



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 076

LECCO

a cura di

M. Gaetani⁽¹⁾, D. Sciunnach⁽²⁾, A. Bini⁽¹⁾, S. Rossi⁽³⁾

con contributi di

D. Corbari^(2,4)

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

⁽²⁾ Regione Lombardia

⁽³⁾ Consulente di Regione Lombardia

⁽⁴⁾ Provincia di Cremona

Ente realizzatore



**Regione
Lombardia**

Direttore 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

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: **A. Gregnanin**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – ISPRA:

Revisione scientifica:

E. Chiarini, L. Martarelli, R.M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo; R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

D. Tacchia (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. Guarneri, S. Minnella, S. Racchetti, D. Sciunnach, 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 LETTERATURA E CARTOGRAFIA GEOLOGICHE	
PRECEDENTI.....	11
1. - IL RICONOSCIMENTO INIZIALE.....	11
2. - IL CONSOLIDAMENTO DELLE CONOSCENZE	12
3. - LE RICERCHE NEGLI ULTIMI 50 ANNI	13
3.1 - LE SUCCESSIONI ROCCIOSE	13
3.2 - LE INTERPRETAZIONI STRUTTURALI	15
3.3 - I DEPOSITI SUPERFICIALI	16
III INQUADRAMENTO GEOLOGICO E MORFOLOGICO	19
1. - GEOLOGIA.....	19
2. - GEOMORFOLOGIA	22
2.1 - BACINO DEL FIUME ADDA	23
2.1.1. - <i>La valle del Lago di Lecco</i>	23
2.1.2. - <i>Il Gruppo delle Grigne</i>	23
2.1.3. - <i>La Valsassina</i>	24
2.1.4. - <i>Il carsismo del Gruppo delle Grigne, della Valsassina, dei Piani di Bobbio e di Artavaggio</i>	25
2.2 - BACINO DEL FIUME BREMBO	25
IV STRATIGRAFIA.....	27
1. - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI	27
1.1 - GNEISS DI MORBEGNO (MOB)	27
1.2 - QUARZODIORITE DI VAL BIANDINO (BAN)	29
1.3 - GRANITO DELLA VALLE SAN BIAGIO (GBI)	31
2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI..	32
2.1 - GRUPPO DEI LAGHI GEMELLI	32
2.1.1. - <i>Vulcanite del Monte Cbianca</i> (VUC)	32
2.1.2. - <i>Formazione del Pizzo del Diavolo</i> (FPZ)	34
2.2 - VERRUCANO LOMBARDO (VER)	37
2.3 - SERVINO (SRV)	38
2.4 - CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV).....	40
2.5 - CALCARE DI ANGOLO (ANG).....	41
2.6 - CALCARE DI CAMORELLI – LITOFACIES DOLOMITICA(CMR_A)	42
2.7 - FORMAZIONE DI BELLANO (BLN).....	44
2.8 - CALCARE DI PREZZO (PRZ).....	45
2.9 - FORMAZIONE DI ESINO (ESI).....	47
2.10 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC).....	53
2.11 - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN).....	55
2.12 - CALCARE DI PERLEDO-VARENNA (CPV).....	56
2.13 - CALCARE ROSSO (KLR).....	57
2.14 - FORMAZIONE DI BRENO (BRE).....	58
2.15 - CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)	59
2.16 - ARENARIA DI VAL SABBIA (SAB)	60

2.17 - FORMAZIONE DI GORNO (GOR)	63
2.18 - FORMAZIONE DI SAN GIOVANNI BIANCO (SGB)	64
2.19 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)	66
2.20 - GRUPPO DELL'ARALALTA.....	68
2.20.1. - <i>Dolomie Zonate</i> (DZN).....	69
2.20.2. - <i>Calcare di Zorzino</i> (ZOR).....	70
2.21 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTÒ (ARS).....	71
2.22 - CALCARE DI ZU (ZUU).....	73
2.23 - FORMAZIONE DELL'ALBENZA (ALZ)	76
2.24 - CALCARE DI SEDRINA (SED)	77
2.25 - GRUPPO DEL MEDOLO	78
2.25.1. - <i>Calcare di Moltrasio</i> (MOT).....	78
2.25.2. - <i>Calcare di Domaro</i> (DOM)	80
2.26 - CALCARE DI MORBIO (KMO).....	81
2.27 - ROSSO AMMONITICO LOMBARDO (RAL)	82
2.28 - FORMAZIONE DI SOGNO (SOG).....	83
2.29 - GRUPPO DEL SELCIFERO LOMBARDO (SM).....	84
2.29.1. - <i>Radiolariti del Selcifero Lombardo</i>	87
2.29.2. - <i>Rosso ad Aptici</i>	88
2.30 - MAIOLICA (MAI).....	89
2.31 - MARNA DI BRUNTINO (BRU).....	90
2.32 - SASS DE LA LUNA (SDL)	90
2.33 - FORMAZIONE DI SORISOLE (FSE).....	91
2.34 - GRUPPO DEL CANTO	93
2.34.1. - <i>Formazione di Gavarno</i> (GVR).....	93
2.34.2. - <i>Flysch di Pontida</i> (PTD).....	96
2.35 - ARENARIA DI SARNICO (SAR)	98
3. - FILONI E PICCOLE MASSE IGNEE.....	100
3.1 - FILONI ANDESITICI NON FOLIATI (FN)	100
4. - SINTESI DEI DATI STRATIGRAFICI: IL DIAGRAMMA DI GEOHISTORY	101
5. - DEPOSITI NEOGENICO - QUATERNARI	104
5.1 - PREMESSA.....	104
5.2 - UNITÀ DEL BACINO DELL'ADDA	109
5.2.1. - <i>Conglomerato del Zuc del Cant del Brug</i> (ZCB).....	109
5.2.2. - <i>Conglomerato di Rialba</i> (RAB).....	110
5.2.3. - <i>Conglomerato di Ponte della Folla</i> (PFL).....	110
5.2.4. - <i>Conglomerato del Pialeral</i> (IAL)	111
5.2.5. - <i>Conglomerato di Ponte della Vittoria</i> (PVT).....	112
5.2.6. - <i>Conglomerato del Pioverna</i> (PVO).....	114
5.2.7. - <i>Conglomerato della Valle dei Molini</i> (VMI)	115
5.2.8. - <i>Travertino di Necrebbio</i> (NEC).....	116
5.2.9. - <i>Supersintema della Colma del Piano</i> (CM).....	116

5.2.9.1. - Formazione di Fucine (CFU)	118
5.2.9.2. - Altre unità del Supersintema della Colma del Piano.....	122
5.2.10. - <i>Supersintema dei Laghi</i>	124
5.2.10.1. - Sintema dei Piani Di Bobbio (LBB).....	124
5.2.10.2. - Sintema della Foppa del Ger (LFG)	124
5.2.10.3. - Sintema di Sasso Cavallo (SSV).....	125
5.2.10.4. - Sintema di Cantù (LCN).....	125
5.3. UNITÀ DEL BACINO DEL BREMBO	128
5.3.1. - <i>Conglomerato di Frola</i> (FRX).....	128
5.3.2. - <i>Conglomerato de La Torre</i> (TOE).....	129
5.3.3. - <i>Gruppo di Camerata Cornello</i> (LL).....	129
5.3.4. - <i>Formazione di Piazza d'Alben</i> (PDA).....	132
5.3.5. - <i>Travertino di Olda</i> (TLD).....	133
5.3.6. - <i>Supersintema della Colma del Piano</i> (CM).....	134
5.3.7. - <i>Supersintema di Lenna</i> (LE).....	134
5.4. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	136
5.4.1. - <i>Alteriti</i> (b₆).....	136
5.4.2. - <i>Gruppo del Culmine</i> (CU)	137
5.4.2.1. - <i>Conglomerato di Laorca</i> (BNL)	140
5.4.2.2. - <i>Conglomerato di Corna Coegia</i> (CEG)	141
5.4.3. - <i>Gruppo della Valle Dei Tetti</i> (TE)	142
5.4.4. - <i>Gruppo di Prato Grande</i> (GR)	143
5.4.5. - <i>Supersintema di Palazzago</i> (PA).....	145
5.4.6. - <i>Sintema del Po</i> (POI)	146
V TETTONICA	149
1. INQUADRAMENTO STRUTTURALE	149
2. - GEOMETRIA DEI DISTRETTI STRUTTURALI.....	152
2.1 - ANTICLINALE OROBICA.....	152
2.2 - UNITÀ ALLOCTONE ANISICO-CARNICHE	155
2.3 - UNITÀ ANISICO-CARNICHE DI ALLOCTONIA INCERTA.....	157
2.4 - UNITÀ ALLOCTONE NORICHE	158
2.5 - “PARAUTOCTONO” DELLE PREALPI LOMBARDE	160
2.6 - FLESSURA FRONTALE	162
3. - GEOMETRIA E CRONOLOGIA RELATIVA DELLE FAGLIE MAGGIORI.....	162
3.1 - LINEA DEL FAGGIO.....	162
3.2 - SOVRASCORRIMENTO DELLA GRIGNA SETTENTRIONALE	163
3.3 - FAGLIA DI VALTORTA	164
4. - CINEMATICA DEI DISTRETTI STRUTTURALI	164
5. - CENNI DI DINAMICA ED EVOLUZIONE CROSTALE.....	165
VI ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI	167
1. - RISCHI NATURALI	167

1.1 - FRANE	167
1.2 - FENOMENI ALLUVIONALI	170
1.3 - VALANGHE	170
1.4 - SISMICITÀ	171
2. - RISORSE NATURALI	171
2.1 - ACQUE SOTTERRANEE	171
2.2 - CAVE	173
2.3 - MINIERE	174
2.4 - PATRIMONIO GEOLOGICO.....	175
3. - GRANDI OPERE D'ARTE.....	176
3.1 - TUNNEL	176
3.2 - STRADE	178
3.3 - FERROVIE	178
3.4 - FUNIVIE	178
3.5 - DIGHE.....	179
BIBLIOGRAFIA.....	181
VII ABSTRACT	201
VIII ENGLISH LEGEND.....	203

I INTRODUZIONE

(a cura di M. Gaetani, A. Bini, D. Corbari)

Il Foglio 76 – “Lecco” della Carta Geologica d’Italia a scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge n. 67/1988), per mezzo di una convenzione tra il Servizio Geologico d’Italia e la Regione Lombardia. Con un’estensione di circa 570 km², esso si localizza in Lombardia nord-occidentale, interessando l’area compresa tra le Prealpi Orobic a N, la “flessura frontale” a S, il Lago di Lecco a O e la Val Brembana a E.

In termini orografici esso copre un settore centro-occidentale delle Alpi Meridionali, del quale presenta una panoramica geologica molto ampia. Vi è rappresentata una porzione sia pur piccola del basamento cristallino con il plutone varisico della Val Biandino e relative rocce incassanti, e tutta la copertura sedimentaria, per uno spessore non inferiore ai 10 km. Quest’ultima si estende dal Gruppo dei Laghi Gemelli, già Formazione di Collio *Auct.*, del Permiano Inferiore sino all’arenaria di Sarnico del Cretacico superiore (Coniaciano). Anche per quanto concerne i depositi superficiali presenta ampia varietà di contesti deposizionali, con la parte O, Lario e Valsassina, connessa al grande sistema fluviale e glaciale del bacino del F. Adda, mentre la parte E ebbe evoluzione dettata da fattori più locali, nell’ambito del bacino del F. Brembo.

L’evoluzione strutturale della regione è stata palestra di idee e di modelli per generazioni di geologi, con i classici sovrascorrimenti delle Grigne, individuati già alla fine del 1800.

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali (Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, Vol. 1), adattandosi alle necessità e opportunità poste dai problemi geologici incontrati. Il

rilevamento è stato eseguito alla scala 1:10.000 sulla Carta Tecnica Regionale della Regione Lombardia¹, separando le aree di effettivo affioramento dei corpi cartografati dalle aree dove la loro presenza è solo interpretata. Durante la trasposizione alla scala 1:50.000 in cui il foglio viene pubblicato, si sono dovute eseguire semplificazioni e accorpamenti. Tuttavia, eventuali dettagli non rappresentati sono conservati nella base informatizzata e potranno essere pubblicati nelle Sezioni 1:10.000 a cura della Regione Lombardia.

Il rilevamento è stato eseguito per quanto concerne il substrato da DARIO SCIUNNACH e GIAN BARTOLOMEO SILETTO (Regione Lombardia, Infrastruttura per l'Informazione Territoriale), MAURIZIO GAETANI (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano) e STEFANO ROSSI (consulente della Regione Lombardia). I depositi superficiali sono stati cartografati da ALFREDO BINI (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano), e da STEFANO ROSSI e RICCARDO ROSSI (consulenti della Regione Lombardia).

I rilevamenti originali d'autore sono stati digitalizzati mediante il sistema CarGEO, un applicativo dedicato realizzato dalla Regione Lombardia, in collaborazione con Lombardia Informatica S.p.A., negli ambienti ArcView GIS® e Access®, messi in comunicazione tra loro mediante maschere di Visual Basic®.

Il rilevamento del substrato è stato condotto con il supporto concettuale di una litostratigrafia consolidata, anche se è stato necessario introdurre alcuni termini litostratigrafici nuovi. La campionatura è stata condotta in modo da ottenere una distribuzione quanto più omogenea dei campioni e in ogni caso in corrispondenza di litologie incerte o di rilevante interesse: sono state ricavate 167 sezioni sottili sulle quali sono state condotte analisi litologiche, petrografiche e geochimiche.

Nell'assemblaggio dei rilievi sono state utilizzate, per confronto, le ortofoto digitali più aggiornate e, per alcuni settori del lecchese, il censimento dei dissesti della Regione Lombardia in formato vettoriale. Tali osservazioni si sono rivelate particolarmente utili in fase di elaborazione cartografica, per determinare l'esatta distribuzione areale di forme e processi che interessano ampie porzioni del territorio, difficilmente

¹ In particolare, sono state utilizzate le sezioni: B4d1 (Esino Lario), B4d2 (Le Grigne), B4d3 (Mandello del Lario), B4d4 (Lecco), B4d5 (Oggiono), B4e1 (Introbio), B4e2 (Barzio), B4e3 (Ballabio), B4e4 (Monte Resegone), B4e5 (Calolziocorte), C4a1 (Valtorta), C4a2 (Piani di Artavaggio), C4a3 (Taleggio), C4a4 (Locatello), C4a5 (Brembilla), C4b1 (Piazzatorre), C4b2 (Piazza Brembana), C4b3 (San Giovanni Bianco), C4b4 (San Pellegrino), C4b5 (Zogno). Nel testo che segue, la toponomastica riferita alla base topografica IGM 1:50 000 è stata integrata, nella sola area delle Grigne, grazie alla mappa in scala 1:20 000 TOURING CLUB ITALIANO (1980).

cartografabili nella loro interezza con il solo rilevamento di terreno.

Un limitato numero di datazioni è stato ottenuto tramite analisi biostratigrafiche (palinomorfi, nannoplankton) e geochimiche (U/Th su calcite). Si è infatti incontrato un elevato numero di campioni sterili dal punto di vista pollinico, e un'incidenza del 40% di datazioni radiometriche non affidabili a causa di rapporti isotopici anomali. A ciò si deve premettere che la scelta di effettuare determinazioni è sempre stata subordinata all'effettiva necessità di questi dati e all'interesse dei problemi ai quali avrebbero potuto fornire soluzioni.

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati rilevati ex-novo alla scala 1:10.000; in particolare essi sono stati:

- caratterizzati dal punto di vista sedimentologico, stratigrafico, petrografico e dell'alterazione;

- gerarchizzati in Supersintemi/Sintemi, Gruppi/Formazioni e unità informali, a seconda dei caratteri dei sedimenti di volta in volta cartografati e delle problematiche affrontate;

- suddivisi sulla base dei bacini di appartenenza, laddove tale distinzione risulta 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*).

La Sottocommissione di Stratigrafia del Quaternario della IUGS (Internationale Union of Geological Sciences) ha recentemente ratificato la delibera di fissare la base del Sistema/Periodo alla base del Piano/Età Gelasiano (GIBBARD *et alii*, 2009). Poiché le note e la legenda erano già state scritte, si mantiene la precedente classificazione del Quaternario.

II LETTERATURA E CARTOGRAFIA GEOLOGICHE PRECEDENTI

(a cura di M. Gaetani e A. Bini)

L'area compresa nel Foglio Lecco è una area molto significativa nel Sudalpino della Lombardia anche dal punto di vista dello sviluppo concettuale della geologia. È forse lecito far risalire a LEONARDO DA VINCI le prime rappresentazioni, quando nel Codice di Windsor disegnò degli strati di roccia molto contorti. L'ispirazione potrebbe aver avuto origine dagli strati ripiegati che si osservano sul versante S del M. Mudarga tra Erve e Maggianico, entro il Calcare del Domaro.

Lo sviluppo delle conoscenze si può suddividere in tre periodi: una fase iniziale di riconoscimento dei tratti geologici principali, una seconda fase in cui si organizza soprattutto la classificazione stratigrafica e infine una terza in cui, all'affinamento dei dati e relative interpretazioni stratigrafiche, petrografiche e sedimentologiche, si affianca un approfondito studio dell'assetto strutturale. Proprio l'area del Foglio Lecco assume in questa fase un valore paradigmatico per i modelli cinematici. Anche lo studio dei depositi superficiali della conca di Barzio ha avuto larga rilevanza.

1. - IL RICONOSCIMENTO INIZIALE

Si possono ricordare osservazioni locali a cura di BALSAMO CRIVELLI (1839), CURIONI (1844), ESCHER v. D. LINTH (1853), ma il primo importante contributo fu dato da STOPPANI, le cui monografie sulla fauna di Esino Lario (1857, 1858-1860) e sugli strati a *Rhaetavicula contorta* dell'Azzarola (M. Barro) (1860-65) si basano su località incluse nel foglio.

Purtroppo, a fianco di una buona descrizione paleontologica, la ricostruzione stratigrafica e soprattutto strutturale furono largamente inadeguate, come dimostra anche la carta geologica di SPREAFICO, NEGRI & STOPPANI (in TARAMELLI, 1880) alquanto imprecisa. La precedente carta geologica di HAUER (1858) alla scala 1: 458.000 si limitava alla separazione tra cristallino e coperture sedimentarie.

Gli studiosi italiani che operarono nell'area furono TARAMELLI (Università di Pavia) e STOPPANI (Museo Civico di Storia Naturale di Milano). Usciti loro di scena verso la fine del secolo, le ricerche da parte italiana furono solo marginali. Invece la zona venne percorsa da studiosi austriaci (BITTNER e MOJSISOVICS) che visitarono Piazza Brembana e la V. Meria (MOJSISOVICS, 1880; BITTNER, 1890) e da studiosi tedeschi (BENECKE, 1876, 1885; PHILIPPI, 1895, 1897). Quale risultato si ebbe una prima ragionevole descrizione della stratigrafia del Gruppo delle Grigne e anche il riconoscimento degli accavallamenti delle Scaglie delle Grigne.

2. - IL CONSOLIDAMENTO DELLE CONOSCENZE

La seconda fase grosso modo coincide con la prima metà del Novecento. Essa consistette nella stabilizzazione della ricostruzione stratigrafica e in rilevamenti sistematici, che iniziarono a impostare la descrizione dell'assetto strutturale. Gli italiani ritornano sulla scena con i contributi di MARIANI (1902), DE ALESSANDRI (1902), STOLZ (1925) sulle Grigne, di AIRAGHI (1910) e BUSSANDRI (1911) sul M. Barro. Impulso alle conoscenze venne anche dalla Adunanza della Società Geologica Italiana a Lecco (CERMENATI, 1911). Per le zone al margine O del foglio, si deve anche ricordare la carta alla scala 1:25.000 di RASSMUSS (1912). Ma forse i contributi più autorevoli furono quelli di PORRO (1897, 1898, 1903, 1933), in particolare la carta del crinale orobico, anche se riguarda solo marginalmente il foglio. La sua opera si distingue per l'accuratezza e modernità di vedute.

Dopo la parentesi della Grande Guerra, le ricerche ripresero fruttuose. Da parte italiana furono allestiti 2 fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Nel F. 32 "Como" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1934), che comprende le Grigne e il Lecchese, purtroppo vennero introdotte le improbabili interpretazioni di REDINI (1934) sulle Grigne, ove non vengono riconosciuti gli accavallamenti delle tre scaglie. Il F. 6 "Passo dello Spluga" tocca solo marginalmente la V. Muggiasca, ma è significativa la modernità di vedute di MERLA (1933). Studiosi delle due istituzioni in precedenza attive, Università di Pavia e Museo di Milano, furono poco presenti in questa fase. Si affacciò sulla scena invece un nuovo attore, il neonato Istituto di Geologia dell'Università di Milano. DESIO produsse subito una

eccellente sintesi sulla geologia dell'Albenza (1929), che interessa il margine S del foglio, ma poi si dedicò a tante altre attività.

A partire dagli anni '30, le nostre montagne furono percorse da una nuova figura, lo studente di dottorato. La prima sintesi autorevole sulle Grigne fu presentata da E. TRÜMPY (1930), dell'ETH di Zurigo, che produsse anche una carta geologica schematica. Lungo il crinale orobico iniziarono la loro attività gli studenti della scuola di Leiden, Olanda. JONG (1928) si interessò dell'area a N della V. Stabina, COSIJN (1928) del complesso distretto strutturale di Olmo al Brembo, BUNING (1932), scrisse una monografia sulla V. Muggiasca, mentre CROMMELIN (1932) studiò alta Valsassina e V. Biondino. L'insieme delle ricerche della scuola di Leiden fu sintetizzato in una carta alla scala 1:50.000, con annesse note illustrative, da DE SITTER & DE SITTER KOOMANS (1949). Non solo vennero riconosciute le principali suddivisioni stratigrafiche, ma fu tentata anche una classificazione e interpretazione dei principali elementi strutturali. Essi sarebbero formati da grandi blocchi suddivisi da faglie subverticali nel basamento, su cui le coperture sedimentarie scivolano per gravità da N verso S.

Conclude questa seconda fase la pubblicazione del F. 33 Bergamo della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954). Il settore brembano del Foglio Lecco alla scala 1:50.000 è compreso in questa carta. Gli elementi fondamentali della successione stratigrafica sono tutti riconosciuti e anche la definizione degli elementi strutturali è abbastanza adeguata. Non ne viene tuttavia tentata una interpretazione attraverso modelli di tettonica globale.

3. - LE RICERCHE NEGLI ULTIMI 50 ANNI

Conviene trattare separatamente stratigrafia e petrografia delle successioni, il loro assetto strutturale e infine la geologia dei depositi superficiali.

3.1 - LE SUCCESSIONI ROCCIOSE

Il basamento cristallino, che è rappresentato nel Foglio Lecco solo nella sua parte più settentrionale, venne studiato per gli aspetti geologico-strutturali da PASQUARÈ (1967), mentre il gruppo di ricerca di MOTTANA ne esaminò aspetti mineralogici e petrologici (MOTTANA *et alii*, 1985; DE CAPITANI, 1982; DE CAPITANI & LIBORIO, 1988), nonché radiometrici (DE CAPITANI *et alii*, 1988).

La successione sedimentaria era stata definita nei termini essenziali, ma la necessità affermata negli anni '60 di separare litostratigrafia da bio- e cronostatigrafia, impose un ripensamento del quadro litostratigrafico. I

giovani assistenti di DESIO rapidamente aggiornarono lo schema stratigrafico del Permo-Trias per l'intero sudalpino lombardo (CASATI, 1964; GNACCOLINI, 1964, 1965; ASSERETO & CASATI, 1965; CASATI & GNACCOLINI, 1967). A questi articoli seguirono ulteriori contributi da parte di studiosi di diverse Università, relativi a formazioni del gruppo delle Grigne o dell'area lariana (GIANOTTI, 1968; PASQUARÉ & ROSSI, 1969, 1974; GAETANI, 1982; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1983; FARABEGOLI & DE ZANCHE, 1984) e della V. Brembana (ASSERETO & KENDALL, 1977; ASSERETO *et alii*, 1977). Meno sistematica fu la revisione delle unità giurassiche (PASQUARÉ, 1965; FRANCANI, 1967; GAETANI, 1975; GAETANI & POLIANI, 1978).

Le successioni cretatiche furono le ultime a essere riconsiderate. La base di partenza era il lavoro di VENZO (1954). GELATI e i suoi allievi proposero la nuova classificazione, che viene prevalentemente seguita anche in questo foglio (GELATI *et alii*, 1982). Ulteriori progressi vennero forniti nelle tesi di dottorato di BERSEZIO (1986) e FORNACIARI (1986) sintetizzate in BERSEZIO & FORNACIARI (1987) e BERSEZIO *et alii* (1990, 1993).

Accanto alla migliore formulazione della classificazione stratigrafica, procedette l'analisi sedimentologica e relativa interpretazione dell'evoluzione deposizionale e paleogeografica. Ricordiamo le sintesi di JADOUL & ROSSI (1982) per l'intera Lombardia, quella di GAETANI *et alii* (1987) per il settore lariano e l'interpretazione sequenziale di GAETANI *et alii* (1998). Affinamenti per specifici intervalli stratigrafici si ebbero con i numerosi articoli di JADOUL soprattutto sul Triassico superiore dell'area brembana (JADOUL & DE BONIS, 1982; JADOUL, 1986; JADOUL & FRISIA, 1988; JADOUL *et alii*, 1994; GALLI *et alii*, 2007; JADOUL & GALLI, 2008), il minuzioso studio sui terrigeni carnici (GARZANTI, 1985a, b; GARZANTI & PAGNI FRETTE, 1991), gli studi di MUTTI sul calcare Rosso in V. Brembana (1992, 1994), l'indagine sul calcare di Perledo-Varenna di GAETANI *et alii* (1992), lo studio petrofisico di LANDRA *et alii* (2000) sulla Grigna settentrionale. La successione permo-anisica dell'alta Valsassina e dell'Anticlinale Orobica è stata oggetto di rivisitazione recente (SCIUNNACH *et alii*, 1996, 1999; SCIUNNACH, 2001a, b, 2003).

RODEGHIERO *et alii* (1987) investigarono le mineralizzazioni a Pb-Zn tra Mandello e Ballabio, ospitate nelle successioni triassiche. Le mineralizzazioni a barite di Cortenova sono invece trattate nella monografia di TIZZONI (1998).

Infine l'ultimo contributo, di prima grandezza, è offerto dalla carta geologica alla scala 1:50.000 della Provincia di Bergamo e relative note illustrative (JADOUL *et alii*, 2000), che forniscono un quadro aggiornato e sintetico delle successioni, in larga misura presenti anche nel Foglio Lecco.

Pertanto attualmente si può ritenere che l'inquadramento stratigrafico sia

sufficientemente affinato e consolidato e che l'interpretazione sedimentologica e paleoambientale per numerose formazioni, ma non per tutte, sia adeguata. Sembra necessario auspicare un rinnovato impegno nell'analisi biostratigrafica ad alta risoluzione e nel relativo studio paleontologico, che per alcuni gruppi faunistici non si rinnova da decenni.

3.2 - LE INTERPRETAZIONI STRUTTURALI

L'area del Foglio Lecco è stata un'area chiave per la formulazione delle interpretazioni strutturali del Sudalpino Lombardo.

Se alcuni lineamenti erano stati riconosciuti nel gruppo delle Grigne già un secolo or sono (BENECKE, 1896; PHILIPPI, 1896; PORRO, 1903) e poi ribaditi da TRÜMPY (1930), JONG (1928), BUNING (1932), WENNEKERS (1932) e dai fogli della cartografia ufficiale alla scala 1:100.000 (con l'eccezione del F. Como), il primo tentativo coerente di interpretazione fu quello degli olandesi (DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949).

Il modello proposto considerava i principali elementi strutturali formanti grandi blocchi suddivisi da faglie subverticali che interessano il basamento, su cui scivolano per gravità le coperture sedimentarie da N verso S. Tale modello escludeva significativi raccorciamenti crostali e la sua ulteriore teorizzazione venne presentata da DE JONG (1967), che utilizzò proprio le Grigne quale paradigma del modello, immaginando un grande basculamento con innalzamento della porzione settentrionale e scivolamento con impilamento della copertura sedimentaria verso S. La maggior parte degli Autori Italiani si accodò abbastanza acriticamente a questa interpretazione (CASATI & GNACCOLINI, 1967; CASATI, 1968; PASQUARÈ & ROSSI, 1969; FRANCANI, 1971; ROSSI, 1975). Una voce discorde fu quella di GIANOTTI (1968) che rifiutò il modello degli scivolamenti gravitativi, invocando per le Grigne un sistema di faglie inverse che interessavano anche il basamento.

Sulla spinta degli studi del Progetto Geodinamica del CNR, GAETANI & JADOUL (1979) respinsero l'idea della gravità quale motore principale della strutturazione delle Prealpi, invocando invece ampi raccorciamenti crostali, anche dell'ordine del 100%. Tale concetto venne travasato nei fogli del modello strutturale (Como: GAETANI & GIANOTTI, 1981; Bergamo: GAETANI *et alii*, 1981). Abbandonata rapidamente l'idea dello scivolamento gravitativo quale motore principale dell'orogenesi e sostituita come causa della deformazione la convergenza litosferica, gli anni '80 videro il fiorire di articoli che cercavano da un lato di descrivere in dettaglio le varie strutture e dall'altro di definire modelli evolutivi complessivi. Alla prima categoria appartengono gli articoli di GIANOTTI & PEROTTI (1987), SCHÖNBORN & LAUBSCHER (1987), JADOUL & GAETANI (1987), GAETANI & JADOUL (1987), FORCELLA & JADOUL (1990). Questa fase si concluse con l'esauritivo studio di SCHÖNBORN (1990, 1992) che ricopre in larga parte

l'area del F. Lecco. LAUBSCHER (1985) teorizzò l'importanza della tettonica pellicolare nelle Grigne e in Valsassina, per spiegare la strutturazione delle potenti successioni sedimentarie, ma con significativo coinvolgimento del basamento cristallino. ROEDER (1989, 1990) applicò un modello analogo, ma in modo più teorico e meno aderente ai dati di terreno. Il profilo CROP 2 - Alpi Centrali, (MONTRASIO *et alii*, 1994) fu eseguito seguendo l'asse della V. Brembana, quindi lungo il margine E del foglio. Esso offre qualche spunto di interpretazione e discussione, ma non tutte le potenzialità del progetto furono sviluppate. La piena comprensione della cronologia e della modalità di deformazione tuttavia richiedono lo studio di regioni ben più vaste di quella di un singolo foglio scala 1:50.000. Per una discussione generale sullo stile strutturale delle Prealpi Bergamasche e Lariane si veda FORCELLA & JADOUL in JADOUL *et alii* (2000).

3.3 - I DEPOSITI SUPERFICIALI

Cenni ai depositi quaternari del Foglio Lecco sono presenti nei lavori di molti autori del XIX secolo e della prima metà del XX, ma il primo lavoro sistematico sul Quaternario del territorio è quello di ESPOSTI (1939) cui seguono i lavori di NANGERONI (1954, 1969, 1970a, 1970b, 1971, 1972, 1974).

Quest'ultimo Autore sostiene che: *solo nella conca lecchese e nella Valsassina è possibile distinguere stratigraficamente tre formazioni quaternarie sovrapposte, di cui la inferiore lacustre-morenica, la intermedia conglomeratica alluvionale o fluvio-glaciale e la superiore nettamente morenica*. Ritene inoltre che: *il morenico di superficie si presenta ovunque sotto tre aspetti morfologici, cui corrispondono particolari caratteristiche, soprattutto altimetriche, e probabilmente anche cronologiche: a) morenico sparso scheletrico, nelle zone più elevate raggiunte dalle lingue glaciali. b) morenico a tipica forma di cordoni che normalmente sbarra un alto pianoro a forma semicircolare determinandone una conca, nella quale si sono spesso depositate argille, a testimonianza d'un lago di sbarramento morenico di lunga durata, ora scomparso. c) morenico a forma di terrazzi lungo le valli o lungo i terrazzi che scendono al lago*.

Sotto il morenico a cordoni e terrazzi individua le argille che interpreta come formazione glaciolacustre del Günz, a tetto di queste sono posti i conglomerati alluvionali cementati considerati come depositi fluviali del 1° interglaciale. Il morenico sparso è posto a 1350 m di quota sopra Colico e scende a 1000 m sopra Valmadrera. NANGERONI utilizza il modello di PENCK e BRUCKNER attribuendo il morenico sparso più elevato, alla glaciazione Mindell (II); quello sottostante, prevalentemente a cordoni, alla glaciazione Riss (III); e quello ancora più sottostante, prevalentemente a terrazzi, al Würm (IV). A ciò vanno aggiunte le argille glaciolacustri

attribuite dallo Stesso al Günz. NANGERONI (1971) (Fig. 1) e CHARDON (1969, 1975) (Fig. 2) interpretano entrambi il ripiano di Barzio, ma in modo completamente differente.

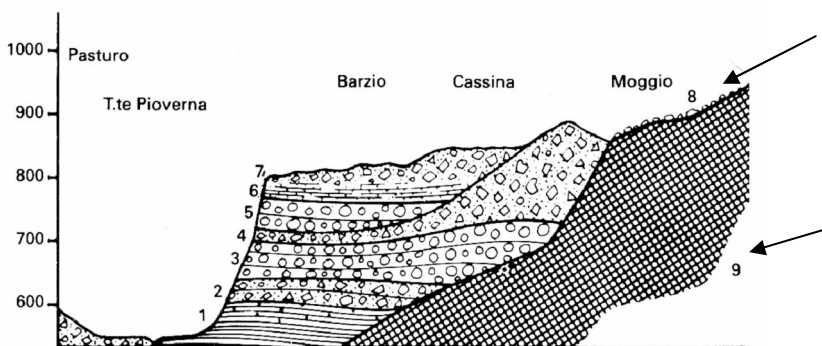


Fig. 1 – Interpretazione del ripiano di Barzio da parte di NANGERONI (1971): 1) argille glaciolacustri e glaciale Günz (morenico fangoso), 2 + 8) glaciale Mindel, 3) fluvioglaciale Mindel, 4) glaciale Riss, 5) fluvioglaciale Riss, 6) lacustre intermorenico, 7) glaciale Würm, 9) substrato lapideo.

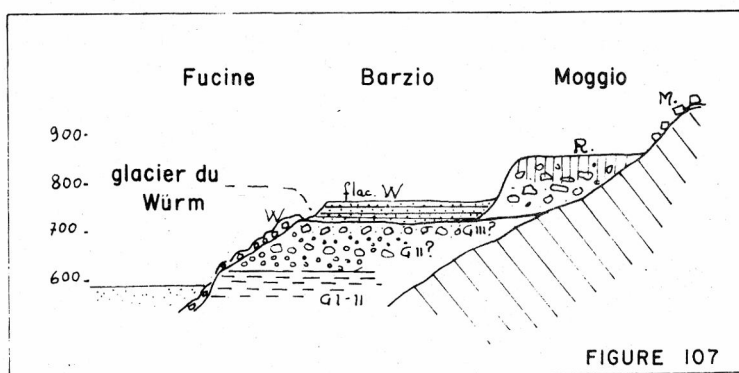


Fig. 2 – Interpretazione del ripiano di Barzio da parte di CHARDON (1975): G) Günz, M) Mindel, R) Riss, W) Würm, flac) depositi lacustri del Würm.

Mentre NANGERONI ritiene che il ripiano sia stato edificato gradualmente ad ogni glaciazione, CHARDON ritiene che il ripiano era già ben strutturato prima delle glaciazioni del Pleistocene medio. Grazie all'analisi palinologica delle argille di Fucine, l'interpretazione di Chardon è più simile a quella che viene data in questo foglio. Una nota di DESIO (1928) descrive il bacino lacustre würmiano di Erve. Il bacino si estendeva su un'area di circa 10 ettari al fondo della valle fra Erve e Cereda (592 m).

La superficie terrazzata non è limitata a valle da alcun cordone morenico. La presenza del lago è testimoniata dai depositi di limo argilloso azzurrognolo che affiorano lungo l'alveo del torrente Galavesa e dalle sovrastanti alluvioni glaciolacusti ricche di ciottoli esotici.

Riguardo alla Val Brembana solo due note di DESIO (1944 e 1952) descrivono in parte il glaciale della valle.

III INQUADRAMENTO GEOLOGICO E MORFOLOGICO

1. - GEOLOGIA

(a cura di D. Sciunnach)

Il territorio del Foglio “Lecco” si articola in una prevalente porzione collinare e montuosa, quest’ultima solo in piccola parte situata al di sopra dei 1500 m s.l.m., e in un ridotto settore di pianura. Il grado di urbanizzazione e la densità insediativa sono relativamente elevate. Nell’area del foglio è possibile riconoscere, da N verso S, tre fasce a decorso parallelo, caratterizzate dalla prevalenza di associazioni distinte di litotipi.

Il **settore settentrionale** corrisponde all’Anticlinale Orobica, il più occidentale di quattro anticlinori disposti *en échelon* che in tutta la Lombardia si collocano al passaggio tra il Basamento Sudalpino e le coperture sedimentarie. Nell’area del foglio, il Basamento Sudalpino affiora al nucleo dell’Anticlinale Orobica tra Prato S. Pietro (Valsassina) e Ornica. Si tratta di paragneiss e micascisti a quarzo, feldspati, biotite, clorite e muscovite, che includono rari relitti di cianite e possono essere interpretati come i prodotti di un metamorfismo barroviano, seguito da retrocessione nella facies degli scisti verdi (SILETTO *et alii*, 1993). Tra Prato S. Pietro e Valtorta, il basamento metamorfico ospita una serie di intrusioni delle quali la più nota e volumetricamente più importante è la Granodiorite della Val Biandino. Più che di un plutone, si tratta di uno sciame di *sills* e di filoni, a composizione da monzogabbri a leucogranitica, con una netta prevalenza di quarzo-dioriti e granodioriti minute, assai ricche di biotite. All’intrusione prevalente, datata radiometricamente al Permiano basale (THÖNI *et alii*, 1993), si aggiunge verso O un corpo minore (Granito della Valle San Biagio in DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS, 1949) costituito da leucograniti

porfirici a K-feldspato roseo. L'intrusione può essere interpretata come un'apofisi ipoabissale, e forse tardiva, dell'intrusione maggiore. Non ben chiariti i rapporti tra i corpi intrusivi sopra descritti e la Vulcanite del Monte Cabianca grossolanamente coeva e interpretata da alcuni come l'espressione superficiale dell'attività magmatica profonda testimoniata dai plutoni.

L'evoluzione paleogeografica della successione sedimentaria ha inizio nel Permiano con la formazione di bacini continentali subsidenti in seno all'orogene varisco. Sono interpretati come connessi al collasso estensionale dell'orogene stesso oppure come la conseguenza dei grandi movimenti transtensionali che interessarono la fascia di contatto tra Laurasia e Gondwana (MUTTONI *et alii*, 2003). A una fase di attività vulcanica parossistica, testimoniata dai depositi di flusso piroclastico che segnano la base della Vulcanite del Monte Cabianca, segue l'affermarsi di ambienti lacustri (Formazione del Pizzo del Diavolo, già "membro sedimentario" della Formazione di Collio *Auct.*) delimitati da apparati di conoide. Su questi depositi poggiano, in discordanza angolare, i conglomerati del Verrucano Lombardo. Segue, a partire dal Triassico, un'ingressione marina che porta alla diffusione di ambienti marini epicontinentali a sedimentazione mista (Servino, carniola di Bovegno), al cui tetto la successione sedimentaria delle Orobie si interrompe per troncatura tettonica. Dal punto di vista strutturale, l'Anticlinale Orobica si pone in contatto tettonico con il sistema di falde tettoniche con terreni di età mediotriassica e norica lungo due importanti lineamenti: la base del *thrust* della Grigna settentrionale verso O e la Faglia di Valtorta verso E.

Nell'insieme, il substrato roccioso è ammantato da coltri di depositi di versante e glaciali di spessore generalmente modesto. I versanti sono acclivi ma ben modellati, sicché falesie e dirupi non sono frequenti se non lungo le incisioni torrentizie. Si segnalano la grande frana storica di Gero-Barcone (1762) presso Primaluna, e quella recente di Cortenova in alta Valsassina (2002). Le diffuse mineralizzazioni a siderite e barite sono state sfruttate fino al quasi totale esaurimento.

Il settore centrale, che si estende grosso modo dall'allineamento Prato S. Pietro-Introbbio-Valtorta-Averara sino all'allineamento Civate-Galbiate-Carenno, è contraddistinto da litotipi sedimentari di età mesozoica, tra i quali prevalgono le dolomie e i calcari del Triassico ed i calcari selciferi del Giurassico. L'evoluzione di questa parte della successione ha inizio nel Triassico medio (Anisico), quando una baia marina a sedimentazione carbonatica (Calcare di Angolo) riceveva ancora cospicui apporti terrigeni dal basamento metamorfico esposto a NO (Formazione di Bellano). Una successiva ingressione marina nell'Anisico superiore, porta al progressivo esaurimento degli apporti terrigeni e all'impostarsi di una grande piattaforma carbonatica (formazione di Esino, Ladinico), disarticolata da solchi intrapiattaforma in cui si deponevano torbiditi calcaree (calcare di

Perledo-Varenna), talora miste a detrito neovulcanico (Formazione di Buchenstein, Formazione di Wengen). Una superficie di emersione, localmente mineralizzata a piombo e zinco (Piani Resinelli), segna la sommità della formazione di Esino e il passaggio al Carnico, caratterizzato dapprima da facies di piattaforma carbonatica poco profonda (Formazione di Breno, Calcare Metallifero Bergamasco) e poi dalla progradazione di un apparato deltizio-lagunare (arenaria di Val Sabbia, Formazione di Gorno) legato all'impostarsi di un arco vulcanico a S. Il ritorno a condizioni di piattaforma, è testimoniato dalla complessa associazione litologica della Formazione di San Giovanni Bianco. Con il Norico torna ad affermarsi una grande piattaforma carbonatica (Dolomia Principale), il cui annegamento - con deposizione di sedimenti per lo più lutitici su fondali scarsamente ossigenati (Gruppo dell'Aralalta) - è interpretato come un prodromo della futura apertura della Tetide Alpina. Una lenta tendenza regressiva segna tuttavia il progressivo ritorno a facies di piattaforma carbonatica poco profonda (Calcare di Zu, formazione dell'Albenza già Dolomia a Conchodon *Auct.*) (Norico sommitale - Hettangiano inferiore), e solo con il Calcare di Sedrina (Hettangiano) riprendono i segnali di quell'annegamento che diventerà definitivo a partire dal Sinemuriano, come testimonia la cospicua massa di calcari selciferi del Gruppo del Medolo. Con il Giurassico Inferiore si struttura un quadro paleobatimetrico articolato in altofondi pelagici (Corni di Canzo), con sedimentazione condensata e diffusione di facies di Rosso Ammonitico, e bacini (Albenza) che accolgono spessori più consistenti di marne silicee e argilliti policrome (Formazione di Sogno). Questo quadro paleogeografico si va omogeneizzando a partire dal Bajociano con la diffusione, su areali via via più ampi, di sedimenti silicei (Radiolariti del Selcifero Lombardo), calcareo-marnosi con abbondante selce (Rosso ad Aptici) e calcilutitici con selce subordinata (Maiolica), depositi in condizioni di sedimentazione alquanto rallentata. Le peliti nere e rosse, che poggiano in continuità sulla Maiolica (marna di bruntino, Aptiano) segnano il passaggio a un nuovo regime di sedimentazione, caratterizzato da apporti terrigeni dapprima distali, poi più cospicui e grossolani, che a partire dalla fine del Cretacico inferiore testimoniano le primissime fasi di sollevamento della catena alpina.

In questo settore, le forti differenze reologiche che interessano i litotipi della successione triassica hanno avuto un ruolo chiave nella strutturazione della pila di sovrascorrimenti alpini, determinando nell'insieme una tettonica di tipo *thin-skinned*. I piastroni carbonatici della formazione di Esino e della Dolomia Principale hanno infatti accusato una deformazione interna, che si è concentrata sotto forma di faglie inverse (rampe) lungo i passaggi laterali di facies e i limiti piattaforma-bacino (GAETANI & JADOUL, 1987), mentre le formazioni evaporitiche (carniola di Bovegno, Formazione di San Giovanni Bianco) e le argilliti norico-retiche hanno agito da

lubrificanti tettonici (WENNEKERS, 1932; SCHÖNBORN, 1992), favorendo l'impostarsi di superfici di accavallamento piane (*flats*) nell'ambito di edifici a *thrust* limitati alla crosta superiore e con geometria d'insieme di tipo *ramp-and-flat* (LAUBSCHER, 1985). Oltre alle superfici di *thrust*, il settore presenta anche importanti lineamenti strutturali ad andamento meridiano. Come la Linea del Faggio, faglia a prevalente cinematisismo trascorrente destro, che corre da Valtorta fino a Carenno e che, nel settore di Morterone, ricalca una scarpata di faglia del Giurassico inferiore. O come la presunta Linea di Lecco, a chiusura laterale del Gruppo delle Grigne.

Localmente assumono grande evidenza i rilasci gravitativi di versante a partire dal fronte delle unità strutturalmente più alte (Corno Zuccone in Val Taleggio, Pra Perlungo sopra Abbazia Lariana, M. Coltignone sopra Lecco). Grandi paleofrane si localizzano al fronte del Gruppo delle Grigne (P.zo d'Erna) e lungo la Linea del Faggio (Brumano): frane attive in tempi recenti si segnalano a Lecco (S. Martino), a Fuipiano V. Imagna, alle pendici E del M. Barro e in V. Brembilla (Camorone). Le mineralizzazioni, prevalentemente a solfuri di piombo e zinco e concentrate lungo la superficie di emersione della formazione di Esino esposta ai Piani Resinelli (RODEGHIERO *et alii*, 1987), sono pressoché esaurite. È invece ancora molto intensa l'attività di cava, che tende a concentrarsi sulla formazione dell'Albenza (già Dolomia a Conchodon *Auct.*).

Il **settore meridionale**, a S della dorsale montuosa M. Barro - M. Mudarga - M. Picchetto, corrisponde alla fascia pedemontana dell'Alta Brianza. Qui il substrato roccioso, deformato in ampie pieghe fagliate e in genere poco esposto, è costituito da successioni di età cretacea (Aptiano-Coniaciano) comprendenti torbiditi in prevalenza silicoclastiche (flysch di Pontida, arenaria di Sarnico), solo episodicamente carbonatiche (Sass de la Luna), e pelagiti (marna di Bruntino) che testimoniano il progressivo sollevamento del nucleo più antico della catena alpina. L'elevata erodibilità dei litotipi determina forme dolci e versanti generalmente poco acclivi, che solo localmente, riescono a raggiungere pendenze subverticali e originare falesie di altezze nell'ordine delle decine di metri. Il settore è delimitato a N dalla "flessura frontale" e dominato, nello stile tettonico, da ampie pieghe con vergenza S, sovente rovesciate.

2. - GEOMORFOLOGIA

(a cura di A. Bini)

Il Foglio Lecco è caratterizzato da due bacini imbriferi: ad Ovest il bacino del fiume Adda, ad Est il bacino del fiume Brembo.

2.1 - BACINO DEL FIUME ADDA

Il bacino dell'Adda comprende la valle ora occupata dal Lago di Lecco, che si prolunga a Sud nel Lago di Garlate e nella Valle dell'Adda, il settore centromeridionale della Valsassina, la valle di Valmadrera che mette in comunicazione la conca di Lecco con la Brianza e, in particolare, con il Lago di Annone, il settore centromeridionale del Gruppo delle Grigne e i versanti Ovest del Resegone, del Monte Due Mani e dello Zuccone Campelli.

2.1.1. - La valle del Lago di Lecco

La valle del Lago di Lecco si è impostata lungo il margine dei *thrust* delle Grigne, per l'erosione fluviale del fiume Adda durante il disseccamento del Mediterraneo avvenuto nel Messiniano (BINI *et alii*, 1978; FINCKH, 1978; BINI 1994). All'altezza di Mandello del Lario la valle ha fondo in substrato roccioso a 663 m sotto il livello del mare, ossia 862 m sotto il livello del lago (profondo in questa zona poco più di 100 m). Essa si prolunga, ben oltre il limite raggiunto dai ghiacciai, nel sottosuolo della Pianura Padana (RIZZINI & DONDI, 1978; QUATTRONE *et alii*, 1990; BINI, 1994) dove è riempita da depositi marini del Pliocene inferiore. Durante il Pliocene inferiore il mare penetrò profondamente nelle valli scavate in precedenza, secondo un modello già proposto da GASTALDI (1863), STOPPANI (1873) e TARAMELLI (1880). L'azione dei ghiacciai nelle valli occupate dal lago è limitata all'asportazione dei depositi superficiali.

