est del lago l'unità in esame risulta notevolmente fratturata ed interessata da faglie in genere inverse e trascorrenti, che in particolare complicano notevolmente i rapporti tra i terreni retici e la Dolomia Principale. Ad ovest del lago la successione giurassica affiorante appare meno tettonizzata anche se è interessata da numerose pieghe a tutte le scale: la più ampia è la sinclinale di Tavernole, che ha un'ampiezza complessiva di alcuni chilometri (FORCELLA & JADOUL, 1990). Le pieghe più ampie che interessano l'unità anche nel settore orientale (zona di Sulzano) sono probabilmente dovute ad irregolarità nella superficie di sovrascorrimento basale o in alcuni casi a probabili deformazioni dell'unità V sottostante.

In corrispondenza delle rampe frontali, la successione affiorante è conformata ad anticlinale di rampa, come nelle zone di P.ta dell'Orto e di Predore; il sovrascorrimento del M. Bronzone, che affiora per un breve tratto al margine occidentale del Foglio e che si sviluppa più ad occidente con la sua connessa anticlinale di rampa con al nucleo il Calcere di Zu, può essere considerato come una struttura parzialmente vicariante del sovrascorrimento di Predore.

4.4. - UNITÀ IV

Affiora estesamente nella parte orientale del Foglio ed è costituita essenzialmente dalla successione della Dolomia Principale e delle sue facies eteropiche e da limitati affioramenti di terreni del Triassico inferiore e medio. A nord è sovrascorsa dall'Unità II, dall'Unità I e parzialmente dall'Unità III rispettivamente attraverso il sovrascorrimento del M. Abbio, il sovrascorrimento di Colunno e il sovrascorrimento P.ta Almanà-P.ta dell'Orto. Verso ovest è invece separata dall'Unità V dalla Linea di Inzino e dalla Linea Gardone-M. Conche, che rappresenta un sistema di faglie estensionali immergenti verso occidente (tratti a direzione circa N-S) e di

trasferimento (tratti a direzione circa E-W), di età norico-giurassica, riattivate come trascorrenti destre o come faglie inverse nel corso dell'orogenesi alpina, ma con un rigetto alquanto limitato. L'esempio più caratteristico di questi fenomeni di riattivazione è costituito dalla Linea di Lumezzane (CASSINIS *et alii*, 1994), che durante il Norico agiva come faglia di trasferimento a movimento sinistro, costituendo il margine settentrionale dell'omonimo bacino delle dolomie zonate, e che nel corso della compressione alpina è stata riattivata come faglia inversa sud-vergente. Il tratto N-S della Linea di Gardone e la Linea di Inzino rappresentano invece faglie normali noriche immergenti ad ovest, che hanno successivamente agito come trascorrenti destre, con una modesta componente compressiva.

Il tratto N-S della Linea di Gardone prosegue verso nord e a settentrione della Val Trompia mette a contatto la Dolomia Principale ad ovest (blocco di tetto ribassato), con termini del Trias medio-inferiore ad est (blocco di tetto).

Al margine sud-orientale del Foglio la Linea Bovezzo-Montecca, che affiora per un tratto molto limitato nel Foglio Iseo, porta le unità IV e V a sovrascorrere verso sud al di sopra di un'unità inferiore.

Numerose faglie interessano la successione dell'unità in esame; fra le più importanti si segnalano la faglia inversa nord vergente di Tavernola e le faglie che interessano il contatto Dolomia Principale-dolomie zonate nella zona di Casto, che hanno probabilmente un significato analogo alla Linea di Lumezzane. I contatti tra la Dolomia Principale e la successione carnica che costituisce il suo substrato appaiono quasi ovunque tettonizzati. In particolare nelle aree a nord e a sud della Valle di Tavernola la formazione di San Giovanni Bianco risulta notevolmente elisa e laminata tettonicamente ed in diverse punti si registra il contatto diretto tra l'arenaria di Val Sabbia e la Dolomia Principale.

4.5. - UNITÀ V

Affiora nella parte centro-meridionale del Foglio ed è costituita da una successione giurassica e cretacea. E' delimitata a est e a nord-est dalla Linea di Inzino e dalla Linea Gardone-M. Conche, mentre a nord e ad ovest è sovrascorsa dall'Unità III attraverso il sistema dei sovrascorrimenti P.ta Almanca-P.ta dell'Orto, M. Isola e Predore. Affiora estesamente nel M. Isola, ad eccezione della sommità, dove è ricoperta dall'Unità III.

La successione presente è deformata in ampie pieghe anticlinaliche e sinclinaliche di dimensioni chilometriche.

La sinclinale di Polaveno è una delle più importanti; ha una direzione est-ovest e in corrispondenza del suo nucleo affiora il Sass de la Luna, ad est del centro di Polaveno, e la Maiolica, ad ovest. La sinclinale è

asimmetrica e si contrae progressivamente verso est.

Più a sud si sviluppa l'anticlinale del M. Delma-Val Navezze, che ha anch'essa una direzione circa est-ovest e devia verso NE, in corrispondenza della Val Trompia. Il nucleo della piega è costituito da terreni che vanno dalla Corna (ad est) alla Maiolica ad ovest. Nei pressi dell'ex convento dei Camaldoli il suo fianco meridionale, che comprende la Scaglia, è rovesciato e intensamente fagliato, in particolare nei dintorni della sella di S. Vigilio.

Più ad est si sviluppa la sinclinale di Concesio, a direzione est-ovest e con al nucleo la Maiolica, che è intensamente piegata e fagliata. Questa struttura mostra una chiara immersione del suo asse verso ovest.

Tutte queste pieghe sono probabilmente da ricollegare alla geometria in profondità del piano di sovrascorrimento basale.

5. - LE PRINCIPALI LINEE TETTONICHE

5.1. - SOVRASCORRIMENTO DELLA VAL TROMPIA

È un esteso e complesso sistema di superfici di accavallamento che dalla Valle delle Giudicarie, ad est, si estende ad ovest fino al Lago d'Iseo e che provoca il sovrascorrimento verso sud dell'Unità I, portando ad affiorare un'ampia porzione del Basamento Cristallino metamorfico. Nell'insieme, la superficie tettonica principale ha un'inclinazione variabile da 40°-45° fino a 70°-80° ed un'immersione verso nord. Il suo rigetto è difficilmente quantificabile solo sulla base dei dati di terreno, ma è sicuramente stimabile in almeno qualche chilometro. Il blocco di tetto costituisce un'ampia anticlinale di rampa con al nucleo il basamento. Verso est, al di fuori del Foglio, nell'area di Bagolino, interessa il fianco meridionale verticalizzato e localmente ribaltato dell'anticlinale; più ad ovest, nella zona di Collio-S. Colombano, taglia invece la base del fianco settentrionale della struttura, causando localmente l'elisione del fianco meridionale. La continuazione verso occidente della struttura è spesso stata oggetto di interpretazioni diverse. Nella ricostruzione geometrica proposta prosegue nel sovrascorrimento di Colonno, alla base del fianco meridionale diritto dell'anticlinale di rampa che ha sempre al nucleo il basamento ed è costituita dalla successione compresa tra il Verrucano Lombardo ed il Calcere di Angolo. In sostanza il sovrascorrimento di Colonno avrebbe il medesimo significato cinematico del sovrascorrimento della Val Trompia, anche se con una geometria differente. Nella zona a sud della Val d'Irma, si attua il raccordo fra le due strutture ed, attraverso una semifinestra tettonica, si può osservare la sovrapposizione tra l'Unità I a tetto e le unità II e IV, a letto.

Come già sottolineato, il sovrascorrimento della Val Trompia rappresenta la riattivazione compressiva, durante l'orogenesi alpina, di un sistema di faglie normali permiane che costituivano il margine meridionale del bacino trascorrente di Collio.

5.2. - SOVRASCORRIMENTO DELLA P.TA ALMANA-P.TA DELL'ORTO

E' un esteso sovrascorrimento, con un rigetto minimo di una decina di chilometri, che porta a sovrascorrere l'Unità III, ad est del Lago Sebino, al di sopra dell'Unità V ed in parte dell'Unità IV, con senso di trasporto da nord verso sud. Immediatamente a ovest della Val d'Inzino e della Val Trompia il sovrascorrimento ha una giacitura sub-orizzontale, o immergente verso ovest e la sua base è costituita da tutta la successione giurassica che modella il fianco occidentale del F. Mella. Il tetto della struttura (Unità III) è costituito da una successione compresa tra la Dolomia Principale (Norico) e la formazione dell'Albenza (Lias inferiore). Localmente, ad est di P.ta Almanà, alla base del sovrascorrimento sono osservabili una serie di pieghe minori di trascinamento che interessano la successione giurassica e che hanno asse est-ovest e una vergenza verso sud, congruente con la struttura principale. Nei pressi di P.ta dell'Orto il sovrascorrimento assume una chiara configurazione di rampa e taglia una successione rovesciata giurassico-cretacica che costituisce il fianco ribaltato settentrionale di una sinclinale di trascinamento (?) a letto della struttura. Ad est di Sulzano è probabilmente presente al di sotto della copertura recente, un'altra superficie tettonica sud vergente che costituisce uno *splay* della superficie principale. Il sovrascorrimento P.ta Almanà-P.ta dell'Orto, nell'interpretazione proposta, è collegato al sovrascorrimento di M. Isola e a quello di Predore, costituendo la base dell'Unità III nell'area del Foglio.

5.3. - SOVRASCORRIMENTO DI PREDORE

E' una superficie tettonica a direzione est-ovest e immergente verso nord che provoca la sovrapposizione della formazione del Calcare di Zu su terreni del Gruppo del Medolo. Il Calcare di Zu costituisce il nucleo di un'anticlinale ad asse est-ovest, con fianco meridionale ribaltato, associata al sovrascorrimento. Non si esclude che, più a sud, al di sotto della superficie del lago, siano presenti una o più superfici tettoniche sempre a direzione est-ovest e da ricollegare al sovrascorrimento affiorante.

5.4. - SOVRASCORRIMENTO DI M. ISOLA

E' una superficie tettonica sub-orizzontale o immergente verso ovest che delimita un lembo di formazione dell'Albenza dell'Unità III sovrascorso sul

Medolo giurassico dell'Unità V affiorante alle pendici del M. Isola (Fig. 21). Alla base del sovrascorrimento sono presenti brecce tettoniche ed una scaglia tettonizzata di Calcare di Zu.

5.5. - SOVRASCORRIMENTO DEL M. BRONZONE

Affiora per un tratto molto limitato all'estremità occidentale del Foglio ed ha caratteristiche nel complesso analoghe al sovrascorrimento di Predore, provocando l'accavallamento sud-vergente di una successione anticlinale con al nucleo il Calcare di Zu sul Medolo giurassico. Prosegue verso ovest al di fuori del Foglio e probabilmente costituisce una superficie tettonica a direzione est-ovest vicariante del sovrascorrimento di Predore.

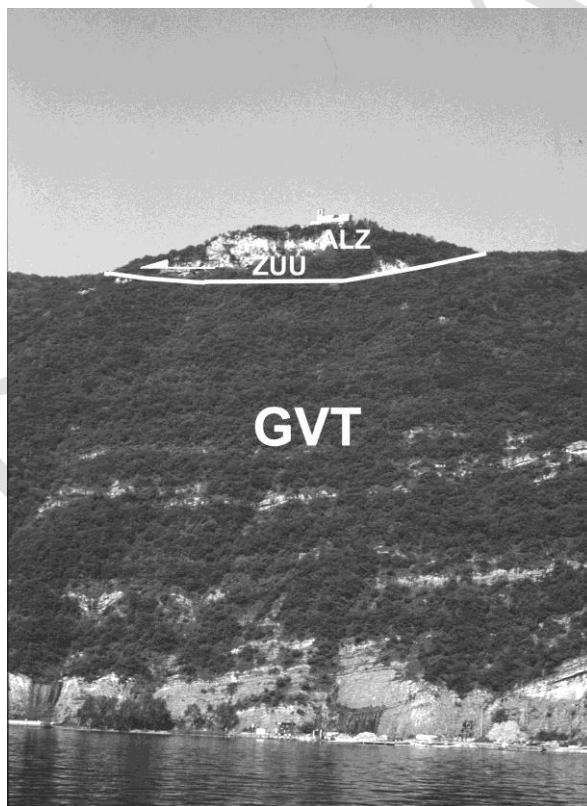


Fig. 21 – Panoramica della falesia orientale del Montisola col klippe della formazione dell'Albenza (ALZ) e di Calcare di ZU (ZUU) sovrascorso sul calcare di Gardone Val Trompia (GVT).

5.6. - SOVRASCORRIMENTO DI COLONNO

Rappresenta la prosecuzione occidentale del sovrascorrimento della Val Trompia; ha una direzione circa est-ovest ed immerge verso nord con un'inclinazione di circa 30°. E' ben esposto sul versante meridionale del M. Guglielmo, dove provoca l'accavallamento verso sud del Calcare di Angolo (Anisico) sull'arenaria della Val Sabbia (Carnico), che costituisce, insieme agli altri termini carnici, uno dei principali orizzonti di scollamento regionali. Regionalmente provoca la sovrapposizione tettonica dell'Unità I sull'Unità III. Nel suo settore orientale, alle pendici sud-est del M. Stalletti, provoca l'accavallamento del Calcare di Angolo direttamente sulla Dolomia Principale dell'Unità IV.

Ad ovest di Zone perde la sua geometria tipica ed è sostituito da altre linee tettoniche a direzione NW-SE e dal retroscorrimento di Marone.

5.7. - SOVRASCORRIMENTO DEL M. ARIO

Ha una direzione est-ovest e provoca l'accavallamento sud-vergente dell'Unità IIa (localmente rappresentata dal Calcare di Angolo) sull'Unità IIb, costituita da terreni triassici più recenti. Si presenta sub-orizzontale per ampi tratti, dove decorre a tetto dell'arenaria di Val Sabbia, causando verosimilmente l'elisione parziale della formazione di San Giovanni Bianco. Verso ovest si congiunge al sovrascorrimento del M. Abbio attraverso un complesso fascio di linee tettoniche.

5.8. - SOVRASCORRIMENTO DEL M. ABBIO

Ha direzione circa est-ovest e una vergenza verso sud. Rappresenta la superficie di accavallamento dell'Unità II sull'Unità IV. Localmente, lungo la superficie di sovrascorrimento, l'Unità II è essenzialmente rappresentata dal Calcare di Angolo, mentre l'Unità IV dall'arenaria della Val Sabbia, che probabilmente costituiscono la superficie stratigrafica lunga la quale corre il *flat* del sovrascorrimento. L'entità minima del rigetto della struttura è di qualche chilometro. Come già sottolineato, verso ovest il sovrascorrimento perde la sua identità, e, insieme al sovrascorrimento del M. Ario, viene sostituito da una serie di linee tettoniche a geometria piuttosto complessa.

5.9. - LINEA DI TAVERNOLE

Rappresenta una faglia inversa a direzione circa est-ovest, sub-verticale o ad elevata inclinazione verso sud, che provoca l'innalzamento del blocco meridionale, costituito da una successione del Trias inferiore e medio, rispetto a quello meridionale, costituito essenzialmente dalla Dolomia

Principale. Interessa l'Unità IV e dal punto di vista cinematico è in parte vicariante dei sovrascorrimenti del M. Ario e di Tavernole. Si estende dalla Valle di Tavernole ad est, fino a congiungersi al sovrascorrimento di Colunno, ad ovest.

5.10. - LINEA DI LUMEZZANE

E' una faglia inversa a direzione est-ovest, con un'inclinazione piuttosto elevata (oltre 60°), che provoca, all'interno dell'Unità IV, la parziale sovrapposizione della Dolomia Principale (blocco di tetto settentrionale), affiorante sul fianco settentrionale della Valle di Lumezzane, sulle dolomie zonate affioranti a sud. Come già descritto, rappresenta la riattivazione in compressione di una faglia di trasferimento sinistra del Norico, che costituiva il margine settentrionale del Bacino intrapiattaforma di Lumezzane, entro cui si depositavano le dolomie zonate.

5.11. - LINEA BOVEZZO-MONTECCA

Affiora per un tratto molto limitato al margine sud del Foglio e costituisce uno dei principali sovrascorrimenti sud-vergenti dell'area, provocando la sovrapposizione dell'Unità IV e V (al di fuori del Foglio) su di un'unità tettonica più meridionale. Anche questa linea rappresenta il prodotto dell'inversione tettonica di una linea di trasferimento attiva nel mesozoico, quando costituiva uno dei margini nord-orientali del Bacino Triumplino-Sebino.

5.12. - LINEA ZORZINO-M. CLEMO

E' una linea sub-verticale o fortemente inclinata verso nord che affiora lungo la sponda occidentale del Lago d'Iseo. Ha un rigetto inverso e provoca la sovrapposizione della Dolomia Principale dell'Unità I, affiorante a nord, sul Calcere di Zorzino verticalizzato dell'Unità III, affiorante a sud. Verso W e NW, nell'area al di fuori del Foglio prosegue probabilmente nel sovrascorrimento Gandino-Sovere.