La valle del Lago di Lecco si prolunga verso Sud, nel Lago di Garlate. Dalla conca di Lecco si allunga verso SO la sella di Valmadrera e quindi il Lago di Annone. Nella sella di Valmadrera è presente una valle sepolta messa in luce dai sondaggi per il viadotto della SS 36. Il Lago di Annone, ritenuto un lago intermorenico (NANGERONI, 1956), ha la maggior parte delle sue sponde in roccia e presenta un setto, in roccia, che lo divide in due bacini. In entrambi i bacini è presente una paleovalle sepolta.

2.1.2. - Il Gruppo delle Grigne

Il Gruppo delle Grigne è un massiccio montuoso ben delimitato da un insieme di valli: la valle del lago ad O, la conca di Lecco a S, la Valsassina ad E e la Val Muggiasca a N. Le tre scaglie presentano morfologia diversa. La scaglia del Coltignone, è caratterizzata dalla presenza di grandi pareti sul fronte del *thrust*, che sostengono un vasto altopiano inclinato secondo la giacitura degli strati (Piani Resinelli). Dalla parte del lago la monoclinale è ribassata ed è parzialmente coperta da detriti di versante litificati (conglomerato di Rialba). Ad Est l'altopiano è tagliato dalla Valle del Gerenzone, la cui genesi è anch'essa legata al movimento della scaglia del Coltignone. Le pareti che bordano la scaglia sono interessate da un'abbondante, e continua nel tempo, produzione di detriti (conglomerato di

Laorca). La scaglia centrale della Grignetta, è caratterizzata da rocce più dolomitiche e molto fratturate. Le scaglie del Coltignone e della Grignetta sono profondamente incise da tre valli con andamento grossolanamente E–O. Ad O, Val Monastero, percorsa dal torrente Zerbo, e Val Meria; ad E Valle dei Grassi Lunghi. La Val Meria presenta morfologia caratteristica. Il versante sinistro, sviluppato su rocce dolomitiche molto fratturate, si presenta ampio, fortemente inciso da valli e vallette a V con creste affilate ed è molto franoso (Val Mala). Il versante destro invece è molto ripido, con poche vallette quasi sempre asciutte. Si assiste perciò ad una successione di pareti e di versanti ripidi regolarizzati coperti da prateria alpina. La Valle dei Grassi Lunghi per il tratto a monte mostra caratteri simili alla Val Meria, mentre verso valle i versanti si addolciscono in corrispondenza di litotipi meno competenti su entrambi i versanti.

La scaglia settentrionale si presenta morfologicamente massiccia, bordata a Sud dalle pareti frontali del *thrust*. Appena a Nord della vetta è localizzato un altopiano ad anfiteatro di forma quadrangolare (Moncodeno) particolarmente importante per i fenomeni carsici che ospita. L'intera scaglia è piegata in una sinforme blanda, ma sufficientemente marcata da dirigere la circolazione profonda delle acque carsiche, e sui fianchi della piega, le creste.

2.1.3. - La Valsassina

La Valsassina presenta un decorso atipico rispetto a tutte le altre valli delle Prealpi. Il Gruppo delle Grigne è completamente circondato da un sistema interconnesso di valli che presentano un andamento semicircolare poiché iniziano dal Lago di Como, circondano il gruppo e terminano al Lago di Como.

Da Lecco a Ballabio si sviluppa prima la valle del Torrente Gerenzone poi un ramo inattivo sino a Ballabio. Da quest'ultima località sino a Balisio è presente un tratto di valle morta, stretta, limitata da pareti di Dolomia Principale (Canyon di Balisio) e con il fondo che rappresenta la parte più elevata dell'antico conoide del Pioverna con acque dirette verso Sud. L'attuale torrente Pioverna incide una forra profonda circa 80 m e si dirige verso Nord. A Nord di Balisio la Valsassina si apre nella conca di Barzio e si mantiene larga, ad eccezione del Ponte di Chiuso, sino a Tartavalle

La Conca di Barzio è circondata a Sud e ad Est da ampi ripiani su cui sorgono i paesi. I ripiani sono costituiti da un'ossatura di rocce triassiche formanti un terrazzo di erosione a topografia ondulata connesso ad un antico fondovalle posto circa a quota 700 m e ricoperto da spessi depositi Plio – Quaternari (tilliti, depositi lacustri, conglomerati ed arenarie fluviali e fluvioglaciali, depositi di versante cementati, till e ghiaie sciolte).

Il dislivello di oltre 100 m tra il fondovalle della Conca di Barzio e il Colle di Balisio ha bloccato l'avanzata verso Sud di quasi tutti i ghiacciai

plio-pleistocenici che costituivano la lingua della Valsassina e che provenivano da Nord.

Lungo il tratto di Valsassina a N del Ponte di Chiuso le testimonianze del fondovalle precedente l'approfondimento della valle sono caratterizzate da resti di conoidi cementati, posti più di 100 m sopra l'attuale fondovalle. Sopra di essi sono passati vari ghiacciai del Pleistocene medio e superiore.

2.1.4. - Il carsismo del Gruppo delle Grigne, della Valsassina, dei Piani di Bobbio e di Artavaggio

Il Gruppo delle Grigne è un massiccio fortemente carsificato, ma la distribuzione del carsismo non è omogenea. Le forme superficiali hanno la loro massima espressione solo in alcune zone, come il Moncodeno; la carsificazione profonda, invece, interessa tutto il gruppo montuoso, ma soprattutto la scaglia della Grigna Settentrionale.

Per quanto riguarda l'esocarso (forme di superficie), sono da segnalare l'Alpe di Mogafieno (1800 e 1474 m s.l.m.), l'Alpe di Campione (1700 – 1800 m s.l.m.) e il Moncodeno. Il Moncodeno è un ampio anfiteatro che occupa il versante Nord della Grigna Settentrionale e si estende per meno di 2 km² da circa 1700 m a 2370 m di quota. In questa limitata superficie sono presenti oltre 600 grotte. L'aspetto generale è quello tipico delle zone carsiche di alta montagna, con roccia nuda, doline, dossi e superfici piatte in roccia. La maggior parte delle grotte presenti sono ad andamento verticale.

I Piani di Bobbio e i Piani di Artavaggio ospitano un carsismo differente da quello in Moncodeno (NANGERONI, 1970; CAPPÀ, 1972), soprattutto perchè il litotipo dominante è qui costituito dalla Dolomia Principale, molto meno solubile dei calcari della formazione di Esino. Ai Piani di Bobbio sono presenti soprattutto doline, mentre sono scarse le grotte. Ai Piani di Artavaggio il carsismo superficiale è molto ricco con doline e campi solcati, mentre gran parte delle grotte conosciute sono in realtà grandi fratture aperte per rilascio dei versanti con scarsa o nulla attività corrosiva carsica sulla roccia.

2.2 - BACINO DEL FIUME BREMBO

Nell'ambito del Foglio Lecco, il bacino del fiume Brembo comprende: parte della Val Brembana, soprattutto in sponda destra dato che il margine orientale del foglio coincide grossomodo con il corso del fiume Brembo. Numerose le valli affluenti di destra: bassa Valtorta e Val Taleggio, ad andamento O-E, mentre Val Brembilla e alta Valle Imagna hanno andamento N-S.

Le ultime tre valli presentano molti tratti morfologici in comune e in esse l'influenza della litologia sulla morfologia è molto marcata. Ove sono presenti le Argilliti di Riva di Solto, si osservano forme blande con abbondante copertura vegetale, mentre i versanti presentano una morfologia

disordinata (*hummocky*) con dossi, vallette, contropendenze e terrazzi. Forme ruuiniformi con torrioni, pinnacoli, pareti e versanti ripidi caratterizzano invece il paesaggio della Dolomia Principale. In Valle Imagna sono frequenti le situazioni in cui litotipi competenti, come la Dolomia Principale o formazione dell'Albenza, si trovano topograficamente sovrapposti a litotipi meno competenti come il Calcare di Zu o le Argilliti di Riva di Solto.

La Valtorta è la seconda valle del Foglio Lecco diretta in senso O-E; si tratta di una valle strutturale legata alla Faglia di Valtorta e alla monoclinale immergente a Sud della Dolomia Principale. A differenza delle altre valli la Valtorta è più stretta e presenta versanti ripidi e in gran parte regolari legati al fatto che i versanti sono costituiti da rocce molto più competenti.

La Val Brembana, con andamento Nord – Sud, è anch'essa una valle strutturale poiché è localizzata in corrispondenza di una *transverse zone* (SCHÖNBORN, 1994; LAUBSCHER, 1985; GHISELLI, 2007). La Val Brembana era già ben formata prima della crisi di salinità del Messiniano, quando il suo fondo valle, all'altezza di San Pellegrino si trovava tra i 500 e i 600 m di quota attuali (conglomerato de La Torre e alteriti); è stata approfondita durante il Messiniano e occupata dal mare durante il Pliocene inferiore, quando il mare è risalito sino a Camerata Cornello (BINI & ZUCCOLI, 2005). Durante il Pliocene medio e superiore la valle è stata riempita da sedimenti dapprima deltizi, poi fluviali e, probabilmente, nella parte alta della valle, anche da sedimenti glaciali. Nel Pliocene superiore infatti il Brembo sfociava in mare costruendo un delta nella zona di Almenno S. Salvatore (a Sud del foglio Lecco) (conglomerato di Madonna del Castello) (CORSELLI *et alii*, 1985). Durante il Quaternario la valle è stata in gran parte svuotata dai riempimenti precedenti.

IV STRATIGRAFIA

(a cura di M. Gaetani, D. Sciunnach, A. Bini, S. Rossi)

1. - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI

(a cura di D. Sciunnach)

1.1 - GNEISS DI MORBEGNO (**MOB**)

Denominazione. Il termine tradizionale “Gneiss di Morbegno” (CORNELIUS, 1916) incorpora un certo numero di nomi e litotipi tra cui “micascisti biotitici” *Auct.* e “Paragneiss a due miche con noduli plagioclasici” (SILETTO *et alii*, 1993).

Area di affioramento. È limitata al dominio strutturale dell’Anticlinale Orobica, rispetto al quale si pone invariabilmente al nucleo.

Litologia. Paragneiss a bande, micascisti argentei, filladi quarzose e quarziti micacee di derivazione metasedimentaria, con foliazioni non sempre evidenti date da alternanze di *lithon* quarzoso-feldspatici con letti fillosilicatici a biotite, clorite e mica bianca in ordine decrescente di abbondanza. Uno sviluppo più accentuato e pervasivo della foliazione si osserva nel settore di Cortabbio, mentre al contatto con la Quarzodiorite di Val Biandino la foliazione risulta obliterata da effetti di contatto, con la roccia incassante sovente trasformata in un *hornfels* ricco di biotite decussata. A monte di Introbio sono presenti alcune lenti di paragneiss anfibolico di colore nero e numerose lenti di quarzite. La paragenesi caratteristica dei paragneiss, dei micascisti e delle filladi (BOCCHIO *et alii*, 1980) è $Qz + Pl + Bi + Chl + Ms + Gar + Ky + St$.

Tra gli accessori l’apatite, in tozzi cristalli prismatici, prevale sullo zirconio. In accordo con SILETTO *et alii* (1993), si riconoscono tre fasi di blastesi associata a deformazione duttile. La foliazione più antica (S₁) è testimoniata solo da cerniere di pieghe parzialmente superstiti alla sovrainposizione di un *fabric* di tipo traspositivo (S₂); quest’ultimo risulta anche il *fabric* più pervasivo ed evidente alla mesoscala, grazie all’isoorientazione dei neoblasti di biotite e albite. Una diffusa retrocessione, associata alla blastesi di clorite, epidoto e stilpnomelano, è associata alla deformazione duttile della foliazione S₂, che risulta crenulata o piegata a *kink band* alla scala dell’affioramento secondo una foliazione S₃; localmente, all’intersezione dei sistemi di foliazione S₂ e S₃, si sviluppa una lineazione che – alla mesoscala – può rivelarsi più evidente delle foliazioni stesse. Le relazioni tra mineralogia e *fabric* sono evidenziate schematicamente in Fig. 3.

Una paragenesi particolare caratterizza l’aureola di contatto con la quarzo diorite di Val Biandino (PASQUARÈ, 1967): qui si segnalano abbondante cordierite, in cristalli prismatici alterati in “pinite” (PORRO, 1898; MERLA, 1933), fino a una distanza di 300-400 m dall’intrusione; andalusite e sillimanite entro distanze più ridotte (50-100 m). Le quarziti sono omogeneamente costituite da quarzo policristallino, con contatti intercristallini suturati, che non presenta alcuna evidenza che possa suggerire una sia pur minima preservazione di tessiture sedimentarie primarie. Al quarzo dominante sono inframezzati letti discontinui di mica bianca. La paragenesi dei paragneiss anfibolici comprende orneblenda verde, plagioclasio, quarzo e biotite come costituenti essenziali.

minerale	S1	S2	S3
quarzo			
plagioclasio			—
mica bianca			
biotite			
granato		—	
cianite			
staurolite			
clorite		—	
epidoto			
stilpnomelano			— —

Fig. 3 – Relazioni tra fasi deformative e blastesi

Rapporti stratigrafici. I paragneiss a due miche con noduli plagioclasici rappresentano l’incassante della Quarzodiorite di Val Biandino; l’intrusione esercita sull’incassante vistosi effetti di contatto fino a generare vere e

proprie migmatiti, non distinte cartograficamente. La vastità dell'aureola di contatto, che si sviluppa anche in settori distanti dagli affioramenti dell'intrusione, lascia pensare a significative masse plutoniche subaffioranti. L'analisi microstrutturale (PASQUARÈ, 1967) ha dimostrato che le metamorfiti incassanti sono state deformate sincinemáticamente dall'intrusione.

L'unità passa superiormente alla Vulcanite del Monte Cabianca lungo una fascia cataclastica, spesso anche più di 4 m, di colore nero. Alla microsonda, la cataclasite si rivela composta da argilla illitica e *lithon* quarzoso-feldspatici, con grosse plaghe di ankerite secondaria: le analisi effettuate non hanno evidenziato la presenza di tormalina, segnalata nell'Anticlinale Trabuchello-Cabianca (ZHANG *et alii*, 1994). Al margine NO del Foglio, a O della V. di Baredo, si osserva invece un limite stratigrafico con il Verrucano Lombardo che poggia direttamente, con contatto erosionale, su paragneiss a due miche con noduli plagioclasici.

Età. L'età dei protoliti degli Gneiss di Morbegno è genericamente riferita al Paleozoico inferiore e medio (Ordoviciano-Devoniano in senso lato). Il metamorfismo varisico che ha interessato questi protoliti va riferito al Carbonifero Inferiore e "medio", dato che la maggior parte delle età radiometriche disponibili in letteratura si raggruppa tra i 315 e i 350 Ma (BORIANI *et alii*, 1985) e i primi sedimenti post-varisici noti nel Sudalpino risalgono al Westfaliano C (VENZO & MAGLIA, 1947; JONGMANS, 1960), equivalente al Moscoviano medio (~ 310 Ma).

1.2 - QUARZODIORITE DI VAL BIANDINO (BAN)

Denominazione. Questo termine litostratigrafico informale abbraccia un certo numero di nomi storici: tra questi "Plutone della Val Biandino" o "Granodiorite della Val Biandino", "Diorite di Cortabbio".

Area di affioramento. La Quarzodiorite di Val Biandino affiora al nucleo dell'Anticlinale Orobica.

Litologia. Il litotipo dominante all'interno dell'associazione plutonica è formato da quarzodioriti a struttura olocristallina media, con abbondante biotite in lamelle submillimetriche spesso caratterizzate da orientazione preferenziale anche a grande distanza dalle facies di contatto; si associano tonaliti a grana più grossolana e più rare gabbrodioriti e noriti ad alto indice di colore (PASQUARÉ, 1967). Ampiamente diffusi gli inclusi basici. Al contatto con le metamorfiti incassanti si notano talora (V. Troggia, M. Foppabona) rapporti di "digestione" di lembi amigdalari dell'incassante da parte di vene e filoni marginali al plutone. Filoncelli aplitici e leucogranitici tagliano la massa principale del plutone in più punti. Muovendo verso O, si passa a quarzodioriti olocristalline a grana più grossolana, zeppe di lamelle di biotite di dimensioni anche maggiori di 1 mm, senza che però tra le due facies magmatiche sia possibile tracciare un limite coerente.

Analisi modali eseguite da PASQUARÈ (1967) indicano, per il litotipo dominante, la netta prevalenza del plagioclasio andesinico idiomorfo (55% del volume della roccia) sull'ortoclasio (0-7%). Il quarzo si mantiene su abbondanze percentuali del 20-25%, la somma di biotite e anfibolo sul 15-25%. Il quarzo raggiunge il 40% nei termini aplitici e leucogranitici, per scendere al 10-12% nei litotipi più ricchi in femici, dove il plagioclasio (stavolta labradoritico) può arrivare a rappresentare il 70% della roccia e tra i femici figura il diopside. Tra gli anfiboli, la presenza di cummingtonite è segnalata in associazione all'orneblenda (DE CAPITANI & LIBORIO, 1990). Nei termini granitoidi è caratteristica la presenza di ortoclasio pecilitico, in grandi cristalli perititici a geminazione Karlsbad, che inglobano fenocristalli di plagioclasio zonato. Accessorio caratteristico di queste facies differenziate e intruse a più bassa temperatura è la tormalina, presente in grandi cristalli allotriomorfi riconoscibili per l'accentuato pleocroismo. Analisi chimiche (DE CAPITANI, 1982; DE CAPITANI & LIBORIO, 1988) indicano l'affinità calcalcalina del plutone, con un'evidente lacuna tra 64% e 68% di SiO_2 . Ciò dimostra un carattere "bimodale" del magmatismo, che pur dovendosi ricondurre a una sorgente comune, si è probabilmente manifestato attraverso intrusioni multiple e successive.

Rapporti stratigrafici. La Quarzodiorite di Val Biandino è articolata in due *stock* principali, in una serie di masse lenticolari interpretabili come setti e in un ricco corteggio di filoni. Dei due *stock* principali, uno è bisecato dalla V. Troggia, l'altro forma il versante a monte di Cortabbio. Delle tre principali masse lenticolari, quella centrale (che si estende dalla V. Troggia al M. Foppabona) presenta un chimismo coerentemente basico. I rapporti con le metamorfiti incassanti sono discussi al paragrafo precedente; i contatti con il Granito della Valle San Biagio sono tettonici, sottolineati da una cataclasite a tormalina (SCIUNNACH, 2001c). Il contatto con le coperture sedimentarie non è osservabile in nessun affioramento dell'area di studio; poco a N di questa, una lente di Vulcanite del Monte Cabianca si interpone tettonicamente tra il corpo intrusivo e il Verrucano Lombardo. Il modello di un contatto tettonico tra vulcaniti permiane e Quarzodiorite di Val Biandino è perciò esteso anche ai settori a esposizione discontinua.

Età. Le datazioni radiometriche su 14 campioni (DE CAPITANI *et alii*, 1988; THÖNI *et alii*, 1993) che hanno fornito età poco precise, seppure confinate al Carbonifero-Permiano (età Rb/Sr su roccia totale: 312 ± 48 Ma). Escludendo i tre campioni che presentano le deviazioni più marcate, l'età può essere ristretta al Carbonifero terminale (305 ± 11 Ma). I campioni a litologia granitoide registrano età più recenti, estese a buona parte del Permiano (286 ± 20 Ma). I contatti tra roccia intrusiva e incassante sono sovente discordanti con la scistosità S_2 e le masse intrusive non registrano una scistosità varisica. D'altra parte, la Quarzodiorite di Val Biandino non si intrude in nessuna unità stratigrafica di copertura; al contrario, queste

ricoprono in *nonconformity* il Granito della Valle San Biagio, ritenuto più recente della Quarzodiorite di Val Biandino per considerazioni petrologiche. L'età di intrusione può essere confinata all'intervallo tra l'ultimo evento tettonico-metamorfico varisico (pre-Westfaliano C) e l'inizio della deposizione del Gruppo dei Laghi Gemelli (Permiano Inferiore).

1.3 - GRANITO DELLA VALLE SAN BIAGIO (GBI)

Denominazione. Il termine informale “Granito della Valle San Biagio” corrisponde al “Granito porfiroide di Val S. Biagio” di PORRO (1897) e al “Vle (*sic*) Biagio Granite” di DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS (1949), termini da preferire al “Granite leucocrate du Val Rossiga” di CROMMELIN (1932). È stato introdotto per differenziare i litotipi intrusivi leucocrati, a struttura porfirica e localmente granofirica, che delimitano verso O il complesso intrusivo della Val Biandino.

Area di affioramento. Limitata al versante destro della Valsassina, tra Cortenova/Primaluna e la Valle San Biagio sopra Bindo di Cortenova, salvo una massa significativa esposta sul versante sinistro, sopra Prato S. Pietro.

Litologia. Leucograniti porfirici a feldspato roseo, con rare lamelle plurimillimetriche di biotite ossidata. Il litotipo, normalmente tenace, è localmente ridotto a “sabbione” dall'alterazione superficiale. La roccia si presenta costituita per lo più da plagioclasio idiomorfo (oligoclasio-andesina), in fenocristalli sovente superiori al centimetro, assieme a ortoclasio subidiomorfo e quarzo allotriomorfo. Tra gli accessori, la biotite (*leached*) prevale su apatite, zircone, rutilo, tormalina e allanite. Caratteristica la presenza di concrescimenti micropegmatitici di quarzo e feldspato, fino a vere e proprie strutture granofiriche.

Rapporti stratigrafici. Il Granito della Valle San Biagio è in contatto tettonico con la Quarzodiorite di Val Biandino e con i paragneiss (Gneiss di Morbegno) del Basamento Varisico. Nel settore di Prato S. Pietro si osserva con chiarezza come il contatto tettonico tra granito e paragneiss, sottolineato da cataclasi a tormalina, sia troncato dalla base del soprastante Verrucano Lombardo: ciò consente di interpretare il suddetto contatto tettonico come una paleofaglia di età permiana (SCIUNNACH, 2001c). Verso l'alto, il Granito della Valle San Biagio passa al Verrucano Lombardo con contatti erosionali e spettacolari rapporti di *nonconformity* osservabili in V. Rossiga e a Prato S. Pietro. Al contatto, il granito si presenta arrossato per un fronte di alcuni metri, indicando un'alterazione in condizioni di esposizione subaerea.

Età. Non sono disponibili datazioni radiometriche. I rapporti stratigrafici indicano un'età più antica del Permiano medio?-superiore (contatto erosionale con il Verrucano Lombardo), mentre considerazioni petrologiche legate al grado di differenziazione sembrano indicare un'età più recente della Quarzodiorite di Val Biandino. PORRO (1897) e MERLA (1933) hanno

sottolineato l'analogia petrografica tra il Granito della Valle San Biagio e la Vulcanite del Monte Cabianca, ma la mancanza di continuità fisica in affioramento tra le due unità impedisce di dimostrare la loro equivalenza. Sulla base di queste considerazioni, comunque, il Granito della Valle San Biagio può essere ragionevolmente attribuito al Permiano Inferiore.

2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI

(a cura di M. Gaetani, D. Sciunnach, S. Rossi)

In questo capitolo sono descritti i termini litostratigrafici, soprastanti il basamento cristallino, individuati nel substrato roccioso. La grandissima parte di essi è rappresentata da rocce sedimentarie, mentre in misura minore sono presenti rocce di origine vulcanica, sia sotto forma di prodotti piroclastici o vulcanoclastiti, che di più rare lave. Le unità di substrato affioranti nell'area del foglio si estendono dal Permiano Inferiore al Cretacico Superiore.

2.1 - GRUPPO DEI LAGHI GEMELLI

Denominazione. Questa unità, di nuova introduzione, deriva da una revisione della nomenclatura stratigrafica del Permiano Inferiore della Lombardia (Gruppo di Lavoro sulle Coperture Sedimentarie del Comitato d'area per le Alpi Centrali, Orientali e Occidentali, 2005). Il Gruppo dei Laghi Gemelli sostituisce la "Formazione di Collio" nel settore orobico, entro cui vengono cartografate due formazioni: Vulcanite del Monte Cabianca e Formazione del Pizzo del Diavolo (Fig. 4).

2.1.1. - Vulcanite del Monte Cabianca (VUC)

Denominazione. Termine litostratigrafico introdotto dal Gruppo di Lavoro sulle Coperture Sedimentarie del Comitato d'Area per le Alpi centrali, orientali e occidentali (2005) in sostituzione del termine informale di "membro vulcanico" della "Formazione di Collio" *Auct.*

Litologia. Tufi e *lapillistone* rinsaldati, di colore biancastro nella parte inferiore, rossiccio verso l'alto per l'effetto di ossidazione in ambiente continentale, si intercalano a ignimbriti porfiriche, tufi laminati di colore grigio scuro e depositi gradati di flusso piroclastico. Vulcaniti africane massicce, a pasta vetrosa di colore verdastro, si osservano lungo linee tettoniche o in zone di alterazione più spinta; lapilli accrezionari sono stati trovati nel detrito in V. Biandino, poco a N dell'area di studio. Questi litotipi propriamente vulcanici sono ammantati in modo discontinuo da brecce vulcanoclastiche intraformazionali di colore rossastro.

Le vulcaniti analizzate sono classificabili come *welded tuff* alcalino-sodici di chimismo intermedio (benmoreiti, tristaniti), relativamente alti in

Al e bassi in Mg (SCIUNNACH, 2003), mostrando composizioni tendenzialmente ben diverse dalle ignimbriti acide (riodaciti) che, in posizione stratigrafica confrontabile, sono esposte nell'Anticlinale Trabuchello-Cabianca. In sezione sottile presentano fenocristalli fino a 3 mm, privi di orientazioni preferenziali, di plagioclasio a geminazione polisintetica e zonatura diretta, compreso in lapilli a grana media con massa di fondo felsitica o afanitica. È presente anche l'albite "a scacchiera", mentre il K-feldspato è trascurabile. Lapilli a struttura intersertale possono superare 1,5 cm di diametro. I minerali accessori comprendono apatite e raro zircone; gli opachi talora si dispongono in grandi pseudomorfi scheletrici, probabilmente cresciuti a spese dei femici.

Anticlinali Orobiche

Anticlinale Camuna

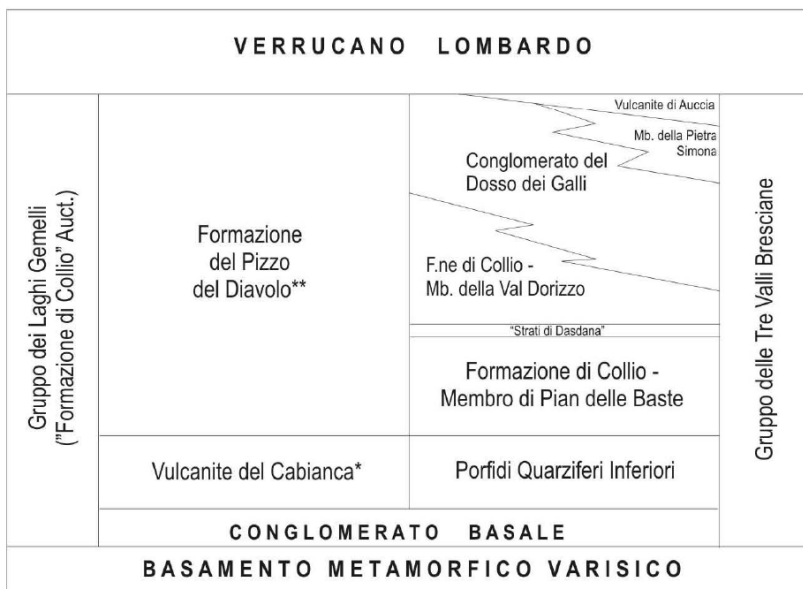


Fig. 4 – Revisione nomenclaturale della successione di età Permiano inferiore in Lombardia (Gruppo di Lavoro sulle Coperture Sedimentarie – Comitato d'area per le Alpi centrali, orientali ed occidentali).

I tufi laminati (**VUC_a**) trovano la loro migliore esposizione in un piccolo affioramento in V. Acquaduro presso Introbio, dove poggiano sulla tipica facies vulcanica e passano in alternanza, a brecce vulcanoclastiche rossastre. Sono organizzati in strati gradati millimetrici/ centimetrici, con strutture da carico e da espulsione d'acqua.

Nelle brecce vulcanoclastiche, fenocristalli di plagioclasio assai alterati si associano a clasti a struttura felsitica e afanitica. Quarzo e dolomite

ferrifera sono presenti in vene e in plaghe, mentre gli opachi si organizzano spesso in pseudomorfi scheletrici. La formazione, che si chiude a *pinch-out* all'altezza della V. di Baredo, raggiunge uno spessore di oltre 250 m presso Ornica.

Limite superiore. Netto, tipicamente con sovrapposizione di arenarie scure della Formazione del Pizzo del Diavolo sulle brecce vulcaniche sommitali. Alla scala della mappa è intuibile come il limite, apparentemente concordante in affioramento, corrisponda ad una discordanza regionale.

Età. Le poche date radiometriche disponibili (U-Pb Zr) indicano un'età numerica tra i 287 e i 280 Ma (CADEL, 1986; SCHALTEGGER & BRACK, 2007 *cum bibl.*), senza che con ciò sia possibile precisare un'età di base e tetto e quindi una durata della fase di prevalente attività vulcanica. Le date si inquadrano in un'età permiana inferiore, tra Sakmariano e Artinskiano.

2.1.2. - Formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ)

Denominazione. Termine litostratigrafico introdotto dal Gruppo di Lavoro sulle Coperture Sedimentarie del Comitato d'Area per le Alpi centrali, orientali e occidentali (2005) in sostituzione del termine informale di "membro pelitico-arenaceo" della "Formazione di Collio" Auct.. Nell'accezione proposta, il termine incorpora varie facies clastiche, vulcanoclastiche e vulcaniche, compresi i termini conglomeratici che, nell'area del Foglio, erano stati ricondotti al nome formazionale di "Conglomerato del Ponteranica" (CASATI & GNACCOLINI, 1967). La scelta di abbandonare simili nomi di valore locale, deriva dal significato unitario di corpi clastici distribuiti lungo i margini a controllo strutturale del bacino sedimentario, non volendo attribuire un nome formazionale a ciascuno.

Litologia. All'interno della formazione è stato possibile cartografare tre litofacies (o associazioni di litofacies) caratteristiche:

Alternanze di epiclastiti e vulcaniti (FPZ_c). Areniti grigie in strati decimetrici e a grana media (più grossolana verso O), spesso passanti a fini per gradazione normale alla scala dello strato, con conglomerati e peliti nere in netto subordinate, si alternano a epiclastiti anche grossolane, tufi rinsaldati verdini e colate basiche; flussi piroclastici con gradazione inversa delle pomice si osservano sopra Baita Stavello.

Dal punto di vista petrografico, le arenarie analizzate possono essere classificate come litareniti vulcaniche secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 9 \pm 5$, $F = 19 \pm 5$, $L = 72 \pm 7$ secondo DICKINSON (1970). La granulometria è per lo più medio-grossolana, la selezione da moderata a molto scarsa.

Le vulcaniti comprendono tufi rinsaldati (daciti) attribuibili a una serie calcicalina alta in K e a basso contenuto in Mg. In sezione sottile si distinguono lapilli a struttura felsitica, con fenocristalli di plagioclasio privi di orientazione preferenziale, e più raramente granofirica. I plagioclasii, a

geminazione polisintetica, e l'albite "a scacchiera" sono spesso interessati da "baie" di riassorbimento. Il quarzo è presente in rari fenocristalli riassorbiti, in vene e in ampie plaghe composite che a luoghi sostituiscono mimicamente un'originaria struttura sferulitica; si osservano anche minerali opachi, in grandi pseudomorfi scheletrici cresciuti alle spese dei femici, e rari zircone e apatite.

Verso l'alto s'incontrano colate mugearitiche, spesse fino a 40 m, che presentano alti tenori in Al e Ti e basso Mg, e possono essere ricondotte a una serie alcalino-sodica. In sezione sottile, mostrano una struttura intersertale omogenea, dove un feltro di cristalliti di plagioclasio (250 µm in media) racchiude una massa di fondo alterata, composta da clorite e dolomite ferrifera. Rari fenocristalli di plagioclasio possono raggiungere 1 mm di lunghezza, mentre pseudomorfi calcitici riempiono cavità amigdalari fino a 2 mm di diametro.

Al di sopra di queste colate, alle prevalenti arenarie e peliti si intercalano ancora sottili letti tufacei, dove quarzo, plagioclasio e litici felsitici con frequenti strutture sferulitiche sono compresi in una matrice afirica.

Conglomerati prevalenti (FPZ_c). Conglomerati mal selezionati a ciottoli e blocchi (Conglomerato del Ponteranica in CASATI & GNACCOLINI, 1965, 1967) si alternano ad arenarie grossolane in strati spessi e mal definiti. Solo a monte di Baita Stavello è possibile osservare sequenze progradazionali decametriche di tipo *coarsening and thickening upwards*, con base in strati arenacei e tetto in banchi conglomeratici. I clasti vulcanici, sovente di colore rosato o verdastro (75÷80%), prevalgono sui frammenti di rocce metamorfiche (10÷15%) e sul quarzo latteo (5÷10%). L'ambiente deposizionale è da riferire a una conoide prossimale. Il colore d'insieme varia da violaceo a rosato a verde scuro in funzione della variabilità delle condizioni di ossidazione.

La composizione delle arenarie grossolane intercalate ai conglomerati è del tutto compatibile con quelle che caratterizzano le altre facies della Formazione del Pizzo del Diavolo (CASATI & GNACCOLINI, 1967; SCIUNNACH, 2001a) Questo criterio è stato utilizzato per confermare l'attribuzione alla facies FPZ_c di estesi affioramenti di *redbeds* nel settore di Introbio (SCIUNNACH 2001c), precedentemente attribuiti al soprastante Verrucano Lombardo (GAETANI *et alii*, 1987; SCHÖNBORN, 1992) nonostante la loro minore stabilità mineralogica e maturità tessiturale.

Arenarie prevalenti (FPZ_a). Arenarie di colore da grigio a verdino, a grana per lo più medio-fine e ricche di strutture sedimentarie (strati canalizzati sottolineati da *lag* basali ricchi di clasti fangosi talora embricati, laminazione parallela e a basso angolo, *ripple-mark* simmetrici, *climbing* e *load-casted ripple*, stratificazione lenticolare, scivolamenti sinsedimentari, laminazione convoluta, strutture da carico sino a *ball and pillow*), in strati decimetrici, passanti a intervalli centimetrici di peliti scure per gradazione

normale alla scala dello strato. Poggiano con contatto transizionale sulla litofacies **FPZ_e**.

Dal punto di vista petrografico, le arenarie analizzate possono essere classificate come litareniti vulcaniche secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 11 \pm 5$, $F = 26 \pm 10$, $L = 63 \pm 8$ secondo DICKINSON (1970). La granulometria è per lo più medio-fine, la selezione da moderata a molto scarsa.

Spessore. Lo spessore della facies FPZ_e, assente a O del T. Caravino, varia tra i 350 e i 500 m nelle sezioni misurate da CASATI & GNACCOLINI (1967), ma sembra superare i 600 m tra Ornica e Averara. Lo spessore della facies FPZ_a, anch'essa assente a O del T. Caravino, varia tra i 200 e i 250 m nelle sezioni misurate da CASATI & GNACCOLINI (1967), mentre un massimo di 400 m può essere valutato con criteri stratimetrici a monte di Ornica. La facies FPZ_c, eteropica alle due precedentemente menzionate, raggiunge nell'area di studio uno spessore massimo di 185 m, che si azzera a O dell'Alpe Piattedo.

Limite superiore. Discontinuo e discordante, accompagnato da una lacuna di durata potenzialmente superiore ai 15 Ma (SCIUNNACH, 2001a).

Fossili. Il contenuto paleontologico, non trascurabile per un'unità deposta in ambiente prevalentemente continentale, comprende modelli interni mal conservati e deformati di bivalvi (Anthracosiidae? SCIUNNACH, 2001a), resti vegetali (*Walchia* sp.: CASATI & GNACCOLINI, 1967) e orme di tetrapodi (Val di Scioc presso Ornica). Per la descrizione di forme rinvenute a N dell'area di studio si vedano SANTI & KRIEGER (2001) e NICOSIA *et alii* (2000). I rari microfossili comprendono acritarchi (*Michrystidium* sp.), palinomorfi (*Vittatina* sp.), foraminiferi (Miliolacea: cf. *Agathammina* sp., cf. *Hemigordius* sp.; SCIUNNACH, 2001b) e altri microproblematici.

Età. La Formazione del Pizzo del Diavolo può essere attribuita al Permiano Inferiore (Autuniano nella scala europea: Cisuraliano nella scala internazionale) in base ai macroresti vegetali (*Walchia* sp.: CASATI & GNACCOLINI, 1967). La presenza di *Vittatina* sp. (Westfaliano-Permiano), è in accordo con questa attribuzione, dato che quel palinomorfo è più abbondante nel Permiano che non nel Carbonifero terminale.

Interpretazione paleoambientale e paleotettonica. Dal punto di vista litogenetico, il Gruppo dei Laghi Gemelli riflette una fase parossistica di vulcanismo da intermedio ad acido in ambiente continentale (Vulcanite del Monte Cabbianca), associata a una penecontemporanea fase estensionale responsabile della creazione di bacini lacustri intramontani ad alto tasso di subsidenza (Formazione del Pizzo del Diavolo); la sedimentazione era accompagnata da un vulcanismo residuale e interessava materiali a grana grossolana nell'ambito delle delta-conoidi che si ponevano al raccordo tra bacino lacustre e substrato emerso (facies a conglomerati prevalenti). Progressivamente, una diminuzione della subsidenza e una generale

tendenza del rilievo alla penepianazione favorirono la deposizione di sedimenti clastici più fini, in assenza di attività vulcanica.

2.2 - VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Denominazione. Unità definita da ASSERETO & CASATI (1965). Scheda formazionale in CITA *et alii* (2007b).

Area di Affioramento. È limitata all'Anticlinale Orobica, nella fascia N del foglio, della quale il Verrucano Lombardo forma le pendici dalla Valsassina fino alla V. Brembana.

Litologia. Conglomerati di colore tipicamente da rosso vinato a violaceo, talora verdastro per riduzione, a clasti di porfido rosso e di quarzite, ben più di rado di rocce metamorfiche scistose, a selezione moderata e a grado di arrotondamento da medio per i ciottoli di quarzite a buono per i ciottoli vulcanici. Arenarie rosso-violacee grossolane, a ciottoli sparsi o concentrati in rozzi *lag*, talora con laminazioni incrociate ad alto angolo; siltiti micacee di colore rosso cupo. Questi litotipi prevalenti, in strati e banchi spesso amalgamati, si presentano quasi ovunque organizzati in ciclotemi a gradazione normale e spessi in media da 5 a 15 m, con un *lag* conglomeratico di base erosivo sui litotipi più fini alla sommità del ciclotema sottostante. La cementazione, mediante quarzo, ematite e minerali argillosi interstiziali, è notevole e fa sì che questa formazione non di rado dia luogo a pareti acclivi e denudate, fino a vere e proprie falesie. Dal punto di vista petrografico, i materiali clastici di cui il Verrucano Lombardo è formato derivano da rocce vulcaniche e cristalline: le prime forniscono gli abbondanti litici a struttura felsitica e vitrica, parte dei feldspati e il quarzo monocristallino a estinzione “rapida” e di abito da pseudo-esagonale a lobato, mentre le seconde forniscono l'abbondante quarzo monocristallino “comune” e policristallino, parte dei feldspati (tra cui sicuramente tutto il microclino e l'ortoclasio) e i più rari litici metamorfici e granitoidi. Le arenarie analizzate possono essere classificate come litareniti vulcaniche secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 60 \pm 12$, $F = 8 \pm 7$, $L = 32 \pm 12$ secondo DICKINSON (1970). La granulometria va da fine a molto grossolana, la selezione varia da moderata a scarsa.

Spessore. Varia considerevolmente: da poche decine di metri sopra Prato S. Pietro (Cortenova) passa verso E a un centinaio di metri tra la V. Cugnoletto e la V. di Baredo (Primaluna), aumenta fino a oltre 300 m fra Introbio e Baiedo per poi attestarsi attorno ai 120 m a monte di Cusio.

Limite inferiore e superiore. Il limite inferiore del Verrucano Lombardo è ovunque discordante su un substrato eterogeneo: a O della V. di Baredo l'unità poggia direttamente sul Basamento Metamorfico Varisico o sui corpi intrusivi post-varisici, suturando un sistema di paleofaglie permiane (SCIUNNACH, 2003). Verso E, l'unità poggia su termini vieppiù recenti del Permiano Inferiore: un contatto con la Vulcanite del Monte Cabianca è

dedotto all'Alpe Piattedo, mentre nel resto del territorio di Introbio il contatto è sempre paraconcordante sulla facies a conglomerati prevalenti della Formazione del Pizzo del Diavolo. Da Valtorta ad Averara l'appoggio è sempre sulla facies ad arenarie prevalenti della Formazione del Pizzo del Diavolo, in chiara discordanza angolare, non accompagnata però, da pedogenesi evidente. Il limite superiore è ovunque paraconcordante con il Servino; solo localmente, dove manchi il membro basale del Servino, il contatto può presentarsi discordante, in bando *onlap*.

Età. L'unità, per quanto noto, è priva di fossili. L'età è desunta per posizione stratigrafica e per correlazione con le Arenarie di Val Gardena del Sudalpino orientale: si indica un generico Permiano Medio? - Superiore.

Interpretazione paleoambientale. Nell'insieme, il Verrucano Lombardo testimonia l'instaurarsi su una larga parte del Sudalpino di un ambiente di deposizione continentale, con evoluzione verticale da conoidi alluvionali, solcate da corsi d'acqua di tipo intrecciato, a una piana alluvionale attraversata da corsi d'acqua a meandri. La colorazione rossa dei sedimenti è interpretata come il prodotto di una piovosità stagionale accentuata in condizioni climatiche generalmente calde e semiaride.

2.3 - SERVINO (SRV)

Denominazione. Unità tradizionale, introdotta da BROCCHI (1808); scheda formazionale in CITA *et alii* (2007a).

Area di affioramento. A monte di Cortenova, in lembi anche consistenti presso Baiedo, e lungo la Faglia di Valtorta. Il Servino tende a dar luogo a pendii dolci e vegetati sulle creste, mentre a fondo valle o a mezza costa può determinare forme dirupate, con forte propensione al dissesto.

Litologia. Nel Servino sono state cartografate due unità, dal basso verso l'alto:

Litofacies prevalentemente silicoclastica (SRV_a). Arenarie quarzose in abbondante matrice dolomitica, alternate a siltiti dolomitiche e marne, ricche di strutture da moto ondoso (*ripple-mark* simmetrici) e da correnti di marea (*wavy* e *linsen bedding*). I litotipi tendono a organizzarsi in sequenze negative *shallowing upwards* spesse in media 5 m. Possono essere presenti sottili intercalazioni di peliti rosse.

Comprende una serie di membri non cartografabili:

Membro di Prato Solaro (SCIUNNACH *et alii*, 1996), con prevalenza di conglomerati, microconglomerati quarzosi e arenarie quarzose di colore da bianco a rosato, con maturità tessiturale (selezione e arrotondamento) e stabilità mineralogica più elevate del sottostante Verrucano Lombardo. Le sequenze sono di tipo positivo. Laminazioni incrociate ad alto angolo e rozzi *ripple-mark* nelle frazioni arenacee più fini, mentre i conglomerati sono, al più con *winnowed pebble* a tetto strato. Sublitareniti e subarkose secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 79 \pm 7$, $F = 6 \pm 4$, $L = 15 \pm 9$

secondo DICKINSON (1970). Le arenarie grossolane, più ricche in litici, hanno colore rosato e selezione da moderata a scarsa; le arenarie medie, più ricche in feldspati, sono bianche e ben selezionate.

Membri di Ca' San Marco, dell'Oolite a Gasteropodi e di Acquaseria (SCIUNNACH *et alii*, 1999). Le arenarie comprendono quarzareniti, subarkose e arkose secondo FOLK (1974), con mode detritiche che passano da $Q = 90 \pm 6$, $F = 7 \pm 5$, $L = 3 \pm 3$ (membro di Ca' San Marco) a $Q = 62 \pm 6$, $F = 29 \pm 5$, $L = 9 \pm 5$ (membro di Acquaseria) secondo DICKINSON (1970).

Litofacies prevalentemente carbonatica (SRV_b). marne dolomitiche policrome, dolomie ibride giallastre e siltiti micacee, con *ripple-mark* simmetrici. Rare intercalazioni di arenarie estremamente fini che si presentano quarzoso-feldspatiche, con mica generalmente abbondante e rarissimi litici. Modeste mineralizzazioni a siderite presso Baiedo. Comprende gli "Strati a Myophoria" e il "membro superiore" (SCIUNNACH *et alii*, 1999).

Spessore. Si aggira mediamente sui 150 m, con variazioni poco marcate.

Limite superiore. Il passaggio alla soprastante carniola di Bovegno è quasi ovunque male esposto e tettonizzato. Il limite può pertanto sembrare in certa misura transizionale per la difficoltà che si incontra sul terreno a distinguere le due formazioni: in realtà, la sua natura discontinua e blandamente erosionale si può intuire in sezioni esterne all'area di studio.

Fossili. Nella litofacies prevalentemente silicoclastica si segnala una ricca associazione a *Claraia* in V. Cugnoletto presso Primaluna (POSENATO *et alii*, 1996), mentre *Neoschizodus ovatus* è diffuso in modo più ampio. Nella litofacies prevalentemente carbonatica i macrofossili comprendono *Natiria costata*, *Costatoria costata* e ammonoidi (*Tirolites* sp.); è anche diffuso il foraminifero *Meandrospira pusilla*.

Età. Il Servino coincide in larga misura con il Triassico Inferiore. Avvalorano questa datazione le faune a *Claraia* (Griesbachiano sup. – Dieneriano inf.) nella parte inferiore della litofacies prevalentemente silicoclastica (SRV_a) e l'associazione a *Tirolites* e *M. pusilla* (Spathiano= Olenekiano superiore) nella litofacies prevalentemente carbonatica (SRV_b). Il Membro di Prato Solaro è ritenuto Griesbachiano per posizione stratigrafica e per la segnalazione dei bivalvi triassici *Neoschizodus laevigatus* e *Unionites canalensis* (MERLA, 1933). Tuttavia, la correlazione con il Servino dell'Anticlinale Camuna, dove sublitareniti grigie si posizionano al di sotto del Calcare di Praso (ritenuto equivalente all'Orizzonte di Tesero) non esclude che questo membro si collochi nel Permiano terminale.

Interpretazione paleoambientale. Il Membro di Prato Solaro viene riferito ad ambienti di delta-conoide. Nella litofacies prevalentemente silicoclastica le strutture sedimentarie, l'elevata maturità tessiturale delle sabbie e i *lag* a bivalvi testimoniano l'affermarsi di ambienti litorali ad alta

energia, da piana tidale sabbiosa a delta-conoide distale. Nella litofacies prevalentemente carbonatica i caratteri sedimentologici e le tanatocenosi indicano un ambiente marino più aperto.

2.4 - CARNIOLA DI BOVEGNO (**BOV**)

Denominazione. Unità definita da ASSERETO & CASATI (1965).

Area di affioramento. Su larga parte del foglio, l'unità si presenta in lembi discontinui e tettonizzati alla sommità della successione stratigrafica dell'Anticlinale Orobica o, più raramente, alla base delle unità strutturali caratterizzate da una successione mediotriassica.

Litologia. Breccie dolomitiche e dolomie di colore giallastro, di aspetto tipicamente vacuolare fino a cavernoso (carniole, *cargneule*, *rauchwacke* Auct.); più raramente intercalazioni, anche in pacchi metrici, di dolomie grigie compatte, dolomie arenacee, siltiti e arenarie estremamente fini, in strati tendenzialmente planari. Le cavità nelle dolomie sono spesso colmate da cristalli di gesso e anidrite. Questa unità, per la presenza di evaporiti, ha rappresentato un orizzonte di scollamento preferenziale. I litotipi si presentano in genere tettonizzati e i rapporti stratigrafici originari tra le diverse facies sono spesso obliterati. Le strutture sedimentarie sono molto mal preservate. Nelle breccie dolomitiche sono presenti ciottolotti di siltiti policrome, analoghe a quelle osservate nella parte alta del Servino, con dimensioni massime fino a 3 cm; le rare intercalazioni di arenarie estremamente fini e siltiti presentano composizioni quarzoso-feldspatiche, con mica chiara detritica generalmente abbondante e rarissimi frammenti litici. I materiali clastici della carniola di Bovegno mostrano pertanto forti analogie con le sottostanti arenarie del Servino, e si distinguono nettamente dai terrigeni carnici che, anche per granulometrie molto fini, sono caratterizzati da una prevalenza della frazione litica e dalla scarsità di quarzo. Il criterio è stato utilizzato per attribuire alla successione Servino-carniola di Bovegno due affioramenti, situati a Ponte della Folla (Cremeno, Valsassina) e lungo la strada Taleggio-Baita Roncale (Averara, V. Brembana), che in letteratura erano stato riferiti alla Formazione di San Giovanni Bianco (CASATI & GNACCOLINI, 1967; SCHÖNBORN, 1992; JADOUL, 1994).

Spessore. Valutabile in 50 m circa, con notevoli incertezze legate all'assenza di una sezione continua da base a tetto e alla natura quasi sempre tettonica dei rapporti con le unità contigue.

Limite superiore. Apparentemente transizionale il limite con il soprastante Calcare di Angolo. Nei primi 75 m di quest'ultimo si incontrano intercalazioni metriche di breccie dolomitiche giallastre in facies di carniola di Bovegno (CASATI & GNACCOLINI, 1967, p. 66 e fig. 21).

Età. L'unità è priva di fossili. L'età, in base alla posizione stratigrafica, si estende dallo Spathiano (Olenekiano superiore) all'Anisico inferiore.

Interpretazione paleoambientale. La carniola di Bovegno è interpretata come il risultato della diagenesi di un'originaria successione di sedimenti dolomitici e solfatici, deposti in ambienti a circolazione ristretta e in condizioni climatiche aride (*sabkha*). La presenza di *mud-crack* concorda con questo modello, mentre i ciottoli provenienti dalla facies prevalentemente carbonatica del Servino potrebbe indicare la locale erosione delle soglie che delimitavano le lagune evaporitiche. Rispetto ai sedimenti del Servino, la carniola di Bovegno testimonia un'importante regressione, non accompagnata da una significativa deposizione silicoclastica, e quindi presumibilmente legata a cause eustatiche.

2.5 - CALCARE DI ANGOLO (ANG)

Definizione. Unità introdotta da ASSERETO & CASATI (1965) e scheda formazionale in ASSERETO & CASATI (1968).

Area di affioramento. Gruppo delle Grigne, soprattutto nella scaglia settentrionale; presso Olmo al Brembo; in brandelli tettonizzati tra M. Due Mani e Cima Muschiada e sul crinale N della Val Taleggio, nel *klippe* del M. Sodadura, e in lembi ridotti alla base del *klippe* del Bruco.

Litologia. Nelle aree dove il Calcare di Angolo affiora più estesamente, si possono distinguere diverse litofacies sia in senso verticale che in senso laterale. Qualora non distinguibili localmente sono cartografate come (ANG). Le litofacies cartografate separatamente sono le seguenti:

1) Litofacies calcarea (ANG_a). Calcarei grigi (*mudstone* e *wackestone*) in strati debolmente nodulosi spessi 10-30 cm, sovente rinsaldati a formare banchi metrici, con sottili intercalazioni e giunti siltosi e argillitici. La parte inferiore risulta talora debolmente dolomitizzata. Questa litofacies è presente nella parte inferiore della formazione nei settori O del foglio e ne rappresenta la porzione più consistente o quasi esclusiva procedendo verso la valle Brembana. Negli affioramenti più orientali si trovano in prevalenza calcari grigio scuro ben stratificati, in strati planari di 15-40 cm, privi di inquinamento terrigeno grossolano. Lo spessore può raggiungere i 300 m.

2) Litofacies siltosa (ANG_b). Siltiti e arenarie da medie a finissime a cemento calcareo, grigie, marroncine in alterazione, molto ricche in muscovite, formanti strati di 20-50 cm, spesso rinsaldati in banchi metrici. Formano cicli *fining-upwards* anche di 5-10 m di spessore, che si concludono con calcari nodulosi fasciati da siltiti e arenarie finissime. Questa litofacies è particolarmente diffusa nelle porzioni O e N del gruppo delle Grigne, dove passa lateralmente al Membro della Valsassina della Formazione di Bellano. Sul *klippe* del M. Sodadura nella parte superiore della formazione compaiono calcari siltoso-micacei grigio scuro-brunastri, seguiti da intercalazioni di areniti ibride da medie a grossolane, di cui l'ultima con frequenti articoli di crinoidi. Sino a 160 m di spessore.

3) Non distinte cartograficamente le Carniole: dolomie giallastre,

brecciate e/o vacuolari, simili alla facies tipica della sottostante carniola di Bovegno, di colore giallo tendente al grigio. Nel settore del M. Faino, si intercalano in più livelli ai calcari grigi stratificati della facies calcarea, rendendo transizionale il limite con la carniola di Bovegno.

Per omogeneità con il contiguo F. Clusone, il Banco a Brachiopodi viene trattato nel calcare di Prezzo.

Spessore. Il Calcare di Angolo varia da decine di metri a oltre 300 m.

Rapporti stratigrafici. In Grigna Settentrionale la formazione è compresa verticalmente tra carniola di Bovegno e calcare di Prezzo. Nello stesso gruppo montuoso verso occidente si indenta lateralmente con la Formazione di Bellano. In tutte le altre zone di affioramento la parte basale risulta elisa tettonicamente. Verso l'alto può passare al calcare di Prezzo o a una sua facies marginale che fa da transizione tra il Banco a Brachiopodi e la base della formazione di Esino. In valle Brembana manca la litofacies siltosa.

Fossili. La parte inferiore dell'unità è in genere sterile. Dopo i primi 50-100 m, mentre macroscopicamente si rinvencono solo piccoli gasteropodi, non sono rari i foraminiferi. Significativa è la specie *Meandrospira dinarica* KOCHANKI-DEVIDÉ, cui si può accompagnare *Pilamina densa* PANTIC.

Età. Il Calcare di Angolo è di età anisica. Non vi sono elementi per definire con esattezza l'età della sua base, che potrebbe oscillare tra Anisico inferiore e medio. La buona presenza verticale di *Meandrospira dinarica* indica che una porzione consistente dell'unità si è deposta durante l'Anisico medio (Pelsonico).

Ambiente deposizionale. Il Calcare di Angolo si è deposto in una ampia baia marina poco profonda. Nella sua parte inferiore, l'ambiente doveva essere alquanto confinato, con ossigenazione al fondo limitata. Verso l'alto, con la maggiore variabilità laterale degli ambienti, verso occidente e forse anche verso N, iniziarono a progredire periodicamente nella baia conoidi terrigene. Alla ciclicità a grande scala si accompagna anche la diffusione di comunità di organismi limivori che diedero origine durante la fossilizzazione e litificazione ai tipici orizzonti nodulosi e bernoccoluti. La maggiore diversificazione e ossigenazione degli ambienti permise lo sviluppo di associazioni a foraminiferi e microgasteropodi. Nella parte sommitale, laddove non giungevano le passate terrigene connesse con le conoidi della Formazione di Bellano, si identificarono anche secche a sedimentazione carbonatica precocemente dolomitizzate, soggette a emersione temporanea, come indicano i livelli a *fenestrae*. trasgressione, che troverà compiuta espressione nel soprastante calcare di Prezzo.

2.6 - CALCARE DI CAMORELLI – LITOFACIES DOLOMITICA(CMR_a)

Denominazione. Unità introdotta da ASSERETO & CASATI (1965), ridescritta nell'area-tipo da GAETANI & GORZA (1989) e formalizzata da

DELFRATI (2000a). Corrisponde alle “Dolomie peritidali” di JADOUL & ROSSI (1982), poi attribuite al Calcare di Camorelli da BERRA *et alii* (2005).

Area di affioramento. L'unità è presente al margine orientale del foglio, dove sono presenti solo le facies sommitali dolomitizzate (**CMR_a**).

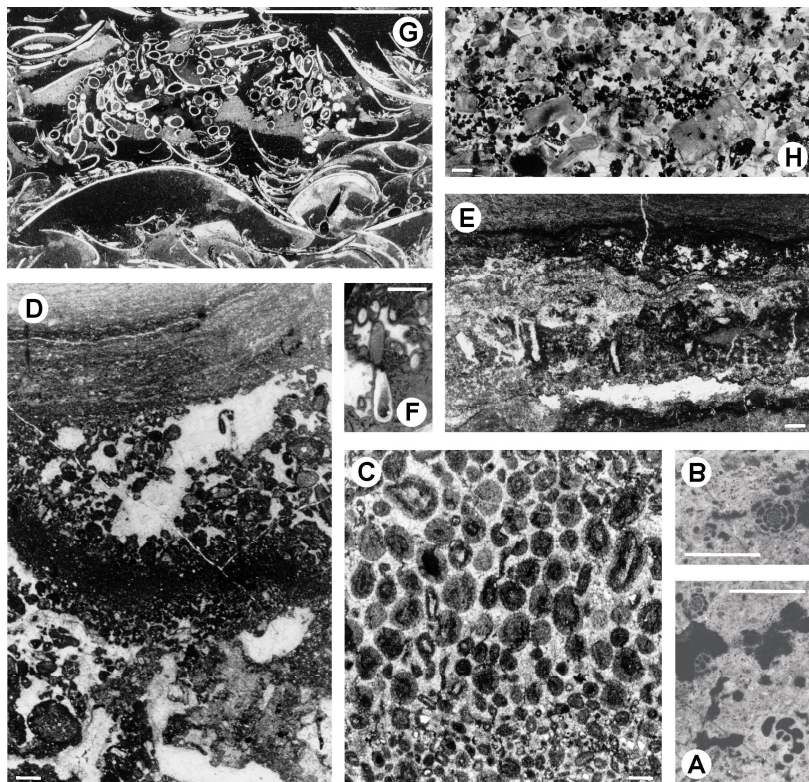


Fig. 5 – Microfacies rappresentative delle unità carbonatiche mesozoiche del Foglio Lecco. A-B: Calcare di Angolo, Val Meria (Mandello del Lario) – packstone condensato (hardground) con *Meandrospira dinarica*, *Endoteba gr. badouxi*. C: Calcare di Angolo, M. Melma (Lecco) – grainstone oolitico. D: F.ne di Breno, Campelli (Abbadia Lariana) – calcare loferitico (dismicrite secondo FOLK) con peloidi, oncoidi incipienti e veli stromatolitici nella parte sommitale. E: Formazione di Gorno, Necrebbio (Abbadia Lariana) – packstone siliceo bioturbato. F: Dolomia Principale, Sant’Omobono Imagna – packstone bioclastico (sparite “poco lavata” secondo FOLK) ad alghe dasycladacee e serpulidi. G: Calcare di Zu (litozona inferiore/livelli transizionali all’Argillite di Riva di Solto), Valle dell’Oro (Civate) – packstone riccamente bioclastico (coquina) a bivalvi pelagici (si notino le strutture geopetali) e anellidi. H – Calcare di Sedrino, Brumano – grainstone bioclastico a echinodermi (encrinite). Tutte le foto sono da sezioni sottili riprese in luce polarizzata parallela od obliqua, tranne F (lastra lucidata); barra di scala = 500 μ m (tranne F, G = 1 cm).

Litologia. Calcari dolomitici e dolomie con cicli da subtidali a peritidali

con diffuse alghe dasycladacee e laminazioni stromatolitiche planari. La dolomitizzazione è più pervasiva in prossimità del tetto dell'unità. I carbonati subtidali contengono alghe dasycladacee e sono spesso bioturbati; quelli inter-sopratidali presentano laminazioni stromatolitiche e brecciole a clasti piatti dolomitizzati.

Spessori. L'unità supera i 200 m di spessore in Val Brembana.

Limiti. Il limite superiore con il calcare di Prezzo è ovunque netto con la comparsa di calcari e calcari marnosi neri.

Fossili. Le microfacies contengono *wackestone* bioturbati, *packstone* e *grainstone* intraclastico-bioclastici con oncoidi, peloidi, diffuse dasycladacee e piccoli foraminiferi bentonici (*Meandrospira dinarica*, *Trochammina almtalensis*, *Nodosaria* sp., *Endotriadella* sp., *Diplotremina astrofimbriata*, *Duostomina* sp.).

Età. Anisico medio.

Interpretazione paleoambientale. Il Calcare di Camorelli documenta lo sviluppo di estese piane carbonatiche peritidali.

2.7 - FORMAZIONE DI BELLANO (BLN)

Denominazione. Unità introdotta da GAETANI (1982) come "Conglomerato di Bellano" e rinominata "Formazione di Bellano" in GAETANI *et alii* (1987). Scheda formazionale di DELFRATI & SCIUNNACH (2000).

Area di affioramento. Forma una fascia continua al piede delle unità strutturali della Grigna settentrionale e meridionale; affioramenti limitati si trovano in V. Meria, e alla base del *klippe* del Bruco. Non si distingue cartograficamente, nella parte basale, il Membro della Valsassina (DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1983; GAETANI *et alii*, 1987).

Litologia. Conglomerati fini a clasti vulcanici e cristallini, litareniti micacee ibride e dolomie ibride. Il Membro della Valsassina si differenzia per la minore abbondanza delle facies terrigene e per una prevalenza di dolomie ibride, sovente vacuolari e/o nodulari, siltiti con *ripple-mark*, marne dolomitiche e calcari marnosi. La composizione delle arenarie, comprende litareniti feldspatiche e arkose litiche ricche di microclino, litici vulcanici a struttura felsitica e frammenti di roccia granofirici e ortogneissici, che testimoniano una fase di sollevamento relativo di aree sorgenti costituite da basamento varisco e vulcaniti permiane poste a occidente (SCIUNNACH *et alii*, 1996).

Spessore. Lo spessore massimo nell'area di studio raggiunge i 130 m.

Limite superiore. Contatto netto con il calcare di Prezzo soprattutto nelle sue facies marginali o con il Membro dell'Albigo della formazione di Esino; in tal caso è frequente osservare, alla sommità della Formazione di Bellano, un intervallo ad areniti ibride zeppe di articoli di crinoidi, che dovrebbe rappresentare un equivalente laterale del Banco a Brachiopodi.

Fossili. Non si segnalano macrofossili significativi. Ricca e diagnostica l'associazione a palinomorfi rinvenuta nel Luganese (SOMMARUGA *et alii*, 1998) e foraminiferi bentonici nella sezione-tipo di Bellano (DELFRATI & SCIUNNACH, 2000).

Età. Il contenuto paleontologico conferma l'età pelsonica e in parte illirica dell'unità. Verso il bacino, la Formazione di Bellano è ricoperta e in parte si indenta con il Banco a Brachiopodi, che contiene abbondante fauna dell'Anisico medio-superiore. La flora descritta presso Lugano, indicherebbe un'età anisica superiore forse sin dalla base.

Interpretazione paleoambientale. L'ambiente di deposizione, come suggerito dall'accentuata variabilità laterale di facies anche grossolane e dalla presenza di intercalazioni di sedimenti marini, localmente bioclastici, si ricondurrebbe a un delta-conoide, alimentato da un'area sorgente ad O.

2.8 - CALCARE DI PREZZO (**PRZ**)

Denominazione. Il temine *Prezzo-Kalk* (BITTNER, 1881) è stato ripreso da ASSERETO & CASATI (1965). Scheda formazionale in GAETANI (1971).

Aree di affioramento. Il calcare di Prezzo è presente con buono sviluppo solo nella parte centro-meridionale della Grigna settentrionale. Nelle altre due scaglie tettoniche delle Grigne sono presenti solo facies transizionali, potenti in genere meno di 10 m, che possono venir riferite a tale formazione. A oriente della Valsassina la presenza di tale unità è discontinua.

Litologia. Due sono le litofacies caratteristiche di questa unità, non cartografabili separatamente alla scala del foglio. Nella parte inferiore si trovano calcari nodulosi grigi, in noduli di 5-10 cm di spessore, fasciati da siltiti e argilliti e subordinati calcari arenacei. Dopo circa 15 m, compaiono più frequenti intercalazioni argillitiche e in 1-2 m la nodulosità si riduce nettamente. Segue la seconda litofacies in cui si ha una regolare alternanza di calcari grigio scuri abbastanza planari con argillo-siltiti fissili nerastre in strati di spessore confrontabile con quello dei calcari. Verso l'alto lo spessore di queste intercalazioni si riduce progressivamente. Accanto a queste due litofacies caratteristiche è stato cartografato nel calcare di Prezzo anche il Banco a Brachiopodi (**PRZ_d**), a causa dell'esiguo spessore. Si tratta di una litozona non particolarmente dissimile dai calcari nodulosi della litofacies calcarea del Calcare di Angolo, solo talora un poco più siltosa. Da essa si distingue per il ricco contenuto faunistico, che ne rappresenta una importante componente litogenetica. Sono alquanto diffusi i crinoidi, che possono formare vere e proprie encriniti, ed i brachiopodi. Nelle sezioni della Grigna meridionale, sopra il Banco a Brachiopodi si sviluppano le facies basali del calcare di Prezzo ancora abbastanza nodulose, ma la formazione non si sviluppa verso l'alto, venendo sostituita dalla formazione di Esino. Nella Scaglia del Coltignone, nella stessa posizione stratigrafica

sono diffusi oncoidi di 1-2 cm di diametro sostenuti dalla matrice (*wackestone*). Sono stati cartografati anch'essi indistintamente nel calcare di Prezzo.

Spessore. Gli spessori raramente superano i 45-65 m. Le facies transizionali non raggiungono i 10 m.

Limite superiore. Verso l'alto, laddove il calcare di Prezzo è rappresentato solo dalle facies transizionali, questo passa a calcari dolomitici in strati progressivamente crescenti di spessore sino a divenire a stratificazione indistinta, riferiti alla formazione di Esino. Dove invece l'unità raggiunge gli spessori maggiori, passa alla Formazione di Buchenstein; il limite è sovente contraddistinto da livelli di tufiti verdastre o grigie. Lateralmente, verso occidente in Grigna settentrionale (Alpi di Era e Val del Quadro), il calcare di Prezzo si indenta con le facies di piattaforma carbonatica.

Fossili. Nel Banco a Brachiopodi, si trovano orizzonti zeppi di elementi di crinoidi e di brachiopodi. Tra questi la forma dominante è *Tetractinella trigonella*, cui si accompagnano, ma meno frequenti o addirittura rari, *Mentzelia mentzeli*, *Decurtella decurtata*, *D. vivida*, *Aulacothyroides alius*, *Punctospirella fragilis* e *Angustaethyris angusta*. Tra i foraminiferi, nella parte sommitale del Banco a Brachiopodi in V. Meria può comparire in grande abbondanza *Paulbronnimannia judicariensis*. D. GERMANI (com. pers.) ha rinvenuto nel Banco a Brachiopodi in V. Meria e alle Alpi di Mogafieno i seguenti conodonti: *Paragondolella bifurcata*, *P. hanbulogi*, *P. praeszaboi praeszaboi*, *P. bulgarica*. I brachiopodi sono ancora presenti anche se piuttosto rari lungo la maggior parte della soprastante sezione, con *Koevekallina koeveskalyensis*, *Piarorhynchia trinodosi* e raramente *Mentzelia mentzeli*. Gli ammonoidi, diffusi nel calcare di Prezzo in Lombardia centro-orientale, qui sono molto rari, probabilmente per motivi diagenetici.

Età. Il Banco a Brachiopodi è dell'Anisico medio-superiore. La rimanente formazione contiene rari *Paraceratites* sp. che permettono di confermare la tradizionale attribuzione di questa formazione all'Anisico superiore (Illirico), datazione che è confermata anche dai conodonti, in aree dell'adiacente F. Clusone (GERMANI, 2001).

Interpretazione paleoambientale. La variegata situazione ambientale (Formazione di Bellano/Calcare di Angolo/Calcare di Camorelli) venne uniformemente ricoperta dalle sabbie bioclastiche carbonatiche del Banco a Brachiopodi, dove estese praterie a crinoidi fornivano supporto e protezione alle comunità di brachiopodi, foraminiferi e conodonti. Il Banco a Brachiopodi testimonia la diffusione della biodiversità, con buoni collegamenti verso il mare aperto, in un contesto sequenziale di trasgressione. Il calcare di Prezzo rappresenta il primo stadio della marcata differenziazione di facies che caratterizza il Triassico Medio nelle Alpi

Meridionali, identificando le facies di bacino. Si tratta di depressioni di profondità probabilmente non superiore ai 50-100 m, entro cui si accumulava la micrite dilavata dalle piattaforme carbonatiche che iniziavano a crescere in aree adiacenti, unitamente alle argille e siltiti provenienti dalle aree emerse presenti probabilmente a O e N delle Grigne. La tipica alternanza calcari-argille è stata interpretata come un segnale primario oppure diagenetico. La mancanza di strutture trattive sembrerebbe escludere la presenza di correnti di torbidità con sedimenti fini in carico.

2.9 - FORMAZIONE DI ESINO (ESI)

Denominazione. Termine introdotto da STOPPANI (1857) come “dolomia o calcare dei petrefatti di Esino” e ripreso da HAUER (1858) come “*Esinokalk*”. Gli autori hanno spesso utilizzato il termine litologico Calcare o Dolomia di Esino. Poiché la distribuzione della dolomitizzazione non è costante e può variare sia in senso laterale che verticale, si preferisce utilizzare il termine formazione di Esino. In letteratura, se pur sono state proposte suddivisioni locali in litozone (JADOUL *et alii*, 1992a; 2000), non si è mai pervenuti a classificazioni formali di rango minore.

Area di affioramento. La formazione prende nome da una località compresa nel Foglio Lecco, ove STOPPANI descrisse le ricche faune a molluschi dei dintorni di Esino Lario. La Grigna settentrionale ne costituirebbe quindi l’area-tipo. Forma l’ossatura delle tre Scaglie del Gruppo delle Grigne e del P.zo d’Erna, ed è presente in lembi minori sul versante E della Valsassina (Zucco Angelone, Cima Muschiada) ed alla testata della Val Taleggio (Corno del Bruco). Infine è presente sul versante destro della V. Brembana, da Camerata Cornello sino a Olmo al Brembo. Complessivamente occupa non meno di 50 km² nell’ambito del foglio. Non è mai stata descritta una sezione completa della formazione di Esino, ma solo spezzoni, anche perché l’unità presenta importanti variazioni laterali di facies e frequentemente forma pareti con elevate difficoltà alpinistiche.

Litologia. La formazione di Esino rappresenta il prodotto della deposizione su una piattaforma carbonatica in un contesto a elevata subsidenza (>100 m/Ma). La piattaforma si indentava con i bacini adiacenti in modo complesso. A causa della importante strutturazione tettonica subita, le terminazioni laterali della piattaforma sono conservate solo nella Scaglia della Grigna settentrionale. Altrove, la differenza di competenza tra corpi carbonatici massivi e adiacenti successioni carbonatico-terrigene sottilmente stratificate ha comportato il posizionamento preferenziale della faglie e degli accavallamenti in corrispondenza delle transizioni litologiche (JADOUL & GAETANI, 1987). Di conseguenza, molti lembi tettonici comprendono solo una parte dell’edificio della piattaforma carbonatica. In seguito a ciò, la descrizione litologica e litostratigrafica si basa in primo luogo sulla situazione esemplare della Grigna settentrionale, dove si possono

riconoscere, all'interno della formazione, distinzioni litostratigrafiche che trovano solo parziale corrispondenza con quanto identificato nell'attiguo Foglio Clusone (JADOUL *et alii*, 1992a). In quel foglio sono state riconosciute le facies di margine/pendio e di piattaforma interna, suddivisioni adottate nel Foglio Lecco limitatamente al versante brembano.

In particolare nell'area-tipo si possono distinguere due edifici sovrapposti (GAETANI *et alii*, 1998; LANDRA *et alii*, 2000).

L'edificio inferiore, tuttavia non cartografato separatamente, è ben identificabile nella parte S della Grigna settentrionale, tra le Alpi di Era a O e la V. di Baredo a E. Il suo nucleo è costituito da calcari chiari massicci o privi di stratificazione (*bindstone* e *packstone-wackestone* ad alghe blu-verdi e microproblematici come *Tubiphytes*). Verso N e verso l'alto, tende a passare a calcari in grossi banchi, con cicli metrici peritidali contenenti rare alghe dasycladacee e gasteropodi. Questa parte tende a divenire progressivamente dolomitizzata in direzione N. A settentrione del foglio è stata distinta una facies basale (membro dell'Albige: **ESI₁**; GIANOTTI, 1968; GAETANI *et alii*, 1987) caratterizzata dall'alternanza ritmica di dolomie stratificate, con sottili interstrati di siltite e arenaria fine di colore rossiccio, verdastro o bruno. Il limite con la facies tipica della formazione di Esino viene fatto coincidere con la scomparsa della stratificazione. Nell'area del foglio questa facies è troppo sottile (10-15 m) per essere cartografata separatamente, tranne che al margine S della Grigna meridionale, dove l'alternanza dei litotipi è limitata a dolomie grigie e marne siltose brune.

Verso i quadranti S, l'edificio inferiore presenta spettacolari esempi di clinoformi (Sasso Cavallo e Sasso dei Carbonari) in cui sono prevalenti calcareniti e calciruditi fini, alimentate da carbonati litificati precocemente lungo il margine superiore della piattaforma (Fig. 6). Questi clinoformi si raccordano a lingue di brecce grossolane, calciruditi e anche clasti carbonatici metrici, che si indentano con le facies bacinali. L'indentazione inferiore è la più estesa ed è stata identificata come Lingua del Calimero (TRÜMPY, 1930) sul versante E della scaglia. Questa lingua, distinta cartograficamente come membro informale (calcare di San Calimero: **ESI₂**), ha uno spessore max di 70-80 m ed è costituita da almeno quattro episodi di risedimentazione, con corpi di brecce, calciruditi e *pebbly mudstone*, grossolanamente organizzati in corpi gradati passanti verso l'alto a calcareniti. Talora tra i diversi corpi si osservano sottili intercalazioni discontinue di tufiti verde-giallastro in facies di "Pietra Verde". Equivalente al calcare di San Calimero e cartografata con la stessa sigla, è la grossa lingua che si distacca dalla piattaforma a oriente della Traversata Alta e forma la bastionata delle Alpi di Mogafieno (Fig. 6). Anche in questo caso alla sommità della lingua si trova un livello di tufiti, tipo "Pietra Verde". Le successive indentazioni sono particolarmente ben esposte e numerose (6-7) alla testata della Foppa del Ger (GAETANI in CITA & FORCELLA, 1998, fig.

22.7). Mentre la prima e più estesa lingua del calcare di San Calimero si indenta con la Formazione di Buchenstein, le successive si indentano con la Formazione di Wengen. Queste successive lingue non sono particolarmente erosive sul substrato e, soprattutto, progradano limitatamente verso bacino. Sul versante N del paleogolfo di Alpe Prabello, entro cui si sedimentava la Formazione di Wengen, le indentazioni si presentano molto meno sviluppate e tendono a formare più sottili corpi discontinui di brecce carbonatiche. La zona di indentazione con il calcare di Perledo-Varenna è esterna all'area del foglio, in direzione NO. Le uniche aree comprese nel foglio dove si può osservare, con difficoltà, il passaggio laterale formazione di Esino/calcare di Perledo-Varenna sono in V. Meria e sul versante N dello Zucco Angelone sino al Monte Chiavello.

L'edificio inferiore termina verso l'alto con un orizzonte pedogenizzato giallo-rossastro che poggia su dolomie giallastre pulverulente, ben riconoscibile tra la Bocchetta della Bassa sino all'uscita della ferrata del Sasso dei Carbonari. Questo paleosuolo sepolto è particolarmente ricco in ematite e argilla illitica. Se in questa zona il riconoscimento della suddivisione in due edifici della formazione di Esino è semplice, il tracciamento di queste suddivisioni verso N, e specialmente verso NE, è problematico. Nell'area del P.zo della Pieve–V. dei Molini la formazione di Esino è totalmente dolomitizzata e molte delle strutture deposizionali originali sono obliteate; inoltre qualità e percorribilità degli affioramenti sono sfavorevoli. Pertanto in quest'area i due edifici non sono distinguibili.

Il secondo edificio forma la parte sommitale della Grigna settentrionale, per poi estendersi verso N, dove costituisce gran parte del circo del Vò di Moncodeno, la costiera M. Pilastro-M. Croce-Costa di Saetta e la costiera che orla la V. dei Molini sino ai Pizzi di Parlasco, a N del foglio.

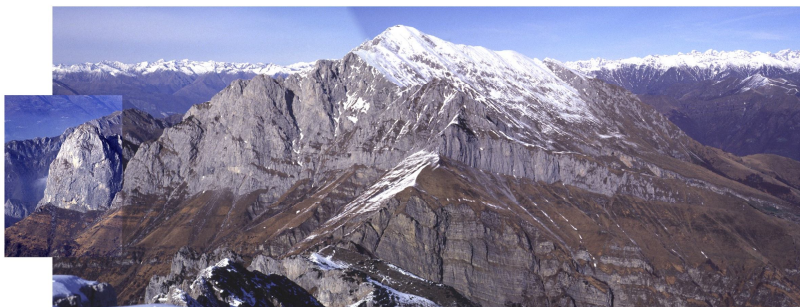


Fig. 6 - Lingue progradanti e clinoformi della piattaforma inferiore della formazione di Esino, tra Sasso Cavallo e Alpi di Mogafieno, visti dalla vetta della Grigna Meridionale (Foto M. GAETANI)

In questo secondo edificio si osservano le seguenti caratteristiche:

- 1) Le superfici clinoformi sono meno diffuse e meno inclinate.
- 2) Sono presenti facies interne con cicli peritidali metrici, per cui sono molto più diffuse le successioni chiaramente stratificate.
- 3) Nella parte superiore sono frequenti le evidenze di dissoluzione, con successive precipitazioni di cementi. Le facies più caratteristiche sono quelle con cavità colmate da cementi, già descritte da Stoppani come spugne fossili con il nome di *Evinospongia* (FRISIA *et alii*, 1989). Ugualmente molto diffuse nella parte sommitale al limite N del foglio altre facies a cementi (JADOUL in GAETANI *et alii*, 1987).
- 4) La maggiore abbondanza di fossili. Sono presenti in località classiche come al Sass di Lümach (STOPPANI, 1857-1860; ROSSI RONCHETTI, 1959, 1960), e in altre località. Particolarmente significativa la presenza di ammonoidi, che consentono una discreto inquadramento stratigrafico, di gasteropodi, coralli coloniali ed alghe dasycladacee.

La dolomitizzazione interessa diffusamente la parte inferiore di questo edificio, mentre la parte superiore stratificata è solitamente calcarea. Data la sua agevole distinzione, è stata cartografata come litofacies di piattaforma interna (**ESI_b**), in analogia con quanto si osserva nel contiguo foglio Clusone.

Nelle altre unità strutturali non tutte le distinzioni sopra descritte sono possibili. In Grigna meridionale la formazione è prevalentemente dolomitizzata, massiva o priva di stratificazione, con l'eccezione della cresta a O del Rifugio Rosalba, dove compaiono delle successioni peritidali in banconi, sempre alquanto dolomitizzate. Nella Scaglia del Coltignone, sopra la parte basale massiccia o non stratificata, si individua una potentissima successione in grossi banchi, generalmente calcarea, con tendenza a formare cicli peritidali ricchi in oncoidi. Nei 200 m superiori divengono più frequenti le strutture a *tepee*, legate a temporanee emersioni della piattaforma (MUTTI, 1992; 1994; RODEGHIERO *et alii*, 1987).

Nella parte centro-orientale del foglio non distinguendo gli edifici sovrapposti, sono state cartografate solo le facies caratteristiche. La litofacies di margine/pendio (**ESI_a**) è stata distinta in una piccola porzione a S di Piazza Brembana. Nel *klippe* del Bruco è rappresentata una successione intensamente fratturata e ricristallizzata. Si riconoscono: calcari dolomitici di colore chiaro, in strati di 20-50 cm, breccie intraformazionali e calcareniti grossolane a clasti anche ben arrotondati di colore scuro; calcareniti e brecciole con *bindstone*, aggregati algali, bioclasti, *packstone* bioclastici.

Nella fascia lungo la V. Brembana, nella porzione più bassa affiorante (Olmo al Brembo) si riconoscono facies stratificate di piattaforma interna (**ESI_b**), con cicli peritidali a *fenestrae*, riferibili alla Litozona 2 di JADOUL *et alii* (1992a). Tuttavia la maggior parte dell'unità è massiva (Litozona 4 di JADOUL *et alii*, 1992a), dominata da *packstone*, *wackestone* e *mudstone* con oncoidi, gasteropodi, bivalvi e foraminiferi. Nella parte sommitale delle

bancate, spesse fino a 10 m, compaiono localmente orizzonti peritidali, con accenni di laminazione a *fenestrae*. Il tetto della successione presenta calcari ben stratificati di colore nocciola e rosato, in evidenti cicli peritidali con orizzonti di emersione. Cementi vadosi e strutture a *tepee* sono comuni.

Spessore. Lo spessore può raggiungere i 1200 m (Scaglia del Coltignone) e si attesta mediamente sugli 800 m. Spessori assai ridotti, nell'ordine dei 250 m, caratterizzano l'Unità di Muschiada.

Rapporti stratigrafici. Inferiormente la formazione di Esino è in contatto graduale con Banco a Brachiopodi, calcare di Prezzo, Formazione di Buchenstein, secondo la posizione, da paleoalto a bacino.

Verso l'alto la formazione di Esino presenta ovunque facies peritidali in cui progressivamente sono più frequenti episodi di dissoluzione con cementi vadosi e strutture a *tepee* variamente evolute. Nomenclaturalmente, ove queste facies sommitali sono particolarmente evolute e sono state oggetto di intensa coltivazione industriale ("Arabescato Orobico"), questi orizzonti sono stati separati in una unità indipendente (Formazione del Calcare Rosso: ASSERETO *et alii*, 1977). Nelle Grigne, dove le intercalazioni di "terra rossa" sono scarse o assenti e dove le facies sopratidali sono molto meno sviluppate, questa parte non è stata separata nomenclaturalmente. Nell'area dei Piani Resinelli le facies brecciate sommitali sono mineralizzate (RODEGHIERO *et alii*, 1987).

Ove il calcare Rosso non sia distinto cartograficamente, la formazione di Esino è ricoperta dal Calcare Metallifero Bergamasco o dalla Formazione di Breno. Il contatto è netto con la comparsa di calcari dolomitici o dolomie grigio-bluastre in strati debolmente nodulosi di 30-50 cm, spesso ben suddivisi da sottili interstrati di argilliti scure.

Lateralmente la formazione di Esino si indenta con due tipi di successioni bacinali. La prima è la successione calcare di Prezzo/Formazione di Buchenstein/Formazione di Wengen, su cui prograda sino a suturarla. La seconda successione è rappresentata dal calcare di Perledo-Varenna, con cui l'interdigitazione è relativamente contenuta, con lingue di piattaforma che in genere si estendono per qualche centinaio di metri al massimo entro il bacino e scarsi livelli risedimentati grossolani.

Fossili. La formazione di Esino è solo localmente ricca in macrofossili. Non rari sono i gasteropodi e talora anche i bivalvi, tra cui *Daonella tommasii* (SCHATZ, 2005), caratteristica del calcare di San Calimero, che formano lenti di accumulo entro i canali di marea della piattaforma. I margini non sono biocostruiti da coralli coloniali. Famoso il giacimento del "Sass di Lümach" (il toponimo dimostra l'abbondanza di fossili) da cui provengono le antiche collezioni di STOPPANI e quelle studiate da ROSSI RONCHETTI (1959, 1960), cui si rimanda per l'elenco delle numerose specie identificate. Significativo il ritrovamento di ammonoidi sul versante E dei Tre Sassi in Grigna settentrionale, tra cui *Iberites*.

In sezione sottile sono significativi i microproblematica come *Tubiphytes* sp., *Tolypammina gregaria* e più rari foraminiferi. Nelle porzioni subtidali di ambiente protetto sono frequenti i talli di alghe dasycladacee, soprattutto *Diplopora annulata*, di cui si hanno ricchi accumuli a NE di Esino e in Val Verde nella Scaglia del Coltignone.

Età. È compresa entro il Triassico Medio per le litofacies principali (ESI_a e ESI_b). La base è definita dall'età delle formazioni a letto. Dove poggia direttamente sul Banco a Brachiopodi, che contiene una fauna del Pelsonico superiore, è ragionevole ritenere che la formazione di Esino inizi nell'Anisico superiore. Progradando verso le formazioni bacinali l'età si innalza e si può ritenere che sia limitata al Ladinico. Quando poggia sulla Formazione di Wengen, l'età della sua base potrebbe situarsi intorno al limite Ladinico inferiore/Ladinico superiore, ma manchiamo di più precisi riferimenti cronologici. Il livello ad ammonoidi dei Tre Sassi è riferibile alla Zona ad *Archelaus* del Ladinico superiore e sta stratigraficamente sotto le lenti fossilifere della località classica del Sass di Lümach. Quest'ultima contiene ancora una fauna di età ladinica ed è il livello fossilifero più alto. La parte sommitale con tutte le strutture di dissoluzione e i cementi non ha fornito elementi faunistici o floristici che permettano di spingersi nella datazione oltre un generico Ladinico. Il Membro dell'Albige (ESI₁) è stato attribuito all'Anisico superiore per posizione stratigrafica mentre il Calcare di San Calimero (ESI₂) è Ladinico in quanto interposto nella Formazione di Buchenstein.

Interpretazione paleoambientale. La formazione di Esino rappresenta un bell'esempio di piattaforma carbonatica. Essendone conservate solo parti oggi disgiunte dalla tettonica, non è possibile ricostruire la paleogeografia d'insieme e stabilire se questi lembi appartenessero a un solo complesso, sia pure con ampie lobature e profondi bacini all'interno della piattaforma, come avviene oggi per il complesso delle Bahamas, oppure fossero corpi separati tra di loro. Solo la Grigna settentrionale permette di ricostruire un transetto attraverso la piattaforma, che aveva in quel punto una larghezza di circa 7 km. Verso S e SE sono conservate le facies di passaggio al bacino antistante delle Formazioni di Buchenstein e Wengen, con le numerose interdigitazioni prima descritte. Le clinoforni, con pendenze di 25-30°, indicano che questo bacino antistante aveva profondità di almeno qualche centinaio di metri; la limitata progradazione nel tempo della piattaforma stessa ugualmente indica che la depressione da colmare con il sedimento esportato dalla piattaforma era profonda. Il margine e il pendio della piattaforma rivolti verso il bacino non erano sostenuti da organismi costruttori, data la rarità dei coralli coloniali e la scarsità di alghe rodoficee e di altre alghe incrostanti: la piattaforma era costruita sostanzialmente dall'elevata produttività di comunità di alghe blu-verdi e microproblematici come *Tubiphytes*. Il pendio si poteva sostenere per cementazione precoce,

come indicano i clasti spigolosi nelle brecce carbonatiche dei corpi risedimentati. Tali corpi di *debris-flow*, anche grossolani, potevano essere causati dall'elevata sismicità associata al vulcanismo in atto, testimoniato dalle potenti vulcanoclastiti della Formazione di Wengen. Le parti interne della piattaforma sono suggerite dalle facies peritidali affioranti nei comparti NO della stessa e trovano la maggiore espressione nella parte superiore della formazione. L'addensamento di accumuli conchigliari o di talli di alghe dasycladacee indica che canali di marea interessavano queste parti interne e protette, periodicamente emergenti.

Il passaggio verso il bacino del calcare di Perledo-Varenna è caratterizzato da margini meno acclivi e da scarse esportazioni verso il bacino di materiale grossolano. Ciò indicherebbe che il bacino era meno profondo e che la sua mancanza di ossigenazione a fondo era dovuta alla presenza di soglie nell'ambito del complesso di piattaforma, che ne limitavano considerevolmente il ricambio delle acque.

La riduzione generalizzata della subsidenza portò gradualmente la piattaforma carbonatica in condizioni subaeree con spettacolari strutture di essiccazione che, unitamente all'abbassamento globale del livello del mare avvenuto verso la fine del Ladinico (JACQUIN & DE GRACIANSKY, 1998), la fecero emergere e carsificare. Ne sono testimonianza i fenomeni di dissoluzione e precipitazione di cementi, così come gli accumuli di "terra rossa", che caratterizzano le facies confrontabili al calcare Rosso.

2.10 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC)

Denominazione. Questa unità è stata definita in Dolomiti (RICHTHOFEN, 1860), dove assume uno spessore consistente e a cui sono attribuite facies alquanto differenziate. VIEL (1979) propose di elevarla al rango di gruppo. In Lombardia il suo spessore risulta più contenuto e con maggiore omogeneità di facies. Per tale motivo viene tradizionalmente trattata con il rango di formazione (Scheda formazionale in CITA *et alii*, 2007b)

Area di affioramento. La Formazione di Buchenstein è presente con buono sviluppo solo nella parte centro-meridionale della Grigna settentrionale. A oriente della Valsassina la presenza di tale unità è discontinua e limitata al margine NO del *klippe* del Bruco.

Litologia. Si possono distinguere numerose litologie:

1. Calcarei micritici grigi, in strati da sottili a medi, con possibili banchi metrici rinsaldati, localmente ricchi in liste e noduli di selce scura.
2. Calcarei micritici di colore grigio scuro, a stratificazione planare, in strati centimetrici, con laminazione parallela più o meno marcata e locali sottili lamine silicizzate scure. Possibili sottili intercalazioni pelitiche.
3. Marne grigie, scheggie, formanti pacchi metrici nella porzione centrale dell'unità.
4. Piroclastiti fini, solo localmente con granulometria arenitica,

altrimenti siltitica o pelitica, grigie o verdastre, talora marroncine in alterazione nei termini più grossolani. Non infrequenti i livelli con gradazione normale. Formano intercalazioni di spessore variabile nei litotipi calcarei, da pochi centimetri ad alcuni metri. I quattro livelli di spessore maggiore, sino a 20 m, sono identificati come orizzonti litostratigrafici e utilizzati per correlazioni locali (PASQUARÈ & ROSSI, 1969) o regionali (BRACK & RIEBER, 1993). La composizione delle piroclastiti è genericamente acida, con termini che possono venire ricondotti alle daciti.

5. Calciruditi e calcareniti grigie, in strati decimetrici o in banchi sino ad alcuni metri. Le calciruditi contengono clasti sino a 10-20 cm di calcari provenienti dalla piattaforma carbonatica adiacente.

6. In V. dell'Acquafredda, sotto il calcare di San Calimero, si osservano micriti alquanto ricche in argilla, grigie in strati di 20-50 cm, per uno spessore sino a 70 m, assimilate alla Formazione di Buchenstein.

La litofacies 1 prevale nella parte inferiore della formazione, mentre intercalazioni della litofacies 2 compaiono di preferenza nella parte medio-alta della formazione. Le intercalazioni piroclastiche sono addensate nelle parti inferiore e media, mentre la litofacies 5, essendo associata al margine della piattaforma carbonatica prevale in prossimità di quest'ultima. Infine la litofacies 6 è limitata alla parte centrale del bacino deposizionale.

Spessore. Gli spessori variano da 0 a 160–170 m in Grigna settentrionale. Nel *klippe* del Bruco raggiunge indicativamente i 20 m.

Rapporti stratigrafici. Verso l'alto in prossimità della piattaforma carbonatica, si passa alla formazione di Esino. Il contatto può essere brusco, quando trova espressione nella base di un corpo di megabreccia progradante. In alternativa si può passare alla Formazione di Wengen, con la comparsa di calcsiltiti grigio scure, laminate, seguite entro pochi metri da sequenze gradate arenitico-siltitiche. In Grigna settentrionale, lateralmente e verso occidente (V. del Quadro), la Formazione di Buchenstein si indenta con le facies di piattaforma carbonatica della formazione di Esino, di cui contiene alcuni livelli risedimentati. Analoghi rapporti si osservano a NE nel Canale Vallori. Nel *klippe* del Bruco la formazione sembra compresa tra Calcare di Angolo e formazione di Esino, ma la qualità degli affioramenti è scadente.

Fossili. Scarsi in questa unità, i macrofossili sono rappresentati da rari ammonoidi e da bivalvi, come *Daonella taramealii* MOJSISOVICS (O di Pasturo). Molto significativo il recente ritrovamento di vertebrati, essenzialmente pesci, ma anche rari rettili, e crostacei, nell'area delle Alpi di Mogafieno (LOMBARDO *et alii*, 2008). Associati sono stati rinvenuti i Conodonti *Pseudofurnishius priscus* (SADEDDIN) e *Budurovignathus truempy* (HIRSCH) (A. NICORA e M. RUSCONI com. pers.).

Età. Questa formazione è sempre stata attribuita al Ladinico inferiore, come conferma anche il ritrovamento di Conodonti. L'inizio della

sedimentazione ricca in silice, di origine biogenica e vulcanica, si instaura regionalmente in prossimità del limite Anisico/Ladinico.

Interpretazione paleoambientale. La Formazione di Buchenstein rappresenta il momento culminante della marcata differenziazione di facies che caratterizza il Triassico Medio nelle Alpi Meridionali. Tipica facies di bacino, si è deposta entro depressioni di profondità probabilmente non superiore ai 100-300 m, entro cui si accumulava la micrite dilavata dalle piattaforme carbonatiche adiacenti. L'abbondanza di selce è dovuta alla fioritura dei radiolari, favorita anche dalla saturazione in silice delle acque marine legata all'attività vulcanica. Le vulcanoclastiti rappresentano il prodotto dell'attività esplosiva di centri vulcanici posti a non grande distanza. Il loro spessore, la presenza di corpi gradati e l'assenza delle rocce piroclastiche sulla piattaforme carbonatiche indica che tale materiale veniva dilavato e accumulato entro i bacini, anche per effetto di correnti trattive. Il materiale caduto direttamente in bacino decantava al fondo.

2.11 - FORMAZIONE DI WENGEN (**WEN**)

Denominazione. Questa unità è stata definita in Dolomiti (MOJSISOVICS, 1879), dove assume spessori molto consistenti e a cui sono attribuite facies alquanto differenziate. VIEL (1979) propose di elevarla al rango di gruppo. Scheda formazionale in CITA *et alii* (2007b). Nel F. Lecco viene tradizionalmente trattata con il rango di formazione. Non si può tuttavia non notare che l'unica zona di affioramento (versante E della Grigna settentrionale) non sembra collegata con altri affioramenti confrontabili.

Area di affioramento. La Formazione di Wengen è presente solo sul versante E della Grigna settentrionale.

Litologia. Si possono distinguere le seguenti litologie principali:

1. Areniti prevalentemente vulcanoclastiche, ma con subordinata porzione silicoclastica, di colore grigio scuro, gradate, passanti a siltiti e talora a marne o argilliti, in strati di 30-70 cm.
2. Argilliti e peliti scure fogliettate, in grossi pacchi metrici.
3. Marne, calcilutiti e calcari marnosi.
4. Calcareniti arenacee o siltose, gradate, passanti a marne e argilliti in strati di spessore variabile da 20 cm a 1 m.
5. Calcareniti, calciruditi e megabrecce carbonatiche con matrice talora carbonatica, talora silico- e/o vulcanoclastica, formanti intercalazioni che localmente possono raggiungere 6 m di spessore.

Soprattutto nella parte mediana e superiore sono molto frequenti frustoli vegetali da millimetrici a centimetrici. La presenza di livelli esclusivamente piroclastici è invece quasi nulla. Alle Alpi di Mogafieno si rinvencono tufiti alterate, simili a quelle della sottostante Formazione di Buchenstein.