5.13. - LINEA DEL M. GUGLIELMO

E' una linea sub-verticale a direzione NW-SE, che affiora alle pendici del M. Guglielmo e che interessa l'Unità I a tetto del sovrascorrimento di Colunno. L'ultimo movimento ha probabilmente una componente inversa; tuttavia la linea era già attiva nel Mesozoico, durante il Ladinico, con movimento normale e/o trascorrente, in quanto appare collegata alla messa in posto dei depositi vulcanici ladino-carnici.

5.14. - LINEA DI INZINO

Ha direzione NNW-SSE e costituisce il limite settentrionale fra le unità IV e V e il margine occidentale della Dolomia Principale affiorante ad oriente del Foglio, in corrispondenza dell'Unità IV. Nel periodo compreso tra il Norico ed il Giurassico era una faglia normale immergente ad ovest che bordava ad est il Bacino Triumplino-Sebino. Durante l'orogenesi alpina ha subito una riattivazione come trascorrente destra, con un rigetto relativamente limitato.

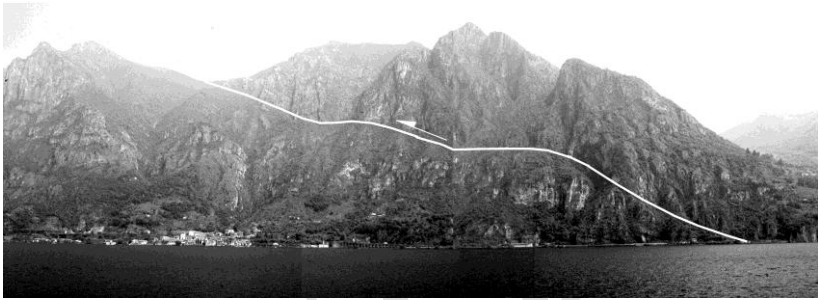


Fig. 22 – Panoramica del sovrascorrimento di Vello vergente verso N, affiorante in corrispondenza della sponda orientale del Lago di Iseo. La struttura provoca il raddoppio della Dolomia Principale.

5.15. - LINEA DI GARDONE-M. CONCHE

E' in realtà costituita da una fascio di linee parallele; rappresenta la prosecuzione verso sud della Linea di Inzino ed ha essenzialmente le stesse caratteristiche e lo stesso significato strutturale. A conferma dell'attività ancestrale della linea si ricorda la presenza di megabrecce di Dolomia Principale e di Corna rinvenute all'interno dei depositi del Medolo bacinale immediatamente ad ovest della struttura, che starebbero quindi ad indicare la vicinanza di una zona di alto strutturale al margine del bacino.

I settori a direzione est-ovest della linea, presenti a NE di Gardone e allo sbocco della Valle di Lumezzane nella Val Trompia, erano segmenti di faglie di trasferimento mesozoiche che connettevano lateralmente le faglie estensionali e che sono stati riattivati come faglie inverse.

5.16. - SOVRASCORRIMENTO DI MARONE

E' un retroscorrimento a direzione est-ovest e immergente verso sud (Fig. 22) con un'inclinazione media di circa 30°-40° (BERRA *et alii*, 1991) che provoca il raddoppio della Dolomia Principale affiorante a sud-est della

Corna Trentapassi. Rappresenta il limite fra le unità I e III e la prosecuzione occidentale del sovrascorrimento di Colunno. Il raccordo fra le due strutture avviene in corrispondenza della conca di Zone, dove è mascherato da depositi recenti. Verso ovest, in corrispondenza della sponda occidentale del lago, prosegue nella linea Zorzino-M. Clemo.

BOZZA

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Distinguiamo, per comodità espositiva, tre aree in cui sono presenti attività estrattive: le sponde del Lago d'Iseo, la Franciacorta e la Valtrompia.

1.1. - SPONDE DEL LAGO D'ISEO

Sulla sponda bergamasca del Lago, in Comune di Parzanica, è attiva la miniera Cà Bianca. Viene coltivata marna da cemento secondo un progetto, sviluppato negli anni '90, che prevede lo sfruttamento del versante settentrionale del M. Saresano tra le quote 930 e 640 m s.l.m., dall'alto verso il basso, per complessivi 35 ettari di terreno. Dal punto di vista geologico, viene prevalentemente interessata dai lavori la facies marnosa del Calcare di Domaro (Gruppo del Medolo).

Il progetto prevede la realizzazione di quattro fornelli ed altrettante gallerie per il trasporto in sotterraneo del materiale abbattuto sino alla Cementeria di Tavernola Bergamasca ed un recupero graduale e continuo dei gradoni ove la coltivazione viene a cessare, con la posa di altofusti e con inerbimento. Queste soluzioni, insieme ad altre di carattere geometrico, sono finalizzate a contenere l'impatto visivo della miniera.

In questa area i lavori di coltivazione sono iniziati negli ultimi anni del decennio scorso, parallelamente ad un esteso piano di recupero ambientale che ha interessato la vecchia miniera Ognoli che si affacciava sul Lago immediatamente a monte della cementeria.

La roccia coltivata risulta avere, mediamente, il 72 ÷ 75 % di CaCO₃, il 20 ÷ 22 % di SiO₂, circa il 2% di Al₂O₃ e circa l'1 % di MgO. Attualmente vengono estratte circa 550.000 t/anno di materiale e sono impegnati circa 170 addetti (tra attività estrattiva e cementeria).

Si segnalano inoltre le coltivazioni di breccie dolomitiche cementate a Solto Collina e dei calcari marnosi neri del Calcare di Zorzino a Endine Gaiano.

Sulla sponda bresciana del lago, nei comuni di Marone e Zone, è in attività la cava Calaruso. La coltivazione, che ha luogo a cielo aperto, dall'alto verso il basso, con la tecnica della perforazione e sparo, interessa, da un punto di vista geologico, la formazione della Dolomia Principale, qui costituita da dolomite quasi pura.

Il materiale viene coltivato sul versante nord-orientale del Monte Calaruso, lasciando gradoni dell'altezza di 6 metri che, via via che sono abbandonati dalle operazioni di estrazione, vengono rinverdiati con essenze erbacee ed arboree. Già dagli anni '70 il progetto di coltivazione aveva previsto di non coinvolgere nella coltivazione la cima del Monte Calaruso in modo che questo venisse a costituire un ostacolo visivo, soprattutto dai paesi rivieraschi limitrofi.

Il materiale abbattuto viene frantumato e trasportato con teleferica al piazzale della cava dismessa di Ponzano-Bagnadore, prossima allo stabilimento di Marone. Qui la dolomia viene lavata e selezionata e successivamente viene ripartita secondo la granulometria in tre porzioni: il materiale fine viene fatto sedimentare in vasche di decantazione in serie realizzate sul piazzale, il materiale di granulometria inferiore a 15 mm ("sottomisura") viene destinato a terzi che lo impiegano nelle sovrastrutture stradali, mentre il rimanente viene portato ai forni verticali di sinterizzazione dove, a seguito di riscaldamento a circa 1900 °C si ottiene il prodotto refrattario, costituito da ossidi di calcio, magnesio e fondenti in proporzione 59 % , 40 % e 1%. Di questo, una parte (60 %) serve per produrre mattoni refrattari per forni fusori, siviere e convertitori ed il rimanente costituisce la massa refrattaria in grani di diametro minore di 6 mm che viene impiegata per la sigillatura e la finitura negli stessi impieghi.

Attualmente, nella cava e nello stabilimento di Marone lavorano circa 200 addetti della società Dolomite Franchi.

I gessi della carniola di Bovegno sono coltivati a Pisogne.

1.2. - FRANCIACORTA

Nei comuni di Provaglio e Corte Franca è presente un'area estrattiva (Cava Inquine) all'interno delle cerchie moreniche dell'Anfiteatro Sebino, dove vengono coltivati depositi prevalentemente argillosi per la produzione

di laterizi forati per murature.

L'area estrattiva è organizzata in diversi siti indipendenti: in uno di questi la coltivazione è tuttora attiva, in altri l'estrazione è cessata recentemente e la depressione creatasi è destinata ad accogliere rifiuti inerti, altri ancora sono già stati recuperati con riempimento di inerti, copertura con terreno vegetale e ripresa di attività agricole o sportive (un esempio di questo tipo di recupero si ha presso la Cava Capp, nel limitrofo Comune di Cortefranca, recuperata con la creazione di un campo per la pratica del golf).

La coltivazione avviene con escavatori a tazze e a benna, caricamento su autocarri e trasporto nella vicina fornace di Borgonato.

In termini generali, la stratigrafia della coltivazione prevede circa mezzo metro di terreno agricolo (che viene accantonato per il reimpiego), circa 2 metri di depositi sabbiosi limosi e, sino a 7 m da piano campagna (limite dell'autorizzazione ad estrarre), argilla. Questa ha un contenuto di carbonato di calcio mediamente pari al 28 %, ed è prevalentemente illitica. Limi e sabbie vengono anch'esse miscelate all'argilla, che viene ulteriormente corretta con argille provenienti da altre aree estrattive. Nell'impasto di cottura trovano posto anche modesti quantitativi di fanghi di recupero industriali, altrimenti di difficile smaltimento.

Annualmente vengono cavati circa 100.000 m³ di materiale all'anno. Ai lavori di cava ed in fornace sono al momento impiegati circa 130 addetti.

In comune di Monticelli Brusati sono presenti due attività estrattive che coltivano la formazione della Maiolica. La roccia si presenta ben stratificata, in strati di spessore da decimetrico a pluridecimetrico, con stiloliti ben evidenti e selce in strati sottili e noduli.

L'escavazione avviene da fronti di dimensioni modeste, nell'ordine delle decine di metri, impiegando escavatori e, subordinatamente, martelli pneumatici. La lavorazione ha luogo nel piazzale di cava e consiste nell'ottenimento di medoli, parallelepipedi di roccia aventi i lati di dimensioni variabili tra 8 e 50 centimetri circa che trovano impiego come rivestimento esterno di edifici o per la realizzazioni di muri. Subordinatamente si ottiene lastre ("slasette") di spessore compreso tra 2 e 7 cm, il "tranciato", materiale grossolano di forma irregolare e, infine, lo scarto, consistente in frammenti di dimensioni minori impiegato nelle massicciate stradali. In entrambe le cave la produzione è dell'ordine di alcune centinaia di m³ all'anno.

La cava di Dosso Foina è stata riaperta, dopo una interruzione di molti anni, solo nel 2000: ed attualmente vi sono impiegate stabilmente 2 persone.

Alla cava di Fontana Bruna, attiva da circa 20 anni, è attualmente impiegata in modo continuativo solamente una persona.

Entrambe le cave sono posizionate sul versante sopra il paese in modo defilato ed il loro impatto visivo dalla pianura e dai paesi circostanti è limitato.

1.3. - VAL TROMPIA

Lungo l'asse vallivo sono ancora attive due cave nei comuni di Sarezze e di Villa Carcina, in destra orografica del Fiume Mella. In entrambe vengono coltivati i calcari con selce del calcare di Gardone Valtrompia, ben stratificati, da cui anche qui si ottengono i parallelepipedi di roccia utile come rivestimento esterno noti sul mercato locale come "medoli". L'attività è a carattere familiare e viene intrapresa saltuariamente. La produzione annua è di circa 1000 m³.

Va infine ricordato come la Valtrompia sia anche sede di una antica tradizione mineraria derivata da secoli di attività svolta in sottterraneo soprattutto nei comuni di Tavernole, Pezzaze, Bovegno e Collio, dove venivano estratti siderite, fluorite, blenda, galena, calcopirite, tetraedrite e barite; queste mineralizzazioni sono legate ad un'attività magmatica di età Paelozoico sup.-Trias. Tale attività, forse già sviluppata in epoca romana, è documentata dal XIV secolo e, dopo alterni periodi di fioritura e di decadenza, viene interrotta nel 1999 con la chiusura dell'ultima miniera attiva, quella della Torgola. Attualmente alcuni livelli minerari sono stati ripristinati con finalità diverse (storico-culturali e turistiche), come la Miniera Marzoli in località Stese (Comune di Pezzaze).

Relativamente all'attività estrattiva per inerti sono da ricordare anche le coltivazioni a fossa a secco nei pressi di Lumezzane (località Santella della Guardia e Cristo dei Monti).

2. - IDROGEOLOGIA

2.1. - DEPOSITI QUATERNARI

Della limitata porzione del Foglio che interessa estesamente depositi quaternari, può essere descritto l'assetto idrogeologico nei suoi tratti fondamentali.

L'andamento della superficie piezometrica si mantiene sostanzialmente inclinato verso SSE nell'area a meridione del Lago d'Iseo, mentre tra Provaglio e Gussago esso ruota da SW a SSW, mantenendosi sostanzialmente ortogonale al limite tra i depositi quaternari pianeggianti e collinari ed i primi rilievi montuosi. Le quote piezometriche sono comprese tra 180 m s.l.m. in prossimità di Iseo e 116 m tra Bornato, Passirano e

Paderno Franciacorta.

Con riferimento alla recente classificazione dei gruppi acquiferi proposta dalla Regione Lombardia (CARCANO & PICCIN, 2002), la superficie piezometrica, almeno nell'area di pianura alluvionale, si sviluppa all'interno della "Unità Idrostratigrafica Sequenziale" (informalmente: "Gruppo Acquifero") A, ovvero nell'unità più superficiale. Il Gruppo Acquifero A è costituito da ghiaie e ghiaie grossolane in matrice prevalentemente sabbiosa, più raramente siltosa, con stratificazione da media a molto spessa; allontanandosi dalla fascia collinare pedealpina verso la pianura, aumenta la percentuale di sabbia all'interno delle ghiaie, con possibilità di trovare intervalli di sabbia media e grossa; sono presenti livelli argillosi di spessore decimetrico. Tali depositi rappresentano una sedimentazione di natura continentale, con pianure alluvionali e sistemi fluviali di tipo *braided*; lo spessore medio con cui il Gruppo Acquifero A si presenta nell'area in esame si aggira attorno ai 30-50 metri.

Il Gruppo Acquifero B è rappresentato da sedimenti grossolani, con ghiaie in matrice sabbiosa e sabbie medio-grossolane, in strati prevalentemente spessi e molto spessi; considerate le caratteristiche litologiche simili, in alcuni casi esso non è distinguibile dal Gruppo Acquifero visto in precedenza; le intercalazioni argillose sono limitate alla base dell'unità e possono raggiungere spessore metrico. Sono depositi di origine continentale, con pianure alluvionali e sistemi fluviali di tipo *braided* con energia elevata appena all'esterno delle cerchie moreniche e via via minore spostandosi a sud, dove la minor energia dei processi fluviali ha permesso la deposizione di sedimenti più fini (sabbie e sabbie grossolane); nell'area della Franciacorta il Gruppo Acquifero B è spesso in media tra i 50 e i 70 m.

In definitiva, la superficie piezometrica si sviluppa in sedimenti di natura continentale del Pleistocene superiore e medio, depositi durante la fase regressiva che ha portato al riempimento del Bacino Padano.

Discorso a parte merita l'area dell'Anfiteatro Sebino, dove la presenza di depositi glaciali rende più articolata la superficie piezometrica soprattutto a causa dell'esistenza di letti di argilla, più o meno continui all'interno dei depositi glaciali, che permettono la formazione di falde locali che restano indipendenti rispetto all'andamento generale della tavola d'acqua e costituiscono dei sistemi isolati, spesso in contrasto con l'idrogeologia delle aree circostanti, sempre limitati per estensione. La diffusione di queste falde sospese si concentra prevalentemente lungo i cordoni morenici più elevati e immediatamente al loro esterno, come presso Passirano, dove si possono localmente trovare dati piezometrici che apparentemente contrastano con l'andamento generale della superficie piezometrica, proprio perché si

riferiscono a falde sospese di carattere locale.

Nella parte settentrionale dell'Anfiteatro Sebino le linee isopiezometriche sono molto ravvicinate: nell'arco di circa otto chilometri si passa da quota 190 m a 140 m s.l.m.; una pendenza così elevata della superficie piezometrica si ritrova anche nella zona orientale dell'anfiteatro dove, come sopra accennato, le isopiezometriche assumono una direzione verso SW, quindi con un andamento che segue all'incirca gli affioramenti del substrato roccioso.

Il risultato di questa particolare disposizione delle linee isopiezometriche è che le acque tendono a muoversi lungo superfici molto inclinate confluendo verso l'area centrale dell'anfiteatro; da qui tendono poi a disperdersi con gradienti minori rispetto ai precedenti di almeno un ordine di grandezza e il deflusso assume progressivamente una direzione N-S.

2.2. - SUBSTRATO ROCCIOSO

L'obiettivo di queste poche righe consiste nel fornire una caratterizzazione di massima di quelle formazioni del basamento roccioso di cui sono noti dati di letteratura distinguendo, sinteticamente, due unità idrogeologiche con diverse caratteristiche di permeabilità apparente.

Nella prima unità idrogeologica rientrano formazioni poco permeabili o impermeabili e che quindi hanno scarso interesse per la ricerca di risorse idriche; fanno parte di questo primo raggruppamento le unità del gruppo di Concesio, del Selcifero Lombardo, la Marna di Bruntino, ed il Sass de la Luna.