La litofacies 1 prevale nella parte inferiore della formazione, mentre le altre concorrono al maggior spessore dell'unità. Le calciruditi e calcareniti

formano corpi apparentemente discontinui, molto più potenti e frequenti in prossimità delle terminazioni laterali della formazione.

Spessore. Gli spessori variano da 0 a 400 m circa.

Rapporti stratigrafici. La Formazione di Wengen ha andamento marcatamente lenticolare, per cui i rapporti stratigrafici variano in modo significativo. Inferiormente il contatto può essere con la Formazione di Buchenstein o con le prime lingue progradanti della formazione di Esino. Verso l'alto l'unità passa alla formazione di Esino. Il contatto è solitamente molto netto in quanto l'unità viene ricoperta da un corpo di megabreccia progradante. L'esempio più spettacolare si ha alla sommità del T. Cornisella. Lateralmente la Formazione di Wengen si indenta con la formazione di Esino, con ripetute indentazioni sia alla testata della Foppa del Ger, sia tra Zucco del Falò e Vendüi Olt (GAETANI *et alii*, 1998).

Fossili. I macrofossili sono particolarmente scarsi in questa unità, rappresentati da bivalvi, come *Posidonomya wengensis*. La ricerca di pollini non ha dato risultati, a causa della significativa diagenesi.

Età. Questa formazione è sempre stata attribuita al piano Ladinico, di cui in base a deduzioni geometriche, dovrebbe occupare la parte centrale.

Interpretazione paleoambientale. Il contesto deposizionale della Formazione di Wengen è molto peculiare, in quanto questa unità si depose in un bacino largo non più di 2 km, laddove sono conservate le sue indentazioni con la piattaforma carbonatica. Inoltre la subsidenza dovette essere rapida (> 150 m/Ma?), per raggiungere lo spessore di almeno 400 m al centro del bacino. La presenza di sequenze torbiditiche nella parte inferiore e la ripetuta presenza di corpi di megabrecce, calciruditi e calcareniti testimoniano un gradiente morfologico marcato, così come le clinoforni dell'adiacente formazione di Esino sul versante S del Pizzo Solivo e SE del Corno Buco, che possono essere di almeno 30°. La diffusione dei resti di vegetali riconducibili a piante vascolari indica la presenza di aree emerse vicine, così come la presenza diffusa di vulcanoclastiti indicherebbe la presenza di eruzioni vulcaniche a breve distanza. Il materiale vulcanico esposto sulle aree emerse adiacenti, pedogenizzato, avrebbe fornito la porzione pelitica della successione. La contemporanea presenza di silicoclasti provenienti dal basamento cristallino suggerisce l'erosione in atto o del basamento stesso o dei soprastanti sedimenti terrigeni. In GAETANI *et alii* (1987) e in LANDRA *et alii* (2000) sono sviluppate le interpretazioni deposizionali.

2.12 - CALCARE DI PERLEDO-VARENNA (CPV)

Denominazione. Originariamente STOPPANI (1857) utilizzò i termini di calcari di Varenna e scisti di Perledo. PASQUARÈ & ROSSI (1970) introdussero formalizzandola l'inusuale dizione calcare di Perledo-Varenna, laddove la quasi totalità dello spessore della formazione è costituita dai

calcarei di Varenna e il livello di Perledo, ne rappresenta solo la sommità.

Area di affioramento. Il calcare di Perledo-Varenna è presente solo nel Gruppo delle Grigne e in Valsassina. Nella Scaglia del Coltignone è rappresentato intorno a Mandello del Lario, mentre in Grigna meridionale si hanno lembi marginali situati in prossimità dell'indentazione con la formazione di Esino. In Valsassina affiorano solo lembi tettonizzati.

Litologia. Sono presenti tre litologie principali, non distinte cartograficamente. GAETANI *et alii* (1992) distinguono 12 litofacies, e a questo lavoro si rimanda per una analisi esaustiva.

1. Calcilutiti (*mudstone-wackestone*) grigio-nerastre in strati piano-paralleli spessi 10-30 cm. Possono presentare fini laminazioni o essere prive di strutture interne. Rappresentano oltre il 90% dello spessore dell'unità.

2. Marne e argilliti nerastre fissili, talora intercalate alla litofacies precedente, oppure con spessori più consistenti nella parte sommitale della formazione. Presentano laminazione millimetrica o essere prive di strutture.

3. Calcareni o pacchi di strati convoluti a causa di scivolamenti sinsedimentari della litofacies 1.

Spessore. Superiore ai 250 m nell'area del foglio, mentre nella sezione-tipo di Parlasco raggiunge i 500 m (GAETANI *et alii*, 1992).

Rapporti stratigrafici. I rapporti verticali sono visibili solo esternamente al foglio, a N e ad E. Lateralmente la formazione di Esino tende a progradare gradualmente sul calcare di Perledo-Varenna in V. Meria, nell'ambito dell'unità strutturale della Grigna meridionale.

Fossili. Gli scarsi macrofossili di questa unità sono rappresentati da Bivalvi, specialmente del genere *Daonella*. Tra i microfossili si segnalano conodonti e rari foraminiferi bentonici uniseriali (Nodosariidae).

Età. La formazione è di età ladinica, ed è accertata la presenza del Ladinico sia inferiore, sia superiore (GAETANI *et alii*, 1992).

Ambiente di deposizione. Il calcare di Perledo-Varenna si è deposto in un bacino confinato, non eccessivamente profondo, tra le piattaforme carbonatiche della formazione di Esino (GAETANI *et alii*, 1992). I fondali dovevano essere in condizioni anossiche o al massimo disossiche, in quanto sono molto scarse le bioturbazioni. La lama superficiale d'acqua invece permetteva la vita di pesci, rettili acquatici, organismi conodontoforidi e bivalvi nectobentonici come *Daonella*. La micrite, che forma la quasi totalità dei calcari, deriva dalla esportazione in bacino del *surplus* della produttività carbonatica sulla adiacente piattaforma.

2.13 - CALCARE ROSSO (KLR)

Denominazione. Termine informale introdotto da ASSERETO *et alii* (1977), in sostanziale corrispondenza con il termine commerciale di "Arabescato Orobico".

Area di affioramento. Si sviluppa a N di Camerata Cornello, a partire da

Darco, ed è contrassegnata dalla presenza di numerose cave.

Litologia. Calcarei di colore rosato, rosso e nocciola chiaro, ben stratificati, caratterizzati da sequenze peritidali complesse con livelli di emersione evidenziati da strutture a *tepee* di dimensioni notevoli; frequenti cementi vadosi, pisoliti vadosi vere e proprie, e orizzonti pedogenizzati. Sul versante S della Valle della Tecchia, sia lungo le pareti a O di Lenna, sono presenti corpi di brecce di origine subaerea.

Spessore. Da massimo di oltre 40 m presso Darco si riduce progressivamente verso N fino a chiudersi a NO di Piazza Brembana.

Limite superiore. Il calcare Rosso passa verticalmente alla Formazione di Breno. Il contatto, concordante alla scala dell'affioramento, è accompagnato da una lacuna difficilmente precisabile dati gli scarsi strumenti di datazione disponibili in entrambe le unità.

Fossili. Rare dasycladacee (*Teutloporella echinata* OTT) e gasteropodi.

Età. Il calcare Rosso, in base agli scarsi fossili rinvenuti (MUTTI, 1992) e per la sua posizione stratigrafica, viene riferito al Ladinico sommitale.

Interpretazione paleoambientale. La deposizione dell'unità è avvenuta in ambiente di piattaforma carbonatica peritidale, con periodiche e lunghe parentesi sopratidali, delimitata da aree carbonatiche emerse. Il calcare Rosso testimonia un'importante fase di emersione della piattaforma carbonatica ladinica. Data l'assenza di sedimenti clastici associati alle superfici d'emersione, queste sono da ritenere indotte da fattori eustatici.

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

Denominazione. L'unità è stata definita in Val Camonica (ASSERETO & CASATI, 1965) per la potente successione carbonatica soprastante la formazione di Esino, con due membri. Nell'area del foglio questa distinzione non è applicabile. Scheda formazionale in DELFRATI (2002a).

Aree di affioramento. La porzione inferiore della Formazione di Breno costituisce il rilievo principale della scarpata morfologica che borda il versante O della V. Brembana da Darco fin verso Olmo al Brembo. A occidente forma una fascia continua sul bordo dei Piani Resinelli.

Litologia. La facies tipica è costituita da calcari grigi in strati da 20 cm a 1 m. Alla base sono dominanti cicli peritidali sottili in strati planari, con micriti passanti a livelli stromatolitici a *fenestrae*. Il nucleo centrale dell'unità è dominato da cicli peritidali in bancate fino a 1 m, caratterizzati da *tepee*, livelli stromatolitici e *fenestrae*. Sono comuni oncoidi e livelli bioclastici. Nella parte inferiore e media della formazione sono presenti tufiti grigi alquanto alterate. La parte superiore dell'unità è più sottilmente stratificata, con progressiva diminuzione degli intervalli peritidali e incremento dei livelli subtidali. Le micriti bioturbate contengono frequenti resti fossili (gasteropodi, bivalvi, alghe dasycladacee), orizzonti a *fenestrae* e stromatoliti. Nella parte sommitale compaiono interstrati marnosi.

Spessore. Lo spessore, di circa 130 m presso Darco, si riduce progressivamente verso N. Ai Piani Resinelli non supera i 70 m. Assente in Grigna settentrionale e al margine SO dell'Unità di Barzio, dove il Calcare Metallifero Bergamasco poggia direttamente sulla formazione di Esino, e ridotto a una decina di metri ai Piani di Bobbio e sulla Cima Muschiada.

Rapporti stratigrafici. La Formazione di Breno poggia sulla superficie erosiva presente al tetto della formazione di Esino, comprese le associate brecce mineralizzate, ai Piani Resinelli e al calcare Rosso in V. Brembana. Verso l'alto passa al Calcare Metallifero Bergamasco. Il limite si pone quando i calcari divengono più scuri, micritici e più sottilmente stratificati.

Fossili. Limitati a dasycladacee (*Clypeina besici*) e foraminiferi (*Trocholina procera*, *Involutina* sp., *Glomospira* sp.).

Età. I rari fossili consentono una generica attribuzione della formazione al Carnico. Per posizione geometrica la parte inferiore dovrebbe essere riferibile al Carnico inferiore.

Interpretazione paleoambientale. Piattaforma carbonatica peritidale, saltuariamente interessata da apporti vulcanoclastici in caduta (cineriti).

2.15 - CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)

Denominazione. ASSERETO & CASATI (1965) precizarono il termine minerario di "Metallifero" utilizzato per questa unità che può contenere orizzonti mineralizzati a blenda e galena, oggetto di coltivazione per diversi secoli. Scheda formazionale in DELFRATI & JADOUL (2000).

Aree di affioramento. Il Calcare Metallifero Bergamasco è presente sia sul versante destro della V. Brembana, sia in Grigna settentrionale nella sinclinale di Esino, sia nella Scaglia del Coltignone, dove ha il maggiore sviluppo ed ebbe importanza economica.

Litologia. Calcare fini, ben stratificati a superficie debolmente nodulosa o planare, di colore grigio scuro, talora tendente al bluastro. In V. Brembana sono presenti nella parte inferiore cicli peritidali con significative porzioni stromatolitiche. Nella parte superiore poi sono presenti liste di selce nera, particolarmente abbondanti nell'area di Bruga Alta. A occidente invece prevalgono le facies subtidali con strati di 20-40 cm, e selce rara o assente; rari anche gli orizzonti oolitici o di tempestiti. In entrambe le aree sono comuni sottili intercalazioni di marne di colore da grigio scuro a nerastro, più rari gli interstrati tufacei di colore ocreo e di spessore centimetrico.

Spessore. Gli spessori variano da pochi metri a 20 m circa nei comparti N, per raggiungere gli 80 m circa ai Piani Resinelli.

Rapporti stratigrafici. In Grigna settentrionale il CMB poggia direttamente sulla formazione di Esino. Il contatto è netto, tra carbonati massivi con cavità e cementi e gli strati regolari del CMB. Spesso il contatto è caratterizzato da un livelletto tufaceo. In V. Brembana e ai Piani Resinelli il CMB poggia sulla Formazione di Breno. Nei comparti O è ricoperto dalla

Formazione di Gorno, che ai Piani Resinelli sembra avere andamento discontinuo. In V. Brembana è ricoperto dall'arenaria di Val Sabbia, cui fa anche transizione verso S (JADOUL *et alii*, 2000). Lateralmente, verso N, passa alla Formazione di Gorno.

Fossili. Limitati ad alghe dasycladacee, tra cui *Clypeina besici*; piccoli lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi e celenterati (*Hydrosclera plumosa*). Tra i foraminiferi *Trocholina* sp.

Età. *Clypeina besici* indica un'età carnica. Tenendo conto della posizione stratigrafica, l'unità viene pertanto attribuita al Carnico inferiore.

Interpretazione paleoambientale. Il CMB rappresenta un ambiente confinato, di piana tidale e subtidale, talora soggetto a tempeste.

2.16 - ARENARIA DI VAL SABBIA (SAB)

Denominazione. Unità istituita da ASSERETO & CASATI (1965).

Area di affioramento. In V. Brembana trova espressione nell'ampia fascia di affioramento longitudinale alla valle, spingendosi verso N fino a Olmo al Brembo; nel Lecchese è limitata alla Scaglia tettonica del Coltignone e al versante E della conca di Lecco, in Valsassina all'Unità di Barzio.

Litologia. Arenarie medie e fini e siltiti di colore da rosso violaceo cupo a grigio-verdastro, in strati decimetrici e banchi, a luoghi mal distinti anche a causa della sovraimpressione di un clivaggio che rende scheggiata l'intera compagine rocciosa. Arenarie e siltiti tendono ad alternarsi nell'ambito di ciclotemi *fining-upwards* di spessore metrico; le basi degli strati arenacei possono contenere clasti fangosi intraformazionali, mentre la gradazione normale è assai progressiva e spesso riconoscibile solo alla scala dei ciclotemi metrici. Laminazioni incrociate e a truogolo, legate all'azione di correnti trattive, sono sottolineate da allineamenti di minerali pesanti; nelle siltiti si incontrano di frequente concrezioni calcaree nodulari (*caliche*). Dal punto di vista petrografico, l'arenaria di Val Sabbia risulta costituita essenzialmente da feldspati e frammenti di rocce vulcaniche, e nettamente in subordine da quarzo. Il contenuto in quarzo registra invece incrementi modesti ma sistematici al passaggio alle arenarie della soprastante Formazione di San Giovanni Bianco (Fig. 7). I minerali pesanti, in larga misura opachi, sono rappresentati da ilmenite e titanomagnetite; fra i trasparenti si segnalano rari zircone, biotite, apatite, Cr-spinello marrone e granato. Oltre ai componenti extrabacinali, le arenarie esaminate presentano una frazione significativa di clasti fangosi intraformazionali.

Spessore. Molto variabile per la geometria (prisma clastico) e i rapporti eteropici con la Formazione di Gorno. Il massimo spessore misurato è di 520 m presso S. Pellegrino, V. Brembana (GARZANTI & JADOUL, 1985).

Rapporti stratigrafici. L'arenaria di Val Sabbia poggia ovunque, con contatto netto e concordante, sulle unità prevalentemente carbonatiche del

Carnico inferiore (Calcare Metallifero Bergamasco, “lingua basale” della Formazione di Gorno). L’arenaria di Val Sabbia si pone in parziale eteropia con la Formazione di Gorno: nel corso dei rilievi di terreno si è adottata la convenzione di attribuire alla prima unità le alternanze arenaria/siltite, di qualsiasi colore purché prive di intercalazioni calcaree o marnose, mentre sono stati ritenuti litotipi esclusivi della seconda i calcari bioclastici scuri, le marne nere e le calcareniti ibride, spesso oolitiche, di colore grigio-verde.

Solitamente è la Formazione di Gorno a ricoprire l’arenaria di Val Sabbia con un limite graduale: l’intervallo transizionale, spesso pochi metri, è caratterizzato da peculiari siltiti verdine con *caliche*. Più complessa la definizione del limite superiore, laddove l’arenaria di Val Sabbia passa direttamente alla Formazione di San Giovanni Bianco. Il contatto è da considerare discontinuo e concordante ma, soprattutto alle pendici dei poggi di Lecco, le due unità si presentano con facies molto simili: la composizione petrografica, determinata mediante analisi modali in sezione sottile, può rappresentare un fattore discriminante.

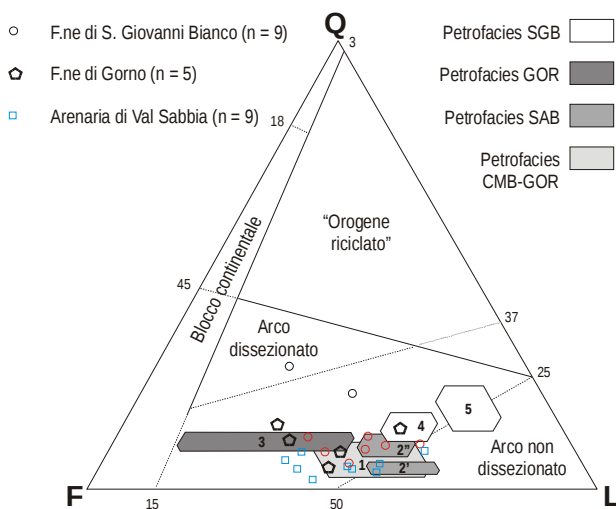


Fig. 7 - Le arenarie analizzate (n = 9) sono essere classificate come litareniti feldspatiche e arkose litiche secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 5 \pm 2$, $F = 47 \pm 10$, $L = 48 \pm 9$ secondo DICKINSON (1970). Granulometria da molto fine a media, selezione da moderata a scarsa. Il quarzo monocristallino di origine vulcanica prevale di gran lunga sulla varietà policristallina; tra i feldspati è netta la prevalenza del plagioclasio, mentre i litici sono esclusivamente vulcanici e conservano un ampio campionario di strutture felsitiche, vitriche e microlitiche. Soprattutto queste ultime sono diagnostiche di un vulcanismo da intermedio a basico (da trachiti e latiti fino ad andesiti basaltiche; vedi Fig. 8).

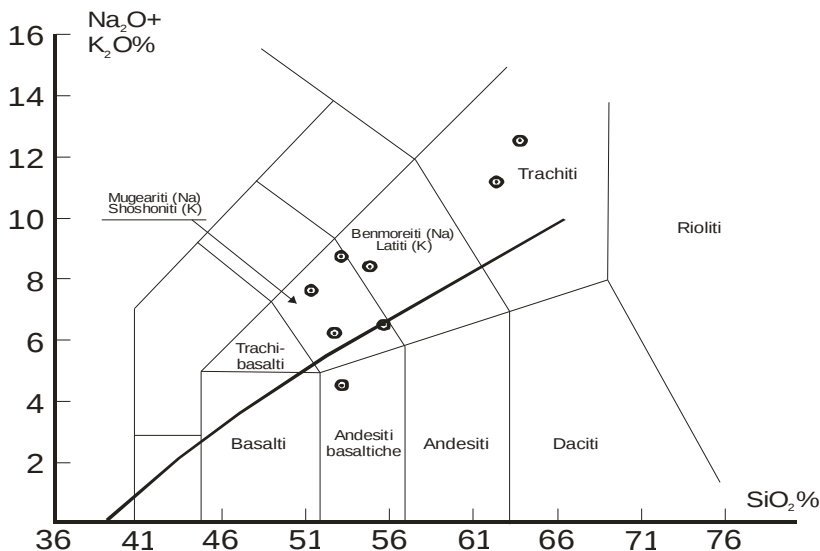


Fig. 8 - Diagramma Alkali Totali - Silice (TAS) riferito ad alcune inclusioni vetrose in cristalli di titanomagnetite delle arenarie carniche lombarde. Si ritiene che tali inclusioni siano rappresentative della composizione del magma originario. La maggior parte dei campioni analizzati si colloca nel campo delle rocce alcaline secondo IRVINE & BARAGAR (1971). La curva a tratto spesso nella parte centrale del diagramma separa i campi delle rocce alcaline e subalcaline. Analisi e interpretazione a cura di P. ARMIENTI, Università di Pisa.

Età. L'unità, per quanto noto, è priva di fossili. L'età, desunta per posizione stratigrafica e per la parziale equivalenza con la Formazione di Gorno, è un generico Carnico medio.

Interpretazione paleoambientale. Nell'insieme, l'arenaria di Val Sabbia testimonia l'instaurarsi su una larga parte del Sudalpino di un ambiente di deposizione da alluvionale distale a deltizio, che faceva transizione a una piana sommersa a prevalente sedimentazione carbonatica ibrida (Formazione di Gorno; GNACCOLINI, 1983). Gli ingenti apporti di materiale clastico sono da riferire alla strutturazione, a S dell'area di studio, di un arco vulcanico ("Fascia Mobile Meridionale" in BRUSCA *et alii*, 1982). Nell'area lombarda, sono stati riconosciuti almeno tre grandi apparati, dei quali nell'area del foglio è presente la sola "conoide brembana". La colorazione rossa è interpretata come il prodotto di deposizione in ambienti prevalentemente ossidanti, emersi (da sistemi canale/piana di esondazione distali a piana deltizia superiore), mentre la facies verde è riferita ad ambienti riducenti, sommersi (da piana deltizia inferiore a fronte deltizia). La tendenza progradazionale dell'unità fa sì che sovente la facies rossa si sovrapponga stratigraficamente alla verde (GARZANTI & JADOUL, 1985).

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

Denominazione. Il termine fu introdotto da ASSERETO & CASATI (1965).

Area di affioramento. Sul versante destro della V. Brembana, tra Camerata Cornello e Cespedosio e tra Olmo al Brembo e Averara. Nel lecchese si trova in lembi isolati nei dintorni di Lecco, come brandelli fortemente deformati lungo le strutture tettoniche della Valsassina e delle Grigne. Infine forma i termini più recenti della sinclinale di Esino Lario.

Litologia. Alternanze di calcari scuri ben stratificati, spesso bioclastici e/o oolitici, e argilliti e marne nere, talora con abbondante contenuto fossilifero (principalmente bivalvi); areniti ibride fini e siltiti verdastre, ricche di bivalvi e ooidi superficiali; banchi di *packstone* oncolitici grigi. Nell'area a S di S. Giovanni Bianco i termini della successione sono marcatamente più terrigeni; verso N invece i calcari sono dominanti. Anche nelle Grigne nei comparti S predominano facies più ricche di argilla, mentre procedendo verso N i calcari marnosi con intercalazioni argillitiche divengono prevalenti.

Le areniti della formazione di Gorno presentano composizioni simili a quelle dell'arenaria di Val Sabbia limitatamente ai costituenti detritici extrabacinali (Fig. 7), che comprendono essenzialmente feldspati e frammenti di rocce vulcaniche, oltre a quarzo in quantità nettamente subordinata: per contro, le diverse caratteristiche dell'ambiente deposizionale delle due unità si riflettono in marcate differenze nei componenti intrabacinali e la frazione interstiziale. Le arenarie analizzate ($n = 5$) possono essere classificate come arkose litiche secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 9 \pm 4$, $F = 48 \pm 10$, $L = 43 \pm 10$ secondo DICKINSON (1970). La granulometria varia da molto fine a fine, la selezione è sempre scarsa. Tra i componenti intrabacinali si segnalano ooliti e bioclasti carbonatici (CI secondo ZUFFA, 1980; fino al 58% del volume della roccia) o, in alternativa, gli involuppi argillosi di ooidi superficiali (NCI secondo ZUFFA, 1980; fino al 40% del volume della roccia). All'esame comparato di analisi alla microsonda EDS e al diffrattometro, questi involuppi rivelano una composizione complessa caratterizzata dall'amalgama di fillosilicati (clinocloro, glauconite), calcite, quarzo e albite. L'interstizio è dominato dai cementi calcitici e dalla matrice argillosa.

Spessore. Gli spessori raramente superano i 100 m. Nei dintorni di Lecco sono più elevati, ipoteticamente nell'ordine dei 500 m, ma le condizioni di affioramento non consentono stime precise.

Rapporti stratigrafici. La formazione di Gorno poggia su ed è eteropica con l'arenaria di Val Sabbia in V. Brembana e intorno a Lecco. Ai Piani Resinelli poggia sul Calcare Metallifero Bergamasco, anche se al contatto possono identificarsi lenticelle discontinue di areniti riferibili all'arenaria di Val Sabbia. Nella sinclinale di Esino, la formazione di Gorno copre in *onlap* con debole discordanza angolare il Calcare Metallifero Bergamasco. Verso

l'alto la formazione di Gorno può passare all'arenaria di Val Sabbia (Lecco) o alla Formazione di San Giovanni Bianco (V. Brembana): il contatto con quest'ultima unità è di natura stratigrafica all'altezza di Santa Brigida, altrove il limite è certamente o presumibilmente tettonizzato.

Fossili. La formazione di Gorno è la più fossilifera tra le unità carniche. Frequenti gli accumuli di bivalvi, con *Myophoria kefersteini*, *Pseudomyoconcha curionii*, *Curionia* sp. Presenti anche frammenti di echinoidi e di crinoidi. Non rari i foraminiferi, con *Trocholina multispira*, *T. procera*, *Diploremmina astrofimbriata*. Tra le alghe sono citate *Rivularia lemaitre*, *Girvanella* sp., *Hormathonema massei* (BRAMBILLA *et alii*, 1988).

Età. I reperti fossili consentono di attribuire l'unità al Carnico medio.

Interpretazione paleoambientale. La formazione di Gorno viene interpretata come l'espressione sedimentaria di un ambiente lagunare a sedimentazione mista. La laguna faceva da raccordo tra la conoide dell'arenaria di Val Sabbia, sommersa nella sua parte esterna e la piana peritidale della Formazione di Breno. Le faune a bivalvi, spesso molto dense ma poco diversificate, indicano il prevalere di ambienti confinati a salinità ridotta. Tuttavia la salinità nel settore N doveva essere normale, come indicato dai resti di echinodermi, organismi stenoalini.

2.18 - FORMAZIONE DI SAN GIOVANNI BIANCO (SGB)

Denominazione. Istituita da ASSERETO & CASATI (1965), la formazione ha area-tipo e sezione-tipo presso da S. Giovanni Bianco.

Area di affioramento. Ha una discreta estensione tra S. Giovanni Bianco e Camerata Cornello in V. Brembana. Altrove, per le sue caratteristiche litologiche e relativo comportamento reologico, risulta spesso coperta o laminata lungo superfici strutturali. Con la sottostante formazione di Gorno rappresenta l'orizzonte tettonico preferenziale su cui si sono mossi i *thrust* del Coltignone e Grigna meridionale sino allo Zuccone Campelli in Valsassina e il grande piastrone di Dolomia Principale del fianco destro della V. Brembana, il cui *thrust* basale ha eliso da parzialmente a totalmente l'intero spessore della formazione.

Litologia. Unità eterogenea costituita da alternanze di arenarie, peliti e dolomie, con rari calcari. La base della formazione è caratterizzata dalla presenza di arenarie medie e grossolane di colore grigio, che costituiscono la litozona inferiore (litofacies arenacea - **SGB_a**). Lo spessore di questa litofacies, come pure lo spessore degli strati e le granulometrie, sono massimi presso S. Giovanni Bianco, dove le bancate di arenaria grossolana superano i 5 m di spessore (areniti vulcaniche plagioclastiche e litareniti vulcaniche; GARZANTI *et alii*, 1995). La frazione arenacea grigia si riduce progressivamente verso N, ma l'incremento di arenarie sottolinea comunque sempre il limite inferiore con la formazione di Gorno.

La litozona marnoso-siltosa, localmente con argilliti, rappresenta la

facies prevalente e più caratteristica della formazione (SGB). Banchi di dolomie grigio-brunastre ben stratificate sono presenti localmente, talora con aspetto farinoso. In corrispondenza delle laminazioni tettoniche le dolomie assumono l'aspetto tipico di carnirole.

La litozona superiore, costituita da evaporiti, è stata localizzata solamente in pochi punti tra Val Brembana e la Valsassina, e nella zona di Santa Brigida, dove veniva anche cavata. Non è stata cartografata separatamente.

Nella zona di Lecco, le diverse litozone sono mal differenziabili e l'unità è prevalentemente rappresentata da arenarie, siltiti e argilliti rossastre (SGB_a), ben affioranti sul versante S del M. Melma, dove formano la suola su cui è carreggiata la Scaglia del Coltignone. La galleria Coltignone della S.S. 36 è impostata per ben 700 m entro questa litozona. Dal punto di vista petrografico, le arenarie di questa facies a Lecco (n = 7) si differenziano dall'arenaria di Val Sabbia per il contenuto in quarzo, leggermente ma sistematicamente più abbondante (Fig. 7). Le arenarie analizzate sono classificate come litareniti feldspatiche e arkose litiche secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 9 \pm 2$, $F = 41 \pm 8$, $L = 50 \pm 7$ secondo DICKINSON (1970). La granulometria varia da fine a media, la selezione è da moderato/buona a scarsa. Le arenarie della unità tettonica del Coltignone (n = 2) si differenziano per un contenuto nettamente più elevato in quarzo a scapito dei litici (mode detritiche $Q = 24 \pm 4$, $F = 42 \pm 7$, $L = 34 \pm 11$).

Spessore. Nella sezione-tipo raggiunge i 200 m, altrove sembra più ridotto, intorno ai 120-160 m, ma le elisioni tettoniche ne impediscono una precisa valutazione.

Rapporti stratigrafici. La formazione poggia sulla formazione di Gorno o sull'arenaria di Val Sabbia. Superiormente è ricoperta dalla Dolomia Principale. A causa delle enormi differenze reologiche delle due unità, il contatto è sempre eliso tettonicamente.

Fossili. A parte una vecchia citazione di un nautiloide presso S. Giovanni Bianco e rari bivalvi indeterminabili rinvenuti in V. Lavazero, nell'area di studio la formazione è sostanzialmente priva di macrofossili. Una campionatura effettuata a N dei Piani di Bobbio ha rivelato l'associazione dei seguenti sporomorfi (S. CIRILLI, Perugia, com.pers.) : *Granuloperculatipollis rudis*, *Enzonalasporites vogens*, *Patinasporites densus*, *Ovalipollis* sp., *Praecirculina granifer*, *Alisporites* sp., *Gliscopollis meyeriana*, *Vallasporites ignacii*, *Converrucosisporites* sp. e un unico esemplare di *Samaropollenites speciosus*. Campionature analoghe effettuate presso Lecco (Versasio), in V. Zerbo e presso Parè di Valmadrera hanno invece denotato un'estrema scarsità di palinomorfi, limitati a rari *Klausipollenites* sp. e *Calamospora* sp., privi di valore stratigrafico.

Età. Viene tradizionalmente attribuita al Carnico superiore. Tuttavia, gli affioramenti dei Piani di Bobbio possono essere attribuiti al Norico inferiore

a causa della loro associazione palinologica, soprattutto per la presenza di elementi significativi come *G. rudis* e *G. meyeriana*. Le altre forme individuate compaiono già nel Carnico (*E. vigens*, *P. densus*, *P. granifer* e *V. ignacii*) e continuano fino alla base del Norico.

Interpretazione paleoambientale. La Formazione di San Giovanni Bianco è interpretata come un apparato deltizio progradante verso E, con asse principale ubicato all'altezza dell'abitato di S. Giovanni Bianco (arenarie inferiori del settore brembano). Questo apparato si interdigita con una piana costiera poco profonda a sedimentazione mista carbonatico-terrigena che passa verso l'alto e verso settentrione ad ambienti di *sabkha* con sedimentazione mista (GARZANTI *et alii*, 1995). Nel Lecchese, nella parte superiore prevalgono gli apporti terrigeni finiti in un contesto di *playa*.

2.19 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

Denominazione. Il termine *Hauptdolomit* fu introdotto nelle Alpi Calcaree Settentrionali nella seconda metà dell'800 e venne utilizzato per la prima volta in Lombardia da LEPSIUS (1876). Gli Autori italiani non seguirono la terminologia di STOPPANI (1857), che chiamava questa unità "Dolomia superiore". Successivamente la traduzione in italiano del termine tedesco divenne di uso comune e lo si mantiene come nome tradizionale. Scheda formazionale di CITA *et alii* (2007a).

Area di affioramento. È la formazione più estesa del foglio, di cui ricopre almeno 110 km². Forma l'ossatura dell'acrocorno che a E si estende dalla V. Stabina sino a Zogno, con le cime dello Zuccone Campelli, M. Venturosa e M. Sornadello. Tra Valsassina e Lecchese forma le cime dei M. Due Mani, Resegone e Corna Camozzerà. Infine, a O di Lecco, forma il M. Moregallo e il M. Barro. Causa l'elevato spessore e la monotonia delle facies, non è mai stata descritta una sezione di dettaglio. Le migliori sezioni sono esposte in quota, dove affiora la parte superiore della formazione (Cima Campelli - M. Venturosa e Zuccone Campelli) (JADOUL, 1986).

Litologia. Nell'insieme la formazione è costituita da dolomie da grigie a grigio scure, da massicce a poco stratificate, spesso doloarenitiche. Frequenti i livelli con laminazione stromatolitica, *fenestrae* e intercalazioni di brecce intraformazionali. I livelli doloarenitici sono spesso bioclastici (soprattutto bivalvi, gasteropodi, alghe dasycladacee). JADOUL (1986) ha individuato, dal basso verso l'alto, le seguenti suddivisioni informali:

- membro basale;
- Dolomia Principale medio-inferiore;
- Dolomia Principale superiore.

Nel F. Lecco sono state separate cartograficamente dal corpo sostanzialmente omogeneo della Dolomia Principale, solo le facies basali; infatti, nella parte centro-orientale del foglio e nella conca di Cassiglio sono state individuate facies sicuramente riferibili al membro basale di JADOUL

(1986) qui denominato “membro inferiore” (**DPR₅**), costituito da dolomie grigio scuro sottilmente stratificate, talora con laminazioni piano-parallele e accenni di gradazione normale, facies di brecce a clasti grigio scuro laminati e dolomie nere con accenni di stratificazione decimetrica a bivalvi. Le brecce dolomitiche, appena visibili lungo il torrente Enna, aumentano notevolmente di spessore verso S, dove costituiscono il corpo spesso circa 130 m che caratterizza la parte inferiore dell’unità a Cornalina. Si tratta di brecce a clasti da arrotondati a spigolosi di dolomie grigie e nere, con matrice scura talora brunastra. L’estensione areale di queste brecce, limitata a circa un chilometro di ampiezza, suggerisce un controllo strutturale del bacino di deposizione, come già evidenziato da JADOUL *et alii* (1992b). Anche nella parte centrale del foglio (Zucco di Maesimo, Corno Zuccone e la pletora di piccoli *klippe* adiacenti) sono esposte facies basali dell’unità, caratterizzate da brecce dolomitiche a clasti moderatamente spigolosi di dolomie grigio scuro, dolomie laminate e dolomie chiare, interessate da clastesi localmente assai spinta. Questo membro basale manca invece ad occidente, dove a monte di Civate è subito presente la parte medio-inferiore dell’unità.

La Dolomia Principale “medio-inferiore” di JADOUL (1986), forma la porzione più consistente dell’unità ed è costituita da sequenze monotone di dolomie grigio chiaro massive, alquanto omogenee, con rari bioclasti, organizzate in banconi spessi fino a 20 m intercalati da orizzonti a bancatura sottile (1 m). Si riconoscono *mudstone* e *wackestone* bioclastici, *packstone* a bivalvi. Orizzonti a stratificazione decimetrica presentano livelli a *fenestrae*. JADOUL (1986) ha distinto nell’area del foglio, tre litozone in questo membro, che non sono state distinte cartograficamente. La prima litozona, deposta in un contesto prevalentemente subtidale con accenni di cicli peritidali al tetto, è spessa circa 240 m. La litozona intermedia, spessa circa 430 m, è caratterizzata da cicli peritidali da metrici a decimetrici, con livelli a *fenestrae* e stromatoliti, ricchi in *packstone* bioclastici con alghe dasycladacee. Nella parte alta della successione sono presenti *sheet-crack* e veri e propri orizzonti di emersione, marcati da livelli centimetrici di dolomie color nocciola talora accompagnate da brecciole. La litozona superiore, spessa circa 95 m, è interpretabile come un’alternanza di facies subtidali e tidali di dolomie grigie massive, frequentemente interessate da filoni sedimentari provenienti dai livelli soprastanti; facies laminate a *fenestrae*. Verso l’alto si osservano dolomie con accrezione di feltri algali fissanti *packstone* a bioclasti e intraclasti a formare strutture emisferoidali.

La Dolomia Principale “superiore” di JADOUL (1986) è descritta come un’alternanza di corpi di megabrecce grigio-chiaro poligeniche, orizzonti con facies algali biocostruite, intercalazioni di *pebbly mudstone* dolomitici scuri e di doloareniti di colore nero e grigio scuro sottilmente stratificate e laminate. Non è stata cartografata separatamente.

Spessore. Lo spessore, causa le elisioni o ripetizioni tettoniche non è ben valutabile. Dove la successione è completa dovrebbe superare i 1000 m e forse raggiungere i 1500 m. Dove la parte medio-superiore è sostituita dal Gruppo dell'Aralalta, la formazione non dovrebbe superare i 900-1000 m.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore, data l'enorme differenza di competenza, è sempre eliso tettonicamente. Nel T. Zerbo e presso Trebbia (Valmadrera), alle dolomie chiare si intercalano straterelli di peliti rossastre, che ricordano le peliti della sommità del S. Giovanni Bianco. Lateralmente la parte medio-superiore dell'unità è eteropica con il Gruppo dell'Aralalta. Al tetto può essere ricoperta dal Calcare di Zorzino, dall'Argillite di Riva di Solto o addirittura dal Calcare di Zu, secondo la posizione paleogeografica nell'ambito dell'evoluzione in alti e fosse, che si instaurò nella regione durante il Triassico Superiore.

Fossili. L'intensa dolomitizzazione non ha favorito la conservazione dei fossili. Negli intervalli subtidali della parte medio-inferiore sono presenti alghe dasycladacee (*Heteroporella zankli*, *Griphoporella* sp., *Giroporella* sp., *Uragella* cf. *supratrassica*), Porostromata (*Cayeuxia*) e Problematica (*Thaumtoporella parvovesiculifera*). In particolare, a monte di Campo di Boi, SCHÖNBORN (1992) segnala la presenza di *Griphoporella curvata* var. *cystiformis*. Più rari i bivalvi, anche se possono essere presenti banchi ricchi in megalodontidi (T. Enna) e ostreidi (Corna Grande sopra Valtorta) di difficile estrazione e identificazione, e i gasteropodi, di cui sono spesso conservati i modelli esterni. La parte superiore è caratterizzata dalla presenza di *boundstone* a serpulidi, alghe blu-verdi e microproblematica. Nelle depressioni tra queste biocostruzioni si hanno lenti bioclastiche ricche in bivalvi (*Isognomon* sp.) e gasteropodi (*Worthenia* sp.).

Età. Il ritrovamento nel membro basale della dasycladacea *Clypeina besici* potrebbe anche suggerire che la Dolomia Principale inizi nel Carnico sommitale. In mancanza di prove paleontologiche sicure, si preferisce però mantenere la tradizionale attribuzione al Norico inferiore e medio.

Interpretazione paleoambientale. La Dolomia Principale è un tipico deposito di piana peritidale, facente parte di un grande complesso di piattaforma carbonatica. Le facies rappresentate sono soprattutto quelle di piattaforma interna, mentre localmente sono presenti facies di margine o di pendio superiore, soprattutto nella zona della Forcella d'Artavaggio. Queste ultime sono contraddistinte dalla presenza di piccole biocostruzioni.

2.20 - GRUPPO DELL'ARALALTA

Denominazione. Il gruppo è stato istituito da JADOUL (1986) e comprende le unità litostratigrafiche eteropiche con la Dolomia Principale. Comprende le formazioni delle dolomie Zonate e del Calcare di Zorzino.

Area di affioramento. Il M. Aralalta si trova nel comparto NE del foglio, nel cui settore centro-orientale il gruppo omonimo ha notevole sviluppo. A

occidente dell'allineamento Zuccone Campelli - Forcella d'Artavaggio – M. Resegone l'intervallo-tempo corrispondente è rappresentato solo dalla Dolomia Principale, così come a SE nei dintorni di S. Pellegrino.

2.20.1. - Dolomie Zonate (DZN)

Denominazione. DESIO & VENZO (1954) introdussero questo termine per identificare tutta la successione carbonatica ben stratificata che sta al tetto della Dolomia Principale, includendovi quindi anche il Calcare di Zorzino, poi separato da CASATI (1964) come unità indipendente. All'interno delle dolomie Zonate viene distinta una litofacies a brecce prevalenti, che affiora soprattutto nella zona dei Piani di Artavaggio (**DZN_a**) che corrisponde al termine informale di “Brecce sommitali della Dolomia Principale” proposto da JADOUL & DE BONIS (1981) e poi ripreso in successivi articoli (JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1992b; 2000).

Area di affioramento. Gli affioramenti sono disposti in una ampia fascia disposta N-S, tra Cima di Piazza - M. Aralalta a N e Catremerio a S. Le sezioni più rappresentative sono descritte da JADOUL (1986). Le brecce (**DZN_a**) formano sottili orizzonti nella parte inferiore delle dolomie Zonate, in particolare alla Forcella d'Artavaggio.

Litologia. Prevalenti doloareniti – dolosiltiti grigio scure e nere, ben stratificate, in strati di 15-30 cm di spessore, con laminazione piano-parallela, più raramente obliqua, gradazione normale e tasche erosionali suturate da doloareniti più grossolane. Doloruditi massicce e vacuolari, fetide alla percussione. Più rare le intercalazioni di dololutiti, talora con lieve inquinamento terrigeno e veli pelitici in interstrato. Sono presenti brecciole a *chip* pelitici e a clasti spigolosi riconducibili alle dolomie Zonate, delle quali talvolta rappresentano frammenti di strati sottili, a testimonianza di un indurimento precoce del sedimento. Sono presenti anche ritmiti grigio-nerastre di spessore centimetrico con laminazioni parallele, nonché intervalli con laminazioni oblique e *ripple* da corrente. I livelli più fini sono caratterizzati da ritmiti millimetriche con regolare alternanza di laminazioni parallele chiare e scure (da cui la caratteristica zonazione che dà nome all'unità). La litofacies a brecce prevalenti (**DZN_a**) si caratterizza per la presenza di brecce a clasti dolomitici, da spigolosi ad arrotondati provenienti da facies di piattaforma, talora biocostruite, e di pendio; i clasti variano tra il centimetro di diametro e molti metri. Si presentano in litosomi a geometria cuneiforme, clinostratificati, che si indentano alle facies ben stratificate delle dolomie Zonate (JADOUL, 1986).

Spessore. Gli spessori sono di qualche metro alla Cima Campelli, aumentando rapidamente sino a 60-80 m a Cima di Piazza e al M. Sodadura, per raggiungere i valori massimi di 180-220 m al M. Aralalta e in Val Taleggio. L'unità è assente ad O dello Zuccone Campelli.

Rapporti stratigrafici. Il limite con le sottostanti facies di margine della

Dolomia Principale è transizionale, con incremento degli orizzonti sottilmente stratificati tra le bancate massive. Ove sia presente la litofacies **DZN_a**, questa poggia sulla Dolomia Principale con contatti netti, spesso connessi a nicchie di distacco di paleocorpi di frana; da queste brecce dolomitiche si passa alle facies tipiche delle dolomie Zonate. Procedendo verso E, in alta Val Taleggio, tali brecce si interdigitano con il corpo principale delle dolomie Zonate. Lungo l'allineamento Pizzo Baciamperti – M. Sodadura, le brecce basali sono poco sviluppate e l'unità inizia con intercalazioni metriche stratificate, nere, entro banconi plurimetrici di dolomie grigie massive. Il limite superiore con il Calcare di Zorzino è alquanto netto nel settore E della Val Taleggio, con la comparsa di calcari di colore grigio scuro, sottilmente stratificati. E' più complesso a occidente dove si osservano lenti di Calcare di Zorzino entro le dolomie Zonate e viceversa interdigitazioni di dolomie Zonate entro il Calcare di Zorzino. Inoltre gli strati basali del Calcare di Zorzino possono essere dolomitizzati.

Fossili. I fossili sono scarsi, limitati a frammenti di dasycladacee, bivalvi e gasteropodi risedimentati dalla piattaforma della Dolomia Principale. Ad oriente del foglio sono stati rinvenuti resti di pesci e di rettili nelle intercalazioni più fini e scure (M. Alben, BINI *et alii*, 1991).

Età. Per posizione stratigrafica l'unità è attribuita al Norico medio.

Interpretazione paleoambientale. Unità deposta in un ambiente subtidale entro un bacino intrapiattaforma attivato da faglie singenetiche in contesto estensionale (JADOUL *et alii*, 1992a). L'unità rappresenta il raccordo tra le facies di pendio soggette a sedimentazione gravitativa, sia con meccanismi di massa che con modalità particellari, e le facies bacinali. Le brecce della litofacies **DZN_a** documentano un margine di piattaforma carbonatica e pendio superiore, ove l'attività tettonica singenetica causava il distacco di significative porzioni di substrato che veniva risedimentato lungo il pendio.

2.20.2. - Calcare di Zorzino (ZOR)

Denominazione. Unità definita da CASATI (1964) con sezione-tipo lungo la sponda O del lago d'Iseo. Scheda formazionale in DELFRATI (2002b).

Area di affioramento. L'unità affiora diffusamente nel settore N della Val Taleggio e, con spessori ridotti, si segue verso S sino all'allineamento Brembilla-Catremerio. Verso N si estende sino all'allineamento Forcella d'Artavaggio - M. Aralalta - M. Baciamperti.

Litologia. Successione monotona di calcilutiti nere o grigio-scuro, in strati prevalentemente planari di 10-30 cm, talora suddivisi da sottili livelli di marne nerastre, con laminazioni millimetriche o centimetriche piano-parallele, fetide alla percussione. Rare intercalazioni calcarenitiche e ruditiche, talora con base erosiva e con gradazione diretta. Negli affioramenti più occidentali le intercalazioni di brecce e di calcareniti aumentano di frequenza e spessore. Presenti anche livelli di scivolamento e

deformazione sinsedimentaria. Alla base della successione, alle pendici O del Corno del Bruco, si evidenziano due orizzonti vulcanoclastici, uno inferiore spesso circa 3 cm, e uno superiore costituito da 40 cm di strati centimetrici più o meno inquinati, profondamente argillificati dove la vulcanoclastite è più pura. Sono presenti inoltre rare intercalazioni di orizzonti dolomitizzati e di brecce prevalentemente intraformazionali.

Spessore. Supera i 400 m nella sezione del M. Venturosa ed è intorno ai 320 m al M. Aralalta (JADOUL, 1986). Procedendo verso O, l'unità si riduce grandemente di spessore sino ad azzerarsi nel comparto O del foglio.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è interdigitato con le dolomie Zonate. Il limite superiore con l'Argillite di Riva di Solto è netto, con il passaggio a facies argillitiche nere, fogliettate, intercalate da sottili livelli calcarei.

Fossili. Il Calcare di Zorzino ha fornito una grande quantità di resti di vertebrati (pesci e rettili), artropodi, crinoidi, coralli e bivalvi. Le località più significative però sono situate a oriente del foglio. Immediatamente adiacenti a esso sono le località di Endenna e Poscante presso Zogno (TINTORI, 1980, 1981; TINTORI & RENESTO, 1983). Nell'area del foglio (Brembilla) sono stati rinvenuti i pesci *Brembodus ridens*, *Legnonotus krambergeri*, *Pseudodalatias barnstonensis* e *Saurythys* sp. JADOUL *et alii* (1994) segnalano una associazione palinologica con *Granuloperculatipollis rudis*, *Corollina meyeriana*, *Duplicisporites granulatus*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Klausipollenites* spp., *Todisporites* spp. e forme del complesso *Triadispora* spp.

Età. L'associazione palinologica è riferibile al Norico medio.