Il gruppo di Concesio presenta valori di permeabilità medio-bassi, compresi tra 10^{-4} e 10^{-5} cm/s, che possono subire incrementi in aree particolarmente fessurate.

Nelle unità del gruppo del Selcifero Lombardo i valori di permeabilità sono ancora più ridotti, inferiori a 10^{-5} cm/s; queste costituiscono quindi un limite impermeabile rispetto alla vicina unità della Maiolica, che rientra invece nella seconda unità idrogeologica.

La Marna di Bruntino e il Sass de la Luna hanno valori di permeabilità bassi e molto bassi, in genere inferiori a 10^{-5} cm/s; la natura di questi affioramenti favorisce un locale innalzamento di questi valori quando sono presenti fenomeni di alterazione ed erosione ad opera di agenti atmosferici, fino ad arrivare a valori compresi tra 10^{-4} e 10^{-5} cm/s.

La seconda unità idrogeologica è formata da litotipi con valori medi di permeabilità e che rivestono maggior importanza da un punto di vista idrogeologico; ricadono in questo raggruppamento il gruppo del Medolo e la Maiolica.

Il gruppo del Medolo mostra valori di permeabilità che si aggirano

attorno a 10^{-4} cm/s; essendo costituito da calcari con intercalazioni marnose, localmente si possono avere valori più ridotti, soprattutto in corrispondenza di livelli marnosi particolarmente spessi.

La Maiolica presenta valori di permeabilità di circa 10^{-4} cm/s che, in alcune zone, possono essere di un ordine di grandezza superiore: questo si verifica soprattutto dove è maggiore il grado di fratturazione della roccia.

Alla formazione della Corna, interessata da fenomeni carsici molto diffusi, viene attribuita una permeabilità sempre superiore a 10^{-4} cm/s.

Numerose sono le sorgenti che scaturiscono dalle formazioni carsificate o maggiormente fratturate descritte precedentemente, per questo motivo non è stato fatto un elenco, dato che risulterebbe sicuramente incompleto. Oltre alla natura litologica ed al grado di fratturazione, le sorgenti presenti sono riferibili a grandi strutture geologiche come anticlinali o sinclinali ed hanno portate variabile da alcuni litri al secondo a decine di litri al secondo.

Alcune sorgenti sono state captate già dall'epoca romana per l'uso idropotabile; altre vengono attualmente captate per uso irriguo e/o industriale; la tendenza recente è comunque orientata allo sfruttamento degli acquiferi dei depositi alluvionali vallivi tramite la terebrazione di pozzi.

Importanti sorgenti sono presenti nell'unità idrogeologica della Dolomia Principale a Lumezzane ed in corrispondenza del contatto tra il Gruppo del Medolo ed i depositi alluvionali di fondovalle a Villa Carcina.

Di particolare rilevanza per i suoi caratteri fisico-chimici è la sorgente di Ome o "Fonte del Maglio" caratterizzata da un'acqua mediominerale, bicarbonata alcalino-terrosa e ferruginosa. La sorgente è stata scoperta nel 1866 e scaturisce in località Maglio all'altitudine di 240 m s.l.m. in destra orografica del torrente Martignago. Si colloca a mezza strada tra gli abitati di Monticelli Brusati e di Ome, a sud-est del lago d'Iseo da cui dista circa 10 km.

In particolare la sorgente "Fonte del Maglio" scaturisce nel cuneo dell'asse profondo di una sinclinale. Il bacino alimentatore è costituito dalle fratture della Maiolica e parzialmente dagli strati molto fratturati del Selcifero Lombardo. Al di sopra vi è uno spessore di 50-60 metri di depositi alluvionali costituiti prevalentemente da limi ed argille di origine palustre e lacustre intercalati da depositi ghiaioso-sabbioso. L'acqua ha quindi una provenienza profonda, è ben isolata naturalmente ed ha una portata costante.

3. - FRANE E DISSESTI IDROGEOLOGICI

La descrizione dei fenomeni è stata organizzata suddividendo idealmente il Foglio in tre settori: Lago d'Iseo, Val Trompia e Val Sabbia.

3.1. - LAGO D'ISEO

Nel corso del Quaternario i versanti di questo settore sono stati interessati da importanti fenomeni di dissesto, dei quali restano solo poche evidenze, perlopiù di natura geomorfologica (es. orli relitti di scarpate di frana) in quanto la quasi totalità dei depositi connessi a questi eventi sono stati asportati/presi in carico dal ghiacciaio camuno nel corso delle numerose glaciazioni che hanno interessato l'area. Gli unici depositi di paleofrana ancora presenti sul territorio sono quelli che affiorano nella conca di Sale Marasino– Sulzano (vedi a riguardo il capitolo di Stratigrafia, formazione di Marasino).

I versanti della parte medio-alta del Lago d'Iseo sono caratterizzati da valli profondamente incise molto spesso impostate su depositi quaternari incoerenti le quali, durante le fasi di intense precipitazioni, sono state frequentemente interessate da colate detritiche ed esondazioni. Nel comune di Riva di Solto colate detritiche si sono verificate nelle valli San Rocco, Casina e Terlera, nell'ultimo caso recando danni all'abitato e alla strada statale Sebina Occidentale. Fenomeni analoghi si sono verificati: a Vigolo a monte di Tavernola bergamasca; nella valle del Torrente il Rino, in particolare nella laterale Valle Negrignana; a Predore nel bacino del Torrente Rino, alimentati anche da crolli di blocchi rocciosi da pareti caratterizzate da elevata fratturazione situate alla testata della valle. In corrispondenza delle pendici nord-orientali ed orientali del M. Clemo (a cavallo tra i Fogli Iseo e Breno) si riscontrano numerose trincee e contropendenze, connesse a deformazioni gravitative profonde che coinvolgono estesamente tali settori. A testimonianza di tali processi si rinvencono diffusi depositi di versante cementati (brecce), attualmente sottoposti a coltivazione (cave del "Ceppo di Gré"; vedi formazione del ceppo di Poltragno).

Sulla sponda bresciana tali fenomeni si sono ripetuti nella Valle del Trobiolo, sul quale sorge parte dell'abitato di Pisogne, alimentati anche dall'erosione incanalata di fondo e laterale delle valli laterali nella parte alta del bacino (Vallone dell'Insero, versante Nord del Monte Agolo) e dall'erosione al piede di corpi di frana antichi; nella valle di San Bartolomeo a monte di Toline (Pisogne); nella Val Rì a monte di Vello; nella valle dell'Opol a monte di Marone; nelle valli dei torrenti Vigolo e Masagolo nel territorio di Sale Marasino; nella valle del torrente Vaglio a Sulzano.

Tali fenomeni sono talora arrivati a coinvolgere i conoidi situati allo sbocco sul lago delle valli stesse (Tavernola Bergamasca, Pisogne, Marone, conoide del torrente Curtèlo a Iseo), con conseguenze talora disastrose, quali le alluvioni di Pisogne, Toline e Marone nel 1953 e nel 1960.

Le pareti rocciose incombenti sulle strade statali che orlano il lago hanno dato origine a crolli in roccia, frequenti in particolare ai piedi delle pareti subverticali in Dolomia Principale della Corna Trentapassi. Si tratta di genere di fenomeni isolati e modesti che interessano volumi unitari ridotti, raramente superiori al metro cubo; tuttavia sono storicamente noti fenomeni di ingenti dimensioni, quali la grande frana in roccia originatasi nel 1661 per scivolamento nel lago di un settore della sponda rocciosa della zona della Corna Trentapassi o della Punta delle Croci Bresciane. Questo evento provocò la propagazione di un'ondata verso Pisogne e verso la sponda opposta del lago fino a raggiungere Castro e Lovere, travolgendo alcune barche e provocando la morte dei pescatori (BERRUTI, 1998).

Il 15 novembre 2000 a Pisogne, a monte della cava di gesso lungo la sponda idrografica sinistra della valle del torrente Trobiolo, si è verificata una frana di scivolamento in roccia che ha interessato una volumetria di circa 500.000 m³ di materiale. L'accumulo di frana, composto quasi interamente da carniole con abbondanti blocchi di gesso e scarsi elementi calcarei, ha completamente ostruito l'alveo del torrente Trobiolo, determinando uno sbarramento del torrente con un dislivello di una decina di metri e la conseguente formazione di un laghetto, successivamente svuotatosi.

Altri fenomeni di dissesto sono dovuti all'instabilità dei fronti di scavo delle miniere (Parzanica, Tavernola bergamasca) o delle discariche di miniera (Miniera di Fusio a Terzana in Val Trobiolo – Pisogne), per la maggior parte non più in attività.

Per quanto riguarda i settori prossimi al Lago d'Iseo sono ancora da menzionare i fenomeni di avvallamento delle sponde che hanno provocato arretramenti della linea di riva talora cospicui, quale ad esempio l'arretramento di riva di 37 m verificatosi a Tavernola bergamasca nel 1906, con distruzione totale o parziale di numerosi edifici.

Nei pressi di Zone sono degni di nota, oltre ai crolli isolati da pareti rocciose impostate sulla Dolomia Principale, i fenomeni di degradazione con erosione incanalata accompagnata da occasionali episodi di scivolamento e colata che interessano i depositi glaciali e fluvio-glaciali presenti a Cislano.

3.2. - VAL TROMPIA

Nel corso degli ultimi anni la strada statale 345 della Val Trompia è stata frequentemente interessata da frane di proporzioni ridotte ma sufficienti a provocare l'interruzione temporanea della strada. Si tratta essenzialmente di crolli episodici di volumi rocciosi da pareti verticale o subverticali a ridosso della strada e di scivolamenti. Si ricordano i crolli

verificatisi nel comune di Collio a spese del Verrucano, a Savenone nel territorio di Bovegno a spese del Calcare di Angolo, a Rebecco (Pezzaze) a spese delle carniole della formazione di San Giovanni Bianco e delle brecce della Dolomia Principale; la frana complessa per scivolamento traslazionale e colata di detrito, associata a distacco di blocchi dalla parete rocciosa verificatisi a Tavernole sul Mella nel 1995; la frana di scivolamento verificatisi a Brozzo (Marcheno) nel 1992 lungo una scarpata costituita da rocce appartenenti alla Formazione di Wengen ricoperte da un limitato deposito superficiale di natura detritico colluviale.

Vengono di seguito brevemente passati in rassegna gli altri fenomeni di dissesto idrogeologico rilevabili nella porzione del bacino del Mella compresa nel Foglio Iseo.

A Bovegno, l'abitato di Cadelle di sotto nel 1993 ha subito danni per la colata di materiale fangoso, incanalato nel ripido impluvio della Valle Sella S. Prete, che scivolando verso valle ha trasportato materiale detritico di varia natura, per un volume del materiale rimobilizzato dell'ordine complessivo di qualche migliaia di m³. Crolli in roccia coinvolgenti litotipi del Verrucano sono noti a Nord di Ludizzo sulla sponda sinistra del Mella. Il ripiano di Segonasso e Pesolino, a SSE di Bovegno, rappresenta l'espressione morfologica di una deformazione gravitativa profonda di versante, come suggeriscono le contropendenze, le trincee a monte e le lesioni agli edifici.

Nel comune di Irma si osservano evidenze di movimenti di versante nell'area che comprende la chiesa di San Lorenzo e il versante a valle di essa.

L'abitato di Tavernole sul Mella nel 1966 è stato interessato da una piena di forte energia ed elevato trasporto solido causata da uno scivolamento in materiale detritico che ha ostruito l'alveo del torrente Filastrio, che scende da Cimmo.

A Cesovo (Marcheno) la chiesa ha subito lesioni connesse ad una frana per scivolamento della coltre detritico colluviale e della parte superficiale del substrato roccioso, rappresentato da porfiriti triassiche da mediamente ad intensamente fratturate.

Nel comune di Gardone Valrompia sono da ricordare i fenomeni di instabilità della coltre di alterazione dell'arenaria di Val Sabbia in corrispondenza della zona di urbanizzazione recente di Magno e i crolli isolati da pareti rocciose appartenenti alla Dolomia Principale (valle di Inzino, strada Caregno – Magno, Oneto)

Nelle valli laterali di sinistra, che conducono in Val Sabbia, si registrano ancora crolli isolati da pareti rocciose impostate in Dolomia Principale, sotto la Corna di Caspai e il Passo della Cavada nella valle di Lodrino e sui

versanti a monte di Lumezzane. I blocchi coinvolti sono talora di dimensione considerevole, fino a circa 130 m³, e hanno reso necessario a Lodrino la realizzazione di un vallo e rilevato paramassi. Questi fenomeni franosi sono connessi ad un'estesa deformazione gravitativa profonda che interessa l'intero versante compreso tra il Passo della Cavada e la Corna di Savallo.

Nella Valle di Lodrino sono degni di menzione gli scivolamenti nella coltre detritico colluviale che ricopre l'arenaria di Val Sabbia nei pressi di Invico e le doline legate alla dissoluzione delle rocce gessose della formazione di San Giovanni Bianco (Stalletto e Cocca di Lodrino). A Lumezzane si ricorda l'esondazione del torrente Faidana che nel 1993 ha provocato danni alle officine situate sulla sponda destra.

Nel territorio del comune di Sarezzo sono registrate colate detritiche e frane di scivolamento che hanno interessato i depositi detritico colluviali e talora porzioni del substrato roccioso, a Irle (1990) e Noboli, e crolli sporadici lungo le pareti rocciose a tergo dell'abitato di Ponte Zanano.

Nella parte bassa della Val Trompia sono noti eventi di esondazione sia storici (alluvionamento di Pregno e Villa Carcina nel 1882 con distruzione di un ponte) sia recenti; in particolare nel 1989 si sono realizzati eventi alluvionali di forte intensità a Carcina (Val Codera) e a Costorio nel comune di Concesio, che hanno provocato fenomeni di erosione delle sponde del Mella, danni alle arginature e locale deposizione di materiale in alveo con conseguente riduzione delle sezioni di deflusso.

3.3. - VAL SABBIA

In Val Sabbia sono da segnalare numerose aree soggette ad instabilità diffusa della coltre superficiale, che può evolversi in decorticamenti e in frane più o meno estese. Questi fenomeni sono osservabili in località Poggio del Termine – Noffo – Fratte e a monte di Lavino, nel territorio di Pertica Alta, e a Casto sui versanti a Est e a Ovest dell'abitato, gravanti sull'abitato stesso.

Relativamente all'evoluzione quaternaria, si segnalano antichi corpi di frana in loc. i Ronchi (a S di Pian del Bene), a SW di Lavino, ad W di Bione-Agnosine (area di margine Foglio) e nei dintorni di Caino.

Si segnala inoltre, al margine nordorientale del Foglio nei pressi di Odeno (località fuori carta), la presenza di blocchi decametrici di calcare di Esino in posizione stratigrafica anomala, che può essere messa in relazione a una possibile deformazione gravitativa profonda che interessa il versante sudoccidentale del Monte Valsorda.

BOZZA

VIII - ENGLISH LEGEND

NEOGENE - QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

UNDIFFERENTIATED-BASIN UNITS

PO SYNTHÈME (POI)

Massive or roughly stratified prevailing matrix supported diamicton; heterometric clast-supported gravels; clasts from local successions (slope deposits). Massive silts and clayey silts with rare clasts (colluvial deposits). Polygenic massive to stratified gravels with local sand or silt levels (alluvial deposits). Swamp and peat deposits. Travertines deposit. Upper boundary with well preserved or still evolving morphologies; weathering profile less than 50 cm; matrix colour 10YR ÷ 2,5 Y. *UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

PALAZZAGO SUPERSYNTHÈM (PA)

Massive or roughly stratified silts, silty clays with local millimetric to centimetric clasts (slope *s.l.* and distal fan deposits). Centimetric massive to stratified gravels with prevailing local clasts (fan and fluvial deposits). Polygenic and polyphasic upper boundary, with well preserved or eroded morphologies; weathering profile very variable in depth. *UPPER PLIOCENE (?) - MIDDLE PLEISTOCENE*

PRATO GRANDE GROUP (GR)

Diamicton, massive or bad stratified, prevailing matrix supported gravels with centimetric to decimetric clasts; massive clayey silts local clasts; partially cemented (slope *s.l.* deposits, locally including fluvial, fan and lacustrine deposits, *grèzes litées*). Polygenic and polyphasic upper boundary, with well preserved or eroded morphologies; weathering profile very variable in depth, matrix colour 5 - 10 YR. *UPPER PLIOCENE (?) - PLEISTOCENE*

CULMINE GROUP (CU)

Slope *s.l.* deposits, locally including cemented fan deposits. Polygenic and polyphasic upper boundary, with downstream or laterally eroded morphologies. *UPPER PLIOCENE (?) - MIDDLE PLEISTOCENE (?)*

MARASINO FORMATION (CUH)

Clast-supported breccias, with heterometric limestone and dolomite clasts, from the Dolomia Principale and Zu Limestone only, well to deeply pervasively cemented (landslide cemented deposits).

TOLINE FORMATION (CUT)

Polygenic and cemented fan deposits, alternating to *debris flow*. Strong weathering, mainly in the upper part; karst. Discontinuous paleosoils are preserved.

LAVONE FORMATION (CUV)

Slope and fan cemented (*grèzes litées* and breccias) deposits. Massive silts with rare clasts from local successions (mainly Dolomia Principale or Esino Limestone). Upper boundary made up of polyphasic erosional surfaces.

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHEM (CM)

Massive, matrix supported often over-consolidate diamicton (glacial deposits). Clayey silts with massive diamicton, clasts and gravel lenses (proglacial deposits). Matrix supported, massive or roughly stratified diamicton; clast supported heterometric gravels; local clasts (slope deposits). Massive to stratified polygenic gravels with local sand and silt levels (fluvial deposits). Massive to laminated clayey silts (lacustrine deposits). Matrix supported diamicton and prevailing carbonate clasts gravels (fan deposits). Pedogenized silts and clayey silts, often over-consolidate, with rare centimetric clasts (aeolian deposits). Polygenic and polyphasic upper boundary, discontinuous aeolian cover, weathering profile very variable in depth.

UPPER PLIOCENE (?) - UPPER PLEISTOCENE

PAULLO UNIT (CPU)

Ground moraine glacial deposits and aeolian pedogenized deposits. Partially preserved morphologies. Undefined decarbonation front maximum depth.

CLOGNE UNIT (CLH)

Glacial *s.l.* and proglacial deposits. Aeolian cover: colour 10 - 7,5 YR. Partially preserved morphologies. Undefined decarbonation front maximum depth.

COLORETO UNIT (CCZ)

Weathered glacial *s.l.* deposits, with unpreserved syngenetic morphologies. Very thick weathering profile; weathered matrix, colour 10 - 7,5YR. Undefined decarbonation front maximum depth.

CROCE MARINO UNIT (CCY)

Weathered glacial *s.l.* deposits, with unpreserved syngenetic morphologies. Weathered matrix, colour 7,5 - 2,5YR. Undefined decarbonation front maximum depth.

GROMOLO UNIT (CGX)

Ground moraine glacial deposits, lacustrine deposits in the upper part, intercalating to channelized polygenic conglomerates. Erosional upper boundary.

ALTERITE (b6)

Paleosoils developed on the Mesozoic substratum, locally with mass-transport and creep.

CENOZOIC (?) - LOWER PLEISTOCENE

OGGIO CATCHMENT BASIN

LAKES SUPERSYNTHEM (LA)

Glacial *s.l.* deposits. Upper boundary with quite well preserved morphologies, loess cover not observed; weathering profile max 1 m in depth; matrix colour 10 YR -2,5 Y.

CANTÙ SYNTHEM (LCN)

Massive, matrix supported over-consolidate diamicton (lodgement till and subordinately ablation till). Massive clayey silts with massive diamicton, clasts and gravel lenses (proglacial deposits). Massive to stratified polygenic gravels with local sand and silt levels, polygenic with prevailing carbonate lithologies; locally

and discontinuously cemented (fluvial, glaci-fluvial and alluvial fan deposits). Massive to laminate carbonate silts and clays (lacustrine deposits). Upper boundary with well preserved morphologies, absent loess cover; weathering profile less than 1,2 m; matrix colour 7,5 ÷ 10 YR. *UPPER PLEISTOCENE*

MONTEROTONDO SUPERSYNTHEM (RO)

Massive, matrix supported polygenic diamicton (glacial deposits). Massive to stratified polygenic gravels with local sand and silt levels, prevailing carbonate clasts (fluvial/glaci-fluvial deposits). Massive silts and clays with massive diamicton, clasts and gravel lenses (proglacial deposits). Massive to laminate carbonate silts and clays (lacustrine deposits). Pedogenized silts and clayey silts (aeolian deposits). Travertines deposits. Well preserved morphologies. Upper boundary with well preserved morphologies, loess cover; weathering profile max 2,8 m in depth; matrix colour 5 - 10 YR. *MIDDLE PLEISTOCENE - UPPER PLEISTOCENE*

TIMOLINE UNIT (ROY)

Glacial, fluvial, lacustrine deposits. Aeolian cover. Matrix colour 7,5 (typical) - 10YR; decarbonation front max 2,1 m in depth.

BORGONATO UNIT (ROB)

Over-consolidate glacial, proglacial, fluvial/glaci-fluvial (locally discontinuous cemented) deposits. Multiple aeolian cover. Matrix colour 7,5 (typical) - 10YR; decarbonation front max 2,1 m in depth.

TORBIATO UNIT (ROO)

Over-consolidate glacial, proglacial, fluvial/glaci-fluvial (locally discontinuous cemented). Multiple aeolian cover. Matrix colour 5 (typical) - 10YR; decarbonation front max 2,8 m in depth.

MONTE PIANE SYNTHEM (PAE)

Massive or stratified, over-consolidate, cemented diamicton with polygenic clasts (glacial deposits). Massive clayey silts with massive diamicton, clasts and gravel lenses (proglacial deposits). Massive to stratified, matrix-supported gravels with local sand and silt levels, with prevailing carbonate clasts; locally and discontinuously cemented (fluvial, glaci-fluvial deposits). Pedogenized silts and clayey silts, often over-consolidate, with rare centimetric clasts (aeolian deposits). Upper boundary with quite well preserved morphologies, multiple aeolian cover; weathering profile more than 2,5 m in depth; matrix colour 5 ÷ 7,5 YR. *MIDDLE PLEISTOCENE*

FANTECOLO SYNTHEM (FAT)

Matrix-supported, polygenic, over-consolidate, massive diamicton (glacial deposits). Massive clayey silts with massive diamicton, clasts and gravel lenses (proglacial deposits). Massive to stratified, matrix-supported gravels with local sand and silt levels, with prevailing carbonate clasts; locally and discontinuously cemented (fluvial, glaci-fluvial deposits). Pedogenized silts and clayey silts, often over-consolidate, with rare centimetric clasts (aeolian deposits). Upper boundary with deeply eroded morphologies and multiple loess cover; weathering profile more than 3 m in depth; matrix colour 5 ÷ 7,5 YR. *MIDDLE PLEISTOCENE*

CAMIGNONE SYNTHEM (CIO)

Matrix-supported, polygenic, over-consolidate, massive diamicton (glacial deposits). Matrix-supported gravels with local sand and silt levels, with prevailing carbonate clasts; locally and discontinuously cemented (fluvial, glaci-fluvial deposits). Pedogenized silts and clayey silts, often over-consolidate, with rare centimetric clasts (aeolian deposits). Upper boundary with poorly preserved morphologies, buried by more recent sediments; multiple loess cover; weathering profile more than 3,6 m in depth; matrix colour 5 ÷ 10 YR. *MIDDLE PLEISTOCENE*

PADERNO DI FRANCIACORTA SYNTHEM (PFR)

Matrix-supported, polygenic, over-consolidate, massive diamicton (glacial deposits). Matrix-supported, massive, pedogenized polygenic gravels, with prevailing carbonate clasts (fluvial, glaci-fluvial deposits). Pedogenized silts and clayey silts, often over-consolidate, with rare centimetric clasts (aeolian deposits). Upper boundary with poorly preserved morphologies, complex loess cover; weathering profile more than 7,7 m in depth; matrix colour $5 \div 10$ YR. *MIDDLE PLEISTOCENE*

FOPPE GROUP (FO)

Matrix-supported, polygenic conglomerates with centimetric to decimetric prevailing carbonate clasts; local arenaceous lenses, calcitic crusts and dissolving caves, moderately to well cemented (fluvial cemented deposits). Weathering profiles are locally preserved. *MIDDLE PLEISTOCENE*

CEPPO DI CREMIGNANE (CI)

Matrix-supported, polygenic conglomerates with centimetric to decimetric prevailing alpine clasts; local arenaceous lenses, calcitic crusts and dissolving caves, well cemented to lithified (fluvial cemented deposits). Weathering profiles are locally preserved. *MIDDLE PLEISTOCENE (?)*

MONTE VALENZANO SUPERSYNTHEM: Valenzano Unit (VAE)

Pedogenized matrix-supported, polygenic, massive diamicton (glacial and slope deposits). Pedogenized clayey silts, often over-consolidate, with rare centimetric clasts (aeolian deposits). Upper boundary with very poorly preserved morphologies, complex loess cover. Matrix colour $2,5 \div 10$ YR. *UPPER PLIOCENE (?) - MIDDLE PLEISTOCENE (?)*

CEPPO DI POLTRAGNO (PLR)

Slope and landslide deposits, cemented (breccias) with "alpine" clasts. Polygenic glacial deposits, cemented (tillite). *UPPER PLIOCENE (?) - LOWER PLEISTOCENE (?)*

CORNI CAPRENI FORMATION (ORN)

Cemented and karstic slope deposits (landslide breccias), erosionally fragmented and unrelated to the present geomorphology. Clasts from the Castro Formation. *PLIOCENE (?)*

MELLA CATCHMENT BASIN**MELLA RIVER SUPERSYNTHEM (VC)**

Polygenic, clast-supported gravels (fluvial deposits). Monogenic, clast-supported, roughly stratified gravels; pervading variably cemented (slope and talus deposits). Polyphasic upper boundary, with well preserved terraced morphologies; weathering profile usually removed by human activities. Matrix colour $7,5 \div 10$ YR. *UPPER PLEISTOCENE*

SAREZZO SUPERSYNTHEM (SZ)

Weathered fluvial gravels (fan deposits). Upper boundary with terraced morphologies, loess cover lacking; undefined weathering profile in depth; matrix colour $8 \div 10$ YR. *MIDDLE PLEISTOCENE*

LODRINO CONGLOMERATE (ODR)

Clast or matrix-supported fluvial breccias, roughly sub-horizontal stratified, with local clasts (Dolomia Principale). Erosional and polyphasic upper boundary, made up of terraced morphologies. *MIDDLE PLEISTOCENE*

FAIDANA STREAM SUPERSYNTHEM (LU)

Weathered fluvial clast- or matrix-supported gravels. Rubefacted aeolian clayey silts, with rare and concentrated residual clasts. Polyphasic upper boundary, with badly preserved terraced morphologies. Plurimetric weathering profile, matrix colour 5 ÷ 7,5 YR. *MIDDLE PLEISTOCENE*

DOSSO BAIONE SUPERSYNTHEM (DB)

Massive silts with angular spread clasts; clast-supported gravels; exclusively residual clasts (chert) (fan and slope deposits) Polyphasic upper boundary, with terraced morphologies. Plurimetric weathering profile; matrix colour 5 ÷ 7,5 YR. *LOWER PLEISTOCENE (?) - MIDDLE PLEISTOCENE*

MARMENTINO CONGLOMERATE (MEI)

Vacuolar lithified conglomerates (slope deposits); diamictites and carbonate siltites (fluvial cemented deposits). Local clasts (mainly Val Sabbia Sandstone). Relict morphologies, unrelated to the present physiography. *PLIOCENE (?)*

OMBRIANO CONGLOMERATE (OMR)

Matrix-supported, lithified conglomerates; stratified diamictites and siltites (fluvial and slope deposits); local clasts (Dolomia Principale, Angolo Limestone, Prezzo Limestone, Esino Limestone, Val Sabbia Sandstone). Relict morphologies, unrelated to the present physiography. *MIOCENE (?)*

SOUTHERN ALPS MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

SASS DE LA LUNA (SDL)

Alternations of pale grey calcareous pelagic turbidites and brittle hemipelagic marls, acyclically with graded beds with coarse base. Calcareous nannofossils (*Eiffellithus turriseiffelii* Zone, subzones CC9a -b undistinguished). Thickness: 350 - 400 m . *UPPER ALBIAN*

BRUNTINO MARL (BRU)

Marls ed hemipelagic argillites locally sandy, polychrome and locally fissile, with intercalations of thin calcareous beds, prevailing at the base. Microfossils: *Hedbergella trochoidea* and calcareous nannofossils (*Axopodorhabdus albianus*, *Rhagodiscus achlyostaurion* zones and base of *Eiffellithus turriseiffelii* Zone). Thickness: less than 100 m. *APTIAN p.p. - MIDDLE ALBIAN / BASAL UPPER ALBIAN*

MAIOLICA (MAI)

Whitish and pale grey pelagic limestones (calclutite), cm- to dm-bedded, with conchoidal fractures and frequent small styloliths. Chert nodules and strips, mainly yellowish in the lower part and grey-black in the upper part. In the upper part black argillites, resedimented levels and slumpings are interbedded, The occurrence of this unit is often forecast by pink or greenish cm- to dm-bedded marly limestones ("calcarei variegati"), marking the transition to the Rosso ad Aptici. Fossils: Calpionellae, haptics, foraminifera, radiolarians and calcareous nannofossils. Thickness 200-250 m. *UPPER TITONIAN - LOWER APTIAN*

"SELCIFERO LOMBARDO" GROUP (SM)

ROSSO AD APTICI (RAP)

Marly limestones, calcareous marls and marls, frequently siliceous and mainly red, m- to cm-bedded, with reddish or greenish chert strips. The boundary Rosso ad

Aptici – Maiolica is normally marked by "calcarei variegati", and locally by breccias (late Valanginian in age near Polavento). Fossils: haptics, belemnites, radiolarians, ostracods and pelagic bivalves. Calcturbidites with *Saccocoma* occur in the upper Kimmeridgian levels. Thickness: 35-85 m

UPPER KIMMERIDGIAN - LOWER TITONIAN

SELCIFERO LOMBARDO CHERTS (RSL)

Cm-bedded polychrome cherts, greenish in the lower part and reddish in the upper part, locally with intercalations of marls and argillites. Thickness: 35-65 m. LOWER BATHONIAN (?) - LOWER KIMMERIDGIAN

CONCESIO GROUP (CC)

"LIMESTONES MEDOLOIDI" FORMATION (FME)

(corresponding to the "Calcarei medoloidi" Member of the Concesio Formation *Auct.*). Limestones (calclutite) and marly limestones, grey, burrowed and with thin chert strips, m- to cm-bedded and intercalated by marls, graded calcarenite beds and rudite levels. At the top, a thin-bedded siliceous marly limestone lithozone occur, reddish and with oriented pelagic bivalves. Fossils: ammonites Opalinum Zone, Aalenian (*Tmetoceras* sp., *Leioceras* sp.) and calcareous nannofossils. Thickness: 70-130 m. AALENIAN - LOWER BATHONIAN (?)

VILLA CARCINA FORMATION (FVC)

(corresponding to the "Calcarei nocciola" Member of the Concesio Formation *Auct.*). Brown siliceous calcirudites and calcarenites, m- to cm-bedded, graded and laminated (turbidites), including lithic and biogenic fragments (crinoids, echinoderms and brachiopods), intercalating to pelite and marly limestones. The base of this Formation is marked by a basal lithozone and a thick rudite level ("*slump* del Caricatore"), stretching from the Iseo Lake to the Trompia valley. Fossils: ammonites and calcareous nannofossils. Thickness: 230-270 m. LOWER TOARCIAN – AALENIAN *p.p.* (?)