Interpretazione paleoambientale. Il Calcare di Zorzino rappresenta la porzione più distale del bacino del Gruppo dell'Aralalta, per cui abbastanza raramente il materiale più grossolano che si staccava dalla piattaforma raggiungeva il bacino di sedimentazione. La micrite che forma la massa del sedimento veniva esportata in sospensione dalla piattaforma carbonatica, per poi accumularsi sui fondali anossici, come indica la laminazione planare millimetrica, non deformata da bioturbazione. Tali condizioni hanno favorito l'eccezionale conservazione dei resti di vertebrati.

2.21 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO (ARS)

Denominazione. L'unità è stata istituita da GNACCOLINI (1965) e formalizzata in GNACCOLINI (1968).

Area di affioramento. L'unità è ampiamente rappresentata nella parte S del foglio, in V. Imagna e Brembilla. Verso N si estende sino alla testata della Val Taleggio; gli affioramenti più settentrionali si trovano alla Forcella d'Artavaggio-M. Sodadura e, verso O, presso Moggio. A occidente della Linea del Faggio è assente per motivi stratigrafici fino all'alta V. del Gatton. Non esistono sezioni continue a causa della facile alterazione

superficiale dei litotipi che danno luogo a suoli profondi ed estese praterie. I versanti impostati sull'Argillite di Riva di Solto presentano propensione ai dissesti superficiali e profondi, a causa di deformazione plastica gravitativa.

Litologia. Alternanze, spesso ripetute ciclicamente, di argilliti e marne di colore da grigio scuro a nero, con calcari marnosi e verso l'alto calcari. È possibile distinguere una litozona inferiore (**ARS_b**), dominata da argilliti e argilliti marnose nere fogliettate, con laminazione millimetrica, che sovente inglobano noduli decimetrici e metrici di calcare micritico grigio scuro, giallastro in alterazione. Nella parte basale, non sono infrequenti livelli paraconglomeratici, con clasti delle unità sottostanti. Verso l'alto gradualmente aumentano marne, calcari marnosi e calcilutiti grigio scure o nerastre, in strati decimetrici vagamente nodulosi, con tipica alterazione ocrea e tendenza a sedimentazione ciclica (MASETTI *et alii*, 1989).

Nella litozona superiore (**ARS_a**) i carbonati divengono progressivamente più significativi, per cui la sequenza tipica dei cicli è costituita da argilliti/marne/calcari, di spessore da 7-8 m sino a 30 m. I cicli sono evidenti soprattutto nei settori O, dove durante la deposizione il rapporto argilla/limo carbonatico era inferiore. Non rari i livelli di tempestiti (coquine bioclastiche) al tetto dei cicli.

L'Argillite di Riva di Solto costituisce l'orizzonte plastico su cui è carreggiata per buona parte l'unità strutturale del M. Sodadura e i *klippe* confinanti, così come l'unità strutturale Due Mani-Resegone.

Spessore. La valutazione è necessariamente imprecisa. In Val Taleggio e Brembilla si aggira intorno ai 400 m, si riduce un poco lungo l'asse della V. Imagna, per poi drasticamente assottigliarsi a Costa Imagna, dove non supera gli 80 m. E' assente nella sinclinale di Val del Gatton.

Rapporti stratigrafici. L'Argillite di Riva di Solto è particolarmente sviluppata laddove è presente il Gruppo dell'Aralalta, e in particolare il Calcare di Zorzino. Il limite inferiore è solitamente repentino e si colloca alla base dei primi consistenti orizzonti argillitici, anche quando l'unità sottostante è rappresentata dalle dolomie Zonate o dalla Dolomia Principale, come avviene a Costa Imagna. In tal caso è possibile talora osservare orizzonti induriti e croste fosfatice al tetto dell'unità sottostante. Il limite superiore è sempre con il Calcare di Zu ed è da considerarsi transizionale, di difficile risoluzione nel caso di affioramenti di limitata estensione areale con estese coperture.

Fossili. La formazione è relativamente ricca in fossili, soprattutto nella parte medio-superiore. Gli orizzonti basali prevalentemente argillitici possono contenere resti di vertebrati, ma lo stato di conservazione è scadente. Solo in V. Imagna è stata rinvenuta una ricca fauna a vertebrati, insetti e crostacei (TINTORI, 1982; TINTORI & SASSI, 1987, 1992; RENESTO & PAGANONI, 1995; GARASSINO & TERUZZI, 1993; WHALLEY, 1986; ARDUINI & BRASCA, 1984). Per l'importanza della località è stato istituito il

Monumento Naturale Valle Brunone. Si ricordano i pesci *Pholidophorus latiusculus gervasuttii*, *Dandya ovalis*, *Thoracopterus magnificus*, *Saurichthys* sp., i rettili *Eudimorphodon* sp., *Drepanosaurus* sp., gli insetti *Holcoptera schlotheimi* e *Italophlebia gervasuttii*, i crostacei *Pseudocoleia mazzolenii*, *Longichela orobica*, *Satyrus cristatus*, e *Atropicaris rostrata*.

La litozona superiore è ricca soprattutto in bivalvi, sia endobionti, nelle marne e argilliti, sia epibionti nei calcari: *Rhaetavicula contorta*, *Modiolus ervensis* sono alcune delle forme presenti. Più rari i gasteropodi come *Promathildia hemes*. I livelli con coquine di bivalvi entro le argilliti e le marne argillose, sono almeno in parte dovuti a biotriturazione da parte di pesci durofagi (TINTORI, 1995). Molto importante il contenuto palinologico con *Classopollis torosus*, *Corollina meyeriana*, *Trachysporites fuscus*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Calamospora mesozoica*, *Todisporites* spp. (JADOUL *et alii*, 1994). Questa associazione non è molto diversa da quella rinvenuta nel Calcare di Zorzino dagli stessi autori.

Età. Tradizionalmente attribuita al Retico, questa formazione viene ora attribuita al Norico superiore (JADOUL *et alii*, 1994; RIGO *et alii*, 2009, MUTTONI *et alii*, 2010). Le ricche faune a bivalvi, un tempo ritenute indicative del Retico, in realtà ne contraddistinguono il tipo di facies, non l'età.

Interpretazione paleoambientale. L'Argillite di Riva di Solto si è deposta in un bacino inizialmente scarsamente o non ossigenato. La stratificazione delle acque e la loro non ossigenazione a fondo si è progressivamente annullata verso l'alto, mentre diminuiva anche la profondità di deposizione. Il contesto paleogeografico iniziale era lo stesso di quello del Gruppo dell'Aralalta, entro cui importanti e geologicamente improvvisi apporti di fanghi argillitici di origine extrabacinale dapprima colmarono parte della depressione. Successivamente, con il diminuire dell'apporto di argilliti, si associarono fanghi carbonatici di origine extrabacinale e poi prodotti anche *in situ*. Le modalità di sedimentazione seguivano ciclicità ad alta frequenza, possibilmente controllate da cicli climatici, per cui durante le fasi più piovose aumentavano gli apporti pelitici dalle terre emerse del vicino continente europeo.

2.22 - CALCARE DI ZU (ZUU)

Denominazione. L'unità è stata denominata da GNACCOLINI (1965) e formalizzata dallo stesso autore nel 1968.

Area di affioramento. Il Calcare di Zu affiora estesamente nella metà S del foglio, dalle testate delle V. Taleggio, Brembilla e Imagna, sino alla cresta dell'Albenza. Inoltre è presente nel Lecchese (Corno di Grao), al M. Barro e a monte di Civate. Le sezioni più rappresentative si trovano in V. Imagna, lungo le strade Rota-Brumano e S. Omobono-Fuipiano, e lungo il crinale dell'Albenza. Significativo anche lo spezzone entro la cava Unicalce

(già GNECCHI & DONADONI) sopra Maggianico.

Litologia. È costituito da alternanze spesso cicliche di calcari, marne e argilliti di colore da grigio a grigio scuro. A O della Linea del Faggio si segnala la presenza di banchi calcarei in marcato rilievo morfologico (Val d'Erve), peraltro non distinti cartograficamente. La classica località dell'Azzarola di STOPPANI (1860-65) è ubicata in prossimità dell'inceneritore di Valmadrera, ma è oggi quasi completamente coperta.

Sono possibili suddivisioni interne alla formazione. Inizialmente veniva operata una tripartizione (LAKEW, 1990; JADOUL & GNACCOLINI, 1992), in cui l'elemento di suddivisione era costituito dal Banco a Coralli, formante la litozona intermedia. Ora invece viene utilizzata la classificazione proposta da JADOUL *et alii* (1994, 2000) e GALLI *et alii* (2007). Tuttavia, per motivi di scala, nel Foglio Lecco il Calcare di Zu è stato cartografato secondo una bipartizione, che accorpa la quadripartizione di JADOUL *et alii* (1994). Pertanto la litozona inferiore (**ZUU_a**) comprende i membri Zu1 e Zu2, mentre la litozona superiore (**ZUU_b**) comprende i membri Zu3 e Zu4. La bipartizione si applica facilmente a E della Linea del Faggio, mentre ad O di questa l'unità è rappresentata in modo indistinto.

La classificazione in membri informali di JADOUL *et alii* (1994) è la seguente, dal basso verso l'alto:

Zu1: argilliti nere intercalate da calcari grigio scuro in strati planari, con abbondanti bioclasti, talora formanti coquine. Sedimentazione ciclica con pacchi di strati calcarei potenti sino a 20 m. Spessore 80-200 m.

Zu2: strati calcarei massivi con coralli coloniali dendroidi, talora in posizione di vita, talora frammentari. La frazione argillitica è ridotta, più abbondante nelle valli Imagna, Brembilla e Taleggio, più scarsa in Albenza e verso occidente. Non infrequenti i *grainstone* oolitici. Spessore 80-100 m.

Zu3: alternanze cicliche marne/calcari, con calcari (calcilutiti) gradualmente prevalenti verso l'alto. Alcuni orizzonti evaporitici. Il membro termina con un secondo banco a coralli, con piccoli *patch-reef*. Spessore 120-180 m.

Zu4: Calcari sottilmente stratificati laminati cui seguono calcareniti (*grainstone* oolitici e *packstone* bioclastici). Spessore di 15-20 m. GALLI *et alii* (2007) hanno separato questo membro nella nuova Formazione di Val Malanotte. Nel F. Lecco è cartografata entro l'unità **ZUU_b**.

Spessore. Raggiunge i 500 m nelle V. Imagna, Brembilla e Taleggio, laddove si avevano già i massimi spessori del Calcare di Zorzino e dell'Argillite di Riva di Solto. A Costa V. Imagna lo spessore si riduce intorno ai 300 m e tale valore sembra mantenersi anche verso occidente.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore con l'Argillite di Riva di Solto è transizionale e si pone quando i litotipi calcarei (*packstone*) divengono prevalenti sulle argilliti e sugli intercalati calcari micritici (*mudstone*). Il limite superiore è abbastanza netto, e si pone quando scompare la

stratificazione. Poiché nell'area del foglio quest'ultima unità è spesso calcarea, il criterio della comparsa della dolomitizzazione è raramente applicabile per fissare il limite, se non localmente nel Lecchese.

Fossili. Il Calcare di Zu è riccamente fossilifero. RIGO *et alii* (2009) segnalano la presenza del conodonte *Misikella posthernsteini* alla base di Zu1, mentre al tetto dello stesso membro informale hanno rinvenuto *Misikella hernsteini*, *M. posthernsteini* e *M. koessenensis*. Alla sommità del di Zu3 segnalano *Misikella ultima*. Tra i macrofossili prevalgono i bivalvi, con un tipico orizzonte nella parte basale a *Gervillia inflata*, cui seguono faune sia epi- che endobionti tra cui *Cardita austriaca*, *Rhaetavicula contorta*, *Homomya* sp. I coralli dello Zu2 sono dominati dal genere *Rhaetiophyllia*, cui si associano *Astreomorpha*, *Pamiroseris* e *Lepiconus*. Una fauna a coralli è segnalata da FANTINI SESTINI (1990) presso S. Antonio Abbandonato. I brachiopodi possono essere abbondanti con *Rhaetina gregaria*, rara invece *Austrirhynchia cornigera*. Ben rappresentati i foraminiferi, con *Triasina hantkeni* e *Auloconus* sp. Infine i palinomorfi sono abbastanza differenziati. Nel membro Zu1 sono presenti (JADOUL *et alii*, 1994): *Carnisporites* sp., *Limbosporites lundbladii*, *Riccisporites tuberculatus* oltre alle forme già segnalate nell'Argillite di Riva di Solto. Nei membri Zu2 e Zu3 sono presenti *Rhaetipollis germanicus*, *Classopollis torosus*, *Zebrasporites laevigatus*, *Microreticulatisporites fuscus*, *Acantotriletes* spp., *Uvasporites argentiformis*.

Età. Il ritrovamento di conodonti potrebbe modificare le attribuzioni cronologiche fatte in base alle associazioni a palinomorfi, in quanto la comparsa di *M. posthernsteini* viene utilizzata per definire la base del Retico (KRYSTYN *et alii*, 2007). Ma questa opinione non è stata ancora ratificata dalla Sottocommissione di Stratigrafia del Triassico. Invece in base alle associazioni a palinomorfi, la parte inferiore dello ZUU_a sarebbe da attribuire al Norico superiore (Sevatico), mentre la rimanente successione al Retico. *M. ultima*, rinvenuta al tetto dello Zu3, è tipica del Retico superiore. La Formazione di Val Malanotte (=Zu4) si situerebbe già nel Giurassico (GALLI *et alii*, 2007). Pertanto il Calcare di Zu sarebbe da attribuire al solo Retico. Nella accezione utilizzata in questo foglio, includendo nello ZUU_b anche la Formazione di Val Malanotte, l'età andrebbe estesa all'Hettangiano basale. In legenda tuttavia si è preferito limitare al Retico la distribuzione cronologica di questa formazione per non ingenerare confusioni.

Interpretazione paleoambientale. Nell'insieme l'ambiente deposizionale è interpretato come una vasta rampa carbonatica subtidale, entro cui si hanno ciclicità di ordine diverso, con sequenze deposizionali di 3° ordine (GAETANI *et alii*, 1998) e parasequenze di 4° e 5° ordine (MASETTI *et alii*, 1989; JADOUL *et alii*, 1994, 2000). Nella parte centrale della formazione si ha un episodio di prevalente sedimentazione carbonatica, con scarsi o nulli

apporti argillosi, consentendo l'affermarsi di estesi banchi a Coralli. Verso l'alto si registra una ripresa degli apporti terrigeni fini, la cui graduale conclusione consente l'affermarsi degli ultimi *patch-reef* a coralli e le facies calcarenitiche e oolitiche sommitali.

2.23 - FORMAZIONE DELL'ALBENZA (ALZ)

Denominazione. Il termine sostituisce il nome tradizionale Dolomia a Conchodon (STOPPANI, 1861), rivitalizzato da GNACCOLINI (1964). Invalidano il nome il fatto che il Sasso degli Stampi sopra Cadenabbia, dove STOPPANI (1860-65) aveva segnalato come abbondante *Conchodon infraliassicus*, si trovi in realtà nel Calcare di Zu, membro informale Zu2, e la composizione calcarea e non dolomitica dell'unità su gran parte della sua area di affioramento. Essendosi il nome storico "Dolomia a Conchodon" dimostrato del tutto inadeguato, esso è stato sostituito dal termine Formazione dell'Albenza (JADOUL & GALLI, 2008).

Area di affioramento. Si estende dalle creste SO della Val Taleggio, alla V. Bordesiglio, tra Avolasio e Culmine S. Pietro. Forma la cresta dell'Albenza, da cui prosegue in sostanziale continuità sino a Maggianico, attraverso il Corno di Grao. Dal M. Barro e si estende sino a V. dell'Oro.

Litologia. Calcarei grigio-chiari, in banchi metrici rinsaldati o privi di stratificazione. Prevalgono *grainstone* oolitici, più raramente *mudstone* che aumentano in frequenza verso l'alto. Le facies più grossolane o prive di matrice presentano spesso andamento lenticolare, con laminazione incrociata a basso e alto angolo; sottili brecciole intraformazionali lungo strato sono interpretabili come il prodotto del rimaneggiamento di pavimenti calcarei interessati da *mud-crack*. La dolomitizzazione è rara e localizzata. Per la purezza del carbonato di calcio questa unità è intensamente cavata per calce e cemento.

Spessore. Si mantiene in modo abbastanza costante tra 80-120 m.

Rapporti stratigrafici. Poggia sul Calcare di Zu, con limite posto laddove la stratificazione tende a scomparire e divengono dominanti i *grainstone* oolitici. Al tetto passa al Calcare di Sedrìna, segnato dalla comparsa di calcari grigi più scuri, ben stratificati e talora con qualche rara lamina di selce. Nella zona del M. Barro-V. dell'Oro, il Calcare di Sedrìna non è sempre separabile e il litosoma oolitico è sormontato dai calcari marnosi scuri, con selce, del Calcare di Moltrasio.

Età. L'unità è sostanzialmente sterile. Nella sottostante Formazione di Val Malanotte (=Zu4), non cartografabile alla scala del foglio, è segnalata una associazione palinologica riferibile alla base del Giurassico (GALLI *et alii*, 2007). Tutta la formazione è da riferire all'Hettangiano, come il soprastante Calcare di Sedrìna (GAETANI, 1970; MC ROBERTS, 1994).

Interpretazione paleoambientale. La Formazione dell'Albenza rappresenta un'estesa piattaforma carbonatica di tipo bahamiano, con barre

oolitiche e depressioni intrabarra in cui si potevano accumulare le calcilutiti. La scarsità di queste ultime sembra indicare la tendenza alla migrazione laterale delle barre, che elidevano eventuali sedimenti più fini.

2.24 - CALCARE DI SEDRINA (SED)

Denominazione. Termine introdotto da FRANCANI (1967), ed in seguito costantemente utilizzato e formalizzato dallo stesso autore nel 1968.

Area di affioramento. La stessa della formazione dell'Albenza, ma sovente con affioramenti più discontinui.

Litologia. Calcarei grigi o grigio scuri, in strati di 10 cm-1 m, con spruzzature o noduli di selce. La parte sommitale è costituita da calcari oolitici massivi, talora silicizzati con selce chiara. Si possono distinguere 3 litozone, non separate cartograficamente. Quella inferiore è caratterizzata da calcari ben stratificati con spruzzature e lamine di selce scura con frequenti bioclasti e resti di bivalvi silicizzati. La litozona mediana, la più potente ed estesa, è costituita da calcari grigio-scuri (calcilutiti) con sottili giunti marnoso-argillosi. Le lenti e liste di selce tendono a divenire un poco più diffuse. La terza litozona è caratterizzata da calcari oolitici o bioclastici, grigio chiaro o nocciola, in strati decimetrici spesso rinsaldati a formare banchi metrici, con laminazioni parallele o inclinate a basso e medio angolo. Sovente i calcari sono silicizzati con fiammature biancastre, donde il termine locale dei cavatori "selci bianche" utilizzate per vetri e ceramiche.

Spessore. Tra 100 e 150 m in Bergamasca, con tendenza a ridursi verso occidente. Nella zona di Morterone, in connessione con paleoalti strutturali, può ridursi a pochi metri o scomparire (JADOUL & DONISELLI, 1987).

Rapporti stratigrafici. Poggia sempre sulla formazione dell'Albenza, dalla quale si distingue con difficoltà al M. Barro, dove non sono presenti le prime due litozone. È ricoperta dal Calcare di Moltrasio. Il limite è netto con la comparsa di calcari con selci nerastre alternati a marne scure.

Fossili. Nell'area del foglio è fossilifera soprattutto la litozona basale, con bivalvi silicizzati prevalenti tra cui *Plicatula acuminata* e *Liostrea (L.) pictetiana* (Brumano; GAETANI, 1970). La litozona intermedia è solitamente povera in fossili, mentre quella superiore, che in Bergamasca orientale contiene la più ricca fauna dell'Hettangiano superiore in Italia (GAETANI, 1970) è qui assai povera di reperti.

Età. L'unità nel suo insieme viene riferita all'Hettangiano. In base al contenuto paleontologico, la litozona superiore è attribuibile all'Hettangiano superiore (GAETANI, 1970; MC ROBERTS, 1994).

Interpretazione paleoambientale. Il Calcare di Sedrina rappresenta una sequenza deposizionale con un iniziale approfondimento in condizioni subtidali e limitatissimi apporti pelitici, che si conclude con episodio di regressione e ritorno a condizioni di barra oolitica. Rappresenta una evoluzione della piattaforma bahamiana della formazione dell'Albenza,

entro cui si differenziano comparti con maggiore approfondimento.

2.25 - GRUPPO DEL MEDOLO

Denominazione. Il potente pacco di calcari ben stratificati e ricchi in selce del Giurassico inferiore è stato utilizzato come pietra da costruzione, in quanto da questi strati si possono ottenere con buona lavorabilità dei bolognini (“medoli” in dialetto bresciano). In tal modo il termine Medolo è entrato nell’uso geologico dell’area bresciana (BONI, 1947). Nella parte O della Lombardia invece, già STOPPANI (1858) introdusse il termine “Formazione di Saltrio” per comprendere tutto ciò che sta tra quello che oggi definiamo Rosso Ammonitico Lombardo e formazione dell’Albenza. Questa denominazione, insolitamente corretta dal punto di vista formale, cadde in disuso. Successivamente PARONA (1889, 1898) utilizzò il termine di Calcarei neri di Moltrasio, più per indicare una località fossilifera che una entità litologica. Però DESIO (1929) nella classica monografia sull’Albenza, riferì i calcari scuri di età sinemuriana ai “calcari di Moltrasio” e tale definizione rimase successivamente nell’uso comune. La facile lavorabilità di queste litologie nell’area comasca fu alla base del successo dei MAESTRI COMACINI, che tanta parte ebbero nel fiorire dell’architettura romanica. Nella letteratura svizzera invece fu utilizzato il termine *Lombardischer Kieselkalk* (Calcare Selcifero Lombardo; FRAUENFELDER, 1916). La più estesa e dettagliata trattazione di questa unità si trova in BERNOULLI (1964), dedicata al bacino del M. Generoso. CASSINIS (1968) e BONI *et alii* (1968) introdussero il termine Calcare di Gardone Val Trompia, che, con il Calcare di Domaro, forma il Gruppo del Medolo. Tale classificazione fu poi utilizzata dai geologi della scuola di Pavia operanti nell’area bresciana.

GAETANI (1975), per la sostanziale unitarietà di questo tipo di successione in tutto il bacino lombardo, applicò il termine Gruppo del Medolo a tutta la successione definita come Calcare Selcifero Lombardo dagli AA. svizzeri, termine formalmente non corretto. Considerò il termine Calcare di Gardone Val Trompia come sinonimo più recente del Calcare di Moltrasio. Le variazioni laterali esistenti entro il litosoma dei calcari con selce non sono così significative da giustificare la coesistenza dei termini Calcare di Gardone Val Trompia e Calcare di Moltrasio. Il loro eventuale limite in corrispondenza del Lago d’Iseo è puramente campanilistico.

2.25.1. - Calcare di Moltrasio (MOT)

Denominazione. Da PARONA (1889), come discusso in precedenza.

Area di affioramento. Nell’area del foglio è presente nel comparto SO, da Carenno a Civate. Il calcare di Moltrasio forma alteriti profonde e quindi è sovente coperto da prati e boschi.

Litologia. Calcari e calcari marnosi grigio-scuri, tendenti al bluastro, in strati di 20-100 cm, ben suddivisi da marne e argilliti, spesso gradati, con

probabile deposizione secondo correnti di torbidità distali. Frequenti le tracce di bioturbazione, poi fortemente compattate dalla diagenesi. La selce, scura, può comparire in lenti, liste e noduli, talora molto abbondanti. Accanto alla litofacies tipica si possono aggiungere:

a) **MOT_a**: brecce e megabrecce, localmente dolomitizzate, con clasti extraformazionali derivanti dallo smantellamento delle sottostanti unità retiche ed hettangiane (Morterone: JADOUL & DONISELLI, 1987, M. Tesoro: JADOUL *et alii*, 2000);

b) torbiditi distali fortemente silicizzate, spongolitiche, presenti soprattutto nella parte basale della formazione; non cartografate. Un tempo venivano cavate per “pietra da coti”;

c) calcilutiti grigie finemente laminate prive di tracce di bioturbazione, legate a trasporto lento e uniforme di correnti di fondo; non cartografate.

Sono relativamente frequenti scivolamenti sinsedimentari.

Spessore. Estremamente variabile. In corrispondenza dei paleoalti (Morterone, Corni di Canzo) si riduce a poche decine di metri, mentre in corrispondenza delle fosse può raggiungere 800 m.

Rapporti stratigrafici. Poggia con contatto netto sul Calcare di Sedrina. In corrispondenza dei paleoalti, dove il Calcare di Sedrina manca o non è distinguibile, poggia direttamente sui calcari oolitici o intraclastici della formazione dell'Albenza. A ridosso della Linea del Faggio, è comune l'osservazione di brecce basali a elementi calcarei della successione sottostante (**MOT_a**). (“brecce liassiche”: JADOUL & DONISELLI, 1987). Verso l'alto l'unità passa sempre al Calcare di Domaro. Il limite è transizionale e si pone, con una certa soggettività, in corrispondenza della diminuzione della componente pelitica.

Fossili. DESIO (1929) elenca numerose Ammoniti di età sinemuriana provenienti dalla zona di Carenno. Altrove i ritrovamenti sono del tutto occasionali e limitati a impronte mal conservate. LOZAR (1992) ha compiuto uno studio sulla nannoflora del calcare di Moltrasio nel bacino Lombardo. Nelle sezioni studiate in Albenza del contiguo Foglio Vimercate, ha rinvenuto una diecina di forme, la cui distribuzione si estende a tutto il Sinemuriano e Pliensbachiano. La loro presenza è scarsa e discontinua, marcatamente controllata dalla diagenesi. MATTIOLI & ERBA (1999) ugualmente non trovano eventi biostratigrafici discriminanti. Nell'area del foglio o nella contigua Albenza non vi sono evidenze di faune hettangiane nella parte basale della formazione (GAETANI, 1970). Sono rappresentate diverse zone ad Ammoniti del Sinemuriano. La parte sommitale è di difficile datazione e la nannoflora non è dirimente.

Età. La formazione è prevalentemente di età sinemuriana, ma potrebbe iniziare un poco prima e terminare entro il Pliensbachiano inferiore. Le brecce e megabrecce basali sono invece limitate al Sinemuriano inferiore.

Interpretazione paleoambientale. I sedimenti del calcare di Moltrasio si sono depositi in un bacino in via di rapido approfondimento, con gradienti e scarpate significative lungo i fianchi. Il margine meglio esposto si trova nella zona di Morterone, ove sono diffuse le brecce intraformazionali, anche in corpi plurimetrici ad andamento cuneiforme (JADOUL & DONISELLI, 1987). Nelle parti più lontane dalle scarpate prevalgono le torbiditi distali e le emitorbiditi. Imponente la produttività carbonatica, perché il calcare di Moltrasio ha tassi di accumulo tra 50 e 100 m/Ma, nettamente superiori a tutte le altre unità carbonatiche del Giurassico.

2.25.2. - *Calcare di Domaro (DOM)*

Denominazione. Il termine nella sua dizione formale fu proposto nella II edizione del F. 47 Brescia della Carta Geologica d'Italia a scala 100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968). La successione di M. Domaro e la sua fauna ad Ammoniti entrarono in letteratura con BONARELLI (1894) che introdusse il termine Domeriano, tuttora in uso quale sottopiano del Pliensbachiano. Scheda formazionale di SCHIROLI, in DELFRATI *et alii* (2002).

Area di affioramento. Presente solo nel comparto SO del foglio, da Carenno, attraverso la Val d'Erve e il M. Barro, sino alla V. del Gatton.

Litologia. Calcarei grigio chiaro, talora nocciola, in strati di 10-50 cm, con superficie planare o nodulosa. Interstrati di marne-argille talora presenti, ma con distribuzione irregolare, spesso rossastri. Possono comparire rari strati in cui i noduli calcarei sono fasciati da marne rosate. Questa facies, che ricorda il Calcare di Morbio del Comasco, non ha mai spessori significativi e continui nell'area del foglio a E del F. Adda. La selce ha distribuzione irregolare ed è in genere più chiara che non nel sottostante calcare di Moltrasio. Non particolarmente diffusa nella zona Carenno-Erve, essa diviene più abbondante nella parte superiore dell'unità nella zona di Civate, dove sono presenti grossi noduli di selce marroncina. Il membro inferiore del Calcare di Domaro, distinto da SCHIROLI (1990) nell'area-tipo, non è presente nel Foglio Lecco.

Spessore. Intorno ai 100-120 m tra Carenno ed Erve, per ridursi sino a 20-25 m sul pendio del paleoalto dei Corni di Canzo.

Limite superiore. Verso l'alto passa alla Formazione di Sogno, nella zona Carenno-Erve, con limite netto e passaggio da calcari grigio chiari a marne grigio-marroncine, micacee. Quando passa al Rosso Ammonitico Lombardo, nel settore più occidentale del foglio, si ha incremento di marne rosate e contemporanea scomparsa della tipica facies a grossi noduli di selce chiara, di colore marroncino, che caratterizza la sommità del Calcare di Domaro in quell'area.

Fossili. Rare ammoniti domeriane sono segnalate da DESIO (1929) nei dintorni di Carenno, ma anche in questo caso è nel contiguo F. Vimercate

che affiorano le sezioni più complete e fossilifere. Significativa la presenza di coccoliti nella parte alta della sezione di Civate con *Lotharingius primigenius*, *Biscutum* aff. *finckii*, *Schizosphaerella punctulata* (ERBA, com. pers.). Nella sezione di Colle di Sogno/M. Brughetto, posta a meno di 1 km fuori del foglio, GAETANI & POLIANI (1978) segnalano sulla superficie dell'ultimo strato *Dactylioceras simplex* e *Partschiceras anonymum*, Ammoniti della Zona a *Tenuicostatum* del Toarciano inferiore.

Età. *L. primigenius* compare nel Pliensbachiano inferiore. (MATTIOLI & ERBA, 1999). L'età della base della formazione, come si può estrapolare dalla vicina sezione del M. Brughetto, si porrebbe nel Pliensbachiano inferiore. Tuttavia la nannoflora colà segnalata, con *S. punctulata*, *Crepidolithus crassus*, *Tubirhabdus patulus*, *Mitrolithus jansae* e *M. elegans* (LOZAR, 1992) non è esclusiva del Pliensbachiano, ma vi appare solo più abbondante perché la dissoluzione diagenetica risulta meno estesa. Gli ultimi 2-3 strati del Calcare di Domaro sono da riferire al Toarciano basale.

Interpretazione paleoambientale. Contesto bacinale e di pendio al raccordo col paleoalto dei Corni di Canzo. La sedimentazione avveniva prevalentemente per "pioggia planctonica" in cui la crescente produttività delle alghe coccolitoforde occupava un ruolo importante. La presenza di livelli con tessitura fluidale o con scivolamenti sinsedimentari testimonia la persistente esistenza di pendii nell'ambito del bacino.

2.26 - CALCARE DI MORBIO (KMO)

Denominazione. WIEDENMAYER (1980) introdusse questo termine quale membro del Rosso Ammonitico. Viene qui elevato di rango.

Area di affioramento. Il calcare di Morbio è stato rilevato solo all'estremità SO del foglio, in prossimità del paleoalto dei Corni di Canzo.

Litologia. L'unità è costituita da calcari marnosi nodulari, di colore da grigio a rosato, in strati centimetrici ben suddivisi da marne, localmente ricchi di Ammoniti.

Spessore. Il calcare di Morbio rappresenta un corpo lentiforme, il cui spessore massimo è valutabile in circa 60 m.

Limite superiore. Il calcare di Morbio passa invariabilmente, con contatto netto, al Rosso Ammonitico Lombardo; tuttavia, dove quest'ultima unità è in lacuna, il passaggio è direttamente con la Maiolica, con l'interposizione di un livello metrico di argille residuali (non cartografabili) che abbracciano un intervallo-tempo corrispondente alla maggior parte del Giurassico Medio e Superiore.

Fossili. Solitamente solo il livello ad *Arietoceras* della Zona ad *A. margaritatus* contiene ammoniti determinabili, con *Arietoceras*, *Phylloceras* e *Calliphyloceras*. Al tetto rarissimi *Dactylioceras* sp.

Età. Sulla base del contenuto paleontologico la formazione si estende

dal Pliensbachiano superiore (Domeriano) al Toarciano basale.

Interpretazione paleoambientale. L'unità si è deposta in seguito al permanere del fondale nelle condizioni di un altofondo pelagico, situato poco al di sopra della superficie di compensazione dei carbonati e spazzato da correnti termoaline che lo rendevano ben ossigenato e favorivano il proliferare di organismi planctonici.

2.27 - ROSSO AMMONITICO LOMBARDO (**RAL**)

Denominazione. STOPPANI (1858) lo definisce come “il rosso ammonitico a tutti noto”. Nella terminologia del Giurassico lombardo questa denominazione è da sempre in uso. DESIO (1929) aggiunse l'aggettivo “lombardo”. Tale aggiunta è opportuna onde evitare confusioni con calcari rossi ad ammoniti di diversa età presenti nella successione veneta (MARTIRE *et alii*, 2006). Nel F. Lecco non sempre sono presenti le facies più tipiche, ma vi sono attribuite anche alcune facies marginali, onde evitare una eccessiva frantumazione della terminologia.

Area di affioramento. Limitata all'angolo SO del foglio, tra il Santuario di S. Girolamo presso Vercurago e la V. del Gatton. La formazione può essere osservata lungo la strada Pescate-Galbiate e lungo la S.S. 639 a Civate.

Litologia. Marne rosate che fasciano noduli calcarei di dimensioni variabili, solitamente centimetriche. Formano strati mal definiti di 20-50 cm. Spesso questi noduli sono disposti secondo tessiture fluidali e passano lateralmente a veri e propri paraconglomerati. Calcari marnosi e marne in strati debolmente nodulosi, sempre di colore rosato. Verso l'alto il tenore in carbonati tende ad aumentare e si hanno calcari rosati in strati di 10-20 cm ben suddivisi da marne rosate. Al tetto dell'unità si hanno 20-40 cm di argille marnose rosso mattone, qui incluse nel RAL.

Spessore. Solitamente ridotto, da pochi a 20-30 m. I circa 50 m di spessore della sezione di Galbiate sono eccezionali.

Rapporti stratigrafici. Appoggia sempre sul Calcare di Domaro, con contatto netto. Il limite è contraddistinto dalla comparsa di marne rosate o rosse, spesso con tessitura fluidale e con un arricchimento in silicoclasti (quarzo e muscovite), in genere riconoscibili alla lente. Lateralmente verso oriente passa alla Formazione di Sogno. Superiormente passa alle Radiolariti del Selcifero Lombardo (M. Barro) oppure, ove queste siano assenti, direttamente al Rosso ad Aptici (V. del Gatton).

Fossili. A dispetto del nome, nell'area del foglio le ammoniti sono scarse. Solo in V. del Gatton si possono rinvenire modelli interni mal conservati. Significativa la nannoflora studiata lungo la sezione di Civate (MATTIOLI & ERBA, 1999). Sono stati rinvenuti tra 4,50 e 7,80 m dalla base *Lotharingius sigillatus*, *Crepidolithus cantaluppii*, *Carinolithus superbus*, *Mitrolithus jansae*, *Watznaueria contracta*. L'associazione indica il

Toarciano inferiore. Nella parte più calcarea superiore, la comparsa di *Hexalithus magharensis*, associato a *Discorhabdus striatus*, indica un'età aaleniana e infine una ricca associazione a *Watznaueria* nelle marne argillose sommitali indica il Bajociano inferiore.

Età. Complessivamente le età documentate vanno dal Toarciano inferiore al Bajociano inferiore, ma a causa della sedimentazione discontinua, la successione può essere fortemente lacunosa.

Interpretazione paleoambientale. Il rosso ammonitico lombardo è un sedimento formatosi in un contesto bacinale a bassa velocità di accumulo, in cui la materia organica veniva ossidata, come dimostra la diffusa presenza di ossidi di Fe. Nell'area del foglio, la sedimentazione era sensibilmente influenzata dalla paleotopografia con il rilievo dei Corni di Canzo. La sedimentazione avveniva in prevalenza lungo pendii, per cui sono frequenti tessiture fluidali, paraconglomerati, breccie e orizzonti risedimentati.

2.28 - FORMAZIONE DI SOGNO (SOG)

Denominazione. Proposta da GAETANI & POLIANI (1978) per individuare la successione di calcari marnosi e marne grigie, in precedenza assimilata al rosso ammonitico lombardo. Scheda formazionale in DELFRATI (2000b).

Aree di affioramento. La formazione è presente solo nel comparto SO del Foglio, tra Carenno e la Val d'Erve (M. Mudarga).

Litologia. Si riconoscono 3 litozone, non distinte cartograficamente. Dal basso verso l'alto:

Litozona 1. È caratterizzata da marne e calcari marnosi grigi passanti gradualmente verso l'alto a marne rosse. Seguono argilliti laminate policrome, talora anche nerastre, cui si sovrappongono gradualmente marne e calcari marnosi prevalentemente grigi.

Litozona 2. Alternanza ritmica di calcari marnosi e marne, in strati di 30-40 cm. La frazione marnosa tende a ridursi di spessore verso l'alto. Colori prevalentemente grigi, ma talora anche chiazze rossastre. Rari, piccoli noduli e sottili liste di selce verso l'alto. È la litozona più potente e caratteristica della formazione. Nella parte basale di questa litozona nella sezione "il Pizzo" è presente un livello di breccia poligenica con clasti riferibili al sottostante Calcare di Domaro.

Litozona 3. Calcari marnosi e calcari in strati sottili, grigi o rossicci. La selce, abbastanza frequente, è presente in noduletti. Nel metro sommitale, peliti e marne pelitiche rosso mattone.

Spessore. Tra 80 e 100 m, in eteropia con il rosso ammonitico lombardo, che presenta peraltro facies poco caratteristiche.

Rapporti stratigrafici. Poggia con contatto netto sul Calcare di Domaro. I metri basali sono caratterizzati da un significativo apporto di silicoclasti. La mica detritica è visibile anche alla lente. Lateralmente passa a facies risedimentate in qualche misura collegabili al rosso ammonitico lombardo.

Superiormente è a contatto con le Radiolariti del Selcifero Lombardo. Il limite si pone con il primo strato di selce.

Fossili. I macrofossili sono scarsi. Nell'area del foglio sono stati rinvenuti frammenti di bivalvi pelagici. Nella contigua Albenza si possono trovare rari modelli interni di ammoniti entro la litozona 1, che ne consentono l'attribuzione al Toarciano inferiore e medio (GAETANI & POLIANI, 1978). Rari resti di pesci sono ugualmente presenti sia nei pressi della località-tipo (TINTORI, 1977) sia alle cave di Chiuso (*Leptolepis* sp.). I coccoliti sono assai diffusi (GAETANI & ERBA, 1990); i campioni prelevati nelle ex-cave di Chiuso (Lecco) contengono un'associazione del Toarciano inferiore (E. ERBA, com. pers., 2001). Si noti che gli studi paleontologici si sono concentrati sulla sezione M. Brughetto, sezione-tipo della formazione, affiorante nel contiguo F. Vimercate.

Età. Su base paleontologica, la formazione è riferita all'intervallo Toarciano inferiore-Bajociano inferiore.

Interpretazione paleoambientale. L'unità indica sedimentazione in contesto bacinale, anossico nella parte centrale della litozona 1, che corrisponde all'evento anossico oceanico globale TAOE di JENKYN (1988), ERBA (2004). La sedimentazione ritmica viene attribuita a ciclicità controllate astronomicamente, con consistenti apporti pelitici nella parte di età torciana e aaleniana, che si riducono gradualmente verso l'alto, dove la velocità di sedimentazione si riduce progressivamente, essendo unicamente connessa alla produttività necto-planctonica. Pure significativa l'influenza della dissoluzione dei carbonati. Si ritiene che la parte sommitale della formazione fosse ormai entrata nel lisocline della calcite.

2.29 - GRUPPO DEL SELCIFERO LOMBARDO (SM)

Denominazione. Il termine "selcifero" compare a varie riprese in letteratura a partire da CACCIAMALI (1901), ma è solo con PASQUARÈ (1965) che viene trattato come unità litostratigrafica ed elevato al rango di gruppo per comprendere Radiolariti del Selcifero Lombardo (RSL), Rosso ad Aptici (RAP) e Formazione di Prabione. Quest'ultima unità ha ricevuto successivamente scarsa considerazione e nell'area del foglio il Gruppo del Selcifero Lombardo comprende la coppia RSL + RAP. Scheda formazionale in CITA *et alii* (2007b).

Area di affioramento. Il gruppo è rappresentato solo nel comparto SO del foglio; a occidente del F. Adda è presente in modo discontinuo al M. Barro e in V. del Gatton (Fig. 9).

Alla scala 1:50.000 risulta illeggibile mantenere le due formazioni RSL e RAP separate cartograficamente. Viene pertanto qui rappresentato solo il Gruppo del Selcifero Lombardo. Tuttavia data la loro importanza, si riporta comunque la loro descrizione. Le sezioni più rappresentative si trovano nei dintorni di Carenno e al M. Mudarga (Fig. 10).

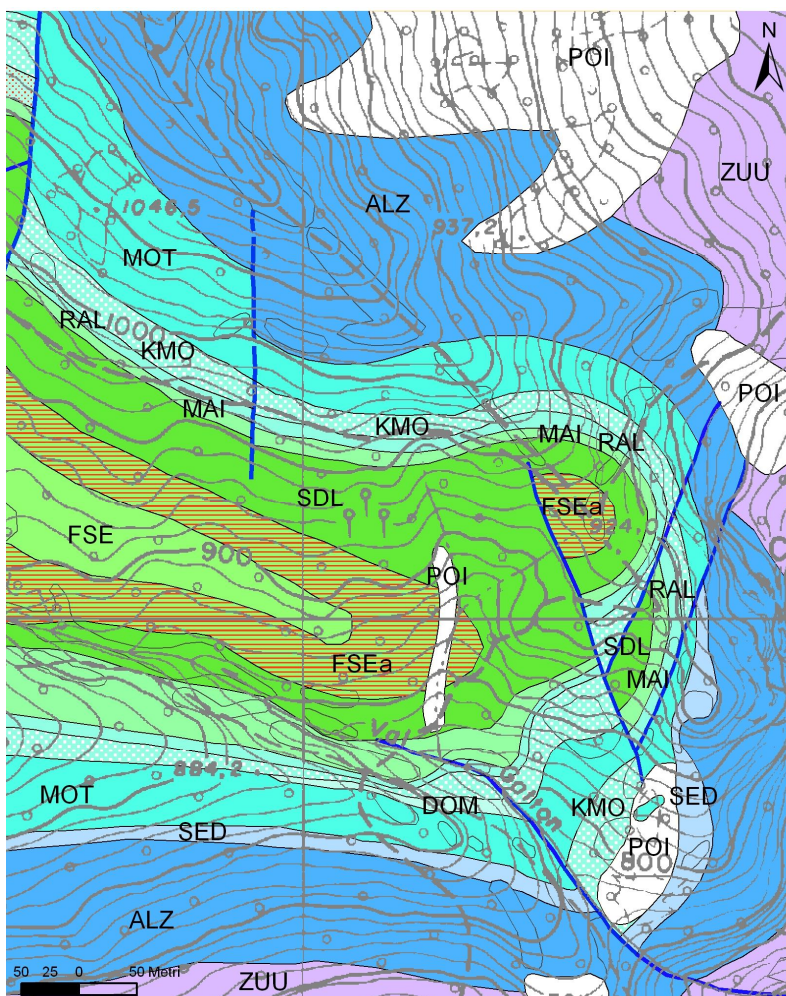


Fig. 9 – Carta geologica della Val del Gatton, ove il Gruppo del Selcifero Lombardo ha affioramenti limitati e discontinui ed e' stato cartografato insieme al Rosso Ammonitici Lombardo. Dal rilievo originale alla scala 1:10.000 sulla base della Carta Tecnica Regionale (CTR). ZUU- Calcare di Zu; ALZ = formazione dell'Albenza; SED = Calcare di Sedrina; MOT = calcare di Moltrasio; DOM = Calcare di Domaro; KMO = calcare di Morbio; RAL = rosso ammonitico lombardo; MAI = Maiolica; SDL = Sass de la Luna; FSE = formazione di Sorisole; FSE_a = Litofacies delle Marne Rosse della formazione di Sorisole. POI= sintema del Po.

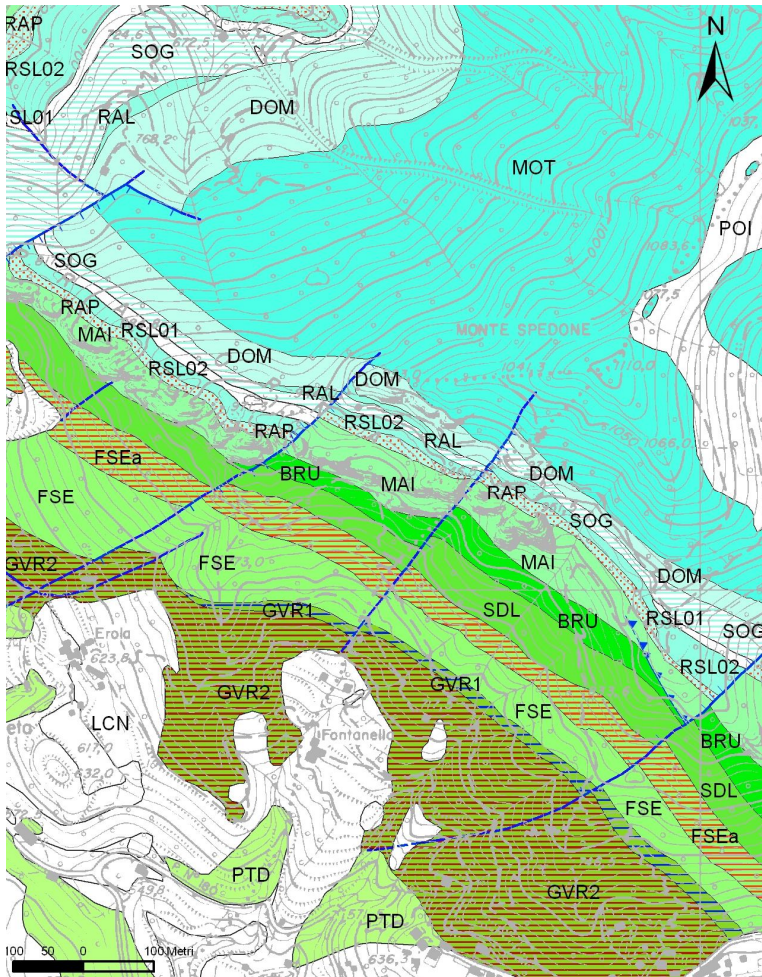


Fig. 10 – Ingrandimento della carta geologica per la zona di Carenno, derivata dal rilievo originale alla scala 1:10.000, sulla base della Carta CTR. Per tale motivo compaiono suddivisioni che non sono mantenute nella versione 1:50.000. MOT = calcare di Moltrasio; DOM = Calcare di Domaro; RAL = rosso ammonitico lombardo; SOG = Formazione di Sogno; RSL01 = Litozona inferiore delle Radiolariti; RSL02 = Litozona superiore delle Radiolariti; RAP = Rosso ad Aptici; MAI = Maiolica; BRU = Marna di Bruntino; SDL = Sass de la Luna; FSE = Formazione di Sorisole; FSE_a = litofacies delle Marne Rosse della Formazione di Sorisole; GVR₂ = Membro delle peliti rosse della Formazione di Gavarno, GVR₁ = Membro delle peliti nere della Formazione di Gavarno. PTD = Flysch di Pontida; LCN e POI = unità dei depositi superficiali.

2.29.1. - Radiolariti del Selcifero Lombardo

Denominazione. PASQUARÈ (1965), elevando al rango di formazione il termine tradizionale di Radiolariti (FRAUENFELDER, 1916), istituì anche 4 membri, di cui 3 sono diffusi soprattutto ai margini del Bacino Lombardo, nell'area benacense e nel Varesotto. Nella zona del foglio è presente solo il Membro di Burligo. Scheda formazionale in CITA *et alii* (2007b).

Litologia. Laddove lo sviluppo è completo si distinguono agevolmente due litozone. Inferiormente si hanno selci in strati planari di 5-15 cm di colore prevalentemente grigio scuro, verde cupo, rosso cupo, ben suddivise da argilliti silicee. Seguono selci di colore rosso vivo in strati fortemente nodulosi di 10-30 cm, spesso rinsaldati, in cui i noduli formano mammelloni sulla superficie di strato. La componente argillitica in questa seconda litozona è dapprima ridotta, poi in graduale incremento a formare argilliti silicee molto compatte che fasciano noduli di selce rossa.

Dove la successione delle Radiolariti è completa, a E del F. Adda, sono presenti entrambe le litozone. Quando invece è ridotta o lacunosa, di norma manca la litozona inferiore e le Radiolariti sono rappresentate da pochi strati di selci rosse mammellonari (V. del Gatton, versante N). Possono anche mancare (V. del Gatton, lato S) o essere limitate a 1,5 m di paraconglomerato ad abbondante matrice marnosa con clasti di selce rossa (S.S. 639 a Civate).

Spessore. Può raggiungere i 40 m alla terminazione N dell'Albenza, mentre a occidente del F. Adda si riduce, ove presente, a pochi metri. *Rapporti stratigrafici.* A E del F. Adda le Radiolariti poggiano sulla Formazione di Sogno. Il limite è netto e si pone con il primo strato di selce stratificata. A O del F. Adda poggiano sul rosso ammonitico lombardo, anche qui su un sottile livello di argille marnose rosse, peraltro non sempre presente. Al tetto passano gradualmente al Rosso ad Aptici, con la progressiva scomparsa dei noduli di selce.

Fossili. Nell'adiacente Albenza (M. Brughetto) BAUMGARTNER (1987) ha identificato nella parte basale una ricca associazione a di radiolari, Spumellaria e Nassellaria.

Età. La litozona inferiore viene attribuita al Bajociano superiore - Calloviano (BAUMGARTNER, 1987). La litozona superiore viene attribuita all'Oxfordiano e la parte sommitale dovrebbe essere già del Kimmeridgiano inferiore. Manca uno studio dettagliato per l'area del foglio.

Interpretazione paleoambientale. Bacino profondo, al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati. Solo la "pioggia planctonica" di tipo siliceo, a causa della sua abbondanza, non veniva totalmente dissolta e poteva accumularsi sul fondo come fanghi a radiolari, mentre la componente carbonatica veniva dissolta. Velocità media di accumulo di poco superiore a 1 m/Ma. Le RSL corrispondono a una massiccia fioritura dei radiolari nella Tetide occidentale, dovuta a condizioni oceanografiche

particolarmente favorevoli nonché alla traslazione del Bacino Lombardo verso paleolatitudini tropicali (MUTTONI *et alii*, 2005). La topografia del fondale favorì l'accumulo nelle parti più profonde del bacino a opera di deboli correnti di fondo (strati con debolissima gradazione e accumulo di radiolari nella parte inferiore dello strato). Sui fianchi dei paleoalti, i sedimenti non si conservavano o ne rimanevano solo porzioni lacunose, talora con tessitura fluidale o come paraconglomerati.

2.29.2. - Rosso ad Aptici

Denominazione. STOPPANI (1857) definì questa unità come Rosso ad Aptichi, comprendendovi anche le Radiolariti del Selcifero Lombardo. Con il tempo la grafia "Aptichi" si è trasformata in "Aptici", è rimasta nell'uso e ribadita da PASQUARÈ (1965). Scheda formazionale in CITA *et alii* (2007b).

Litologia. Il litotipo dominante è costituito da marne silicee rosso mattone in strati non ben definiti di 10-20 cm, con tipiche venature verdastre. La selce in liste è in genere assente, ma qualche piccolo nodulo di selce rossa può ancora rinvenirsi. Sul pendio del paleoalto vi sono poi facies particolari con paraconglomerati a clasti più calcarei rosati e livelli con tessiture fluidali. Verso l'alto il tenore in carbonati aumenta e si hanno marne sempre più calcaree e sempre più chiare (ERBA & QUADRIO, 1987).

Spessore. Circa 30 m a E del F. Adda, tra 5 e 10 a O del F. Adda.

Rapporti stratigrafici. A E del F. Adda inferiormente poggia sulle RSL, ad O può poggiare sulle RSL oppure direttamente sulle argille marnose rosse che ammantano il rosso ammonitico lombardo. Superiormente è invariabilmente ricoperto dalla Maiolica. Il limite è transizionale, per graduale incremento della frazione carbonatica, e viene posto quando si hanno strati calcarei sottili di colore decisamente più chiaro.

Fossili. Come dice il nome stesso, la formazione è ricca in aptici e più raramente in rostri di belemniti, apparati masticatori di cefalopodi e crinoidi pelagici affini a *Saccocoma*. Per una esauriente rassegna di questi e altri macrofossili si faccia riferimento a PASQUARÈ (1965). Nella sezione di Civate, ERBA (com. pers.) ha rinvenuto alla base del Rosso ad Aptici i coccoliti *Watznaueria barnesae* e *Conusphaera mexicana*, seguiti da *Parhabdolithus embergeri* e *Polycostella beckmannii*.

Età. Le associazioni di cui sopra sono riferite al Titoniano inferiore. Dove la successione è completa, ma esternamente all'area del foglio, sono state documentate età dal Kimmeridgiano superiore al Titoniano inferiore (GAETANI & ERBA, 1990; BARBERIS *et alii*, 1990).

Interpretazione paleoambientale. Il Rosso ad Aptici è, come le Radiolariti del Selcifero Lombardo, un'unità deposta in contesto bacinale profondo. La sua peculiarità consiste nel fatto che siano presenti i resti calcitici dell'apparato masticatore dei cefalopodi, mentre non sono presenti

fossili delle conchiglie, originariamente aragonitiche. Come conferma la diffusa presenza di nannofossili originariamente calcitici, il fondale si trovava entro il lisoclino della calcite, ma ancora al di sotto della profondità di compensazione dell'aragonite. Al solito lungo i fianchi del paleoalto si aveva sedimentazione lacunosa e, a causa della profondità inferiore, era più consistente la frazione calcarea nel sedimento.

2.30 - MAIOLICA (MAI)

Denominazione. STOPPANI (1857; 1858) riprese, utilizzandola in senso stratigrafico, una terminologia locale. Il nome “marmo Maiolica”, pubblicato per la prima volta da MAIRONI DA PONTE, è dovuto probabilmente al colore bianco dell'unità, che evoca analogie con il marmo di Carrara. Scheda formazionale in CITA *et alii* (2007a).

Area di affioramento. Nel comparto SO del foglio forma una fascia relativamente continua da Carenno a Civate. Lungo la strada per Erve (BARBERIS *et alii*, 1990) si ha la sezione più completa.

Litologia. Calclutiti bianche in strati generalmente sottili, ma spesso rinsaldati a formare pacchi di almeno 1 m. Molto evidenti le stiloliti. La selce, abbastanza chiara, può comparire in noduli di dimensioni varie oppure in straterelli continui. Non infrequenti gli scivolamenti sinsedimentari, anche di spessore consistente (Carenno). Accanto a questa litologia predominante, si hanno nella parte inferiore straterelli vagamente rosati e nella parte sommitale intercalazioni argillitiche scure o marne grigie scure. La parte sommitale può tuttavia mancare.

Spessore. Intorno ai 120 m a Carenno-Erve, si riduce in direzione O a meno di 50 m tra Galbiate e Civate. Nella sinclinale di V. del Gatton, appena fuori dell'area del foglio, si riduce a 90 cm.

Rapporti stratigrafici. Nell'area del foglio appoggia sempre sul Rosso ad Aptici ed è sempre ricoperta dalla Marna di Bruntino. Il limite superiore, se affiorante, si pone in corrispondenza dell'ultimo strato calcareo.

Fossili. I macrofossili sono rarissimi e limitati, nella parte basale, a qualche modello interno di ammonite fortemente dissolto. Talora si rinvencono anche aptici e rostri di belemniti (PASQUARÈ, 1965). La stratigrafia si fa con le Calpionelle e con i nannofossili.

Età. Sulla base del nannoplancton calcareo sono state distinte sei biozone, dal Titoniano superiore all'Aptiano inferiore (BARBERIS *et alii*, 1990). Tra Carenno ed Erve sono state distinte tutte le zone tranne la sommitale, mentre a Civate sono presenti le prime tre zone. Da notare che, ove vi sia lacuna, a mancare è la parte superiore della formazione.

Interpretazione paleoambientale. La Maiolica rappresenta l'espressione sedimentaria di un fango pelagico a nannofossili e tintinnidi. La “pioggia planctonica”, abbondante per l'elevata produttività superficiale, portò alla saturazione delle acque profonde e quindi i fondali ritornarono

completamente sopra la profondità di compensazione della calcite e dell'aragonite. La mancata conservazione delle ammoniti è da attribuirsi a cause diagenetiche e non deposizionali. La presenza diffusa di scivolamenti sinsedimentari e la troncatura a tetto di parte dell'unità indicano che persistevano irregolarità nella topografia dei fondali e che, anzi, potevano attivarsi nuovi gradienti topografici e significative correnti di fondo.

2.31 - MARNA DI BRUNTINO (BRU)

Denominazione. Termine proposto da PASSERI (1969) per definire gli "scisti neri" di VENZO (1954).

Area di affioramento. La marna di bruntino affiora in piccoli lembi isolati lungo il bordo S della Flessura Pedemontana (DESIO, 1929; DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949). Qui si hanno complesse zone di faglia che si impostano preferenzialmente sui livelli duttili di questa formazione, per cui gli affioramenti sono discontinui e parziali.

Litologia. Marne e argilliti scagliettate, policrome, con prevalenti colori rosso vinato e grigio scuro sino a nerastro. Qualche sottile intercalazione di areniti fini, quarzose, debolmente gradate. Date le condizioni di affioramento non è possibile analizzare la successione in dettaglio.

Spessore. Di difficile valutazione a causa delle elisioni tettoniche. Nella miniera Alpetto di Cesana Brianza, situata 1 km a O del foglio, raggiunge i 100 m di spessore inclusa la transizione basale (BERSEZIO, 1994).

Rapporti stratigrafici. Poggia con contatto netto sulla Maiolica, ma è plausibile che a causa della differenza di competenza il contatto sia sempre laminato tettonicamente. Superiormente passa al Sass de la Luna per progressiva diminuzione della frazione marnosa grigia.

Fossili. Data la situazione non sono stati fatti studi specifici.

Età. Nelle immediate vicinanze, nel F. Como, l'unità si estende dall'Aptiano inferiore all'Albiano superiore (BERSEZIO, 1994).

Interpretazione paleoambientale. Ambiente pelagico profondo con frequenti episodi di completa anossia delle acque profonde e conseguente parziale conservazione della materia organica. Rappresenta un'espressione locale entro il complesso di eventi OAE1 (ERBA, 2004). Deboli correnti trattive portavano talora sottili letti di sabbie fini ricche in silicoclasti.

2.32 - SASS DE LA LUNA (SDL)

Denominazione. Unità introdotta da VENZO (1954) riprendendo una definizione locale (VARISCO, 1881). Scheda formazionale in CITA *et alii* (2007a).

Area di affioramento. Limitata al quadrante SO del foglio da Carenno a Civate e in V. del Gatton. Essendo implicata nella Flessura Pedemontana affiora sporadicamente e in modo discontinuo. Al nucleo della sinclinale di

V. del Gattón se ne osserva la parte basale.

Litologia. Calcarei marnosi, calcareniti a matrice micritica e marne grigie, a tipica sfaldatura concoide, in strati mal definiti, localmente gradati; verso l'alto progressivamente aumentano le intercalazioni di calcareniti fini deposte da correnti di torbidità. Il colore, grigio plumbeo, azzurrognolo o nocciola alla frattura fresca, diventa tipicamente bianco opaco in alterazione. I due membri informali di BERSEZIO *et alii* (1990; 1997) non hanno trovato rappresentazione cartografica distinta.

Spessore. Non dovrebbe superare i 50-70 m nell'area del foglio; aumenta fino a oltre 250 m nell'attiguo F. Vimercate.

Limite superiore. L'unità passa alla Formazione di Sorisole, con passaggio graduale dato dall'aumento della frazione marnosa rosata ("marne rosse" cenomaniane di BERSEZIO *et alii*, 1990).

Fossili. Priva di macrofossili, l'unità contiene una ricca associazione di foraminiferi, radiolari e coccoliti, studiati esternamente all'area del foglio.

Età. È compresa nell'Albiano superiore (Zone a *Rotalipora subticinensis*, *R. ticinensis* e *R. appenninica*) GELATI *et alii* (1982).

Interpretazione paleoambientale. Contesto pelagico in cui non si verificano più significativi eventi anossici e la dissoluzione dei carbonati è scarsa, per cui le faune e flore calcaree si possono conservare. Acquistano invece progressiva importanza gli apporti terrigeni silicoclastici, deposti da correnti di torbidità.

2.33 - FORMAZIONE DI SORISOLE (FSE)

Denominazione. Unità di nuova introduzione, che raggruppa una serie di litozone informali utilizzate per la cartografia di dettaglio della successione cretacea (BERSEZIO *et alii*, 1990). In particolare, incorpora le "marne rosse" (FSE_a), i "banchi caotici" e le "torbiditi sottili" di BERSEZIO & FORNACIARI (1988), coincidendo con la "Sequenza Cenomaniana" dei medesimi AA.

Area di affioramento. Limitata al quadrante SO del foglio, tra Carenno e Civate. Uno spessore consistente di arenarie attribuite alla formazione di Sorisole affiora al nucleo della sinclinale della V. del Gattón.

Litologia. A causa degli spessori e della condizione degli affioramenti, sono cartografate separatamente solo le "marne rosse" (FSE_a). Esse sono caratterizzate dall'associazione di marne e calcareniti fini in strati decimetrici di colore grigio-rosato nella parte bassa, decisamente rosato verso l'alto, nei quali è talora possibile riconoscere tenui laminazioni e gradazioni (sequenze di Bouma di tipo Td). Rara la sfaldatura "a saponetta", più frequente l'aspetto massivo o scaglioso, dove la stratificazione piano-parallela e la laminazione sono sovente percepite con difficoltà anche a causa della bioturbazione. Si associano rari intervalli a *pebbly mudstone*. Le "torbiditi sottili" comprendono arenarie silicoclastiche a grana media, areniti ibride fini e marne siltose di colore grigio scuro, in sottili strati

planari e con frequenti laminazioni anche nella parte marnosa, tipicamente organizzate in sottili sequenze di Bouma per lo più di tipo Ta-Tc, che – laddove raggiungono spessori decimetrici – mostrano talora geometrie lenticolari. A luoghi gli intervalli di peliti laminate possono dar luogo a spessori significativi, senza che a essi si intercalino strati arenitici; nei dintorni di Carenno è caratteristica l’interposizione di un *hard-ground* a calcilutiti silicee, non distinto cartograficamente. Le arenarie analizzate (n = 2) sono classificate come litareniti e litareniti feldspatiche secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 43\pm3$, $F = 10$, $L = 47\pm4$ secondo DICKINSON (1970). La frazione carbonatica è significativa, per la presenza sia di litici calcarei e dolomitici (CE secondo ZUFFA, 1980: $25\pm1\%$ dello scheletro detritico), sia di intraclasti e bioclasti calcarei (CI secondo ZUFFA, 1980: $3\pm3\%$ dello scheletro detritico). L’associazione a minerali pesanti (n = 3) è dominata dal granato (44-70% della *suite*), mentre i minerali ultrastabili sono subordinati (indice ZTR = 9-17%). La composizione chimica del granato (Tabella 4) è compatibile con la soluzione solida di almandino, grossularia, spessartina e piropo che, con una certa monotonia, caratterizza i micascisti a granato del basamento orobico sudalpino (SILETTO, 1991).

Tabella 1 Microanalisi (SEM-EDS) su granati detritici nella formazione di Sorisole (Grt) e su relitti di augite nel dicco di Campelli (Cpx).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	35,30	34,79	36,90	35,36	33,76	32,56	49,94	52,23	52,16	51,59
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,07	0,13	0,48	0,50
Al ₂ O ₃	19,78	19,77	20,25	19,83	18,55	18,34	5,98	0,22	3,14	1,20
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,01	0,23	0,02
FeO _{TOT}	31,13	30,29	33,54	34,94	24,80	27,94	6,34	7,49	4,60	8,43
MnO	3,00	4,77	2,63	0,23	7,42	0,72	0,10	0,07	0,03	0,20
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,12
MgO	2,83	2,58	2,58	2,47	0,81	1,36	14,77	14,41	16,14	13,69
CaO	3,17	2,20	2,86	1,59	5,53	6,73	21,40	21,53	22,57	21,56
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00
Tot	95,21	94,41	98,77	94,41	90,87	87,66	99,97	96,17	99,35	97,31

Spessore. La formazione tende a definire una banda continua, con

contenute variazioni di spessore. Le “marne rosse” variano tra i 50 e i 100 m, con un massimo stimato nei pressi di Galbiate in concomitanza con il massimo di spessore per il sottostante Sass de la Luna. Le “torbiditi sottili” si attestano tra i 30 e i 70 m, con un massimo nei pressi di Carenno.

Limite superiore. L’unità passa verticalmente alle “peliti nere superiori” della Formazione di Gavarno o, a O di Carenno (dove queste sono assenti per lacuna stratigrafica), direttamente al membro delle “peliti rosse” della medesima formazione. Il limite è netto, sottolineato dalla comparsa di peliti nere omogenee e massive o, rispettivamente, di arenarie quarzose ricchissime in mica, in straterelli centimetrici alternati a peliti rossicce.

Fossili. In questa formazione non si registrano macrofossili di rilievo. Le microfaune significative, per lo più a foraminiferi planctonici, si trovano negli intervalli pelitici. Nella sezione di Sorisole, ad E del foglio, BERSEZIO & FORNACIARI (1988) segnalano alla base delle “marne rosse” e nella parte superiore della formazione associazioni a foraminiferi planctonici.

Età. La formazione di Sorisole comprende le zone a: *Rotalipora brotzeni*, *R. reicheli* e *R. cushmani* che ne consentono la datazione al Cenomaniano. Le “marne rosse” vanno ascritte al Cenomaniano inferiore e a parte del Cenomaniano medio; la parte restante della successione al Cenomaniano medio e superiore (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988).

Interpretazione paleoambientale. Le varie litozone della formazione di Sorisole si sono deposte in ambiente marino profondo, al di sopra della superficie di compensazione dei carbonati, e registrano la transizione da un regime torbiditico pelagico assai distale (“marne rosse”) a uno silicoclastico più prossimale (“torbiditi sottili”), interessato dalla progradazione di apparati di *overbank* torbiditico. Nelle “marne rosse” la colorazione del sedimento e la bioturbazione a luoghi intensa testimoniano una deposizione su fondali ben ossigenati; i più rapidi tassi di accumulo delle “torbiditi sottili” sono dimostrati dalla colorazione scura del sedimento e dalla scarsa bioturbazione. Una pausa prolungata nella sedimentazione è registrata nella parte centrale dell’unità.

2.34 - GRUPPO DEL CANTO

Denominazione. Termine informale di nuova introduzione, che accorpa il Flysch di Pontida, o muovendo verso est il coevo Flysch di Colle Cedrina, a una serie di litofacies caratteristiche alla sua base (“Formazione del Sommaschio” *Auct.*). Nell’area di studio è rappresentato dalle “peliti nere superiori”, dalle “peliti rosse” (queste due unità raggruppate nella Formazione di Gavarno) e dal Flysch di Pontida.

2.34.1. - Formazione di Gavarno (GVR)

Denominazione. Unità di nuova introduzione, che raggruppa le “peliti nere superiori” e le “peliti rosse” (accorpate nella cartografia). Le “peliti

nere superiori” rappresentano un’unità informale introdotta in BERSEZIO & FORNACIARI (1987), corrispondente a un livello stratigrafico descritto di volta in volta come “scisti marnosi neri carboniosi, a Pesci” (VENZO, 1954), “scisti neri superiori” (AUBOUIN *et alii*, 1970) o “black shales superiori” (GELATI *et alii*, 1982). Rappresenta un livello-guida caratteristico alla base della formazione di Gavarno.

Il termine “peliti rosse”, introdotto informalmente in BERSEZIO *et alii* (1990), trova sostanziale riscontro nella “Scaglia marnosa rossa” di VENZO (1954), nel “Flysch pelitico arenaceo rosso” di GNACCOLINI (in DESIO, 1973), nel “Flysch rosso” di BICHSEL & HÄRING (1981), nelle “Torbiditi pelitico-arenacee” di GELATI *et alii* (1982) e nel “Flysch di Pontida inferiore” di BERSEZIO & FORNACIARI (1987).

Area di affioramento. Le “peliti nere superiori” sono state rilevate in una sottile banda nei pressi di Carenno; chiudendosi verso O stratigraficamente prima di intercettare l’alveo del T. Gallavesa, mentre verso E sembrano chiudersi bruscamente contro la Linea del Faggio. Le “peliti rosse” sono invece esposte con continuità nell’angolo SO del foglio, da Carenno fino alla penisola di Isella, sul Lago di Annone.

Litologia. Le “peliti nere superiori” sono ricche di materia organica, di aspetto massivo o laminato fino a scaglioso. La stratificazione è sottolineata da lamine millimetriche più ricche in bioclasti (foraminiferi e radiolari). Le “peliti rosse” constano di arenarie quarzose a grana per lo più media, assai ricche in lamelle di mica detritica, in sottili strati tabulari da planari a ondulati, alternate a marne laminate e scagliose, più raramente con sfaldatura “a saponetta”, di colore rosso acceso nella parte bassa e poi via via tendenti al rosato e al grigio verso l’alto; i due litotipi prevalenti tendono a organizzarsi in sottili sequenze di Bouma per lo più di tipo Tb - Tc.

Dal punto di vista petrografico (Fig. 11), le arenarie della formazione di Gavarno ($n = 2$) sono classificabili come litareniti feldspatiche secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 41 \pm 9$, $F = 22 \pm 6$, $L = 37 \pm 15$ secondo DICKINSON (1970). La frazione carbonatica è significativa per la presenza di litici calcarei e dolomitici (CE secondo ZUFFA, 1980: $18 \pm 11\%$ dello scheletro detritico), mentre risultano del tutto subordinati gli intraclasti calcarei (CI secondo ZUFFA, 1980: meno dell’1% dello scheletro detritico). L’associazione a minerali pesanti ($n = 2$) è dominata dal granato (50-70% della *suite*), mentre i minerali ultrastabili sono subordinati (indice ZTR = 17-25%). Le caratteristiche della *suite* a pesanti sono del tutto confrontabili con quelle della sottostante formazione di Sorisole, dalla quale tuttavia le “peliti rosse” si differenziano per l’eccezionale abbondanza di miche detritiche (miche bianche + biotite = 11-22% del volume della roccia).

Spessore. Da un minimo di 50 ad un massimo di 215 m, che si registra immediatamente a N dell’abitato di Carenno, in concomitanza con il massimo di spessore evidenziato per la sottostante formazione di Sorisole.

Limite superiore. Il limite tra le “peliti rosse” e il Flysch di Pontida è graduale, con un’evidente interdigitazione delle facies (Rossino di Calolziocorte). Dove lo spessore delle “peliti rosse” è più ridotto (Isella), il passaggio al Flysch di Pontida è più rapido e si realizza in pochi metri.

Fossili. Nell’unità si segnalano resti di pesci (VENZO, 1954). Il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da foraminiferi planctonici. GELATI *et alii* (1982), nella sezione di Gavarno in Bergamasca centrale ne segnalano numerose forme nelle “peliti nere superiori”, e nella parti basale e sommitale delle “peliti rosse”.

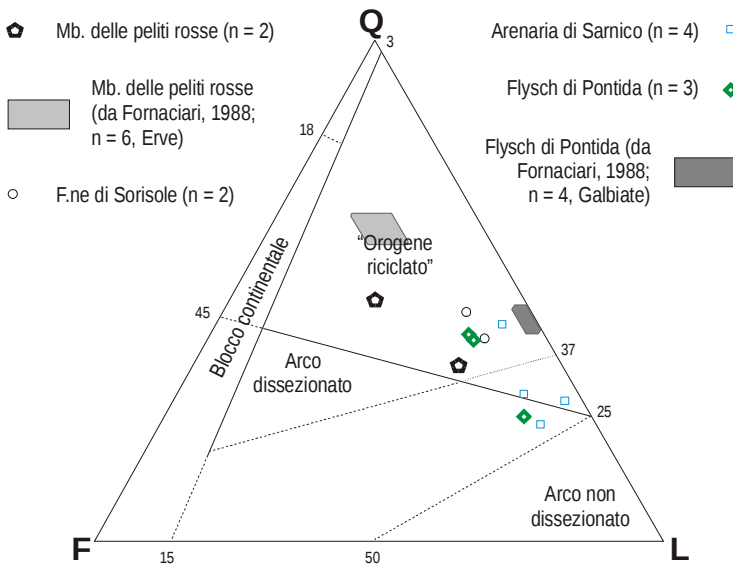


Fig. 11 – Diagramma QFL secondo Dickinson (1985) per le arenarie della successione cretacea nell’area di studio. Poligoni in grisé = elaborazioni statistiche su dati di letteratura (per ciascuno dei tre parametri, i poligoni si estendono per una deviazione standard rispetto alla media). Simboli puntuali = analisi originali a cura di D. Sciunnach.

Età. In base al contenuto paleontologico e alla posizione stratigrafica l’unità può essere attribuita all’intervallo Cenomaniano sommitale-Turoniano medio. Per posizione stratigrafica, le “peliti nere superiori” si correlano con il Livello Bonarelli della successione umbro-marchigiana, con il quale presentano anche una spiccata analogia di facies (ERBA, 2004).

Interpretazione paleoambientale. Le “peliti nere superiori” si sono deposte sui fondali di un bacino pelagico anossico, come dimostra la colorazione del sedimento e l’assenza di bioturbazione, durante una pausa nella progradazione delle conoidi torbiditiche associata a un evento

trasgressivo a scala globale (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982), che localmente favorì lo stazionamento degli apporti terrigeni sulle piattaforme continentali. Nelle “peliti rosse”, la periodica progradazione di lobi torbidity distali avveniva in un bacino emipelagico ben ossigenato (come dimostra la colorazione della frazione emipelagica del sedimento). Gli apparati torbidity erano alimentati da un’area continentale in cui il basamento cristallino subiva intensa erosione. Il detrito andava incontro a importanti processi di selezione idraulica durante il trasporto.

2.34.2. - *Flysch di Pontida (PTD)*

Denominazione. Il termine è stato introdotto da DE ROSA & RIZZINI (1967); corrisponde sostanzialmente al “Flysch scistoso-argilloso grigio” di VENZO (1954) e al “Flysch gris” di AUBOUIN *et alii* (1970). Modificato in “Formazione di Pontida” da GNACCOLINI (in DESIO, 1973), per ritornare alla dizione originaria di Flysch di Pontida in BERSEZIO *et alii* (1990).

Area di affioramento. L’unità è esposta in buona parte dell’angolo SO del foglio. Il flysch di Pontida tende a occupare vasti areali, anche per effetto del piegamento a grande scala che l’ha interessato.

Litologia. Areniti e lutiti in sequenze di Bouma per lo più complete (Ta) o mancanti dell’intervallo basale gradato (Tb), di spessore sovente decametrico, con notevole sviluppo verticale dell’intervallo Te. La ciclicità degli eventi deposizionali è resa poco evidente dalla notevole variabilità nello spessore del singolo evento. Le areniti si presentano spesso ibride, di aspetto terroso e di colore beige per l’abbondanza della matrice carbonatica, mentre tra le marne è assai frequente la sfaldatura “a saponetta”. Docce d’erosione, indicative di paleocorrenti verso NO (315°N), sono ben esposte alla base degli strati arenacei tra Galbiate e Garlate. Alcune sequenze presentano, al di sotto dell’intervallo “a”, conglomerati intraformazionali a matrice arenitico-lutitica, con ciottoli marnosi anche ben arrotondati organizzati in *traction carpets* (facies F3, F4 di MUTTI, 1992); queste facies si sarebbero deposte in massa, nelle condizioni di regime idraulico superiore che preludono alla deposizione della classica sequenza di Bouma. In località Rossa affiorano anche livelli caotici di spessore metrico (“megabed”).

Anche dal punto di vista petrografico, le arenarie che formano il litosoma principale del flysch di Pontida si differenziano nettamente da quelle delle sottostanti “peliti rosse” della formazione di Gavarno (Fig. 11). Le arenarie del flysch di Pontida propriamente detto ($n = 3$) sono infatti classificabili come litareniti, con mode detritiche $Q = 35 \pm 9$, $F = 12 \pm 1$, $L = 53 \pm 10$. Molto variabile l’abbondanza dei litici calcarei e dolomitici ($CE = 20-45\%$ dello scheletro detritico), mentre gli intraclasti carbonatici sono nettamente subordinati ai non-carbonatici (NCI secondo ZUFFA, 1980; si tratta di clasti siltosi intraformazionali e ferricrete che rappresentano il $6 \pm 4\%$ dello scheletro detritico). L’associazione a minerali pesanti ($n = 5$) si

differenza in modo marcato dalle unità sottostanti (Fig. 12) a causa della minore abbondanza del granato (4-30% della *suite*) e del netto aumento dei minerali ultrastabili (indice ZTR = 51-74%).

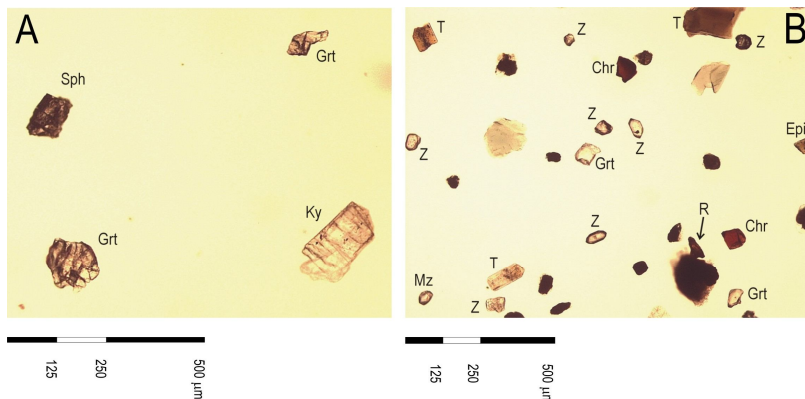


Fig. 12 – Suites a minerali pesanti della successione cretacea nell'area di studio. A = F.ne di Sorisole (Valle del Gaton): petrofacies a dominante cristallina, con cianite (Ky), granato (Grt) e titanite (Sph). B = flysch di Pontida (Isella): petrofacies a dominante sedimentaria e vulcanica, con zircone (Z), tormalina (T), rutilo (R), cromopicitote (Chr), epidoto (Epi), granato (Grt) e monazite (Mz). Foto in luce polarizzata trasmessa, nicol paralleli.

Spessore. Di difficile misurazione a causa dell'esposizione discontinua dell'unità e del piegamento subito: comunque valutabile in oltre 500 m.

Rapporti stratigrafici. Con passaggio netto, accompagnato da un evidente cambiamento di stile nell'organizzazione delle facies e da un aumento della frazione silicoclastica nelle arenarie, il flysch di Pontida passa verso l'alto all'arenaria di Sarnico. Presso Rossa, il limite è contrassegnato da un peculiare strato decimetrico di calciliti grossolane.

Fossili. I macrofossili segnalati si limitano a icniti (fucoidi, *Zoophycos* e *Chondrites*: VENZO, 1954). In GELATI *et alii* (1982) è descritta una microfauna riferita alla zona a *Praeglobotruncana helvetica*, sottozona a *Marginotruncana*, mentre, ad E del foglio, al passaggio con la soprastante arenaria di Sarnico segnalano un'associazione riferibile alla zona a *Marginotruncana sigali*. Sempre nella parte superiore della formazione ERBA in FORNACIARI (1989) segnala un'associazione a nannofossili calcarei riferibile alla zona a *Eiffelithus eximius*, nella parte orientale del bacino, mentre non vi sono dati sull'area del foglio.

Età. Le associazioni a foraminiferi planctonici dimostrano la buona corrispondenza tra il flysch di Pontida e il Turoniano medio e superiore.

Interpretazione paleoambientale. Il flysch di Pontida si è depositato in un contesto di sedimentazione torbidity. L'organizzazione generale degli eventi deposizionali e gli episodi di sedimentazione in massa indicano una

relativa prossimalità delle sorgenti del detrito associata a una scarsa continuità laterale degli ambienti. Nelle stasi della sedimentazione torbidityca aveva luogo la sedimentazione di emipelagiti che potevano essere rimaneggiate in successivi eventi deposizionali ad alta energia. Benché si presenti transizionale sul terreno, il passaggio dalle “peliti rosse” della formazione di Gavarno al flysch di Pontida segna un mutamento marcato nella provenienza dei terrigeni: Avvalorano questa interpretazione il “salto” di petrofacies (Fig. 13) e il viraggio delle paleocorrenti (FORNACIARI, 1989) che si riscontrano attraversando il limite. Le sorgenti prevalentemente cristalline che alimentavano le “peliti rosse”, esposte a NNE del bacino di deposizione, sarebbero sostituite da sorgenti più ricche in litotipi sedimentari e metamorfici di basso grado, localizzate a oriente.

2.35 - ARENARIA DI SARNICO (SAR)

Denominazione. Il termine “pietra di Sarnico” è legato all'estrazione commerciale dell'arenaria, intensamente cavata soprattutto nel distretto di Sarnico. Con DE ALESSANDRI (1899) e soprattutto VENZO (1954) il termine assume valenza stratigrafica. L'unità è indicata come “Flysch gréseux” in AUBOUIN *et alii* (1970), come “Sarnico Sandstone” in DE ROSA & RIZZINI (1967) e come “Arenaria di Sarnico” da BICHSEL & HÄRING (1981), mentre GELATI *et alii* (1982) e BERSEZIO *et alii* (1990) volgono al plurale l'indicazione litologica. Da evitare il sinonimo informale “pietra di Oggiogno”, talora usato nel Lecchese.

Area di affioramento. L'arenaria di Sarnico occupa l'estremità SO del foglio, con esposizioni modeste e discontinue.

Litologia. Sequenze di Bouma per lo più complete (Ta), a luoghi assai ritmiche e regolari, di spessore metrico, con modesto sviluppo verticale dell'intervallo “e”. Gli strati arenacei presentano basi nette, che localmente conservano un ricco campionario di controimpronte basali da impatto e trascinamento. Le arenarie si presentano ricche di silicoclasti e di colore grigio uniforme, talora con aspetto “sale e pepe” per l'abbondanza di sparsi clasti argillosi neri e feldspati detritici bianchi; la sfaldatura “a saponetta” nelle marne è rara. Alle sequenze ritmiche si possono intercalare banchi massivi di arenaria medio-grossolana, spessi sino a 2 m e privi di gradazione evidente, con isolati granuli alla base degli episodi amalgamati.

Le arenarie analizzate ($n = 3$) sono classificabili come litareniti secondo FOLK (1974), con mode detritiche $Q = 31 \pm 10$, $F = 7 \pm 2$, $L = 62 \pm 9$ secondo DICKINSON (1970). La frazione carbonatica è significativa per la presenza sia di litici calcarei e dolomitici (CE secondo ZUFFA, 1980: $27 \pm 13\%$ dello scheletro detritico), sia di intraclasti calcarei (CI secondo ZUFFA, 1980: $3 \pm 1\%$ dello scheletro detritico). Come per il sottostante flysch di Pontida, l'associazione a minerali pesanti ($n = 2$) presenta modeste quantità di granato (7-25% della *suite*), mentre i minerali ultrastabili sono dominanti

(indice ZTR = 42-57%).

Spessore. Non valutabile nell'ambito del Foglio Lecco, è stimato in 350-450 m su tutta l'area di affioramento.

Limite superiore. Esternamente all'area del foglio, l'arenaria di Sarnico passa verticalmente al Conglomerato di Sirone, localmente con l'interposizione dell'Unità di Colle Brianza ("Sarnico-Sirone transition" di GELATI *et alii*, 1990; Unità di Colle Brianza nelle Note Illustrative dei Fogli 097 "Vimercate" e 098 "Bergamo", attualmente in redazione).

Fossili. Rari i macrofossili, limitati a frammenti di rudiste (*Hippurites*) rimaneggiati e a un unico esemplare di ammonite (*Anisoceras* aff. *pseudoarmatum-paderbornense*) segnalato da VENZO (1954) nella successione esposta al M. San Ginesio, sopra Olginate. Tracce fossili da nutrizione + residenza (*Ophiomorpha* sp.) sono esposte lungo lo sbancamento stradale Galbiate-Oggiono. Da descrizioni in letteratura riferite all'intera area di affioramento (dalla Brianza al Sebino: BICHSEL & HÄRING, 1981), il contenuto micropaleontologico comprende scarsi foraminiferi planctonici rimaneggiati, ascrivibili ai generi *Ticinella*, *Planomalina* e *Rotalipora*; L'associazione a nannoplancton rientra nella zona a *Marthasterites furcatus* (CC13), rinvenuta immediatamente a S del foglio (FORNACIARI, 1989).

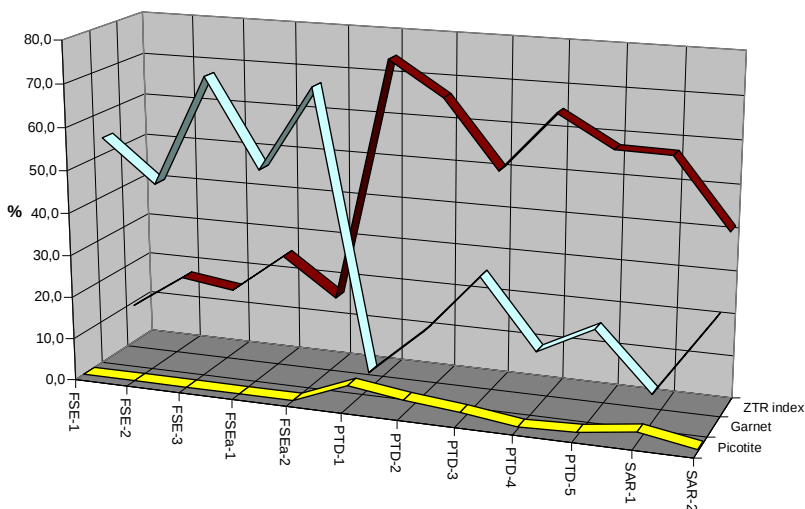


Fig. 13 – Abbondanza relativa di zirconio, tormalina e rutilo (ZTR), granato (Garnet) e cromopicotite (Picotite) nei campioni analizzati all'interno della successione cretacea (polarità stratigrafica da sinistra a destra). Al passaggio tra le "peliti rosse" della formazione di Gavarno (FSE_a) e il flysch di Pontida (PTD) si invertono le proporzioni di granato e ZTR, e compare la cromopicotite.

Età. Le evidenze paleontologiche inducono a riferire l'arenaria di Sarnico al Coniaciano, anche se la posizione dei limiti inferiore e superiore non è accurata.

Interpretazione paleoambientale. Questa unità si è deposta in un contesto di sedimentazione torbidity. Per il ridotto spessore e la regolarità delle sequenze torbidity, associati a una notevole continuità laterale degli ambienti, le facies rappresentate possono essere ricondotte ad ambienti di lobo da intermedio a distale, in assenza di canalizzazioni. I banchi di arenaria massiva possono essere tentativamente interpretati come contouriti. La petrografia del detrito arenitico e le paleocorrenti da E riportate in letteratura indicano aree sorgenti confrontabili a quelle del sottostante flysch di Pontida.

3. - FILONI E PICCOLE MASSE IGNEE

3.1 - FILONI ANDESITICI NON FOLIATI (fn)

Denominazione. Nome informale, ampiamente diffuso in letteratura a indicare un complesso subvulcanico attribuito genericamente all'attività magmatica collegata all'Orogenesi Alpina ("Porfiriti" *Auct.*).

Area di affioramento. Un unico dicco a direzione N-S, di spessore superiore al metro, si sviluppa per oltre 30 m lineari in affioramento presso Casera Campelli. Analoghi corpi subvulcanici di spessore esiguo sono segnalati da JADOUL (com. pers., 2005) nei paraggi del M. Sodadura.

Litologia. Macroscopicamente la porfiritite si presenta massiva, estremamente compatta e tenace, con una fessurazione a spaziatura pluridecimetrica; il colore dominante è il verde scuro, che talora vira verso il grigio o il bruno. In sezione sottile la roccia conferma la sua originaria struttura porfirica, largamente obliterata dalla diagenesi all'esame macroscopico. La massa di fondo si presenta costituita da un feltro microcristallino di plagioclasio pervasivamente albitizzato, mentre tra i fenocristalli si riconoscono relitti millimetrici di plagioclasio anortitico, talora zonato, sanidino e anfibolo. Nonostante la pervasiva alterazione dell'anfibolo in clorite, è diffuso un pirosseno augitico (Fig. 14) ben conservato, talora con zonatura "a clessidra", che per lo più sembra occupare una posizione di nucleo all'interno dei relitti di anfibolo, ma che raramente si presenta anche in fenocristalli. I minerali opachi sono rappresentati da diffusi pseudomorfi scheletrici di ossidi titaniferi.

Rapporti stratigrafici ed età. Il dicco di Casera Campelli taglia un minuscolo *klippe* di Calcare di Angolo che poggia su Dolomia Principale, ed è pertanto più recente non solo del Norico, ma anche del sovrascorrimento dei *klippe* del Corno del Bruco e del M. Sodadura sul "Parautoctono". Benché inadatto alla datazione radiometrica a causa della

pervasiva alterazione degli anfiboli, il dicco può essere tentativamente correlato a una fase di attività magmatica estesa tra la fine del Cretacico (ZANCHI *et alii*, 1990a) e l'Oligocene (DI GIULIO *et alii*, 2001).

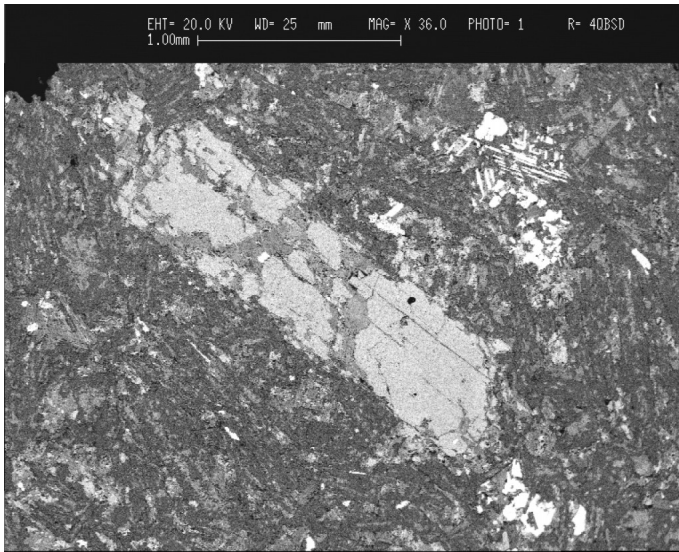


Fig. 14 – Immagine in backscatter di un fenocristallo di augite relitto all'interno del dicco di Campelli. Il cristallo è preservato al nucleo di relitti di anfibolo intensamente cloritizzato.

4. - SINTESI DEI DATI STRATIGRAFICI: IL DIAGRAMMA DI GEOHISTORY

La notevole estensione temporale della successione sedimentaria del F. Lecco rende significativa un'interpretazione dell'evoluzione dei bacini sedimentari che si sono succeduti nell'area. Sulla base delle età e degli spessori attribuiti alle unità sopra descritte è possibile ricostruire un diagramma della subsidenza nel tempo (comunemente noto come “diagramma di *geohistory*”) che tenga conto anche della compattazione delle unità durante il seppellimento e della quota di subsidenza supplementare indotta dal carico sedimentario stesso. Per far ciò si sono applicate le formule raccolte in ALLEN & ALLEN (1990), utilizzando, per le diverse litologie, i valori di densità, di porosità iniziale e di coefficiente porosità/densità suggeriti da SCLATER & CHRISTIE (1980) e SCHMOKER & HALLEY (1982). Le età relative delle unità litostratigrafiche sono state convertite in età numeriche sulla base della scala di GRADSTEIN *et alii* (2004). Per stimare la subsidenza e il carico relativi alle unità cretatiche e

cenozoiche non rappresentate nell'area del foglio si sono utilizzati dati acquisiti nel corso del rilevamento degli adiacenti fogli Vimercate e Seregno.

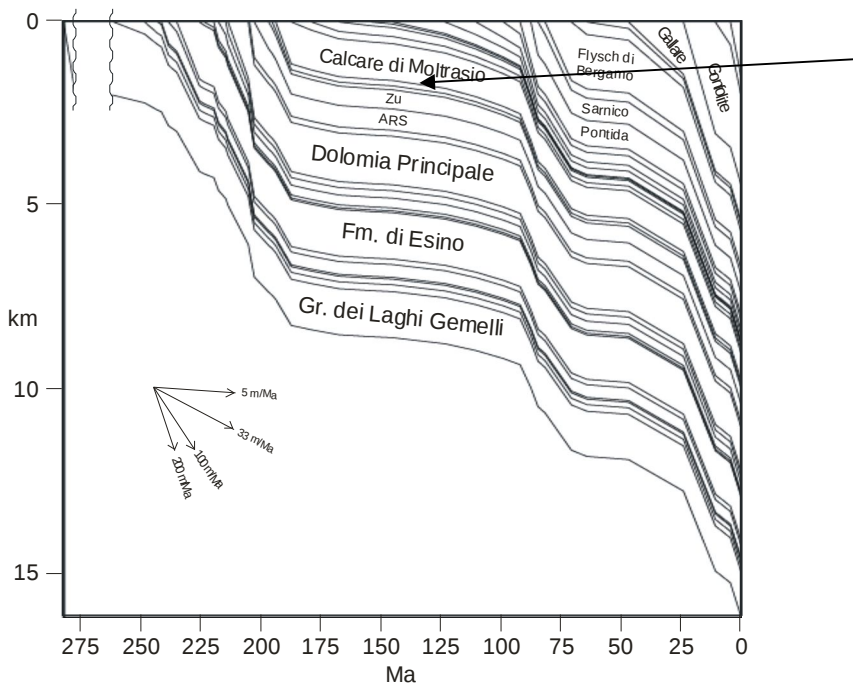


Fig. 15 –Curva di sedimentazione decompattata per la successione sedimentaria delle Alpi Meridionali, misurata attraverso un'ideale traversa Morbegno-Milano. In ordinata figurano gli spessori stratigrafici decompattati, in ascissa le età numeriche assegnate alle unità secondo la scala di GRADSTEIN et alii (2004). Parametro β di estensione litosferica secondo MCKENZIE (1978).

I risultati sono riassunti nelle Fig. 15 e 16. Il diagramma di Fig. 15 esprime i tassi di accumulo delle diverse unità litostratigrafiche e permette di valutare la loro progressiva compattazione nel corso del seppellimento. La Fig. 16 evidenzia in modo distinto la subsidenza totale della base della successione, la subsidenza termo-tettonica (depurata dagli effetti del carico sedimentario grazie all'applicazione del modello di carico locale di Airy) e la subsidenza termo-tettonica corretta per le variazioni paleobatimetriche ed eustatiche (queste ultime valutate sulla base delle curve di ROSS & ROSS, 1987, per il Permiano e di HAQ et alii, 1988, per Mesozoico e Cenozoico). Da quest'ultima curva è possibile calcolare il fattore di *stretching* litosferico secondo il modello di *pure shear* di MCKENZIE (1978).

L'andamento della curva di subsidenza tettonica corretta permette anche di riconoscere una serie di stadi successivi e distinti nell'evoluzione paleotettonica dell'area, per i quali si propone un'interpretazione (Fig. 16).