"MEDOLO" GROUP (MD)

LIMESTONE DOMARO (DOM)

(West of the Iseo Lake) Pale grey to red calcilutite, locally siliceous, forming regular thin beds intercalating to clayey marls. In the upper part alternations of calcilutites and marls prevail, with grey chert strips, in plane –parallel dm- to cm thick beds. Fossils: calcareous nannofossils, foraminifera, radiolarians, sponge spicules, bivalves, gastropods, brachiopods and echinoderms fragments, frequent ammonites uncommon nautiloids and belemnites. Thickness: more than 500 m. UPPER CARIXIAN – LOWER TOARCIAN

DOMARO LIMESTONE – upper member (DOM₂)

(East of the Iseo Lake) Pale brown limestones (calclutite) and marly limestones, weathered whitish, unfrequently burrowed and with yellowish chert strips and iron nodules, forming metrical cycles of amalgamated beds, with dm-bedded marly levels. Ammonites: *Paltarpites* sp., *Fontanelliceras fontanellense*, *Dactylioceras* sp., *Paltarpites* cf. *jucundus*, *Lioceratoides* cf. *grecoi*, *Canavaria* cf. *naxensis*, *Emaciatoceras* gr. *archimedis*, *Arietoceras* gr. *algovianum*, *Arietoceras* gr. *bertrandi* . Thickness 150-180 m. LOWER DOMERIAN *p.p.* – LOWER TOARCIAN

DOMARO LIMESTONE – lower member (DOM₁)

(East of the Iseo Lake) Dark-grey m- to dm-bedded marly limestone, wheatered pale-grey or yellowish, strongly burrowed and with thin chert strips, alternating to dark fossiliferous marls. Iron nodules. Ammonites: *Rynesoceras ragazzonii*, *Arietoceras* aff. *apertum sensu* MEISTER,

Protogrammoceras aff. *marianii*, *Fuciniceras lavinianum*. Thickness: 100-150 m. **UPPER CARIXIAN – LOWER DOMERIAN** *p.p.*

GARDONE VAL TROMPIA LIMESTONE GVT

Brown-grey limestones (calclutite), dm-bedded and burrowed, alternating to fine calcarenites and laminated calcsiltites with sponges (turbidites), with brown and grey chert strips and nodules. Ammonites: *Reynesocoeloceras* aff. *simulans subplanulata*, *Protogrammoceras* gr. *mellahense-praecurioni*, *Metaderoceras* cf. *gemmellaroi*, *Uptonia* cf. *jamesoni*, *Arnioceras* sp. At the base, locally dolomitized breccias and megabreccias with clasts from shelf limestones ("Corna") ("BASAL BRECCIAS" GVTa). Thickness: up to 400 m. **HETTANGIAN** *p.p.* (?) - **UPPER CARIXIAN**

MOLTRASIO LIMESTONE (MOT)

Dark grey or black cm- to dm-bedded micritic or microcrystalline limestones, with cherts and sponges mainly in the basal part, burrowed and with laminated marls in the lower part; progressively calcarenite and calcsiltite turbidite beds occur, alternating to marly limestones with cherts and prevailing in the upper part. Fossils: bivalves, crinoids and echinoderms, uncommon ammonites. Thickness: 50 - 300 m. **HETTANGIAN** *p.p.* (?) - **SINEMURIAN**

SEDRINA LIMESTONE (SED)

Grey oolitic limestones, locally dolomitized; micritic and marly limestones, siliceous and burrowed, with small oncolites; oolitic-bioclastic siliceous limestones, with brachiopods, bivalves, gastropods, crinoids, echinoderms and siliceous sponge spicules. To the west of the Iseo Lake. Maximum thickness: 150 m. **HETTANGIAN**

CORNA (COR)

Ivory-white and light brown compact limestones, with frequent styloliths, dm- to m-bedded or massive. Usually dolomitized facies prevail, with micro- to macro-crystalline massive dolomite and calcareous dolomite, grey to whitish ("spolverina" *Auct.*), excluding the area between Termine and Faidana to the W of Lumezzane, where limestones are prevailing. Thickness: a few meter (Val Gobbia) up to 250 m (Val Listrea). **HETTANGIAN**

ALBENZA FORMATION (ALZ) (DOLOMIA A CONCHODON *Auct.*)

Grey – light brown saccaroid limestones, dolomite limestones and dolomites, forming m to dm amalgamated beds. Dolomitizations is tardive, selective and irregular, affecting mainly the lower-middle part of this unit. Locally cross-laminated intraclastic and oolitic calcarenites and micritic limestones are present. To the top, cycles of calclutite and calcarenite, fossiliferous and in amalgamated beds, prevail. Thickness: 70-150 m. **LOWER HETTANGIAN**

ZU LIMESTONE (ZUU)

Dark-grey or black limestones and marly limestones, cm- to dm-bedded, locally alternating to marls or argillites, rich in fossils (*Rhaetina gregaria*, *Clamys fulgeri*, *Protocardia rhaetica*); coral levels, commonly boundstone, with *Thecosmilia*, prevail on the structural high. On the western bank of the Iseo Lake two informal lithozones can be recognized, both bounded at the top by coral banks. The lower lithozone (ZUU₁) is made up of micritic and bioclastic limestones and by m- to dm-cycles of limestones and argillites in the lower part and by grey limestones (biolitites) with corals, gastropods, brachiopods, bivalves. The upper lithozone (ZUU₂) is made up of marl-limestone cycles each topped by a limestone bank with corals, sponges, dasycladaceans, megalodonts) and locally with oncolites, and in the upper part a regular alternation of marls and limestones. Thickness: few meters (Valgobbia) up to over 1000 m in the type-section, along the western shore of the Iseo Lake. **UPPER NORIAN – LOWER HETTANGIAN** (?)

RIVA DI SOLTO ARGILLITE (ARS)

Black argillite and marls, with fine lamination, and black thin-bedded limestones, with *Modiolus stoppanii*, *Myophoriopsis isosceles*, *Corbula azzarolae*, *Laternula rhaetica*, *Promathildia hemes*, *Rhaetavicula contorta*. Paraconglomerates, slumping and intraformational carbonate breccias in the lower part. Carbonates progressively increase up to forming m to dm limestone – clayey marls cycles which form the upper part. Maximum thickness 1100 m along the type-section, on the western shore of the Iseo Lake. *UPPER NORIAN*

ZORZINO LIMESTONE (ZOR)

Micritic black or dark-grey limestones rich in organic matter, in 15 to 20 cm thick laminated beds. Dolomite limestones and dolomites are present mainly in the lower part, and uncommonly black marls, in the type-section, on the western shore of the Iseo Lake. Thickness: up to 1100 m. *NORIAN*

“DOLOMIE ZONATE” (DZN)

Pale grey or black or brown laminated and graded dolerudites and dolosiltites, with centimetric clasts, in thin and medium beds, forming slope turbidite sequences, with metric olistolithes. Bioclasts: green Algae, bivalves and gastropods. In the Lumezzane area and in the lower Garza valley, under the “Dolomie Zonate” or laterally, black or dark-grey marly limestones, rich in organic matter, fetid and thin-bedded, which cannot be mapped due to the reduced thickness and the irregular distribution. Locally dolomicrite with argillite and marls are associated (“Scisti ittiolitici di Lumezzane” *Auct.*). Thickness 30 - 300 m. *NORIAN*

Slope breccias (DZN_a)

Grey breccias, in part of organic origin, with clinofolds and serpulid-rich olistolithes. Maximum thickness 30 - 300 m. *NORIAN*

DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)**Marginal platform facies (DPR_a)**

Grey, whitish or light brown dolomite, saccharoid or microcrystalline, thick bedded and forming shallowing upward cycles, with mound-type metric olistoliths with serpulids. To the East of Trompia Valley, storm beds and fine bioclastic breccias (green algae, gastropods and bivalves), progressively followed by laminated micrites, and microbialite in metric beds with *tepee* structures. Maximum thickness 280-300 m. *NORIAN*

Stratified peritidal dolomite (DPR_b)

Inner shelf grey and brown dolomite and calcareous dolomite saccharoid or microcrystalline, dm- to m-bedded, locally forming metric peritidal shallowing upward cycles. Detrital levels, with clasts and bioclasts, occur. Fossils: dasycladaceans, bivalves (*Isoognomon exilis*) and gastropods (*Worthenia* sp.). Maximum thickness 900-1000 m. *NORIAN*

“Basal member” (DPR_c)

Dark stratified dolomicrites and subordinately doloarenites, with algal laminites and cyanobacteria, forming metric cycles, thickening and coarsening upward. Locally burrows, oolites, oncolites and uncommon intraformational breccias. Maximum thickness: 200-300 m. *UPPER CARNIAN - NORIAN*

CASTRO SEBINO FORMATION (CSO)

Calcareous intraformational amalgamated breccias, with centimetric mono- and polygenic clasts, grey to light brown, and subordinate intercalations of stratified grey recrystallized limestones, with parallel laminations. In the lower part yellowish siltite clasts related to the San Giovanni Bianco Formation. Thickness: 0 - 180 m. *UPPER CARNIAN*

SAN GIOVANNI BIANCO FORMATION (SGB)

Green to red sandstones and pelites, with lenses of conglomerates with fragments of carbonate rocks. In the Nozza Valley dolomitized red-stained sandstones, alternate to red-grey-greenish

siltites with yellowish concretions, impure dolomites and intraformational conglomerates, pass to weathered pelite and locally evaporites (SGB_C). Thickness: 30 - 200 m. *MIDDLE (?) - UPPER CARNIAN*

BASIC BODIES (fb)

Basic seams, decametric to metric in thickness, of melanocratic to mesocratic composition with blandly porphyric texture (uncommon phenocrysts of plagioclase and olivine) and doleritic mesostasis, intruded at several levels between the metamorphic basement and the Val Sabbia Sandstone. They are typically related to an alkaline series. 40Ar/39Ar dating of interstitial magmatic amphiboles from the Val Cavallina body yields a mean plateau age of 212.5 My and 217.8 My isochron. *UPPER CARNIAN (?)*

GORNO FORMATION (GOR)

Dark grey and black limestones, marly-sandy limestones and marls, with frequent laminations, in 2-40 cm beds. Fossils: bivalves (*Myophoria kefersteini*, *Amussium filosum*, *Curionia curionii*). Thickness: 0 - 50 m. *LOWER CARNIAN – BASAL UPPER CARNIAN (?)*

VAL SABBIA SANDSTONE (SAB)

Dark red and green cm- to dm-bedded sandstone and siltstones, locally fine conglomerates, with prevailing volcanic clasts, passing to dark reddish or green pelites. Frequent amalgamated beds, parallel and cross laminations, ripples. Maximum thickness: more than 400 m. *LOWER-MIDDLE (?) CARNIAN*

MONTE VISIGNO VOLCANICS (VVI)

Porphyric rhyolites and rhyodacites (Irma valley) with phenocrysts of plagioclase, K-feldspar, biotite and quartz, forming probably subaerial extrusions or dikes. Between Squassai valley and Vizale a conspicuous seam of aphyric rhyolites, micro-cryptocrystalline with quartz, feldspar and mica. Piroclastic rocks, locally classed (Croce di Marone), with intercalations of porphyric trachyandesitic and trachytic lavas with glomeroporphyric aggregates and phenocrysts of sanidine and biotite ± plagioclase, or more rarely phenocrysts of plagioclase, biotite ± clinopyroxene, uncommonly hornblende. *LOWER – MIDDLE (?) CARNIAN*

"SLATY LIMESTONES" (LSR) ("Plattenkalk" Auct.)

Grey or pink limestones and dolomite limestones, weathered yellowish, with gastropods and bivalves, locally with white calcite and fluorite nodules, and with veins of iron minerals. Maximum thickness less than 50 m. *LOWER CARNIAN (?)*

ESINO LIMESTONE (ESI)

Massive pale-grey limestones, dolomite limestones and dolomites. Bioclastic levels are made up of *dasycladaceans* algae, gastropods, bivalves, crinoids and corals; stromatolitic and oncolitic levels are common, locally with cavities filled by concentric cements (evinosponges). Maximum thickness 200 m. *UPPER LADINIAN*

WENGEN FORMATION (WEN)

Black laminated marls and marly limestones, with badly defined stratification, with intercalating marly argillites, sandstones, volcanoclastic siltites, grey-greenish tuffs, forming graded centimetric beds. Fossils: ammonites and pelagic bivalves, including *Protrachyceras ladinum*, *P. archelaus*, *Rimkinites nitiensis*, *Arcestes* sp., *Daonella lommeli*, *Celtites epolensis*. Thickness: da 0 a oltre 200 m. *MIDDLE-LATE LADINIAN p.p.*

VAL D'OMBRINO VOLCANICS (VGM)

Andesites, prevailing porphyric lavas. Phenocrysts of plagioclase and augite clinopyroxene ± hornblende ± ilmenite ± biotite. Locally breccia-lavas and volcanic breccias, with clasts of

porphyric lavas, with textures showing extrusive less frequently subvolcanic conditions, and tuffs. Hydrothermal and/or diagenetic weathering is very common. *UPPER ANISIAN – MIDDLE LADINIAN*

BUCHENSTEIN (BUC)

Grey to black, 15-30 cm bedded limestones, frequently nodular ("bernocoluto" *Auct.*), locally with grey-greenish pelite thin beds. Typically chert nodules and cm-bedded green tuffs and ash layers, weathered, graded and resedimented, ("green stones"). Ammonites: *Parakellnerites*, *Ticinites*, "*Stoppancieras*", *Nevadites*, *Chieiseiceras*, *Eoprotrachyceras*. Maximum thickness 20-50 m. *LOWER LADINIAN*

PREZZO LIMESTONE (PRZ)

Black and nodular, cm- to dm-bedded marly limestones, alternating to 15-20 cm-bedded fissile clayey marls. Fossils: ammonites (*Paraceratites*, with *P. trinodosus* and *Flexoptychites*, spp.), bivalves (*Daonella sturi*) and brachiopods ("*Rhynconella*" *trinodosi*). Thickness 50-100 m. *UPPER ANISIAN*

CAMORELLI LIMESTONE - Monte Guglielmo Limestone Member (CMR₂)

Bioclastic limestones and algal biocalcarenes, pale grey and locally dolomitized, massive or m- to dm-bedded, frequently amalgamated and nodular. Fossils: algae (*Macroporella* cf. *alpina*, *Physoporella pauciforata*, *Tubiphytes* spp.), Foraminifera (*Pilamina densa*, *Meandrospira dinarica*, *Hoyenella* gr. *sinensis*, *Trochammina almtalensis*, ecc.), gastropods, bivalves, echinoderms. Maximum Thickness 350 m. *MIDDLE-UPPER ANISIAN p.p.*

ANGOLO LIMESTONE (ANG)

Micrite limestones, gray to black, locally dolomitized and burrowed, with crinoids, in cm to dm beds, amalgamated or nodular ("bernocoluto" *Auct.*), locally alternating to laminated and micaceous silty marls and less frequently to calcarenites and biocalcarenes. Fossils: *Encrinurus liliformis*, *Pleuromya muscoloides*, *Paraceratites trinodosus*. At the top, a few meters thick brachiopods-bearing bank, with *Coenothyris vulgaris*, *Decurtella decurtata*, *Spiriferina fragilis*, *Tetractinella trigonella*. Maximum thickness 700 m. *LOWER -MIDDLE ANISIAN*

BOVEGNO "CARNIOLA" (BOV)

Yellowish and grey dolomites and dolomitic limestones, vacuolar and unstratified. Locally carbonate breccias, marls and siltstones. Evaporites (BOV_a), form lenses, locally (Pisogne) with significant thickness. Thickness lower than 100 m, usually not assessable due to the strong tectonic deformation. *OLENEKIAN (?) - LOWER ANISIAN p.p.*

SERVINO (SRV)

Stratified mudstones, sandstones and marls, micaceous and laminated. Commonly dolomitized limestones ("calcare di Praso") occur in the lower part. In the middle part 40-80 cm – bedded grey-reddish limestones with oolites, intraclasts and bioclasts (bivalves and small gastropods). Mineralized beds (prevailing siderite). Fossils: *Claraia clarai*, *C. aurita*, *Natiria costata*, *Neoschizodus ovatus*. Thickness: 100-150 m. *INDUAN p.p. - OLENEKIAN*

PERMIAN SEDIMENTARY SUCCESSION

VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Reddish micaceous sandstones, dm- to m-bedded, alternating to dark red siltstones mainly in the upper part. In the lower part conglomerates are prevailing, with quartzite and volcanic pebbles. This unit overlies unconformably the metamorphic basement. Thickness 200-300 m. *UPPER PERMIAN*

METAMORPHIC BASEMENT OF THE SOUTHERN ALPS

MANIVA TECTONOMETAMORPHIC UNIT

CHLORITE AND WHITE MICA SCHISTS (MVX)

Chlorite and white mica schists, locally phyllites. Sometimes relicts of biotite and garnet, uncommonly of chloritoid, are preserved. *PRE-WESTPHALIAN*

Albite Paragneisses (MVX_d)

Albite gneiss with chlorite, biotite, white mica, garnet, epidote and uncommon amphibole.

Amphibolites (MVX_e)

In small bodies included within gneisses.

BOZZA

BOZZA

IX - ABSTRACT

Sheet N. 99 *Iseo* of the 1:50.000 Geological Map of Italy comprises a prevalently mountainous and hilly area, crossed by two large valleys: the Trompia Valley (Mella River) in the central part and the Camonica Valley (Oglio River) with the Lake Iseo to the west. The Monte Guglielmo ridge, in the northern part of the sheet, attains almost 2000 m in elevation. Plains occur at the southwestern corner of the area, to the south of Iseo, and in the southern part of the Trompia Valley.

The structural setting is determined by a complex stacking of south-verging tectonic slices, constituted by a crystalline basement and a sedimentary succession, Upper Permian – Cretaceous in age, pertaining to the Southalpine domain.