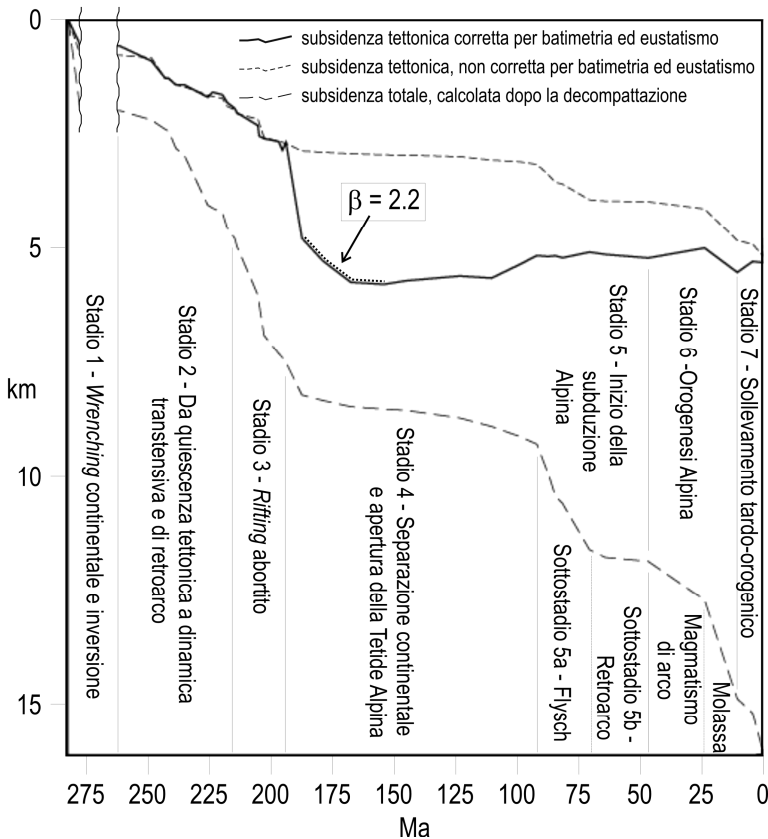


Fig. 16 – Diagramma di geohistory per la successione sedimentaria delle Alpi Meridionali, misurata attraverso un'ideale traversa Morbegno-Milano. In ordinata figurano gli spessori stratigrafici decompattati, in ascissa le età numeriche assegnate alle unità secondo la scala di GRADSTEIN et alii (2004). Parametro β di estensione litosferica secondo MCKENZIE (1978).

5. - DEPOSITI NEOGENICO - QUATERNARI

5.1 - PREMESSA

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

Come ricordato nell'introduzione a queste Note Illustrative i depositi Noegenico-Quaternari sono stati suddivisi sulla base dei bacini di appartenenza (**Unità distinte in base ai bacini di appartenenza**), laddove tale distinzione risulti significativa per la ricostruzione della storia geologica, oppure distinti sulla base dei processi e delle dinamiche di formazione, indipendentemente dal bacino di appartenenza (**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 su tale base vengono discretizzati in unità. 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 definizione, 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 Last Glacial Maximum (LGM).

Si tratta dei depositi corrispondenti all'ultima grande espansione glaciale. 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 supersistema che racchiude i depositi legati allo LGM e suddivisi a loro volta in:

- un sistema 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 supersistema 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 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* per priorità.

b) Depositi pre-LGM negli 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 sono stati istituiti specifici sintemi o supersintemi per i differenti bacini.

c) Depositi pre-LGM delle valli.

Nelle valli le distinzioni dei depositi pre-LGM operate negli anfiteatri non sono 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, litostratigrafiche o a limiti inconformi. 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 locale. Dato che il *supersintema della Colma del Piano* comprende i depositi glacialigenici precedenti allo LGM presenti in tutte le valli glacializzate, esso assume apparentemente la valenza di unità ubiquitaria. In effetti i suoi depositi hanno significato sostanzialmente simile, indipendentemente dal bacino di appartenenza; però, localmente, all'interno di un dato bacino, i depositi riuniti nel supersintema possono assumere connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione) tali da consentire la ricostruzione di una stratigrafia relativa su 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 (Fig. 17):

a) *sintema del Po*: racchiude tutti i depositi (indipendentemente dall'agente deposizionale) formati posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione ed abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene.

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

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

- *supersintema di Palazzago*: comprende principalmente depositi colluviali e di conoide legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate nei settori più meridionali delle Prealpi, 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 mobilitazione, anche a grande distanza dai ghiacciai, della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Cenozoico (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.

- *Gruppo di Prato Grande*: comprende depositi di versante s.l., 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 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. Il *Gruppo del Culmine* comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante a monte, ma non a valle, o lateralmente, dove sono troncati da superfici di erosione (scarpate o pareti).

- Singole unità litostratigrafiche sono state istituite per cartografare depositi cementati antichi, completamente isolati dall'erosione e/o alterati e spesso carsificati.

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 *"corpi sedimentari sia sulla base delle caratteristiche deposizionali, sia sulla base della caratteristica del profilo di alterazione..."* introdotto da PENCK E BRÜCKNER (1909), essa infatti permette di cartografare 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).

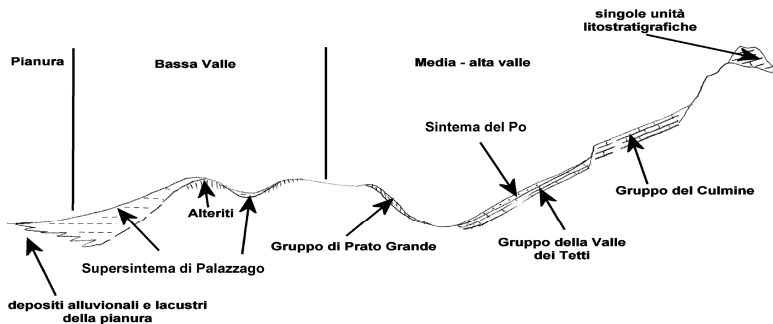


Fig.17 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura e in media valle.

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 “allounità” nella cartografia geologica alla scala 1:10.000 realizzata dalla Regione Lombardia, fatte salve 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 sottounità rispetto al tempo o ai rapporti stratigrafici (es. supersintema non suddiviso in sintemi);

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

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.

5.2 - UNITÀ DEL BACINO DELL'ADDA

(a cura di A. Bini)

5.2.1. - Conglomerato del Zuc del Cant del Brug (ZCB)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione che coincide, in alcune zone, con la superficie topografica attuale, mentre, in altre zone, tale superficie è coperta da depositi glaciali del supersistema della Colma. Il limite inferiore è una superficie di erosione che mette in contatto il conglomerato con il substrato lapideo.

Litologia. Il conglomerato del Zuc del Cant del Brug è rappresentato da una diamictite con clasti e blocchi provenienti esclusivamente dalla formazione di Esino, eterometrici e non selezionati. E' fortemente cementato, talora litificato; spesso il cemento è molto abbondante e riferibile a più generazioni. La parte alta del conglomerato è alterata con una struttura ad organi geologici e colore rossastro, in contrapposizione al colore grigio chiaro della parte sana; i clasti sono decarbonatati, arenizzati ed è abbondante la sabbia dolomitica.

Area di affioramento. L'unità affiora su un'area vasta e continua, lunga circa 1 km e larga sino a 300 - 400 m, estesa in senso NO - SE e compresa tra la valle del T. Acqua Fredda e la località Porcile, poco a Sud di Pasturo (Valsassina). Lo spessore della coltre conglomeratica, in prossimità del Zuc del Cant del Brug, è stimato superiore al centinaio di metri; altrove si riduce a circa 20 - 30 m.

Morfologia e paleogeografia. L'unità è il prodotto di un evento franoso di grande entità che ha coinvolto le parti alte del versante SE del Grignone, in quanto nel conglomerato si rinvencono solo clasti di formazione di Esino. La placca conglomeratica rappresenta solo una testimonianza della zona di accumulo della frana che doveva essere molto più ampia. In Valle dell'Acqua Fredda non vi sono tracce di questo conglomerato o in genere di frane. Se la Valle dell'Acqua Fredda era già presente al momento della frana, ci si chiede come il materiale possa essere stato completamente smantellato, visto che il flusso diretto dei ghiacciai plioquaternari non passava per la valle. Risulta anche molto particolare la posizione del conglomerato conservato solo sui dossi. Si ritiene pertanto che la frana, il cui accumulo costituisce ora il conglomerato in questione, sia avvenuta in un contesto paleogeografico differente dall'attuale con la Valle dell'Acqua Fredda e la Valsassina non ancora così approfondite.

Età. Sulla base delle considerazioni paleogeografiche il conglomerato del Zuc del Cant del Brug potrebbe essere di età miocenica medio - superiore. Potrebbe essere contemporaneo all'approfondimento messiniano

delle valli, che in altri settori prealpini è caratterizzato da intensi movimenti di versante, a causa della forte energia di rilievo generatasi.

5.2.2. - Conglomerato di Rialba (**RAB**)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è una superficie di appoggio obliqua sul substrato; a quota 450 m si osserva il contatto fra i conglomerati e le siltiti rosse della formazione di San Giovanni Bianco. Lateralmente, invece, il contatto avviene con la formazione di Esino. Il limite superiore è una superficie di erosione sulla quale (quota 580 m) poggiano i depositi glaciali del sintema di Cantù.

Litologia. Diamictite massiva a spigoli vivi, molto ben cementata (litificata), debolmente carsificata; ciottoli esclusivamente autoctoni, con anche arenarie gialle e rossicce. Il conglomerato può inglobare blocchi di notevoli dimensioni (qualche metro). Si osserva una struttura a letti, banconi più o meno spessi con blocchi sia alla base che al tetto; base degli strati poco definita. Nella parte sommitale del deposito gli strati hanno una granulometria più minuta, ma conservano sempre un'elevato grado di cementazione. Il conglomerato di Rialba potrebbe essere interpretato come un antico deposito di versante, messo in posto in condizioni fisiografiche diverse dalle attuali.

Area di affioramento. Piuttosto piccola; depositi di questo tipo sono stati rinvenuti solo nella località Rialba, presso Abbazia Lariana.

Età. Non ben definita. Per le caratteristiche sedimentologiche, litologiche e per l'elevata litificazione l'unità si può ritenere molto antica, sicuramente anteriore alle glaciazioni (non si rinvengono esotici). Il conglomerato di Rialba potrebbe essere legato alle grandi frane che devono aver interessato il settore del Coltignone - S.Martino tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore.

5.2.3. - Conglomerato di Ponte della Folla (**PFL**)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione su cui poggiano depositi glaciali di unità più recenti. La superficie inferiore è una superficie di erosione ondulata che pone in contatto i conglomerati con il substrato costituito dalla formazione di Gorno, alterata in prossimità del contatto.

Litologia. L'unità è formata da depositi fluviali: conglomerati costituiti da ghiaie a supporto di abbondante matrice ghiaioso fine - sabbioso grossolana. Clasti poligenici, dimensioni variabili dal centimetro al decimetro, subspigolosi e subarrotondati. Disposizione in lenti allungate, irregolari, con contatti ondulati. All'interno delle lenti è presente laminazione incrociata a basso angolo, continua, che separa orizzonti di

spessore centimetrico con diversa granulometria. Arenarie costituite da sabbia grossolana e ciottoli sparsi, poligenici, eterometrici, isoorientati ed embricati, spigolosi. Le lenti arenacee sono delimitate verso l'alto da lenti conglomeratiche con contatti erosivi netti. Conglomerato litificato con cementazione ottima, senza zone di debolezza, porosità o alterazione differenziale.

Area di affioramento. Affiora su un'area estremamente limitata, appena a Sud di Ponte della Folla, in una stretta fascia che si estende lungo il corso del Pioverna per circa 300 m. Con ogni probabilità forma il corpo principale del ripiano di quota 675 di fianco al Pioverna, su cui poggiano depositi glaciali recenti.

Morfologia e paleogeografia. L'unità non ha espressione morfologica propria. Riguardo alla paleogeografia, il conglomerato di Ponte della Folla è molto importante in quanto è attribuibile ad un antico corso d'acqua proveniente da Nord. Questo fatto contrasta con l'attuale corso del Pioverna che si dirige da Sud verso Nord. La composizione petrografica è completamente differente da quella dei *till* affioranti in Valsassina e degli altri conglomerati presenti nella valle. Essa indica una alimentazione che comprende la Valsassina a Nord di Ponte della Folla, la Val Biandino e, vista l'elevata presenza di gneiss, anche la Val Varrone. L'idrografia del territorio e la paleogeografia erano perciò completamente differenti dall'attuale.

I rapporti geometrici tra il conglomerato di Ponte della Folla e le altre unità presenti indicano che il conglomerato di Ponte della Folla è l'unità più bassa della successione "quaternaria" sul fondo della Valsassina e che occupa l'attuale posizione per sollevamento tettonico successivo alla sua deposizione e cementazione.

Età. Poichè i rapporti con le altre unità indicano che il conglomerato di Ponte della Folla è l'unità affiorante più antica, precedente le glaciazioni plioquaternarie e relativa ad una paleogeografia diversa dall'attuale, l'unità è più antica del Pliocene superiore. Verosimilmente il conglomerato di Ponte della Folla si è formato nell'intervallo Messiniano - Pliocene inferiore e medio.

5.2.4. - Conglomerato del Pialel (IAL)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie superiore coincide con la superficie topografica attuale. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie non erosiva di appoggio al substrato, costituito da formazione di Esino e dalla Formazione di Wengen. La superficie sommitale della formazione di Esino è liscia, priva di forme carsiche superficiali se liberata da poco dalla copertura conglomeratica, o con forme carsiche più o meno fitte a seconda del tempo di denudazione.

Litologia. Il conglomerato del Pialeral è costituito da depositi di versante: rappresentati da ghiaie a supporto di clasti quasi esclusivamente appartenenti alla formazione di Esino, tranne rari clasti della Formazione di Wengen. Clasti per lo più di 2 - 3 cm, raramente più grossi, sino a 40 - 50 cm, spigolosi, disposti in letti alternati con o senza matrice (letti grassi e letti magri) di spessore di 30 - 40 cm, per una lunghezza di diversi metri. I letti sono disposti secondo il pendio. La disposizione a *grèzes litées* può essere più o meno ben espressa. All'interno dei letti si osserva una gradazione molto variabile, diretta, inversa o in doppia sequenza diretta - inversa. La matrice è in genere scarsa anche nei letti grassi. La cementazione è variabile da scarsa a molto buona.

Area di affioramento. l'unità forma una placca pressochè unica e continua, disposta in senso NO - SE, lunga circa 1.500 m e larga tra i 150 e i 400 m, sita appena a Nord dell'area del ex Rifugio Pialeral, tra le quote 1370 e 1860 m.

Morfologia e paleogeografia. Il conglomerato del Pialeral costituisce un rilievo isolato e ben pronunciato. La placca di conglomerati doveva essere più estesa al momento della deposizione e interessare il versante dal contatto tra la formazione di Esino e la Formazione di Wengen, verso valle. Osservando da lontano, il versante è quasi regolarizzato in corrispondenza della placca stessa. Poichè i *grèzes litées* in genere regolarizzano il versante, si può pensare che il deposito fosse più esteso, regolarizzando l'intero versante del Grignone. L'erosione successiva (frane, torrenti, ghiacciai locali) ha portato all'approfondimento della Valle dell'Acquafredda e delle valli a N - NE della placca (alta valle del Torrente Cornisella) e della Foppa del Ger, isolando la placca e procando l'inversione del rilievo.

Età. Secondo CHARDON (1975) questo conglomerato è di età Villafranchiana. Avrebbe alimentato i conglomerati di Barzio e testimoniarebbe il raffreddamento climatico precedente il Mindel. Il conglomerato del Pialeral si è depositato durante un episodio freddo antico. Non vi sono dati per una datazione nè geocronometrica nè relativa. Può riferirsi alle glaciazioni del Pliocene superiore o della prima parte del Pleistocene medio. Vista la forte erosione della Valle dell'Acqua Fredda, si è propensi a considerare il conglomerato del Pliocene superiore.

5.2.5. - Conglomerato di Ponte della Vittoria (PVT)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è una superficie di erosione in parte coperta da unità (Conglomerati del Pioverna, Formazione di Valle Inseca) e depositi glaciali più recenti (unità di Moggio del supersintema della Colma e sintema di Cantù). La superficie limite inferiore è una superficie di erosione corrispondente ad una paleotopografia con incisioni vallive completamente suturata dal

conglomerato di Ponte della Vittoria. La paleotopografia è incisa sia in unità del substrato roccioso sia in unità plioquaternarie cementate, più antiche (Tillite di Pozzolo e Formazione di Val d'Orbo del supersistema della Colma).

Litologia. Il conglomerato di Ponte della Vittoria presenta caratteristiche differenti nei settori vallivi settentrionale e meridionale.

Il settore Nord comprende depositi fluviali (o fluvioglaciali) formati da conglomerati con ghiaie in banchi, spessi 1 m circa, paralleli e inclinati di circa 20° verso SO, spesso di forma lenticolare. Clasti eterometrici, poligenici costituiti essenzialmente da carbonati e Verrucano Lombardo con presenza di scarsi esotici, isoorientati ed embricati. Selezione discreta. Matrice scarsa costituita da sabbia grossolana e ghiaia fine. Intercalazioni di livelli spessi 20 - 40 cm di clasti carbonatici spigolosi e privi di matrice. La corrente proveniva da settori differenti: da SE, da NE, da N.

Il settore Sud comprende conglomerati costituiti da ghiaie con clasti eterometrici, poligenici a dominanza di calcari con abbondanti esotici. Stratificazione pianoparallela o obliqua in strati spessi da 50 cm a 1 m. Frequenti riempimenti di canale con forma a truogolo larghi 5 - 6 m con canali minori all'interno. Entro i corpi di riempimento dei canali i clasti sono isoorientati, embricati e a gradazione diretta. Le misure di embricazione effettuate indicano corrente proveniente da ESE. Comprende inoltre depositi di versante: conglomerati costituiti da ghiaie con clasti eterometrici, poligenici a dominanza di calcari a spigoli vivi. Alternanza di strati più grossolani e strati più fini tipo *grèzes litées* (letti grassi e letti magri). I conglomerati, la cui cementazione è sempre molto buona, sono carsificati e intensamente fratturati.

Area di affioramento. Sviluppato soprattutto nella zona del Ponte della Vittoria, ma è esteso sia verso Ovest sia verso Est, nella parte inferiore della valle del Pioverna di Barzio, e in particolar modo si prolunga verso Nord a costituire il grosso ripiano terrazzato su cui vi sono gli abitati di Cremeno, Cassina Valsassina, Moggio e Barzio.

Morfologia e paleogeografia. L'unità forma un corpo terrazzato che borda il fianco Est e Sud della Valsassina, tra Barzio, Moggio e Maggio. Fortemente inciso, è interessato, nelle valli che tagliano i terrazzi, da fenomeni di rilascio gravitativo con isolamento di torrioni variamente basculati. L'unità rappresenta la deposizione di corsi d'acqua provenienti dai Piani di Artavaggio e di intensi movimenti di versante, sempre provenienti dal settore dei Piani di Artavaggio, legati ad una paleotopografia e ad una paleoidrografia ben differenti dall'attuale.

Età. In base ai rapporti stratigrafici con le altre unità della Valsassina, il conglomerato di Ponte della Vittoria è da riferirsi al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore.

5.2.6. - Conglomerato del Pioverna (**PVO**)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è, rappresentata da una superficie di erosione molto marcata su cui poggiano depositi del sintema del Po, mentre, dal Colle di Balisio verso Sud, è costituita da una superficie deposizionale sulla quale poggiano senza erosione depositi glaciali del supersintema della Colma. Il limite inferiore è una superficie di erosione fortemente ondulata quando è sulla formazione di San Giovanni Bianco, più regolare quando è sulla Dolomia Principale o sul calcare di Perledo - Varenna.

Litologia. Il conglomerato del Pioverna è costituito da depositi fluviali e di versante non suddivisibili. Si hanno conglomerati costituiti da enormi blocchi metrici (sino a 5 m) misti a materiale meno grossolano, imballati in ghiaie molto grossolane costituite da clasti più arrotondati di 10 - 20 cm di dimensione massima. Cementazione irregolare. Oppure si hanno conglomerati costituiti da alternanze di strati con abbondante o scarsa matrice, a clasti eterometrici, dimensioni da 0,5 a 4 cm, arrotondamento variabile. I letti più grossolani hanno meno matrice e spessore di 4 - 6 cm; stratificazione incrociata entro truogoli. Infine si hanno conglomerati costituiti da ghiaie eterometriche, poligeniche, con esotici scarsi, clasti arrotondati, mal selezionati, matrice fine sabbiosa; in banchi metrici planari, blandamente inclinati verso Sud, cementazione irregolare, scarsa nelle parti a prevalente materiale fine. Accentuata embricazione che indica corrente da Nord verso Sud.

Area di affioramento. Per lo più limitata al Colle di Balisio. A Nord si riconoscono ancora facies attribuibili al conglomerato del Pioverna sino a circa 100 m a Nord della Cappella del Sacro Cuore nella valle del torrente Acquafredda. Invece verso Sud il conglomerato del Pioverna si estende a costituire un dosso, coperto da depositi glaciali più recenti. Lo spessore dell'unità, in corrispondenza della gola del Pioverna è di circa 90 m e si riduce a non più di 50 m verso Sud.

Morfologia e paleogeografia. Il conglomerato del Pioverna costituisce un antico conoide che, incastrato dapprima nell'incisione della gola del Pioverna (Cappella del Sacro Cuore) si allarga a ventaglio verso S - SE, per una lunghezza di circa 800 m e una larghezza di 700 m, e in parte verso N. Il paleoconoide è relativo quindi a un paleoPioverna che drenava le acque da Nord verso Sud, contrariamente al flusso attuale, ma che raccoglieva le acque solo della Valle dei Grassi Lunghi e dell'Acquafredda; mentre la Valsassina drenava già le acque verso Nord.

Lungo il canyon di Balisio e in corrispondenza del Colle di Balisio la morfologia del conoide è ben conservata anche se attualmente non è più attivo. Vista la morfologia della valle in questo tratto si ha l'impressione che il Pioverna abbia cambiato corso in modo molto repentino. A Nord il corpo

del conoide è fortemente inciso per più di 90 m dal torrente Pioverna attuale.

Età. Il conglomerato del Pioverna contiene clasti di elementi alpini che, per la posizione degli affioramenti, non possono che provenire da una lingua glaciale che si affacciava nella valle dell'Acquafredda, in località Spinarolo. Di conseguenza il conglomerato del Pioverna è posteriore al conglomerato di Ponte della Folla. L'unità è coperta da depositi glaciali del Pleistocene medio (supersistema della Colma), ma non da depositi fluvioglaciali di qualunque età. Il conglomerato del Pioverna è posteriore alla Formazione di Fucine, che rappresenta l'ultimo materiale fluvioglaciale con deflusso verso Sud ed è riferibile alla base del Pleistocene medio. Dato che la Formazione di Fucine affiora a quota inferiore rispetto al paleoconoide del Pioverna, bisogna ammettere movimenti neotettonici che abbiano sollevato il settore meridionale e abbassato quello settentrionale durante il Pleistocene medio. Sulla base di queste relazioni il paleoconoide del Pioverna è stato attivo sino a circa metà del Pleistocene medio. Il conglomerato del Pioverna è quindi riferibile al Pleistocene medio.

5.2.7. - *Conglomerato della Valle dei Molini (VMI)*

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Rapporti stratigrafici. Il conglomerato è coperto dai depositi del sistema di Cantù e da depositi di versante del sistema del Po e poggia direttamente sul substrato.

Litologia. L'unità è costituita da un conglomerato con ciottoli e blocchi da centimetrici a quasi metrici; la tessitura è a supporto di clasti, la scarsa matrice è rappresentata da ghiaia fine e sabbia. I clasti sono calcarei e dolomitici, subarrotondati a subangolari; talora sono presenti clasti terrigeni e frammenti di calcite. Stratificazione grossolana immergente verso NE. L'intensità della cementazione varia da zona a zona. L'alterazione è scarsa, alcuni clasti appaiono come fantasmi completamente oblitterati dal cemento calcitico, altri presentano la parte interna alterata a dare una cavità di dissoluzione. La superficie esterna dell'affioramento principale è coperto da una incrostazione di calcite (*case-hardening*) spessa circa 2 mm.

Area di affioramento. L'unità affiora tra i 550 m e 600 m circa, sul versante occidentale della Valsassina compreso tra la V. dei Molini e la V. dei Crotti (oltre il limite superiore del Foglio Lecco). In prossimità dello sbocco della Valle dei Molini il conglomerato forma una parete alta circa 8 m e lunga più di 10 m.

Morfologia e paleogeografia. L'unità rappresenta i resti di antichi conoidi fortemente erosi e sospesi sul fondovalle, che occupano una fascia altimetrica compresa tra i 500 e i 650 m circa.

Età. Non vi sono elementi per assegnare un'età a questa unità che non ha rapporti stratigrafici con altre unità di età nota. La posizione degli

affioramenti, sospesi di circa 100 m rispetto all'attuale fondovalle, la litologia dei clasti che rispecchia la natura del substrato, la facies di conoide e l'alterazione dei clasti a partire dall'interno sono caratteri che indicano una certa anzianità dell'unità. Il conglomerato della Valle dei Molini potrebbe rappresentare un conoide di *debris-flow* o di frana precedente l'approfondimento della Valsassina e, in questo caso, potrebbe avere un'età miocenica. Oppure potrebbe rappresentare un conoide di *debris-flow* alla fronte del ghiacciaio locale del Moncodeno sulla Valsassina o addirittura sul ghiacciaio dell'Adda in condizioni di ghiaccio morto durante il ritiro di una glaciazione antica ed, in questo caso, potrebbe avere un'età pliocenica superiore. Si ritiene che non possa avere un'età pleistocenica media per la presenza dei clasti alterati dall'interno, il cui ritrovamento indica, in territorio prealpino, un'età almeno pleistocenica inferiore.

5.2.8. - Travertino di Necrebbio (NEC)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. I travertini sono in parte coperti dai depositi glaciali del sintema di Cantù e in parte affiorano alla superficie. L'unità è ancora in accrescimento.

Litologia. L'unità è costituita esclusivamente da travertini, con morfologia superficiale a mammelloni (travertino stromatolitico) e travertino fitoermale all'interno con foglie, rami, pigne e conchiglie di gasteropodi.

Area di affioramento. I travertini affiorano nella valle del Torrente Zerbo a Necrebbio, circa tra quota 500 m e quota 540 m.

Morfologia e paleogeografia. Il travertino costituisce un grande terrazzo con due scarpate frontali verso la valle del torrente Zerbo. Attualmente è in accrescimento come travertino di cascata in corrispondenza della scarpata a quota più elevata e come travertino fitoermale su alcune parti della scarpata inferiore.

Età. In corrispondenza della scarpata del terrazzo in travertino, sono stati prelevati, a profondità non elevata dalla superficie, due campioni di travertino. Le età ottenute con il metodo Uranio - Torio sono:

- 18,2 (+2,6 - 2,5) ka BP
- 70,3 (+25 - 20) ka BP

Il rapporto $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ è basso e perciò le date risultano imprecise a causa del probabile apporto di torio di origine detritica; tuttavia è comunque indicativa di Pleistocene superiore. La data ovviamente non rappresenta l'età dell'intero deposito, che da un lato è più antico e dall'altro è ancora attivo.

5.2.9. - Supersintema della Colma del Piano (CM)

Il supersintema della Colma del Piano comprende, nelle valli tributarie degli Anfiteatri del Verbano, del Lario e del Sebino, i depositi di tutti i

sintemi e dei supersintemi più antichi riconosciuti negli anfiteatri. Infatti lungo i versanti delle valli solo il supersintema dei Laghi è direttamente correlabile con i depositi dell'anfiteatro, mentre tutti gli altri depositi, ridotti a lembi sporadici spesso cementati, a coperture indistinte o, persino, a singoli erratici, non sono correlabili con le unità descritte in anfiteatro. All'interno del supersintema della Colma del Piano, in particolari zone, sono distinguibili unità informali, non correlabili con sicurezza con quelle in anfiteatro. La forte energia del rilievo, che comporta un'erosione intensa, e il diverso grado di alterazione a causa della quota, non consentono correlazioni sicure. Il supersintema della Colma del Piano riunisce quindi molti episodi ed eventi sedimentari distinti e al suo interno non è possibile operare separazioni, se non informali. Alcuni episodi sono sicuramente testimoniati da molteplici unità anche se è impossibile stabilire sia il numero di tali episodi, sia quali unità ne siano l'espressione sedimentaria. Solo quando i depositi del supersintema sono localizzati in un bacino glaciale minore e isolato le unità possono avere un rango definito.

Sono state invece cartografate come supersintema della Colma del Piano indistinto tutte le evidenze di depositi glaciali troppo limitate o a quota troppo elevata per costituire delle unità discrete nell'ambito del supersintema. In pratica si tratta delle evidenze della Massima Espansione Glaciale (MEG) con tutti i limiti che questo termine comporta (BINI *et alii*, 1996). I depositi in questione non danno origine a spaccati oppure a forme caratteristiche e sono essenzialmente costituiti da massi e ciottoli esotici che sono rimasti come testimonianze di depositi più estesi attualmente erosi. La litologia di questi materiali di provenienza alloctona è eterogenea: sono presenti granitoidi, scisti, serpentini e blocchi di Verrucano. Di solito i massi erratici, più o meno alterati, si trovano direttamente su substrato o nel colluvio che ricopre il substrato. L'energia di rilievo dei versanti nel Foglio Lecco è molto accentuata e per tale motivo sono assai scarsi i resti delle glaciazioni più antiche. A questo si aggiunge la forte attività dei versanti per frana o per semplice gelivazione che ha portato alla mobilitazione ed alla cancellazione di molti depositi. Durante le glaciazioni più antiche testimoniate dagli erratici, le lingue glaciali provenienti dal Lago di Lecco e dalla Valsassina probabilmente sono arrivate a fondersi: il Monte Melma era completamente circondato dai ghiacciai. Sembra inoltre che in seguito ciò non sia più accaduto.

Sinonimia. E' stato definito da BINI (1983, 1987), alla Colma del Piano (Sormano, CO), come Complesso Glaciale della Colma, poi sostituito con il nome di Allograppo della Colma (BINI, 1994; FELBER, 1993; BINI *et alii*, 1996) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche ed infine come supersintema della Colma del Piano. Corrisponde al cosiddetto "Morenico sparso" o "scheletrico" degli autori precedenti e attribuito al Mindel o al Riss. Nella carta Geologica della Provincia di Bergamo era in parte

compreso nelle unità di Scalve e di Foppolo.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. I depositi del supersistema della Colma del Piano coprono il substrato roccioso e le unità più antiche e sono coperti dalle unità più recenti (varie unità corrispondenti allo LGM e sistema del Po). Le superfici limite sono prive di caratteristiche distintive. I depositi spesso sono alterati per l'intero spessore affiorante e sono molto erosi sino ad essere testimoniati da massi erratici isolati.

Età. In base alla definizione stessa dell'unità e dei suoi rapporti stratigrafici, si può solo affermare che l'età del supersistema della Colma del Piano è compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene superiore.

Nel Foglio Lecco, per quanto riguarda il bacino dell'Adda, il supersistema della Colma del Piano è stato suddiviso in unità informali di rango inferiore, non distinte cartograficamente, ad esclusione della Formazione di Fucine (Fig. 18); mentre le unità del bacino del Brembo verranno trattate nel paragrafo ad esso dedicato, per motivi di chiarezza espositiva.

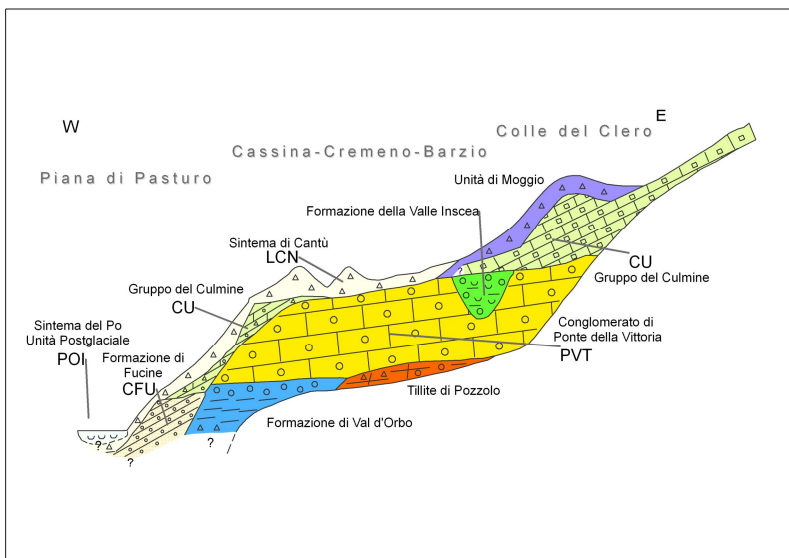


Fig. 18 – Schema dei rapporti stratigrafici in corrispondenza del ripiano di Barzio, Cremono e Cassina. Le unità prive di sigla appartengono al supersistema della Colma del Piano, non sono distinte cartograficamente, ma vengono descritte sommariamente nel testo.

5.2.9.1. - Formazione di Fucine (CFU)

La formazione di Fucine è divisa in due membri: membro lacustre, inferiore, e membro deltizio, superiore e in parte eteropico con il

precedente.

Sinonimia. Unità di nuova istituzione. In precedenza questa unità era stata denominata come: Argille di base attribuite al Günz (ESPOSTI, 1939), Argille sabbiose varvate attribuite al Günz (NANGERONI, 1954), Argille di Fucine attribuite al Villafranchiano (CHARDON, 1969; 1975).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è una superficie di erosione in parte coincidente con la superficie topografica attuale e, in parte, ricoperta dai conglomerati del Gruppo del Culmine. Questi ultimi coprono un ampio intervallo di tempo poichè sono in parte eteropici con il membro deltizio. Il limite inferiore non è visibile. Lateralmente si osserva giustapposizione con il substrato costituito dalle formazioni di Esino e Arenaria di Valsabbia.

La miglior sezione del membro lacustre è attualmente situata tra la piana del Pioverna e il dosso quotato 626,2 m (Carta Comunità Montana) subito a O di Fucine, per uno spessore visibile di 8 m. La miglior sezione del membro deltizio è attualmente alla cava Nord presso il ponte di Chiuso.

Litologia. Il membro lacustre è costituito da argille in strati orizzontali e regolari, spessi alcuni centimetri. Gli strati presentano laminazione pianoparallela con una continua alternanza di lamine centimetriche chiare e scure, di spessore variabile. Alla base delle lamine si osservano sottili livelli di sabbie fini, spessi al massimo pochi millimetri. Localmente si osservano laminazioni convolute in livelli spessi 2 - 3 cm, molto continui ed estesi per più metri. Nella parte superiore gli strati sembrano più spessi. Lo spessore delle argille del membro lacustre può essere stimato in 25 m (base non affiorante) nella cava ad O di Fucine

Il membro deltizio della formazione di Fucine è costituito da:

- litofacies 1: affiora verso Nord addossata al substrato; non ne è visibile la base. A tetto è troncata dai conglomerati della litofacies 2. Sabbie da medie a grossolane con laminazioni pianoparallele. Sono anche presenti locali laminazioni ondulate e incrociate. Gradazione diretta in alcuni livelli. Sabbie grossolane con stratificazione incrociata legata a truogoli. Arenarie costituite da sabbie da fini a grossolane, in *foreset* spessi 60 - 100 cm. Presenza di livelli, lunghi 3 - 4 m e spessi 5 - 10 cm, ricchi in ciottoli di 5 - 10 cm, embricati (corrente da NO). Grossolana gradazione inversa all'interno di ogni *foreset*.

- litofacies 2: affiora a Nord, parzialmente addossata al substrato e giustapposta con superficie di erosione alle sabbie e arenarie della litofacies 1. La base non è visibile. Verso Sud si assottiglia dando luogo a lingue che si indentano in eteropia con la litofacies 3. Conglomerato costituito da ghiaie poligeniche grossolane in *foreset* immergenti verso SO. Localmente è presente una stratificazione incrociata di dimensioni metriche legata a truogoli. Cementazione molto buona. Alcuni livelli sono costituiti da ghiaie povere di matrice. Conglomerato costituito da ghiaie fini, passanti ad

arenarie in *foreset*. I clasti sono poligenici, isoorientati. E' presente localmente una laminazione obliqua a basso angolo. Conglomerato costituito da ghiaie massive poligeniche a supporto di matrice con grossi clasti, di dimensioni massime 20 cm, ben arrotondati. Clasti scistosi alterati. La matrice è costituita da ghiaia fine e sabbia. Disposizioni in *foreset* con lenti più spesse verso valle. Cementazione variabile. Sono presenti fratture e faglie normali, con rigetti di circa 10 cm, dovute a distensione e rilascio non attuale. Nelle litofacies 1 e 2 i truogoli sono addensati in vicinanza del contatto con il substrato.

- litofacies 3: a monte è in eteropia con la litofacies 2, mentre a valle lo è con la litofacies 4. Disposizione sempre in *foreset* meno inclinati, immergenti verso S. Ghiaie fini con ciottoli più grossolani sparsi, isoorientati e allineati in livelli, laminazione pianoparallela. Supporto di matrice sabbiosa. Conglomerati costituiti da ghiaia fine con ciottoli più grossolani sparsi, in alcuni livelli sino a 20 cm di dimensione massima, laminazione pianoparallela. Arenaria costituita da sabbie medie, massiva, oppure da sabbie grossolane con laminazione pianoparallela. Sabbia grossolana e sabbia fine alternate, clasti dispersi in orizzonti continui, spessi 2 - 4 cm.

- litofacies 4: è in eteropia verso monte con la litofacies 3 e verso valle con il membro lacustre. Alla base della litofacies 4 si osservano livelli di argilla e limo intercalati alle sabbie che testimoniano l'eteropia con i depositi lacustri del membro lacustre. Disposizione in *foreset* sempre meno inclinati. Sabbie da fini a medie con rari ciottoli sparsi e laminazione pianoparallela oppure sabbie da medie a grossolane con laminazione pianoparallela, in lenti lunghe 3 - 4 m che passano gradualmente a livelli ricchi in ciottoli isoorientati. Talora sono presenti rari clasti sino a 20 cm. Cementazione variabile secondo orizzonti. I livelli conglomeratici sono costituiti da ghiaie grossolane con clasti di dimensione modale 5 - 10 cm, in rare lenti allungate.

Lo spessore del membro deltizio è di almeno 50 - 60 m, nelle cave Nord e Sud (O di Baite Mancucco).

Area di affioramento. L'unità affiora in modo abbastanza continuo lungo la valle del Pioverna, sulla destra idrografica, per una lunghezza di circa 1 km, a partire dalla porzione più depressa presso la località Fucine, appena a NO di Barzio, fino a poco a NO di Baite Mancucco, 450 m a SE di Chiuso. L'unità occupa la parte più depressa della Conca di Barzio; il membro basale è riconoscibile in modeste incisioni a breve distanza dal Pioverna. Tale affioramento dimostra che i livelli argillosi si stendono ben sotto le alluvioni del Pioverna e che con ogni probabilità si spingono anche sulla sinistra idrografica. La reale estensione della formazione di Fucine non è più ricostruibile con certezza in quanto le argille basali sono state oggetto di sfruttamento per laterizi nel passato. Attualmente sono ancora visibili la

Fornace in località Fucine e i resti di alcune cave addossate al versante. Delle grandi cave descritte dagli autori precedenti non rimane più nulla. L'antropizzazione dell'area, il recupero delle cave e la trasformazione della cava Sud in discarica porteranno in breve alla scomparsa completa degli affioramenti.

Morfologia e paleogeografia. La formazione di Fucine rappresenta la deposizione di un antico corso d'acqua in un bacino lacustre con formazione di un *fan delta* con evidente gradazione granulometrica in senso Nord - Sud. Il corso d'acqua, di notevole energia, proveniva da Nord ed era probabilmente alimentato da un ghiacciaio bloccato in corrispondenza del Ponte di Chiuso. I *topset* del delta, attualmente non conservati, dovevano essere circa a quota 800 m. Corrispondono a questo episodio le litofacies 2, 3 e 4. La litofacies 1 rappresenta invece depositi fluvio-glaciali o fluviali di tipo *braided* separati dal corpo del delta (litofacies 2, 3 e 4) da una superficie di erosione. Nell'ambito della litofacies 1 è possibile che siano presenti due episodi fluviali distinti, ma la mancata continuità degli affioramenti impedisce un'analisi più dettagliata. Non è possibile neppure conoscere l'età della fase erosiva e soprattutto se i depositi della litofacies 1 precedano di poco il *fan delta* e quindi appartengano allo stesso episodio sedimentario oppure se testimoniano un episodio differente.

Durante la formazione del *fan delta* tutta la conca di Barzio era occupata da un lago che faceva defluire le sue acque verso Sud in direzione di Lecco. Questa formazione è l'ultima in ordine di tempo a far defluire le sue acque verso Sud. Successivamente le acque della Valsassina furono deviate verso Nord.

Contenuto paleontologico. Nelle argille di una cava oggi non più visibile, CHARDON (1969) ha effettuato alcuni campionamenti per analisi palinologiche. Le analisi sono state eseguite da DE BEAULIEU. Accanto alla presenza di polline di *Pinus*, *Artemisia*, Graminacee, Chenopodiacee ecc. compare anche polline di *Carya* e di *Liquidambar orientalis*. Questa associazione è ritenuta da CHARDON come indicativa del Villafranchiano e più precisamente del Günz II e del Günz III. A prescindere dai problemi di datazione, questa analisi pollinica è verosimilmente inquinata in quanto sono presenti insieme piante di ambienti completamente diversi ed è possibile che pollini di *Quercus*, *Fagus*, *Corylus* e *Alnus* siano attuali. I campioni prelevati da C. RAVAZZI nell'unico affioramento di sufficiente spessore si sono dimostrati sterili in quanto le argille sono ossidate. Evidentemente CHARDON ha potuto campionare livelli più profondi non ossidati.

Età. La formazione di Fucine si appoggia lateralmente al substrato e alla formazione di Val d'Orbo, perciò si appoggia lateralmente contro tutto il corpo del ripiano di Barzio. E' quindi posteriore all'erosione che genera il ripiano e a tutte le unità che costituiscono il ripiano stesso. L'unità è anche

posteriore al conglomerato della Piana di Pasturo e al conglomerato di Pasturo e Baiedo (Gruppo del Culmine). Ritenendo valida l'associazione di piante legate a clima freddo e la presenza di polline di *Carya* e di *Liquidambar orientalis* ed essendo legata alla presenza di un ghiacciaio, la formazione di Fucine è di età Pleistocene inferiore terminale.

5.2.9.2. - Altre unità del Supersintema della Colma del Piano

Le seguenti altre unità identificate nel supersintema della Colma del Piano non trovano rappresentazione alla scala 1:50.000, ma sono state distinte nella cartografia geologica regionale alla scala 1:10.000 e sono contenute nella relativa Banca Dati.

Conglomerato del Passo del Cainallo: affiora al Passo del Cainallo e si tratta di un conglomerato interpretato come un deposito fluvioglaciale, probabilmente relativo alla più antica glaciazione dell'area (Pliocene superiore).

Successione del Cainallo: La conca del Cainallo, per la sua blanda morfologia, ha permesso la conservazione di sedimenti deposti da glaciazioni antiche che altrimenti non sarebbero più testimoniate. Sono state riconosciute 6 unità del supersintema della Colma costituite da depositi glaciali e appartenenti ad eventi sedimentari differenti e non contemporanei.

Unità del Vò di Moncoden: affiora lungo il vallone di Cino e in particolare alla sella del Vo' di Moncoden e si tratta di un conglomerato con clasti a spigoli vivi. Il deposito è interpretato come un deposito glaciale.

Conglomerato del Canale dei Cicos: affiora in molte doline e grotte del Moncodeno (Grigna Settentrionale) ed è costituito da un conglomerato stratificato, con clasti a spigoli vivi, smussati o arrotondati, alcuni dei quali sagomati a "ferro da stiro". Fortemente eroso, corrosivo e alterato.

Conglomerato del Torrente Esino: affiora sul greto del Torrente Esino e comprende depositi fluvioglaciali costituiti da un conglomerato ben cementato.

Tillite di Pozzolo: affiora lungo l'alveo del Torrente Pozzolo, appena a Sud dell'abitato di Cremeno e comprende depositi glaciali costituiti da una diamictite con clasti poligenici. In base alla posizione stratigrafica si tratta della prima glaciazione che ha interessato il territorio di età Pliocene superiore.

Conglomerato della Piana di Pasturo: affiora lungo il Pioverna, a Nord del Ponte della Folla e comprende depositi glaciali.

Formazione di Val D'orbo: affiora sul versante rivolto ad Ovest del ripiano di Barzio ed è costituita da depositi lacustri entro cui si sedimentavano depositi di versante e depositi alluvionali provenienti dall'area su cui attualmente si trova Barzio.

Formazione di Valle Inseca: affiora lungo la sinistra idrografica della Valle Inseca tra Cremeno e Barzio e comprende depositi fluviali o

fluvioglaciali

Conglomerato di Val Cugnoletta: affiora in Val Cugnoletta. Comprende depositi glaciali e fluvioglaciali relativi a un ghiacciaio locale proveniente dal Moncodeno e trasfluente in Valsassina attraverso il Passo dello Zapel.

Unità di Moggio: comprende depositi glaciali e affiora sul versante di Pasturo tra i 900 e i 1100 di quota, occupa la zona del Colle di Balisio e i ripiani di Cremeno, Cassina e Moggio.

Unità dell'Alpe Prabello: affiora sul versante sudorientale del Grignone a quote superiori a 1000 m ed è costituita da una diamictite a grossi blocchi.

Conglomerato del Torrente Gerenzone: affiora lungo la valle tra il Ponte della Gallina e Lecco ed è costituita da depositi fluvioglaciali.

Conglomerato di Monte Melma: affiora sul versante destro della Val Caldane, fra Monte Albano e la località Bonacina e comprende depositi fluvioglaciali.

Unità di Malavedo: affiora in località Malavedo sul versante sinistro della Valle del T. Gerenzone; comprende depositi glaciali, depositi fluvioglaciali e depositi lacustri marginoglaciali.

Conglomerato di Val Grande: affiora sulla sponda destra della Val Grande e comprende depositi fluvioglaciali.

Unità di Versasio: affiora presso la località Versasio e sul versante verso il Passo del Lupo ed è costituita da depositi glaciali.

Unità del Coltignone: affiora sulle pendici del Monte Coltignone e comprende depositi glaciali.

Unità della Costa Del Gasc: affiora in Val Pozza e in Val Grande fino all'abitato di Ballabio Inferiore e comprende depositi glaciali, depositi lacustri marginoglaciali, depositi fluvioglaciali e depositi di versante.

Unità di Binda: affiora fra la località Binda e Monte Albano sopra Lecco e comprende depositi glaciali.

Unità di Monte Albano: affiora sopra Monte Albano ed è costituita da depositi glaciali cementati.

Unità di Pizzo Boga: affiora lungo i paramassi sotto il Corno Medale, sul versante sopra Laorca ed è costituita da depositi glaciali fortemente cementati.

Conglomerato di Val Pozza: affiora in Val Pozza e sul versante occidentale del M. Melma e comprende depositi fluvioglaciali.

Conglomerato del Gallavesa: l'unità comprende i conglomerati fluviali affioranti nella Valle di Erve.

Unità di Val Fontana: affiora in lembi un pò ovunque tra Erve e Monte Marenzo e comprende depositi fluvioglaciali, depositi glaciali e depositi di versante.

5.2.10. - *Supersintema dei Laghi*

Depositi glaciali s.l., di versante s.l., fluviali, lacustri e di conoide. Superficie superiore caratterizzata da: morfologie ben conservate, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto con profondità massima del fronte di decarbonatazione inferiore a 2 metri, colore variabile da 7,5 a 10YR. Cementazione solo locale. Pleistocene superiore.

Il supersintema è stato suddiviso in unità di rango inferiore; nell'ambito del Foglio sono presenti le seguenti unità: sintema dei Piani di Bobbio (**LBB**), sintema della Foppa del Ger (**LFG**), sintema di Sasso Cavallo (**SSV**), sintema di Cantù (**LCN**).

5.2.10.1. - Sintema dei Piani Di Bobbio (**LBB**)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è una superficie di erosione coincidente con la superficie topografica, mentre il limite inferiore è una superficie di erosione poco marcata. L'unità ricopre il substrato roccioso ed è localmente ricoperta dai depositi del sintema del Po.