The metamorphic crystalline basement, pre-Westphalian in age, is overlain by Upper Permian fluvial red beds (Verrucano Lombardo), related to the extensional geodynamic conditions following the Variscan orogeny. The Early Triassic transgression is recorded by the Servino Formation, while a successive Anisian regression is marked by evaporitic subtidal-supratidal sediments (carniola di Bovegno). During middle Anisian a carbonate subtidal sedimentation took place (Calcare di Angolo), locally developing to carbonate platform (Calcare di Monte Guglielmo) drowning by clastics in upper Anisian (Calcare di Prezzo). Wide carbonate platforms dominate in Ladinian times (calcare di Esino), spaced by intraplatform furrows where volcanoclastics alternated to open-sea carbonate sedimentation. Significant volcanic events occur during Ladinian and Carnian. Carnian succession is characterized by a deltaic system (arenaria di Val Sabbia) prograding in a carbonate lagoon (formazione di Gorno),

marking a regressive trend attaining evaporitic coastal arid environments (formazione di San Giovanni Bianco). The Norian wide carbonate platform (Dolomia Principale) and related intraplatform basins mark the beginning of the Mesozoic rifting, which the opening of the Thetys Ocean is related to. The Mesozoic rifting is indicated by a complex block-faulting system of N-S extensional faults and related E-W transfer faults. During Late Norian and Rhaetian times a generalized regression (Argillite di Riva di Solto) is recorded, still followed by carbonate sedimentation (Calcere di Zu) and platforms (formazione dell'Albenza, Corna). Since Hettangian, splitting and drowning of these platforms mark the setting of the Val Trompia-Sebino basin, eastern part of the Lombardian basin, where thick pelagic succession accumulated (Liassic Medolo Group: calcare di Gardone Val Trompia, calcare di Moltrasio, Calcere di Domaro). A Toarcian tectono-sedimentary event is recorded by coarse calciturbidites in the lower part of the Concesio Group. Middle-Late Jurassic prevailing siliceous sediments (Radiolariti and Rosso ad Aptici) indicate widespread and homogeneous pelagic conditions. Carbonate pelagic mudstone sedimentation (Maiolica), starting during Tithonian, persists in Early Cretaceous until Aptian. During Aptian-Albian times, the Marna di Bruntino and Sass de la Luna Formation include pelagic turbidite sediments which are interpreted as related to the beginning compressional Alpine evolution.

The Cenozoic Alpine collisional history, even though not recorded in this area by sinorogenic sediments, is mainly responsible for the structural setting, which is conditioned as well by the inherited Permian and Mesozoic lineaments. The late events of the Alpine evolution led to the emersion of the chain, concluded by Tortonian and associated to the formation of a structurally-controlled hydrographic pattern.

The Plio-Quaternary evolution of the Trompia Valley and the Camonica Valley shows different characters, mainly relating to the dominance of (Plio?) -Quaternary glaciations in the latter, and to the lack of glaciations in the Trompia Valley. The Camonica Valley glaciations formed the Sebino morenic Amphitheatre, articulated in several stratigraphic units according to their geometric, morphologic, pedologic and weathering characters. In the upper Camonica Valley the stratigraphic record of the Plio-Quaternary evolution is uncompleted and discontinuous owing to erosional processes related to both slope evolution and glaciations.

In the Trompia Valley gravity and fluvial processes prevailed. On carbonate and siliceous-carbonate substratum significant paleosoils are preserved, witnessing a preglacial tropical-mediterranean climate.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1953) – *Geologia del gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 18, 56 pp., 1 carta geol. al 25.000, Padova.
- ALLASINAZ A. (1962) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. III. *Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bergamo)*. Riv. It. Paleont., 68, 307–376, Milano.
- ALLASINAZ A. (1964) – *Fossili carnici del gruppo di Cima Camino (Brescia)*. Riv. It. Paleont. Strat., 70, 185-248, Milano.
- ALLASINAZ A. (1966) – *La fauna a lamellibranchi dello Julico (Carnico medio)*. Riv. It. Paleont. Strat., 72, 609-720, Milano.
- ALLASINAZ A. (1968) – *Il Trias in Lombardia. Studi geologici e paleontologici*. XXIII. *Cefalopodi e Gasteropodi dello Julico in Lombardia*. Riv. It. Paleont. Strat., 74, 327-400, Milano.
- ARDIGO' G. & BONI A. (1952) – *Sulla stratigrafia del massiccio delle tre valli bresciane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, 74, 321–334, Roma.
- ARTINI E. & MARIANI E. (1898) – *Appunti geologici e petrografici sull'Alta Val Trompia*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 37 (1897), 244-259, Milano.
- ASSERETO R. (1963) – *Il Trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici)*. IV. *Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica*. Riv. It. Paleont. Strat., 72, 3-123, Milano.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat., 71, 999-1097, Milano.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1966) - *Il "Verrucano" nelle Prealpi Lombarde*. Atti Symp. Verrucano (Pisa- Settembre 1965), Soc. Tosc. Sc. Nat., 247-265, Pisa.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968) – *Calcare di Angolo*. Studi III. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche, fasc. 1, 11-17, Serv. Geol. d'Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- ASSERETO R., CASATI P. & ZANIN BURI C. (1965) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. XIV. *Sulla presenza di una scogliera anisica nella bassa Val Camonica*. Riv. It. Paleont. Strat., 71, 805–836, Milano.
- 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 Venetie, Slovenie occidentale, Yougoslavie)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, 5, 730-766, Paris.
- AUBOUIN J. (1964) - *Réflexions sur les faciès "ammonitico rosso"*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, 6, 475-501, Paris.
- AZZAROLI A. & CITA M.B. (1963) – *Geologia Stratigrafica*. Volume secondo. 353 pp., La Goliardica, Milano.
- BALINI M. (2007) – *Buchenstein*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, 7 (VII), 97-110, Roma.
- BALTZER A. (1901) – *Geologie der Umgebung des Iseoses*. Geol. Palaeont. Abh., N. F., 5, n. 2, 69-114, Jena.
- BALTZER A. (1909) – *Bemerkungen und Korrekturen zum geologischen Kärtchen der Umgebungen des Iseoses und zu der Ueberschiebung zwischen Camonica und Chiesetal*. Centralb. Mineral. Geol. Palaeont., 135-136, Stuttgart.
- BAUMGARTNER P.O. (1987) – *Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites*. Eclogae geol. Helv., 80, 831-879, Basel.
- BERNOULLI D. (1964) - *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen)*. Ein Beitrag zur Kenntniss der südalpinen Sedimente. Mat. per la carta geol. della Svizzera, N.F., 118 Lief., I-XVI, 134 pp., 1 carta geol. al 75.000, profili, Bern.
- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KÄLIN O. & STUJVENBERG J. (1979) - *Evolution of continental margins in the Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 59, 165-170, Bern.
- BERRA F. & JADOUL F. (1996) – *Norian Serpulid and Microbial bioconstructions: implications for the platform evolution in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy)*. Facies, 35, 143–

162, Erlangen.

- BERRA F., ROVELLINI M. & JADOUL F. (1991) – *Structural framework of the Bergamasca Prealps South of the Clusone Fault*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note Brevi, 107-120, Ed. New Press-Como, Pavia.
- BERRA F., DELFRATI L. & PONTON M. (2007). *Dolomia Principale*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., GropPELLI G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VI), 63-72, Roma.
- BERRUTI G. (1965) – *Contributo ad uno studio sulle località fossilifere del Retico bresciano*. Comment. Ateneo Brescia per il 1963, 305-340, Brescia.
- BERRUTI G. (1998) – *Le deformazioni di versante del Monte Maniva (Brescia, Lombardia)*. Natura Bresciana, **31** (1995), 7-14, Brescia.
- BERSEZIO R. (2007) – *Sass de la Luna*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., GropPELLI G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VI), 106-110, Roma.
- 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, Roma.
- 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**, 49-64, Milano.
- BERTOLDI R. & CONSOLINI M. (1989) – *Deglaciazione e sviluppo vegetazionale Tardi – Postglaciale nella Regione del Lago d'Iseo attraverso analisi polliniche e datazioni ¹⁴C*. – 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*. Sediment. Geol., **86**, 53-76, Amsterdam.
- BETTONI A. (1900) – *Fossili domeriani della Provincia di Brescia*. Mém. Soc. Paléont. Suisse, **27**, 88 pp., Genève.
- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI A., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ GB., DESIO A., GIUSEPPELLI G., MARTINA E., PASSERI L.D., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1971) – *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1: 100000. Foglio 34 Breno*. Serv. Geol. d'Italia, 134 pp., Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- BINI A. (1983) – *I depositi glaciali della Valle di Nosè (Piano del Tivano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., **6**, 175-177.
- BINI A. (1987) – *L'apparato glaciale würmiano di Como* - Università degli studi di Milano (Tesi di Dottorato di ricerca), 569 pp.
- BINI A., BREVIGLIERI P., FELBER M., FERLIGA C., GHEZZI E., TABACCO I. & UGGERI A. (1994) – *Il problema dell'origine delle valli*. In: I depositi plio-quadernari e l'evoluzione del territorio varesino - Varese.
- BINI A., QUINIF Y., SULES O. & UGGERI A. (1992) – *Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Fiore (Lombardie, Italie)*. Karstologia **19**, 23-30.
- BINI A., FELBER M., POMICINO N., & ZUCCOLI L. (1996) – *La massima espansione glaciale (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro*. Geol. Ins., **1**, fasc. 1/2, 65-77
- BINI A., ZUCCOLI L. & VETRI E. (1999) – *Dispense di geologia del Quaternario - Le glaciazioni - vol 3*. Pubblicato in occasione della 4^a Summer School di Geologia del Quaternario, Milano
- BINI A., FELBER M., POMICINO N., & ZUCCOLI L. (2001) – *Geologia del Mendrisiotto (Canton Ticino, Svizzera): Messiniano, Pliocene, Quaternario*. Dipartimento federale dell'ambiente, dei trasporti, dell'energia e delle comunicazioni, Rapporti dell'UFAEG, Serie Geologia, N. 1, Berna, 462 pp.
- BITTNER A. (1881) – *Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia*. Jb. K.

- K. Geol. Reichsanst., **31**, n. 3, 219-370, Wien.
- BITTNER A. (1883) – *Appunti sui terreni triassici di Val Trompia*. Boll. R. Com. Geol. Italia, **14**, n.9-10, 235-241, Roma.
- BONARELLI G. (1894) – *Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **30**, 18 pp., Torino.
- BONARELLI G. (1895) – *Fossili domeriani della Brianza*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., s. 2, **28**, 22 pp., Milano.
- BONI A. (1939) - *Fauna anisica pigmea scoperta nelle Prealpi Bresciane*. Boll. Soc. Geol. It., **58**, 321-428, Roma.
- BONI A. (1942) – *Faune pigmee triassiche. Contributo alla paleobiologia del nanismo di faune marine*. Boll. Soc. Geol. It., **61**, 228-272, Roma.
- BONI A. (1943a) - *Revisione della fauna triassica bresciana: la fauna del Trias inferiore*. Riv. It. Paleont. Strat., **49**, 1-40, Milano.
- BONI A. (1943b) - *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. Introduzione. Bibliografia tettonica. Parte prima: la porzione centrale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **1**, 1-143, Pavia.
- BONI A. (1947) - *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. Parte seconda: il margine occidentale*. Atti Geol. Univ. Pavia, **2**, 67-102, Pavia.
- BONI A. (1964) - *La ligne judicarienne et la limite nord-ouest de l'Apennin Septentrional*. Geol. Rund., **53** (1963), 84-100, Stuttgart.
- BONI A., ARDIGÒ G., CASSINIS G., CAVALLARO E., CERRO A., FUGAZZA F., ROSSETTI R., ZEZZA F. (1972) – *Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, Vol. 22, 2 carte alla scala 1:50.000 - Pavia.
- 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, Pavia.
- BONI A., CASSINIS G. & VENZO S. (1970) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1: 100000. Foglio 47 Brescia*. Serv. Geol. d'Italia, 93 pp., Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli).
- BOSELLINI A. (1965) - *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias, e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpidica*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., **15**, n. 3, 68 pp., Trento.
- BOSELLINI A. (1973) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretaceo. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. In Accordi B. et alii (eds.), *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**, 163-205, Roma.
- BOSELLINI A. & HARDIE L.H. (1988) – *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol. It., **30**, 245–266, Roma.
- BRACK P. (1981) – *Structures in the southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi bresciane, Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **61**, 37-50, Zürich.
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) – *Stratigraphy and Ammonoids of the lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. Eclogae geol. Helv., **79**, 181 – 225, Basel.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) – *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Eclogae geol. Helv., **86**, 415 – 527, Basel.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1989) - *Calcareous nanofossil Zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary Interval and Correlation with the geomagnetic Polarity Timescale*. Marine Micropaleont., **14**, 153-235, Amsterdam.
- BROCCHI G.B. (1808) – *Trattato Mineralogico e Chimico sulle miniere di ferro del dipartimento del Mella con l'esposizione della costituzione fisica delle montagne metallifere della Val Trompia*. Op. in 2 vol. di 296 e 352 pp., Tipogr. Bettoni, Brescia.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOUL F. & VIEL G. (1982) – *Paleogeografia Ladino-Carnica e metallogenese nel Sudalpino*. Mem. Soc. Geol. It., **22** (1981), 65-82, Roma.

- BÜLOW von E. (1917) – *Die Val-Trompia-Linie von Collio bis zum M. Guglielmo*. Zeit. Deutsch. Geol. Ges., **42**, 287-303, Berlin.
- BURCHELL M.T., STEFANI M. & MASETTI D. (1990) – *Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions*. *Sedimentology*, **37**, 795–815, Amsterdam.
- BURNE R.W. & MOORE L.S. (1987) – *Microbialites organosedimentary deposits of benthic microbial communities*. *Palaios*, **2**, 241–254, Tulsa.
- CACCIAMALI G.B. (1898) – *Appennino umbro-marchigiano e Prealpe lombarda*. Comment. Ateneo Brescia, 160–186, Brescia.
- CACCIAMALI G.B. (1899) – *Rilievo geologico tra Brescia e Monte Maddalena*. Comment. Ateneo Brescia, 160-186, Brescia.
- CACCIAMALI G.B. (1901) – *Studio geologico della regione montuosa Palosso-Conche a nord di Brescia*. Boll. Soc. Geol. It., **20**, 80-110, Roma.
- CACCIAMALI G.B. (1906) – *Rilievi geotettonici tra il lago d'Iseo e la Val Trompia*. Comment. Ateneo Brescia, 44-64, Brescia.
- CACCIAMALI G.B. (1915) – *La falda di copertura di Selvapiana e di Tre Cornelli*. Comment. Ateneo Brescia, 224-273, Brescia.
- CACCIAMALI G.B. (1930) – *Morfogenesi delle Prealpi lombarde ed in particolare di quelle della provincia di Brescia*. V. di 308 pp., Tipogr. Geroldi, Brescia.
- CALABRÒ R.A. (1999) – *L'evoluzione paleogeografica tardo-triassica nella bassa Val Trompia (Prealpi bresciane)*. Ist. Lomb., Rend. Sc. Chim., Fis., Geol., Biol. e Mediche, B, **131** (1997), 317-329, Milano.
- CALABRÒ R.A. (2002) – *Stratigrafia ed evoluzione paleogeografico-strutturale del bacino intra-piattaforma norico di Lumezzane (Prealpi Bresciane, Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**, Parte I, 53–63, Roma.
- CALABRÒ R.A. & QUASSOLI G. (2000) – *Il bacino tardo-triassico di Alone (Prealpi bresciane): stratigrafia ed evoluzione paleogeografica*. Atti Tic. Sc. Terra, **41**, 133–143, Ed. New Press-Como, Pavia.
- CALABRÒ R.A., PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1997) – *Il Bacino norico di Lumezzane (Prealpi bresciane): Genesi ed evoluzione stratigrafico-sedimentologica*. Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec., **5**, 129–137, Ed. New Press-Como, Pavia.
- CANTALUPPI G. & CASSINIS G. (1970) – *Ritrovamento di un'ammonite del Trias inferiore nell "Corna" di Mazzano (Brescia)*. *Natura*, **61**, 325-330, Milano.
- CANTALUPPI G. & CASSINIS G. (1984) – *Il passaggio Domeriano-Toarciano in Val Navezze (Brescia)*. *Biostratigrafia e considerazioni regionali sui connessi e susseguenti apporti detritici risedimentati*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 233-239, Roma.
- CARCANO C. & PICCIN A. (2002) – *Geologia degli acquiferi Padani della Regione Lombardia*. Regione Lombardia, Eni Divisione Agip, 133 pp., S.EL.CA., Firenze.
- CASATI P. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. VI. *Osservazioni stratigrafiche sull'"Infraretico" delle Prealpi bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **70**, 447-465, Milano.
- CASATI P. (1968) – *Calcare di Zorzino*. Studi ill. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche, fasc. **1**, 83 - 88, Serv. Geol. d'Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- CASSANO G., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) – *Pianura Padana, interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP, 73° Congr. Soc. Geol. It., 27 pp., Milano.
- CASSINIS G. (1968a) - *Sezione stratigrafica delle "arenarie rosse" permiane presso il Passo di Croce Domini (Brescia)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**, 3-14, Pavia.
- CASSINIS G. (1968b) - *Stratigrafia e tettonica dei terreni mesozoici compresi tra Brescia e Serle*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**, 50-152, Pavia.
- CASSINIS G. (1971) - *Lineamenti paleogeografici del Retico bresciano*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **22**, 91-109, Pavia.
- CASSINIS G. (1973) – *Prealpi bresciane a Sud dell'Adamello: compendio delle ricerche paleontologico-stratigrafiche sui terreni pre-quadernari*. Comment. Ateneo Brescia per il

1972, 29 pp., Brescia.

- CASSINIS G. (1978) - *Punto delle conoscenze sul Giurassico bresciano e relative considerazioni*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **27**, 36-68, Pavia.
- CASSINIS G. (1988) - *Carta geologica dei depositi continentali permiani a Sud dell'Adamello*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**, Tav. I, Ed. New Press-Como, Pavia.
- CASSINIS G. (2007) - *Verrucano Lombardo*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VII), 74-82, Roma.
- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1988) - *Il significato delle linee della Gallinera e delle Giudicarie sud nella geologia dell'Adamello e zone circostanti*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**, 446-462, Ed. New Press - Como, Pavia.
- CASSINIS G. & PEROTTI C. (1994) - *Interazione strutturale permiana tra la Linea delle Giudicarie e i Bacini di Collio, Tione e Tregiovo (Sudalpino centrale, N Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **112** (1993), 1021-1036, Roma.
- CASSINIS G. & PEROTTI C. (1996) - *Connection between Late Variscan lineaments and Alpine tectonic evolution in Central Southern Alps*. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, **387**, 125-134, Rabat.
- CASSINIS G. & PEROTTI C. (1997) - *Tectonics and sedimentation in the western sector of the Permian continental Collio Basin, Southern Alps, Italy*. In Prace Pänstwowego Instytutu Geologicznego CLVII, Proc. of the XIII Intern. Congr. on the Carboniferous and Permian, 28th August- 2nd September, 1995, Kraków, Poland, Part **2**, 25-32, Warszawa.
- CASSINIS G. & SCHIROLLI 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: L. Martire (ed.), 6th Int. Symp. on the Jurassic System, Mondello, Sept. 16-19, 2002, Abstracts and Program, 29.
- CASSINIS G. & VERCESI P.L. (1983) - *Lineamenti strutturali fra la Val Trompia e la Val Sabbia (Brescia) durante il tardo Trias ed il Giurassico inferiore*. Boll. Soc. Geol. It., **101** (1982), 317-326, Roma.
- CASSINIS G. & ZEZZA U. (1982) - *Dati geologici e petrografici sui prodotti del magmatismo triassico nelle Prealpi Bresciane*. In Castellarin A. & Vai G. B. (a cura di), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide Geol. Reg. S.G.I., 157-171, Bologna.
- CASSINIS G., PEROTTI C.R., SCHIROLLI P. & VERCESI P.L. (1994) - *Indizi di tettonica transensiva tardotriassica in Val Lumezzane (Brescia)*. Nota preliminare. Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec., **1**, 21 - 30, Ed. New Press-Como, Pavia.
- CASSINIS G., FRIZZO P., MORONI M. & RODEGHIERO F. (1997) - *Le mineralizzazioni delle Alpi Bresciane: Aspetti geologico-minerari e metallogenici*. Atti Giornata di Studio *Le vene delle montagne*, Brescia, 24 novembre 1995, Fondazione Bresciana per la Ricerca Scientifica, 97-119, Brescia.
- CASTELLARIN A. (ed.) (1981) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1: 200000*. C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Pubbl. n. **441**, 220 pp., Tecnoprint, Bologna.
- CASTELLARIN A. (1982) - *Lineamenti ancestrali sudalpini*. In: A. Castellarin & G. B. Vai (a cura di): *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale*. S.G.I., Guide Geol. Reg., 41-55, Tecnoprint, Bologna.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **VI**, 62-94.
- CASTELLARIN A., FARABEGOLI E., VIEL G., BROGLIO LORIGA C., BOSELLINI A., MASETTI D., NERI C., FERRI., CASATI P., FOIS E., GAETANI M., JADOUF F., NICORA A., PREMOLI SILVA I., TINTORI A., DE ZANCHE V., MIETTO P., SEDEA R., WENDT J. & SCHLAGER W. (1979) - *Riccardo Assereto e Giulio Pisa Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps*. In: M. Gaetani (ed.), *Field Guide-book*, June, 1979, Bergamo, Italy, 73 pp., Milano.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of*

- the Lombardian basin*. *Eclogae geol. Helv.*, **83**, 683-700, Basel.
- CHARDON M. (1975) - *Les Préalpes lombardes et leurs bordures* - Libraire Champion, Paris, pp. 655
- CIRILLI S., GALLI M.T., JADOUL F., RETTORI R. & SPINA A. (2000) - *Implicazioni stratigrafico-paleoclimatiche ed evoluzione paleogeografica della successione Reticco-Hettangiano del M. Albenza (Prealpi bergamasche)*. *Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena*, Collana di studi 21 (2000), 79-85, Modena.
- CITA M.B. (1964) - *Contribution à la connaissance du Domérien-type*. In: *Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962*, vol. C.R. et Mém., Inst. grand-ducal, sect. Sc. Nat., Phys. Math., 173-188, Luxembourg.
- CITA M.B., FORTI A., RAFFI G. & VILLA F. (1959) - *Jurassic and Cretaceous microfacies from the Prealps and Central Apennines*. *Proc. IV World Petroleum Congress*, Sect. 1, 979-995, New York.
- CITA M.B., CASSINIS G. & POZZI R. (1961) - *Introduction à l'étude du Domérien-type*. In: *Colloque sur le Lias français (Chambéry, 1960)*. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, n. **4**, 323-344, Paris.
- CITA M.B. & RYAN W.B.F. (1973) - *Time scale and general synthesis*. *Init. Rep. D.S.D.P.*, **13** (2), 1405-1415.
- CLAPS M., TROMBETTA G.L. & PICOTTI V. (1996) - *Il bioerma del M. Zenone (Norico, Prealpi Bresciane): facies, geometria e ambiente deposizionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, ser. spec., **4**, 3-18, Ed. New Press-Como, Pavia.
- COBIANCHI M. (1990) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del passaggio Domeriano-Toarciario in Val Navezze (Brescia)*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **33**, 127-142, Ed. New Press-Como, Pavia.
- 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, Ed. New Press-Como, Pavia.
- 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.
- COZZAGLIO A. (1920) - *Sulle condizioni geologiche dei giacimenti di ferro nella Val Trompia*. 66 pp., Tipogr. Apollonio, Brescia.
- COZZAGLIO A. (1923) - *Significato e limiti dei fenomeni di carreggiamento osservati nelle Prealpi bresciane*. *Comment. Ateneo Brescia per il 1922*, 68-160, Brescia.
- COZZAGLIO A. (1937) - *Carta Geologica Delle Prealpi Bresciane* (alla scala 1:300.000).
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and Vetusols in the central Po plain* - *Studi e Ricerche sul Territorio*, 306 pp., ed. UNICOPLI, Milano.
- CRISCI C. M., FERRARA G., MAZZUOLI R. & ROSSI P.M. (1984) - *Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism of the Southern Alps of Lombardy (Italy). Genetic implications*. *Geol. Rund.*, **73**, 279-292, Stuttgart.
- CURIONI G. (1877) - *Geologia. I: Geologia applicata delle provincie lombarde*. Vol. di 418 pp., Ed. Hoepli, Milano.
- DAL PIAZ, G. V. & VENTURELLI, G. (1985) - *Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **26** (1983), 285-299, Roma.
- DA ROLD O. (1990) - *L'apparato glaciale del lago Maggiore, settore orientale* - Università degli studi di Milano (Tesi di Dottorato di ricerca), 190 pp.
- DE CAPITANI L. & MORONI M. (1982) - *Il microgabbro in Val Cavallina (Pezzaze, Prealpi bresciane): caratteri chimici e mineralogici*. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, s. 9, **3**, 139-149, Roma.
- DE DONATIS S. & FALLETTI P. (1997) - *The Early Triassic Servino Formation of the Monte Guglielmo area and relationships with the Servino of Trompia and Canonica Valleys (Brescian Prealps, Lombardy)*. *Mem. Sc. Geol.*, **51**, 91-101, Padova.
- DEL CAMPANA D. (1900) - *I cefalopodi del Medolo di Val Trompia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **19**,

55-644, Roma.

- DELFRATI L. (2000) – *Calcare di Camorelli*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della SGI. Accordo di programma SGN-CNR, Carta Geologica d'Italia 1:50000. Catalogo delle formazioni – Unità validate. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (I), 57-63, Roma.
- DELFRATI L. (2002) – *Calcare di Zorzino*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della SGI. Accordo di programma SGN-CNR. Carta Geologica d'Italia 1:50000. Catalogo delle formazioni – Unità validate. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (III), 192-202, Roma.
- DELFRATI L. & BERRA F. (2000). *Formazione di Castro Sebino*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della SGI. Accordo di programma SGN-CNR, Carta Geologica d'Italia 1:50000, Catalogo delle formazioni – Unità validate. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (I), 64-72, Roma.
- DELFRATI L. & JADOU L. (2000) – *Calcare Metallifero Bergamasco*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della SGI. Accordo di programma SGN-CNR. Carta Geologica d'Italia 1:50000. Catalogo delle formazioni – Unità validate. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (I), 137-143, Roma.
- DEL MORO A., PARDINI G., QUERCIOLI C., VILLA I. & CALLEGARI E. (1986) – *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983 Parte prima), 285-299, Roma.
- DESIO A. (1929) – *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (Prealpi Bergamasche)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **10**, 152 pp., 1 carta geol. al 25.000, Milano.
- DESIO A. & VENZO S. (1954) – Carta geologica d'Italia. Foglio 33 : Bergamo, scala 1:100.000. Serv. Geol. d'Italia.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) – *The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leidse Geol. Meded., **14** B, 1-257, Leiden.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) – *Kinematics of the western Mediterranean*. In Coward M. P., Dietrich D. & Park R. G. (eds.), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pubbl., **45**, 265-283, London.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1982) – *Scythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **11**, 299-308, Innsbruck.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1988) – *Anisian paleogeographic evolution in the central-western Southern Alps*. Mem. Sc. Geol., **40**, 399-411, Padova.
- DE ZIGNO A. (1891) – *Pesci fossili di Lumezzane in Val Trompia*. Mem. R. Acc. Naz. Lincei, 1890, s. 4, **7**, 51-60, Roma.
- DOMMERS J.-L., MEISTER C. & SCHIROLI P. (1997) – *Les successions des ammonites du Sinémurien Supérieur au Toarcien basal dans les Préalpes de Brescia (Italie)*. Mem. Sc. Geol., **49**, 1-26, Padova.
- EBERLY G.P. (1987) – *Carbonate turbiditic sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland)*. Sedimentology, **34**, 363-388, Amsterdam.
- ERBA E. (1988) - *Aptian-Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (Central Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**, 249-284, Milano.
- ERBA E. & QUADRIO B. (1987) – *Biostratigrafia a nannofossili calcarei calpionellidi e foraminiferi planctonici della Maiolica (Titoniano superiore-Aptiano) nelle Prealpi Bresciane (Italia settentrionale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **93**, 3-108, Milano.
- FAIRBRIDGE R.W. (1968) - *Regolith and saprolith*. In: Fairbridge R.W. - *The Encyclopedia of Geomorphology* - Reinhold Book Co., New York.
- FALLETTI P. & IVANOVA D. (2003) – *Monte Guglielmo Limestone: a middle-late Anisian carbonate platform in central Southern Alps (Italy)*. Atti Tic. Sc. Terra, **44**, 75-83, Ed. New Press – Como, Pavia.
- FANTINI SESTINI N. (1962) - *Contributo allo studio delle ammoniti del Domeriano di M. Domaro (Brescia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **68**, 438-554, Milano.
- FELBER M. (1993) – *La storia geologica del Tardo Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Diss. ETH 10125, 617 pp.

- FELBER M. & BINI A. (1997) - *Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a late-tertiary fluvial origin*. Geol. Ins., **2**, 47-68.
- FERLIGA C., RIGAMONTI I. & CORBARI D. (2000) - *Bacino dell'Oglio*. in: "Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative", a cura di JADOU F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 83-113
- FERRETTI A. (1967) - *Il limite Domeriano-Toarciano alla Colma di Domaro (Brescia), stratotipo del Domeriano*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**, 741-756, Milano.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A. (1975) - *Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth Planet. Sci. Lett., **27**, 211-218, Amsterdam.
- FORCELLA F. & JADOU F. (1990) - *Deformazioni post-Adamello nelle Alpi Orobie. Stato dell'arte ed ipotesi di lavoro*. Atti Camerti Sc. Terra, Volume Speciale, 139-151, Camerino.
- FORCELLA F. & JADOU F. (2000) - *Carta geologica della Provincia di Bergamo*. 6 Tavole Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo
- FRANCANI V. (1967) - *Il Calcare di Sedrino: una nuova formazione dell'Hettangiano lombardo*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**, 1169-1180, Milano.
- FRANCANI V. (1968) - *Calcare di Sedrino*. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche, fasc. **1**, 123 - 129, Serv. Geol. d'Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- FUCINI A. (1908) - *Synopsis delle Ammoniti del Medolo*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **28**, 102 pp., Pisa.
- GAETANI M. (1970a) - *Calcare di Prezzo*. Studi ill. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche, fasc. **4**, 33-42, Serv. Geol. d'Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- GAETANI M. (1970b) - *Faune hettangiane della parte orientale della provincia di Bergamo*. Riv. It. Paleont. Strat., **76**, 355-444, Milano.
- GAETANI M. (1975) - *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review*. In: Squyres C. (ed.), Geology of Italy, 377-402, The Earth Sci. Soc. Libyan Arab Republic, Tripoli.
- GAETANI M. (1985) - *Il Triassico dell'Adamello Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983, Parte prima), 105-118, Roma.
- GAETANI M., GIANOTTI R., JADOU F., CIARAPICA G., CIRILLI S., LUALDI A., PASSERI L., PELLEGRINI M. & TANNOIA G. (1987) - *Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area lariana*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986), 5-48, Roma.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOU F. & GARZANTI E. (1998) - *Multiorde Sequence Stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps*. S.E.M.P., spec. vol., Journ. Sed. Petr., **60**, 701-717, Tulsa.
- GAETANI M. & GORZA (1989) - *The Anisian (Middle Triassic) Carbonate Bank of Camorelli (Lombardy, Southern Alps)*. Facies, **21**, 41-56, Erlangen.
- 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.
- GARZANTI E., GNACCOLINI M. & JADOU F. (1995) - *Anatomy of a semiarid coastal system: the Upper Carnian of Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **101**, 17-36, Milano.
- GIANOLLA P. & NERI C. (2007) - *Formazione di Wengen*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VII), 111-124, Roma.
- GIOBBI ORIGONI E. & GREGNANIN A. (1985) - *The crystalline basement of the "Massiccio delle Tre Valli Bresciane": New petrographic and chemical data*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983, Parte prima), 133-144, Roma.
- GNACCOLINI M. (1964) - *Il Retico nella Lombardia Occidentale (regione compresa tra il Lago Maggiore e il Lago di Lugano)*. Riv. It. Paleont. Strat., **70**, 467-522, Milano.
- GNACCOLINI M. (1965) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. XV. *Calcare di Zu e Argillite di Riva di Solto: due formazioni del Retico lombardo*. Riv. It. Paleont. Strat., **71**, 1099-1121, Milano.

- GNACCOLINI M. (1968a) – *Argillite di Riva di Soltò*. Studi ill. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche, fasc. **1**, 97-103, Serv. Geol. d'Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- GNACCOLINI M. (1968b) – *Calccare di Zu*. Studi ill. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche, fasc. **1**, 113-122, Serv. Geol. d'Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- GÜMBEL von C.W. (1880) – *Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. VI: Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen*. Sitz.-Ber. Math.-phys. Kl. K. bayr. Akad. Wiss., **10**, 164 pp., München.
- HAUER von F.R. (1858) – *Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardie*. Jb. K. K. Geol. Reichsanst., **9**, 445-496, Wien.
- HAUER von F.R. (1861) – *Ueber die Ammoniten aus dem sogenannten Medolo der Berge Domaro und Guglielmo im Val Trompia, Provinz Brescia*. Sitzber. K. K. Ak. Wiss., **44**, 403-422, Wien.
- HELLER F., LOWRIE W. & HIRT A. M. (1989) – *A review of palaeomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps*. In Coward M. P., Dietrich D. & Park R. G. (eds.), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., **45**, 399-420, London.
- HILL M.E. (1976) – *Lower Cretaceous calcareous nannofossils from Texas and Oklahoma*. Paleontographica abt. B, **156**, 103-179, Stuttgart.
- ITALIAN I. G.C.P. 203 GROUP (1986) – *Permian and Permian-Triassic boundary in the South Alpine segment of the western Thetys*. Field Guide – Book. 180 pp., S. G. I. & I.G.C.P. Project 203 Field Conf., July, 1986, Brescia, Italy, Tipolit. Comm. Pavese (print), Pavia.
- JADOUF F. (1986) – *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **91** (1985), 479-512, Milano.
- JADOUF F. & GNACCOLINI M. (1992) – *Sedimentazione ciclica nel Trias lombardo: osservazioni e prospettive*. Riv. It. Paleont. Strat., **97** (1991), 307-328, Milano.
- JADOUF F., BERRA F., FRISIA S., RICCHIUTO T. & RONCHI P. (1992a) – *Stratigraphy, paleogeography and genetic model of late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Lombardy, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **97** (1991), 355-392, Milano.
- JADOUF F., BERRA F. & FRISIA S. (1992b) – *Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: The example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**, 29-44, Milano.
- JADOUF F., MASETTI F., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISA S. (Field Leaders) (1994) – *Norian-Rhaetian stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*. In Carannante G. & Tonielli R. (eds.), 15th Reg. Meet., April 1994, Ischia, Italy, post-meeting fieldtrip guidebook, Excursion B1, 5-38.
- JADOUF F., CALABRESE L. & GNACCOLINI M. (2000a) – *Le piattaforme carbonatiche retico-liassiche al limite occidentale del Bacino Lombardo (Varesotto, Sudalpino): Un nuovo assetto stratigrafico-paleogeografico*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di studi 21 (2000), 141-146, Modena.
- JADOUF F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C. (2000b) – *Carta Geologica della Provincia di Bergamo. Note Illustrative*. 313 pp., Grafica Monti s. n. c., Bergamo.
- KRONECKER W. (1910) – *Zür Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in der Südalpen*. Centralbl. Mineral. Geol. Paläontol., Jahrg. 19 pp., Stuttgart.
- LAKEW T. (1990) – *Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Zu Limestone (Southern Alps)*. Facies, **22**, 187-232, Erlangen.
- LAUBSCHER H.P. (1985) – *The late Alpine (Periadriatic) Intrusion and the Insubric Line*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 21-30, Roma.
- LAUBSCHER H.P. (1990) – *The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3-d material balance considerations and regional consequences*. Tectonophysics, **176**, 103-121, Amsterdam.
- LEPSIUS R. (1876) – *Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur Ausseralpinen*. N. Jhrb. Min. Geol. Paleont., 742-744, Stuttgart.
- LEPSIUS R. (1878) – *Das Westliche Süd-Tirol, geologisch dargestellt*. Vol. di 375 pp., Verlag W. Hertz, Berlin.

- LOZAR F. (1993) – *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 Univ. Milano, 219 pp., Milano.
- LOZAR F. (1995) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of Lower Liassic from Western Tethys*. *Paleontographia Italica*, **82**, 91-121, Pisa.
- LUALDI A. (1982) – *Segnalazione di orizzonti ittiolitici e bituminosi nella Dolomia Principale della Val Garza (Brescia)*. *St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol.*, **59**, 3-16, Trento.
- MAASKANT A. (1941) - *De Geologie van het gebied Tusschen het Val Seriana en de M.te Guglielmo*. *Van Gorcum's geologische Reeks*, **2**, 68 pp., Leiden.
- MARIANI E. (1904) – *Appunti Geologici sul Secondario della Lombardia Occidentale*. *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, **43**, 47 pp., Milano.
- MARTINA E. (1965) – *Prime notizie geologico-minerarie sulla Val Torgola (Provincia di Brescia)*. *Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett.*, (A), s. 2, **99**, 94-103, Milano.
- MARTINA E. (1966) – *La Granodiorite di V. Torgola – V. Navazze e la Linea della Val Trompia (Prealpi Bresciane)*. *Rend. Ist. Lomb. Acc. Sc. Lett. Cl. Sc. (A)*, **100**, 366-404.
- MASETTI D., STEFANI M. & BURCHELL M. (1989) – *Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of Southern Alps: platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **94**, 401-424, Milano.
- MICROBERTS C.A. (1994) – *The Triassic-Jurassic ecostratigraphic transition in the Lombardian Alps, Italy*. *Palaeo. Palaeo*, **110**, 145-166, Amsterdam.
- MENEGHINI G. (1867-81) – *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin central*. *Paléont. Lombarde* par A. Stoppani, s. **4**, 242 pp.; *Fossiles du Medolo (Appendice)*, 56 pp., Milano.
- MESCHEDE M. (1986) - *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218, Amsterdam.
- MICHELETTI A. (1970) – *Carniola di Bovegno*. *Studi ill. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche*, fasc. **4**, 13-19, *Serv. Geol. d'Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma*.
- MIDDLEMOST E.A.K. (1975) - *The basalt clan*. *Earth Sci. Rev.*, **11**, 337-364, Amsterdam.
- MOJSISOVICS E. V. (1882) – *Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz*. *Abh. Geol. Reichsanst.*, **10**, 322 pp., Wien.
- MORBAY S.J. (1975) – *The palynostratigraphy of the Rhaetic Stage, Upper Triassic, in the Kendelbachgraben, Austria*. *Palaeontographica Abt. B.*, **152**, 197-210, Stuttgart.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS® (1994) - Revised Edition. *Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation, New Windsor, NY*
- NAKAMURA N. (1974). - *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 757-775, New York.
- NANGERONI G. (1954) – *Riassunto conclusivo dei lavori sul glaciale dei Laghi Maggiore, di Como e d'Iseo*. *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, **XCIII** (1-2): 363-372.
- 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.
- PARONA C.F. (1897) – *Contribuzione alla conoscenza delle ammoniti liasiche di Lombardia. Parte II: di alcune ammoniti del Lias medio*. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, **24**, 19 pp., Genève.
- PASQUARÈ G. (1965) - *Il Giurassico superiore nelle Prealpi lombarde*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, mem. **11**, 236 pp., Milano.
- PASSERI L.D. (1969) – *Marna di Bruntino*. *Studi ill. Carta Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche*, fasc. **2**, 41-47, *Serv. Geol. d'Italia, Nuova Tecn. Grafica, Roma*.
- PEARCE J.A. (1982) - *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*. In: R.S. Thorpe (ed.), *Andesites*. 525-548, Wiley, Chichester.
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1973) - *Tectonic setting of basic volcanic rocks determining using trace element geochemistry of associated igneous host rocks*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **7**, 14-

24, Berlin.

- PEARCE J.A. & NORRY M.J. (1979) - *Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., **69**, 33-47, Berlin.
- PENK A. & BRUCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter* - Leipzig, Bd. 3.
- PEROTTI C.R. & SILETTO G.B. (1996) - *Le caratteristiche geometriche dei bacini permiani tra la Val Camonica e la Val Giudicarie (Sudalpino Centrale)*. Atti Tic. Sc. Terra, Pavia, ser. spec., **4**, 77-86, Ed. New Press - Como, Pavia.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007) - *Maiolica*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Gropelli G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VI), 167-180, Roma.
- PICOTTI V. & PINI G.A. (1989) - *Tettonica sinsedimentaria norica nel settore compreso fra il Lago d'Idro e il Lago di Garda*. Rend. Soc. Geol. It., **11** (1988), 225-230, 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*. Eni/Agip-Univ. Bologna, 102 pp., S. Donato Milanese.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) - *Structures and Kinematics of the Giudicarie-Val Trompia Fold and Thrust Belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sc. Geol., **47**, 95-109, Padova.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. C.N.R. Prog. Fin. Geodin. Pubbl. **414**, 23 pp., Milano.
- RAGAZZONI G. (1876) - *Profilo geognostico del pendio meridionale delle Alpi lombarde*. Comment. Ateneo Brescia (1875), 160-172, Brescia.
- RAGAZZONI G. (1881) - *Carta geologica della Provincia di Brescia*, alla scala 1:172.800, (carta manoscritta)
- RASSMUSS H. (1912) - *Zur Geologie der Val Adrara*. Zeit. Deut. Geol. Ges., **64**, 322-341, Berlin.
- RICHTHOFEN F. Von (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sankt Cassian und der Seisser Alpe in Süd Tyrol.*, 327 pp., Perthes, Gotha.
- ROEDER D. (1989) - *South- Alpine thrusting and trans- Alpine convergence*. In Coward M. P., Dietrich D. & Park R. G. (eds.), Alpine Tectonics. Geol. Soc. Spec. Pubbl., **45**, 211-227, London.
- ROEDER D. (1992) - *Thrusting and wedge growth, Southern Alps of Lombardia (Italy)*. Tectonophysics, **207**, 199-243, Amsterdam.
- ROSSETTI R. (1966) - *Ricerche stratigrafiche e strutturali sulla regione dolomitica a oriente del Lago d'Idro (Bresciano nord-orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17** (1965-67), 67-102, Pavia.
- 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 JADOU F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C. Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, , pp.74-82, Bergamo.
- ROTH P.H. (1983) - *Jurassic and lower Cretaceous calcareous nannofossils in the western North-Atlantic (Site 34): Biostratigraphy, preservation, and some observations on biogeography and palaeoenography*. Initial Report Deep Sea Drilling Project, 76587-621.
- SACCHI VIALLI G. & VAI A. (1958) - *Revisione della fauna triassica bresciana: la fauna dell'Antisico*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **8**, 41-91, Pavia.
- SACCO F. (1936) - *Il Glacialismo Lombardo*. L'Universo, anno **XVII**, (8-10), Firenze.
- SALOMON W. (1908) - *Die Adamellogruppe. I Teil.* - Abh. K. K. Geol. Reichsanstalt, **21**, f. 1, 1-403, Wien.
- SALOMON W. (1910) - *Die Adamellogruppe. II Teil.* - Abh. K. K. Geol. Reichsanstalt, **21**, f. 2,

- 1-603, 1 carta geol. 1:75.000, Wien.
- SARTI M., BOSELLINI A. & WINTERER E.L. (1992) – *Basin Geometry and Architecture of Tethyan Passive Margin, Southern Alps, Italy. Implications for Rifting Mechanisms*. In Watkins J.S., Zhiqiang F. & McMillen F. (eds.), *Geology and Geophysics of Continental Margins*. A. A. P. G. Mem., **53**, 241-258, Tulsa.
- SCHIROLLI P. (1990) - *Dati litologico-stratigrafici sul "Medolo" liassico a NW della Colma di Domaro in Val Trompia (Brescia)*. Atti Tic. Sc. Terra , **33**, 157-175, Ed. New Press-Como, Pavia.
- SCHIROLLI P. (1992) – *Note preliminari a uno studio stratigrafico-sedimentologico del Medolo giurassico nei dintorni di Brescia*. Ist. Lomb., Rend. Sc. Chim., Fis., Geol., Biol. e Mediche, **B**, **125** (1991), Milano.
- SCHIROLLI P. (1997) – *La successione liassica nelle Prealpi Bresciane centro-occidentali (Alpi Meridionali, Italia): stratigrafia, evoluzione paleogeografico-strutturale ed eventi connessi al rifting*. Atti Tic. Sc. Terra, Ser. Spec., **6**, 5-137, Ed. New Press-Como, Pavia.
- SCHIROLLI P. (2002a) – *Corso Rosso di Botticino*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della SGI. Accordo di programma SGN-CNR. Carta Geologica d'Italia 1:50000. Catalogo delle formazioni – Unità validate. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (III), 21-29, Roma.
- SCHIROLLI P. (2002b) *Calcare di Domaro*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della SGI. Accordo di programma SGN-CNR. Carta Geologica d'Italia 1:50000. Catalogo delle formazioni – Unità validate. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (III), 51-60, Roma.
- SCHIROLLI P. (2002c) – *Encrinite di Rezzato*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della SGI. Accordo di programma SGN-CNR. Carta Geologica d'Italia 1:50000. Catalogo delle Formazioni – Unità validate. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (III), 155-163, Roma.
- SCHIROLLI P. (2007a). *Corna*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., GropPELLI G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VI), 73-78, Roma.
- SCHIROLLI P. (2007b).– *Medolo*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., GropPELLI G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VI), 79-88, Roma.
- SCHÖNBORN G. (1992) – *Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps*. Mem. Sc. Geol., **44**, 229-393, Padova.
- SCHUURMAN W.M.L. (1979) – *Aspect of Late Triassic palinology. 3. Palynology of latest Triassic and earliest Jurassic deposits of northern Limestone Alps in Austria and southern Germany, with special reference to a palynological characterization of the Rhaetian Stage in Europe*. Rev. Paleob. Palyn., **27**, 53-75, Amsterdam.
- SCIUNNACH D. (2007a) – *Servino*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., GropPELLI G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VI), 33-41, Roma.
- SCIUNNACH D. (2007b) – *Selcifero Lombardo*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., GropPELLI G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VII), 136-146, Roma.
- SCIUNNACH D. (2007c) – *Radiolariti del Selcifero Lombardo*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., GropPELLI G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VII), 147-157, Roma.
- SCIUNNACH D. (2007d) – *Rosso ad Aptici*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., GropPELLI G., Manetti P. & Petti F.M. (eds.), Carta Geologica

- d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (VII), 158-167, Roma.
- SCUDELER BACCELLE L. (1972). *Formazione di Livinallongo*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, Formazioni Geologiche, XCII (1971-Suppl.), fasc. VI, 73-86, Nuova Tecn. Grafica, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1939), - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 47 Brescia*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato- Direzione Generale delle Miniere.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954), - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 33 Bergamo*. Roma
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1966), - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 46 Treviglio (II Edizione)*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato- Direzione Generale delle Miniere.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968), - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 47 Brescia (II Edizione)*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato- Direzione Generale delle Miniere.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970), - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 34 Breno*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato- Direzione Generale delle Miniere.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Quaderni Serie III, 1* - Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento, 203 pp.
- SHACKLETON N.J. & HALL M.A. (1984) - *Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project Hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history*. In: Roberts D.G., Schitker D. et al. (1981). Initial reports Deep Sea Drilling Project, **81**, 599-609, U.S. Govern. Print Off. Washington.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnb., **56**, 37-65, Leiden.
- SPECIALE A. (1967)- *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. XXI. *Fossili del Trias medio delle Valli Trompia e Sabbia*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**, 1055-1140, Milano.
- STOPPANI A. (1857) - *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. Vol. di 461 pp., 4 tavv., Tipogr. Turati, Milano.
- STOPPANI A. (1859) - *Rivista geologica della Lombardia in rapporto con la carta geologica di questo paese pubblicata dal cavaliere Francesco de Hauer*. Vol. di 128 pp., Tipogr. Bernardoni, Milano.
- STOPPANI A. (1860-65) - *Géologie et paléontologie des couches à Avicula contorta en Lombardie*. Vol. di 267 pp., Tipogr. Bernardoni, Milano.
- SUC J.P. & ZAGWIJN W.H. (1983) - *Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to biostratigraphic and paleoclimatic data*. Nature, **307**, 429-432.
- Suess E. (1869) - *Über das Rothliegende im Val Trompia*. Sitzber. K. Ak. Wiss., Math.-Nat. Kl., s. 1, **59**, 107-119, Wien.
- THIERSTEIN H.R. (1971) - *Tentative Lower Cretaceous calcareous nannofossil zonation*. Eclogae geol. Helv., **64**, 459-488, Basel.
- THIERSTEIN H.R. (1973) - *Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy*. Abh. Geol. Bundesanstalt, **29**, 1-52, Wien.
- THIERSTEIN H.R. (1975) - *Calcareous nannoplankton biostratigraphy at the Jurassic-Cretaceous boundary*. Mem. BRGM, **86**, 84-94, Orléans.
- TILMANN N. (1907) - *Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia*. Inaug. Dissert., Bonn.
- TILMANN N. (1909) - *Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Monte Guglielmo*. Monatsber. Deutsch. Geol. Ges., **6**, 198-216, Berlin.
- TILMANN N. (1915) - *Zur Tektonik des Monte Guglielmo und der mittleren Val Trompia*. Zeit. Deutsch. Geol. Ges., **66** (1914), 302-317, Berlin.
- TOMMASI A. (1903) - *Revisione della fauna a molluschi della Dolomia principale di*

- Lombardia*. Palaeont. Ital., **9**, 95-124, Pisa.
- TROMBETTA G.L. & BOTTONI D. (1993) – *Analisi di facies in 3D in un bacino intrapiattaforma del Norico della Lombardia (Valvestino, Prealpi Bresciane)*. Mem. Sc. Geol., **45**, 149-164, Padova.
- VECCHIA O. (1944-45) – *Una fauna retico-liassica della sponda occidentale Sebina (Bergamo)*. Riv. It. Paleont., **50**, n.4, 1-13 e **51**, n. 1, 1-14, Milano.
- VECCHIA O. (1946) - *Sulla presenza del Lotaringiano nel "Medolo" del Montisola (Sebino - Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **52**, 14-28, Milano.
- VECCHIA O. (1948) - *Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici. I. Introduzione*. Riv. It. Paleont. Strat., **54**, 1-18, Milano.
- VECCHIA O. (1949) – *Il liassico sudalpino lombardo. Studi stratigrafici. II. Regione tra il Sebino e la Val Cavallina*. Riv. It. Paleont. Strat., **55**, 89-113, Milano.
- VECCHIA O. (1950a) – *Stratigrafia retica del Sebino occidentale*. Riv. It. Paleont. Strat., **56**, 37-53, Milano.
- VECCHIA O. (1950b) - *Tettonica della Conca Sebina in Lombardia*. Atti Soc. It. Progr. Sc., 42 riun. (novembre 1949), 49 pp., Roma.
- 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.
- VERCESI P.L. (1979) - *Calcareniti e calciruditi nel "Medolo" della Val Lumezzane (Brescia)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **27**, 105-110, Pavia.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chem. Geol., **20**, 325-343, Amsterdam.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **65**, 394-421, Tulsa.
- WISSMANN H.L. (1841) – In: Münster G., *Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-kunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian*. Münsters Beiträge zur Petrefactenkunde, n. **4**, 152 pp., Bayreuth.
- WOPFNER H. (1984) – *Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis*. Geol. Rund., **73**, 259-277, Stuttgart.