Litologia. Il sintema dei Piani di Bobbio comprende:

- depositi glaciali: diamicton massivi, in genere a supporto di matrice, con clasti eterometrici, in maggioranza spigolosi e debolmente arrotondati, immersi in matrice sabbiosa con scarsa frazione limosa. I clasti sono carbonatici, provenendo per la maggior parte dai versanti in Dolomia Principale.

- depositi fluvioglaciali: prevalenti ghiaie a ciottoli ben arrotondati, matrice sabbiosa e supporto clastico, con subordinate sabbie a laminazione obliqua e parallela.

- depositi di versante: diamicton a ciottoli e blocchi spigolosi, matrice pressoché assente, supporto clastico. I sedimenti sono talora organizzati in corpi stratoidi e lenticolari clinostatificati.

Area di affioramento. L'unità costituisce gran parte della superficie dei Piani di Bobbio. Si estende verso la Valsassina lungo la Valle di Bobbio, la valle di Corda e la Valle del Faggio e verso Nord, verso la Valtorta lungo la Val Lavazero. Interessa quindi sia il bacino dell'Adda che il bacino del Brembo.

Morfologia. Il sintema è caratterizzato da una serie di morene, talora di imponenti dimensioni, che si allungano sui piani e scendono sia sul lato Valtorta sia in Valsassina.

Età. Il sintema dei Piani di Bobbio è coevo con il sintema di Cantù ed è quindi del Pleistocene superiore.

5.2.10.2. - Sintema della Foppa del Ger (**LFG**)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è, in parte,

una superficie di erosione sulla quale poggiano depositi del sintema del Po oppure corrisponde alla superficie topografica attuale. Il limite inferiore è una superficie di erosione o di semplice appoggio basale sul substrato roccioso o sul conglomerato del Pialeral.

Litologia. L'unità è costituita da depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice, con clasti eterometrici sino a massi. La maggior parte dei clasti appartiene alla formazione di Esino; sono tuttavia presenti, sia pure con minor frequenza, elementi appartenenti al conglomerato del Pialeral, alla Formazione di Wengen e alla Formazione di Buchenstein.

Area di affioramento. Il sintema della Foppa del Ger affiora sul versante orientale della Grigna Settentrionale, dall'Alpe di Mogafieno a Cumoli, al Pialeral e all'Alpe Cova.

Morfologia e paleogeografia. Sono presenti alcune morene molto evidenti sia sul piastrone del conglomerato del Pialeral sia all'Alpe di Mogafieno. Le morene più sviluppate sono quella del Pialeral e quelle controlaterali di Villa Amalia. Il sintema della Foppa del Ger rappresenta i depositi dell'ultimo evento glaciale che ha interessato il versante orientale del Grignone (LGM del Grignone).

Età. Poichè Il sintema della Foppa del Ger rappresenta lo LGM del Grignone esso è verosimilmente quasi coevo al sintema di Cantù e quindi del Pleistocene superiore.

5.2.10.3. - Sintema di Sasso Cavallo (SSV)

Sinonimia. Identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è una superficie di erosione che coincide con la superficie topografica. L'unità ricopre il substrato roccioso.

Litologia. l'unità è costituita da:

- depositi glaciali (*till* di ablazione): diamicton massivi a supporto di matrice o di clasti, molto eterometrico. I clasti sono costituiti esclusivamente da formazione di Esino.

- depositi fluvio-glaciali: ghiaie a supporto di matrice con clasti di formazione di Esino, blandamente cementate.

Area di affioramento. L'unità è esposta sul versante occidentale della Grigna Settentrionale; in particolare nella valle a Nord del Sasso Cavallo e all'Alpe di Calivazzo.

Età: il sintema di Sasso Cavallo è coevo al sintema di Cantù ed è quindi del Pleistocene superiore.

5.2.10.4. - Sintema di Cantù (LCN)

Sinonimia. Nel Foglio Lecco corrisponde al Riss *pro parte* e al Würm degli autori precedenti (DESIO, 1928; NANGERONI, 1954; 1971; 1974; RIVA, 1957; SAIBENE, 1955). E' stato definito da BINI dapprima come Complesso

Glaciale del Piano del Tivano (BINI, 1983) 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).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie superiore del sintema di Cantù è caratterizzata da un profilo di alterazione con colore della matrice compreso nella pagina 10YR o al massimo di passaggio tra 7.5YR e 10YR delle tavole Munsell e fronte di decarbonatazione inferiore ai 2 m di profondità. Spesso i clasti carbonatici sono a poca profondità dal piano di campagna e gli orizzonti C si presentano non cementati. I ciottoli sono in media poco alterati, a parte i carbonatici che possono aver subito un parziale processo di decarbonatazione, e i meno resistenti quali arenarie, micascisti, filladi con cortex. Nella maggior parte dell'area coincide con la superficie topografica attuale. La superficie inferiore è una superficie di erosione. L'unità copre il substrato roccioso e le unità quaternarie più antiche ed è coperta da depositi colluviali o da detrito di versante del sintema del Po.

Litologia. Il sintema di Cantù, nel Foglio Lecco, è costituito da depositi glaciali in facies di *till* di colata, di ablazione e di alloggiamento, da depositi fluvioglaciali, da depositi lacustri, da depositi di versante e da massi erratici isolati. In particolare:

- *till* di ablazione: diamicton massivo a supporto di matrice.
- *till* di alloggiamento: diamicton massivo a supporto di matrice, clasti spesso striati e sagomati a "ferro da stiro"; i depositi sono sovraconsolidati.
- *till* di colata: diamicton massivo a supporto di clasti e localmente a supporto di matrice.
- depositi fluvioglaciali: ghiaie massive a supporto di matrice o di clasti. Raramente è presente una parziale cementazione. Sabbia da fine a grossolana, con clasti centimetrici sparsi, organizzata in lamine pianoparallele orizzontali; alternanza di sabbia da media a grossolana con clasti sparsi e ghiaia fine a supporto di clasti, con laminazione obliqua da barra.
- depositi lacustri marginoglaciali: limo argilloso, in lamine millimetriche pianoparallele, alternato a limo sabbioso fine, in lamine millimetriche. Sono presenti *dropstone*. Con frequenza irregolare si osservano livelli costituiti da *till* di colata provenienti direttamente dal ghiacciaio intercalati tra i limi.
- depositi di versante: diamicton massivo al limite tra il supporto di clasti e il supporto di matrice limoso - sabbiosa. I clasti sono prevalentemente esotici cristallini alterati di dimensioni massime 40 cm; i clasti carbonatici sono minoritari, non alterati, centimetrici e angolosi. Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti eterometrici ad

arrotondamento variabile, dispersi senza alcuna selezione, in matrice fine molto abbondante, più o meno mista a detrito organico; l'arrotondamento in genere é buono. Si tratta di depositi glaciali alterati in periodi caldi precedenti l'ultima glaciazione e mobilizzati per soliflusso o per colata in ambiente periglaciale durante l'ultima glaciazione.

- depositi di versante in facies di *grèzes litées*: ghiaie stratificate secondo il versante con inclinazione di circa 30°; gli strati sono a differente granulometria e supporto: gli strati a granulometria più grossolana (sino ad alcuni decimetri) sono a supporto di clasti con matrice sabbiosa fine nei pori; gli strati a granulometria minore sono a supporto di matrice sabbiosa fine.

- massi erratici isolati: in tutto il territorio, ma soprattutto sui versanti in corrispondenza del corridoio di Valmadrera, sono frequenti i massi erratici di ogni dimensione e costituiti da litotipi della Valtellina. Alcuni sono famosi come il Sass Negher di Civate o il Sasso di Preguda sul M. Moregallo (quota 640,7 m), citato da STOPPANI (1873) nel Bel Paese. Tutto il territorio lecchese e brianteo era coperto di massi all'inizio del XIX secolo, come riporta BREISLACK (1822), poi quasi tutti utilizzati come pietra da costruzione.

Area di affioramento. Il sintema di Cantù in facies glaciale affiora su tutti i versanti del massiccio delle Grigne, della Valsassina (ad esclusione del tratto Balisio - Ballabio), della Conca di Lecco e della Valle dell'Adda ad una quota inferiore al limite raggiunto dai ghiacciai durante il corrispondente Episodio (LGM).

Morfologia e paleogeografia. La morfologia del sintema di Cantù è generalmente bene espressa; morene, terrazzi di *kame*, piane lacustri, *sandur* sono ben evidenti in tutto il territorio, ma una descrizione dettagliata di queste forme esula dagli scopi del lavoro.

Riguardo alla paleogeografia si può schematizzare in questa sede solo l'estensione dei ghiacciai durante la fase di massima espansione. Il ghiacciaio dell'Adda, proveniente dalla Valtellina e dalla Val Chiavenna, formava al centro del Lago di Como un vasto plateau da cui si dipartivano varie lingue che si insinuavano nelle valli. Per quanto riguarda l'area del Foglio Lecco le lingue interessate sono due: quella della Valsassina e quella del Lago di Lecco che si dividevano all'altezza dei Pizzi di Parlasco. La lingua del Lago si insinuava in Val d'Esino sino al Cainallo e all'Alpe di Lierna, si affacciava solo alla Bocchetta di Verdascia, penetrava in Val Meria sino all'Alpe di Era e costeggiava i Piani Resinelli sino a Pian Nave; nella conca di Lecco il ghiacciaio si suddivideva ancora in due lingue: una che percorreva il corridoio di Valmadrera per espandersi poi in Brianza ed una che, dopo essersi insinuata nella valle del torrente Gerenzone sino all'inizio dell'abitato di Ballabio, proseguiva verso Sud lungo l'Adda sino all'anfiteatro terminale di Villa d'Adda. La lingua della Valsassina

terminava poco prima del Colle di Balisio. Il territorio compreso tra Balisio e Ballabio restava, quindi, libero dai ghiacci. Le acque di fusione dovevano forzatamente defluire in posizione sottoglaciale verso Bellano poiché il Colle di Balisio è più alto del limite raggiunto dal ghiacciaio.

Sui rilievi vi erano inoltre vari ghiacciai locali: sul Gruppo delle Grigne il ghiacciaio del Moncodeno che si anastomizzava con la lingua della Valsassina in Valle dei Molini e in Val Cugnoletta, il Ghiacciaio della Val Lori che non raggiungeva la lingua della Valsassina, il ghiacciaio del versante Est della Grigna Settentrionale diviso in due lingue (Valle dell'Acquafredda e Foppa del Ger) che non si univano alla lingua della Valsassina, ma le cui acque di fusione defluivano verso il ghiacciaio della Valsassina e il ghiacciaio di Releccio che non raggiungeva la lingua insinuata in Val Meria. Sul versante Nord della Grignetta e all'Alpe Campione sembra che non ci fossero ghiacciai. In Val Biandino era presente un grosso ghiacciaio locale, così come ai Piani di Bobbio, ai Piani di Artavaggio e, già nel Bacino del Brembo, sul versante NE del Resegone sopra Morterone, in Val Secca, in Valle d'Ancogno e in Valle di Ornica in Valtorta.

Età. Il sintema di Cantù rappresenta lo LGM, la cui massima espansione è datata, negli anfiteatri del Lario e del Verbano, a 20.000 - 18.000 a BP (BINI *et alii*, 2001). Riguardo alle fasi di ritiro, secondo BINI *et alii* (1997) a circa 15.000 a BP il ghiacciaio si era già ritirato dall'area del Lago di Como. Nelle zone montane più elevate come in Moncodeno, Corna Grande e Zuccone Campelli i ghiacciai possono essere stati presenti più a lungo.

5.3. UNITÀ DEL BACINO DEL BREMBO

5.3.1. - Conglomerato di Frola (FRX)

Sinonimia. Considerato come Würm da DESIO (1944), HAUPT (1938) e LEVY (1915); riconosciuta come Unità di Frola da BINI *et alii* (2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore, erosivo, poggia sul substrato roccioso. Il limite superiore del conglomerato di Frola è coperto da depositi di versante cementati del Gruppo del Culmine.

Litologia. Il conglomerato di Frola è costituito da:

- depositi fluviali: ghiaie a supporto prevalentemente clastico, con ciottoli ben arrotondati di dimensioni massime da 2 a 30 cm; in abbondante matrice arenacea, con granulometria da fine a grossolana. Si osservano frequentemente embricature, ciottoli isoorientati e laminazione obliqua a scala decimetrica. Cementazione molto buona. Sabbie medie e fini in strati decimetrici a laminazione pianoparallela, con alternanza di granulometrie più fini e più grossolane, od obliqua a basso angolo, con livelletti lenticolari di conglomerato fine che si chiudono secondo il verso della corrente. Lo spessore raggiunge i 10 m in destra idrografica del Brembo di Mezzoldo al

ponte in ferro sotto Piazza Brembana. Nelle sabbie laminate si evidenziano blande strutture di raccorciamento.

- depositi di versante: conglomerati a supporto di clasti privi di matrice o con matrice nei pori, con clasti spigolosi da 2 a 30 cm, matrice sabbiosa, in corpi lenticolari clinostratificati secondo il pendio.

Area di affioramento. L'unità è presente lungo la valle del Brembo di Mezzoldo tra Lenna e i terrazzi appena a N di Olmo, in destra idrografica del Brembo di Mezzoldo.

Morfologia e paleogeografia. Il conglomerato di Frola è rappresentato da pochi resti di terrazzi di aggradazione quasi interamente erosi, lungo l'alveo del Brembo che delineano una paleovalle riempita di ghiaie e sabbie alluvionali, successivamente cementate ed erose, dal fondovalle attuale fino a oltre 600 m.

Età. Pliocene, in base ai rapporti geometrici con le altre unità.

5.3.2. - *Conglomerato de La Torre (TOE)*

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore, erosivo, poggia direttamente sul substrato. Il limite superiore è erosionale e, nella parte più alta, su cui sorge La Torre, è suturato da depositi di versante cementati del Gruppo del Culmine.

Litologia. Ghiaie a supporto clastico con ciottoli ben arrotondati di dimensioni massime fino a 40 cm; sono molto frequenti ciottoli discoidali; matrice arenacea, non molto abbondante. I litotipi dei clasti sono sia sedimentari, con calcari, dolomie e terrigeni, sia cristallini, con grande abbondanza di porfidi. La cementazione è molto buona.

Area di affioramento. Presente poco a sud di La Rocca sopra San Pellegrino, circa 100 m più in alto dell'attuale corso del Brembo.

Morfologia e paleogeografia. Rappresenta un deposito fluviale relativo al F. Brembo e costituisce un piastrone privo di forma propria, appoggiato al versante e limitato da scarpate erosionali.

Età. In base a considerazioni di carattere geometrico rispetto alle altre unità della valle, si può attribuire al conglomerato de La Torre un'età pliocenica o addirittura più antica.

5.3.3. - *Gruppo di Camerata Cornello (LL)*

Il gruppo è suddiviso in quattro unità litostratigrafiche: conglomerato de La Foppa, conglomerato di Scalvino, formazione di Val Foppa Bona e formazione di Darco, qui non distinte cartograficamente, ma estremamente importanti per la paleogeografia della valle.

Sinonimia. Il conglomerato della Foppa è stato riconosciuto come Unità della Foppa da BINI *et alii* (2000). il conglomerato di Scalvino è stato considerato come Würm da DESIO (1944), HAUPT (1938) e LEVY (1915) e

riconosciuto come Unità di Scalvino da BINI *et alii* (2000); la formazione di Val Foppa Bona e la formazione di Darco sono state considerate come Würm da TARAMELLI (1910) e come Diluvium Antico da DESIO (1944), sono state riconosciute come Unità di Val Foppa Bona e Unità di Darco da BINI *et alii* (2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore del conglomerato di Scalvino è una superficie di appoggio sul substrato. Il limite inferiore della formazione di Val Foppa Bona non è mai affiorante benchè geometricamente copra la superficie di erosione a tetto del conglomerato di Scalvino. La formazione di Darco poggia direttamente sul substrato e il conglomerato de La Foppa poggia sia sul substrato sia sulla superficie erosionale che incide il conglomerato della formazione di Val Foppa Bona. Il limite superiore è una superficie di erosione coperta, a seconda dei settori, da depositi di versante del sintema del Po, da *till* e da ghiaie fluvioglaciali del supersintema della Colma del Piano e da depositi di versante del Gruppo del Culmine.

Litologia. Il conglomerato di Scalvino e il conglomerato de La Foppa sono depositi alluvionali formati da conglomerati costituiti da ghiaie grossolane o molto grossolane a supporto di matrice arenacea da scarsa a molto abbondante, talora concentrata in lenti. I ciottoli e i blocchi sono ben arrotondati, sono però presenti anche blocchi spigolosi di grandi dimensioni provenienti dal versante (conglomerato di Scalvino) oppure raggiungono dimensioni maggiori di 50 cm, e sono sempre ben arrotondati con frequenti ciottoli discoidali (conglomerato de La Foppa). Sabbie da medie a grossolane, massive o con laminazione pianoparallela parallela agli strati (conglomerato di Scalvino). Le ghiaie sono organizzate in letti più o meno orizzontali (conglomerato de La Foppa) oppure in corpi planari e lenticolari clinostratificati, con immersione verso S e inclinazione fino a 30° (conglomerato di Scalvino); l'inclinazione si riduce progressivamente spostandosi da N a S. Si osserva anche una debole inclinazione parallela al versante, che non appare legata a motivi deposizionali, ma a deformazione posteriore alla litificazione del sedimento

La formazione di Val Foppa Bona è costituita dai seguenti depositi:

- depositi alluvionali: ghiaie a supporto di matrice con ciottoli ben arrotondati fino a 5 - 6 cm di dimensione massima, moderatamente selezionati, rari ciottoli di dimensione massima fino a 12 cm e scarsa matrice sabbiosa, in strati con giacitura 236°/28° e con laminazione obliqua 172°/42°. Ghiaie a supporto clastico ben lavate. Sabbie con rari ciottoli arrotondati in lamine pianoparallele. Ghiaie a supporto di matrice con ciottoli arrotondati di dimensione massima da subcentimetrica a pochi centimetri, molto poco addensati, con abbondante matrice sabbiosa, in strati massivi o con laminazione incrociata a basso angolo o concava. Frequenti embricazioni. I ciottoli sono costituiti da porfidi, arenarie e metamorfiti del

basamento e molto più abbondanti dei ciottoli carbonatici.

- depositi deltizi: arenarie costituite da strati di sabbie medie e grossolane con sparsi ciottolotti arrotondati, laminazione pianoparallela, in *foreset* inclinati verso S. Verso N aumentano di spessore, aumenta l'inclinazione e passano a ghiaie medie e fini a matrice sabbiosa, al limite tra supporto di matrice e supporto clastico, con laminazione incrociata a basso angolo. Verso S passano a sottili letti a bassa inclinazione di sabbie medie e grossolane e ghiaie fini con accenni di laminazione inclinata a basso angolo, che costituiscono il *bottomset*.

- depositi lacustri: limi sabbiosi e sabbie fini limose, in livelletti centimetrici a laminazione pianoparallela, con rari livelletti di sabbia grossolana passante a ghiaia fine.

La formazione di Darco è formata da:

- depositi alluvionali: ghiaie medie e fini a supporto di matrice, o al limite tra supporto clastico e supporto di matrice, con clasti ben arrotondati, moderatamente selezionati; matrice arenacea media e grossolana; in strati suborizzontali, massivi o a laminazione incrociata. Ghiaie fini a matrice arenacea grossolana con sparsi ciottoli più grossolani, massive o a laminazione pianoparallela; talvolta intercalate da livelletti pianoparalleli di sabbia grossolana. Laminazione pianoparallela o obliqua a basso angolo, frequenti embricature, rari livelli a gradazione normale.

- depositi lacustri: sabbie medie e fini a laminazione pianoparallela, con livelletti di ghiaia fine a base erosionale. Sequenze decimetriche di tipo torbido, con ghiaia fine alla base, erosionale, passante a sabbie a laminazione pianoparallela e a limi. *Mass flow* con ghiaia fine e media a supporto di abbondante matrice arenacea fine. Molti livelli presentano base erosionale e sono diffuse strutture di deformazione da carico tipo *cast load*.

Tutti i litotipi grossolani sono ben cementati. Nelle facies lacustri, meno coerenti, sono molto evidenti faglie normali, a direzione parallela alla valle.

Area di affioramento. Il conglomerato de La Foppa affiora in destra idrografica del fiume Brembo appena a N di Darco. La formazione di Val Foppa Bona affiora sul promontorio che genera l'ansa del Brembo a N di Darco, presso Camerata Cornello. Le quote di affioramento vanno dal livello del fiume, poco sotto quota 450 m, fino a 550 m. La formazione di Darco costituisce un grande litosoma, su cui sorgono gli abitati di Camerata Cornello e di Darco. A valle di Darco esiste anche una successione di sabbie e limi lacustri. I depositi sono distribuiti dal livello del fiume fino a 550 metri circa.

Morfologia e paleogeografia. Il litosoma della formazione di Darco è idealmente delimitato dall'anticlinale delle Arenarie di Valsabbia a S, dai versanti della Val Brembana ad E e ad O, ed è invece aperto verso N, lungo il corso del fiume. Il litosoma principale è delimitato da scarpate erosionali alte oltre 30 m. Tra lo sperone di Darco e l'inizio della forra di Cornello, il

Brembo è incanalato tra il corpo conglomeratico e il versante orientale della valle, su cui i resti della formazione di Darco sono stati preservati dall'erosione solo in corrispondenza di una rientranza del versante, generata dai due torrenti che scorrono presso Portiera. Le altre unità costituiscono terrazzi di aggradazione del Brembo, in gran parte smantellati dall'erosione.

Età. L'esistenza di un delta (formazione di Val Foppa Bona) implica la presenza di un corpo idrico ricevente. Non sono stati trovati nè ostruzioni possibili nè resti di ostruzioni della Val Brembana e pertanto non vi sono mai stati laghi di dimensioni appropriate al delta nella valle. La ricostruzione della linea di riva del mare durante il Pliocene inferiore (BINI & ZUCCOLI, 2005) indica che la zona di Camerata Cornello era a livello del mare e pertanto, in via ipotetica, si assegna il gruppo al Pliocene inferiore.

5.3.4.- *Formazione di Piazza d'Alben (PDA)*

Sinonimia. Nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo l'unità è stata cartografata in parte come Complesso del Pizzo Menna, in parte come Complesso del Culmine e come Unità di Taleggio e per gran parte della sua estensione come Calcare di Esino.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. L'unità poggia con superficie di erosione sul substrato roccioso, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica attuale o è coperta dal Gruppo di Prato Grande o dal detrito di versante del sintema del Po.

Litologia. La formazione di Piazza d'Alben è costituita da:

- depositi di frana: ghiaie a supporto di clasti. I clasti sono estremamente eterometrici dal centimetro a diversi metri o decine di metri, ma nell'affioramento più esteso (M. Alben) non superano i 10 - 15 cm di dimensione massima; si presentano arrotondati (M. Alben) o a spigoli vivi a seconda dei settori e sono costituiti quasi esclusivamente da formazione di Esino e da più rari clasti di Formazione di Buchenstein, di Calcare di Angolo e di Dolomia Principale. La cementazione varia da buona a ottima e solo localmente può essere assente. La matrice è assente o poco abbondante; quando presente è costituita da argilla limosa di colore 7.5YR4/6 di infiltrazione dalla sovrastante unità di Foppa Lunga del Gruppo di Prato Grande. Localmente è presente una grossolana stratificazione in banchi poco inclinati ed immergenti verso SSE (M. Alben) o SE (Traversino).

- depositi di versante: ghiaie con ciottoli eterometrici spigolosi da 2 a 10 cm, a supporto clastico, con matrice arenacea e più raramente argillosa. Diamicton massivi a supporto di matrice arenacea. I clasti sono carbonatici, e provengono dalle Argilliti di Riva di Solto, dalla formazione di Esino, dal Calcare di Angolo e dalla Formazione di Buchenstein. Stratificazione in bancate spesse fino a quattro metri, in corpi lenticolari massivi. Alcuni banchi presentano marcata gradazione inversa dei clasti. Locali

intercalazioni di livelli argillosi spessi fino a 10 cm e, localmente, con una continuità laterale di parecchi metri, di colore 7.5YR6/6 e 10YR6/6. Alla base di alcuni di questi livelli è presente un intervallo di conglomerato decalcificato e parzialmente alterato che fa transizione al conglomerato integro oppure con ciottoli alterati all'interno e sani in superficie. L'unità è alterata a tetto con formazione di organi geologici. Sono anche presenti forme di carsificazione profonda, come piccole condotte.

Area di affioramento. L'unità affiora diffusamente nel rilievo del Corno del Bruco. Affiora poi a N di Reggetto e lungo il costone di Olda tra Belvedere e S.Bartolomeo, in Val Taleggio.

Morfologia e paleogeografia: nella zona del Corno del Bruco, l'unità dà luogo ad una morfologia a dossi e depressioni, orientati NNO - SSE. Dato che questa morfologia è costituita non da rocce del substrato, ma da conglomerati in facies di depositi di versante e di frana, i dossi e le depressioni sono da interpretare come una topografia di corpo di frana. A Olda l'unità costituisce un lembo di cresta risparmiato dall'erosione e rappresenta un deposito di versante - frana.

Età. Pleistocene medio.

5.3.5. - Travertino di Olda (TLD)

Sinonimia. Qui identificato per la prima volta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. I travertini coprono la superficie erosionale del fianco della valle. Il limite superiore è una superficie di erosione, coincidente con la superficie topografica nel settore orientale, mentre in quello occidentale l'unità è in accrescimento.

Litologia. L'unità è costituita esclusivamente da travertini, per la maggior parte laminati a scarsa porosità con morfologia superficiale a mammelloni (travertino stromatolitico), ma sono presenti anche livelli più porosi (travertino fitoermale).

Area di affioramento. I travertini affiorano nella parte bassa del versante sinistro della Val Taleggio, a SE di Olda, lungo la vecchia carrozzabile.

Morfologia e paleogeografia: Il travertino ricopre interamente il versante da q. 620 fino al letto del torrente Enna. Poiché le lamine di accrescimento sono grossomodo parallele al pendio, l'intero corpo si presenta come una placca irregolare dello spessore di circa 5 - 6 m con un'estensione di circa un ettaro, la cui porzione orientale è in erosione. La sorgente che alimenta il travertino è posta al contatto tra le Argilliti di Riva di Solto ed il Calcare di Zorzino.

Età. Nella porzione più occidentale in prossimità della superficie, è stato prelevato un campione di travertino. Si è ottenuta un'età U/Th di 40,6 (+ 4,6; - 4,3) ka BP, corrispondente allo stadio isotopico 3 (Pleistocene superiore). Tale data non rappresenta l'età dell'intero deposito, che da un lato è più antico e dall'altro è ancora attivo.

5.3.6. - *Supersintema della Colma del Piano (CM)*

Nelle sue linee generali il supersintema della Colma del Piano è stato descritto tra le unità del Bacino dell'Adda. Per quanto riguarda il bacino del Brembo, il supersintema della Colma del Piano è stato suddiviso nelle seguenti unità informali di rango inferiore che non trovano rappresentazione alla scala 1:50.000 ma sono state distinte nella cartografia geologica regionale alla scala 1:10.000 e sono contenute nella relativa Banca Dati.

Tillite di Morterone: affiora nella parte bassa della Val Caldera, che scende dalla cima Monte Serrada del Resegone verso Morterone, tra quota 1250 e quota 1100. Comprende depositi glaciali costituiti da una diamictite a clasti spigolosi e subarrotondati con matrice scarsa, ben cementata, con blocchi fino al metro. I clasti sono monogenici (Dolomia Principale). L'età è Pleistocene medio

Unità di Fuipiano al Brembo: ricopre con spessore discontinuo i terrazzi di Fuipiano fino all'altezza di Antea. Comprende depositi glaciali costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi con alterazione ben sviluppata e colore 7.5YR5/6. I depositi coprono superfici terrazzate e sono incisi da terrazzi erosivi, ma non presentano morfologia propria legata alle dinamiche glaciali. Costituiscono la fase glaciale, visibile, più estesa del Bacino del Fiume Brembo. L'età può essere inizio del Pleistocene medio o più antica.

Unità di Cornello: affiora in lembi sparsi a monte dell'abitato di Cornello dei Tassi e comprende depositi glaciali costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi ben arrotondati, a supporto di matrice limosa di colore bruno giallastro. L'età è Pleistocene medio.

Unità di Parina: affiora allo sbocco della val Parina, e in sinistra idrografica del Brembo fino a Scalvino. Comprende depositi glaciali costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi, ben arrotondati, a supporto di abbondante matrice limosa bruno giallastra e depositi di versante, legati probabilmente ad una frana singlaciale, costituiti da blocchi e scarsi ciottoli, spigolosi. L'età è Pleistocene medio.

Unità di Olmo Al Brembo: affiora in lembi isolati dall'erosione nella valle del Brembo di Mezzoldo. Comprende depositi glaciali costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi eterometrici, da spigolosi a ben arrotondati con supporto di matrice limosa. L'età è Pleistocene superiore e/o medio.

5.3.7. - *Supersintema di Lenna (LE)*

Il supersintema di Lenna è costituito da sintemi che esprimono le fasi LGM di singoli apparati vallivi, mai entrati in coalescenza tra di loro o con i principali sistemi glaciali riferiti alla fase LGM. da *till* di ablazione e di alloggiamento, depositi fluvioglaciali, fluviali in senso stretto e di versante. Tali depositi sono localizzati nel Bacino del Brembo, sia lungo la valle principale ed i suoi affluenti sia in valloni minori nei massicci afferenti allo stesso bacino.

Nel Foglio Lecco il supersintema è stato suddiviso nelle seguenti unità informali di rango inferiore che non trovano rappresentazione alla scala 1:50.000 ma sono state distinte nella cartografia geologica regionale alla scala 1:10.000 e sono contenute nella relativa Banca Dati:

Sintema di Mezzoldo: affiora in lembi isolati dall'erosione nella valle del Brembo di Mezzoldo. Comprende *till* di ablazione formati da diamicton a ciottoli e blocchi eterometrici, da spigolosi a ben arrotondati, a supporto di matrice limosa. I blocchi raggiungono talvolta dimensioni metriche, e sono costituiti in prevalenza da litotipi carbonatici con scarsa percentuale di elementi cristallini provenienti dal basamento metamorfico, dal Gruppo dei Laghi Gemelli, dal Verrucano Lombardo e dal Servino. Risalendo la valle aumenta progressivamente il contenuto di elementi cristallini fino a costituire il totale dei clasti. Solamente alle quote più alte, a valle del Passo S.Simone e sotto la Cima dei Siltri, sono presenti resti di morene laterali e resti di piccoli archi frontali legati alle pulsazioni terminali della fase di deglaciazione. Il Ghiacciaio di Mezzoldo occupava la parte alta della Valle di Mezzoldo, perdendo rapidamente quota e terminando grossomodo in corrispondenza dell'abitato di Mezzoldo. Non si congiungeva perciò con il ghiacciaio del Brembo di Valleve che era attestato nei dintorni di Piazza Brembana.

Sintema di Valle Secca: affiora in Valle Secca, affluente di destra del T. Stabina e comprende *till* di ablazione formati da diamicton a ciottoli e blocchi eterometrici, da spigolosi a ben arrotondati, a supporto di scarsa matrice sabbioso limosa. I blocchi raggiungono talvolta dimensioni metriche, e sono costituiti essenzialmente da Dolomia Principale e Calcare di Zorzino. Non sono presenti litotipi cristallini. Localmente si osservano lembi di depositi poco spessi costituiti esclusivamente da blocchi con scarsissima matrice.

Sintema della Valle di Ancogno: affiora in lembi isolati dall'erosione sul versante nordoccidentale del monte Aralalta e sul versante nordest del M. Sodadura. Il ghiacciaio che ha deposto l'unità scendeva lungo la Valle di Ancogno verso N. Comprende *till* di ablazione costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi eterometrici, da spigolosi a ben arrotondati, a supporto di matrice limosa abbondante.

Sintema di Forno Nuovo: è presente nel vallone che scende a NE dello Zuccone Campelli, tra l'abitato di Rava e quello di Forno Novo. Sono ben conservate le morene laterali della fase di massima espansione; la morena laterale in sinistra idrografica, in particolare, risulta ben delineata e lunga 1 km. Comprende *till* di ablazione costituiti da diamicton a clasti eterometrici, da spigolosi a ben arrotondati, a supporto di abbondante matrice limosa, con blocchi che raggiungono talvolta dimensioni metriche.

Sintema dei Piani di Artavaggio: affiora alle pendici del Monte Sodadura, tra la Valsassina e la Val Taleggio, e sul versante occidentale

della cresta tra il M. Sodadura e la Cima di Piazzo. Comprende depositi glaciali costituiti da diamicton massivi, in genere a supporto di matrice, con clasti eterometrici, in maggioranza spigolosi e debolmente arrotondati, immersi in matrice sabbiosa con scarsa frazione limosa.

Sintema di Ornica: è presente nella Valle di Ornica e nella Valle dell'Inferno. Comprende *till* di ablazione costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi anche metrici con matrice sabbioso limosa, a supporto di matrice; talora, dove le granulometrie sono più grossolane, il supporto è clastico. L'alterazione della matrice è pressoché inesistente.

Sintema della Val Caldera: affiora in Val Caldera, che scende dalla cima Monte Serrada del Resegone verso Morterone. Il ghiacciaio, che risulta essere il più meridionale tra i ghiacciai locali di cui si sia trovata traccia, si è mantenuto in quanto esposto a nord, oscillando numerose volte tra quota 1200 e q.1400 m. Comprende depositi glaciali costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi da moderatamente arrotondati a spigolosi, con scarsa matrice sabbioso limosa di colore 7.5YR6/3.

5.4. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

5.4.1. - *Alteriti* (**b₆**)

Sinonimia. Unità di nuova istituzione. I materiali che costituiscono l'unità non sono mai stati considerati dagli autori precedenti o inseriti nella "copertura eluvio colluviale".

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

Litologia. Varia secondo il litotipo parentale, a spese del quale si sono sviluppate le alteriti stesse. Quando il litotipo parentale è costituito dalle Argilliti di Riva di Solto o dal Calcare di Zu, l'unità è costituita da argille e argille limose massive o argille con clasti sparsi. I clasti, quando presenti, sono completamente alterati, con dimensioni comprese fra 5 mm e 4 cm. Sono presenti scagliette millimetriche di marne nere, come pure patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn e miche. Il colore è compreso nelle pagine Munsell 2.5Y e 10YR. Quando il litotipo parentale è rappresentato dalla Dolomia Principale, l'unità è costituita da argilla o argilla limosa con clasti sparsi molto alterati, con dimensioni comprese fra 5 mm e 3 cm; sono presenti patine nere millimetriche, di ossidi di Fe e Mn. Il colore è compreso nelle pagine Munsell 2.5YR e 5YR. Quando il litotipo parentale è costituito da litotipi selciferi come Calcare di Domaro, calcare di Moltrasio e Calcare di Sadrina, l'unità è costituita da argilla limosa con clasti sparsi. Il colore è 5YR416, localmente tendente a 7.5YR516. Sono presenti patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn. Lo spessore è di alcuni metri.

Area di affioramento. Le alteriti sono conservate in zone pianeggianti o a debole pendenza, nelle depressioni a monte delle contropendenze e in "tasche" a tetto del substrato.

Morfologia e paleogeografia. Le alteriti testimoniano una lunga fase di alterazione del substrato in regime di biostasia. In passato lo spessore dell'unità doveva essere molto maggiore. Quanto si osserva è quanto rimane dopo il colluvionamento delle alteriti avvenuto durante le glaciazioni.

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

5.4.2. - Gruppo del Culmine (CU)

Sinonimia. Unità di nuova istituzione. I depositi di questa unità erano assimilati al "ceppo", ovvero una delle "alluvioni interglaciali" del Günz - Mindel e Mindel - Riss, tipo "Ceppo di Paderno" (NANGERONI, 1954) oppure, più correttamente, "Conglomerato alluvionale generalmente cementato" (ESPOSTI, 1939) oppure come Conglomerati del Villafranchiano (CHARDON, 1977).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione, in parte coincidente con la superficie topografica, sulla quale poggiano depositi glaciali e di versante di unità più recenti. In alcune unità, il limite superiore è una superficie caratterizzata da marcata alterazione. Il limite inferiore è una superficie di appoggio sul substrato roccioso o una superficie di erosione su depositi fluviali, fluvioglaciali, glaciali e di versante, cementati, di unità più antiche.

Nel Foglio Lecco i conglomerati del Gruppo del Culmine rappresentano una delle caratteristiche geologiche più significative e sono rappresentati da molte unità locali, non distinte cartograficamente, ad eccezione del conglomerato di Laorca e del conglomerato di Corna Coegia.

Conglomerato di Baite Nava: affiora dalla valle sospesa di Baite Nava verso sud a formare una placca quasi continua che copre i versanti. Il conglomerato di Baite Nava è costituito da depositi di versante formati da clasti eterometrici, poligenici in quanto derivano in parte da *till* più antichi. I clasti carbonatici sono spigolosi. La cementazione è sempre buona. I rapporti geometrici con le altre unità indicano un'età Pleistocene medio.

Conglomerato della Val Calolden: affiora nella parte terminale della Val Calolden e sul fianco destro della valle principale del T. Gerenzone. Comprende depositi di versante ben cementati, costituiti da clasti in letti alternati di tipo *grèzes litées*. Il conglomerato della Val Calolden è successivo al conglomerato di Laorca, l'età è Pleistocene medio.

Unità di Ballabio: affiora sui versanti a SO di Ballabio e comprende depositi di versante e di frana costituiti da conglomerati con clasti eterometrici, a spigoli vivi, di provenienza autoctona; all'interno sono presenti blocchi. Alterazione marcata con spesso paleosuolo di colore 10YR. L'età è Pleistocene medio.

Conglomerato di Pasturo e Baiedo: affiora in modo discontinuo lungo una fascia che si estende da Nord a Sud dalla Valle Cariola sino a Nord di Baiedo. Comprende depositi di conoide in banchi inclinati verso valle (Est) con superfici di strato nette e lineari. Clasti eterometrici, poligenici con percentuali variabili di ciottoli esotici. Cementazione buona. Il conglomerato di Pasturo e Baiedo è posteriore ad almeno una glaciazione, inoltre il paleoconoide immerge sotto la piana di Pasturo - Barzio ed è perciò più vecchio della formazione di Fucine. In base a queste considerazioni l'unità è ascrivibile al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore.

Conglomerato di Abbazia Lariana: comprende il delta del torrente Zerbo di Abbazia Lariana, il delta di Pradello e i delta dei torrenti Gerenzone, Caldono e Bione su cui è costruito l'abitato di Lecco. Questi depositi di fan delta sono formati da clasti arrotondati, poligenici, a supporto di matrice limoso sabbiosa, embricati e con cementazione da parziale a media. La presenza di ciottoli esotici indica che questi fan delta sono posteriori ad almeno un episodio glaciale. L'età è Pleistocene medio.

Conglomerato di Val Comera: affiora diffusamente in Val Comera (Torrente Bione) e comprende depositi di versante e di frana costituiti da conglomerati a ciottoli e blocchi fino a 30 m da spigolosi ad arrotondati, con abbondante matrice, in bancate decametriche massive; conglomerati medi con poca matrice, ben cementati, organizzati in bancate di spessore metrico. Non vi sono dati per stabilire l'età dell'unità.

Conglomerato della Darsena: affiora ad Abbazia Lariana dove forma gran parte del conoide su cui sorge il paese di Abbazia Lariana e comprende depositi di fan delta costituiti da conglomerato a supporto di clasti, poligenici a dominanza di calcari da arrotondati a subangolosi, spesso appiattiti; clasti di dimensione massima 5 cm con selezione buona; scarsa matrice sabbiosa. L'età è Pleistocene medio.

Conglomerato di Prato S.Pietro: costituisce tutti i conoidi di grosse dimensioni presenti sul versante sinistro del torrente Pioverna in Valsassina a Nord del Ponte di Chiuso. Comprende depositi di *debris-flow* costituiti da conglomerato a supporto di clasti, con ciottoli eterometrici, grossolanamente stratificato, con ottima cementazione; conglomerato con ciottoli immersi in matrice arenacea, cementazione scarsa. L'età dell'unità non è definibile con precisione. E' probabile che questi conoidi si siano formati nel Pleistocene inferiore o anche nel medio.

Conglomerato del Passo della Stanga: affiora nelle valli a NE della

Grigna Settentrionale. Comprende depositi di versante costituiti da clasti a spigoli vivi con presenza di scarsa matrice sabbiosa. Sono presenti settori con un grado di cementazione minore e un'elevata percentuale di matrice. Probabilmente costituiva una fascia di detriti estesa su tutto il versante orientale del Grignone. Non vi sono dati per stabilire l'età dell'unità che può essere genericamente riferita al Pleistocene medio.

Conglomerato della Zocca di Cavedo: affiora alla Zocca di Cavedo e comprende depositi di versante massivi, grossolani, a supporto di clasti prevalentemente calcarei, eterometrici e spigolosi. Il deposito è ben cementato. L'età è Pleistocene medio.

Conglomerato della Costa della Bedula: affiora sopra l'Alpe Boldasca e comprende depositi di versante ben cementati, formati da clasti di Calcarea di Esino, spigolosi, eterometrici e in prevalenza a supporto di clasti. L'età è Pleistocene medio.

Conglomerato di Mudrogno: affiora al passo di Mudrogno ed è costituita da depositi di versante cementati, a supporto di clasti, subangolari, in genere centimetrici. In alcuni punti si osserva la presenza di sabbia grossolana e ghiaia fine negli interstizi fra i clasti. Ai clasti calcarei si associano frequenti clasti esotici centimetrici subarrotondati. I clasti non sono alterati. Il deposito è ben cementato. L'età è Pleistocene medio.

Conglomerato di Releccio: affiora, in placche distinte, nella zona di Releccio in Grigna Settentrionale sulle creste dei numerosi dislivelli posti tra i canali provenienti dalla Costa della Piancaformia. Comprende depositi di versante costituiti da clasti a spigoli vivi, eterometrici di dimensione massima metrica, disposti in strati, quasi paralleli al pendio, discretamente selezionati al loro interno. La matrice è scarsa o assente, il conglomerato appare poroso e alterato con i clasti corrosi. Talora si osserva un'alternanza di letti grassi e magri tipici dei grèzes litées. L'unità è più vecchia dei canali della Piancaformia e perciò potrebbe avere un'età compresa tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore.

Conglomerato della Val Cagnola: affiora nella parte alta della Valle Ontragno. Comprende depositi di versante costituiti da clasti calcarei eterometrici, spigolosi e isoallineati parallelamente al versante. Si osservano numerosi clasti esotici anche di grandi dimensioni (50 cm), subarrotondati e non alterati. In genere il deposito è a supporto di clasti, ma, localmente, può essere a supporto di matrice sabbiosa. Il deposito è ben cementato. L'età è Pleistocene medio.

Unità dei Resinelli: affiora diffusamente nella parte alta dei Piani Resinelli, alle pendici della Grignetta, affiora poi lungo la valle del torrente Zerbo e lungo la SP72 fra Abbazia Lariana e Mandello Lario. L'unità comprende depositi di versante cementati costituiti da clasti a spigoli vivi di dimensioni variabili dal ghiaietto fino ad enormi blocchi, per lo più a supporto clastico. Cementazione variabile da perfettamente litificato a

strutture *openwork*. Si osservano varie generazioni di conglomerati e l'età è compresa tra il Pliocene e il Pleistocene medio.

Unità di Passo del Lupo: affiora lungo le pendici del Monte Due Mani, su entrambi i versanti della valle del Torrente Caldane, ai Piani d'Erna e in Valle Comera. Comprende depositi di versante cementati costituiti da clasti autoctoni a spigoli vivi, eterometrici; i letti sono a supporto clastico dove la granulometria è maggiore, sono a supporto di matrice limosa dove la granulometria è minore. Si notano più generazioni di depositi di versante. L'età è compresa tra il Pliocene e il Pleistocene medio.

Unità del Corno Medale: affiora sotto le pareti del Monte S. Martino e alla base del M. Coltignone in una fascia pressoché continua; dalla località Pradello a Lecco e: nella fascia compresa fra le pareti del Coltignone e il lago. Comprende depositi di versante cementati costituiti da una diamictite con clasti eterometrici a spigoli vivi di provenienza locale; supporto sia di matrice sia clastico; ottima cementazione. I depositi risultano poi reinciati e coinvolti in movimenti di versante successivi. L'età è compresa tra il Pliocene e il Pleistocene medio.

Unità del Fuit: affiora sul versante O del monte Sornadello e comprende depositi di versante cementati costituiti da conglomerati con clasti a spigoli da vivi ad arrotondati, con abbondante matrice limosa sabbiosa, ben cementati, in orizzonti decimetrici clinostratificati paralleli al versante. L'età è compresa tra il Pleistocene medio e il Pleistocene superiore.

Unità della Valle della Tenuta: affiora sul versante O del monte Zucco e comprende depositi di versante cementati costituiti da conglomerati con clasti da spigolosi ad arrotondati, con abbondante matrice. L'età è Pleistocene medio.

5.4.2.1. - Conglomerato di Laorca (BNL)

Sinonimia. Unità ben nota in letteratura; è considerata simile al tipico ceppo del Comasco e del Varesotto (fluviale del I interglaciale per NANGERONI, 1954).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il conglomerato di Laorca poggia sui depositi fluviali o fluvioglaciali del conglomerato del Torrente Gerenzone (supersintema della Colma del Piano). A tetto è coperto da varie unità del sintema del Po, del Gruppo del Culmine, del supersintema della Colma del Piano e del sintema di Cantù.

Litologia. Il conglomerato di Laorca è costituito da depositi di versante cementati. L'unità è stata suddivisa in membri. Il membro principale è il membro del Cimitero: diamictite massiva, a supporto di matrice, localmente a supporto di clasti o a struttura aperta, molto ben cementata sino a litificata, composta da clasti di provenienza locale a spigoli vivi, con matrice grossolana; sono presenti rari esotici. Può essere grossolanamente

stratificata o ben stratificata con strati di spessore massimo 50 cm, più raramente sino a 1 m. Ben carsificata con forme singenetiche; intensamente fratturata.

Il membro superiore è simile al precedente, ma si presenta talora in facies di *grèzes litées*, oppure con grossi blocchi. Tra i due membri possono essere presenti argille lacustri.

Il membro di Malavedo è una diamictite massiva, con clasti, quasi esclusivamente autoctoni, eterometrici, a spigoli vivi, rari clasti arrotondati e presenza di matrice sabbiosa; disposta in banconi di spessore metrico alternati in letti ricchi o poveri di matrice. Pure presente un livello a grossi massi con granulometria decrescente verso Lecco. In spaccati entro i muri di contenimento della strada per la Valsassina, vi sono limi laminati intercalati nelle diamictiti.

Lo spessore dell'unità supera i 100 m.

Area di affioramento. Gli affioramenti più significativi sono presso Laorca, il più interessante dei quali si trova in corrispondenza del cimitero di Laorca. Massima quota dei depositi a 550 m. I conglomerati affiorano inoltre fin quasi sotto le pareti dei monti S. Martino, Coltignone e Medale, sino alla Val Calolden.

Morfologia e paleogeografia. Il conglomerato di Laorca dà origine terrazzi delimitati a valle da pareti pressochè verticali. I depositi presentano ottima cementazione, sono carsificati con grotte, una delle quali (cimitero) molto ampia, con la volta in parte crollata. Questi depositi di versante sono stati messi in posto in clima freddo con scarsa vegetazione e con una fisiografia almeno parzialmente diversa dall'attuale. Vari episodi di depositi di versante, intervallati da episodi lacustri, si sono succeduti nella valle occludendola completamente.

Età. Il conglomerato di Laorca è successivo ad almeno una glaciazione antica. Non vi sono dati per una datazione certa; l'unità può essere riferita al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore.

5.4.2.2. - Conglomerato di Corna Coegia (*CEG*)

Sinonimia. Nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo è compreso nel Complesso del Culmine indistinto (BINI *et alii*, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è una superficie di erosione sul substrato roccioso. Il limite superiore è anch'esso una superficie di erosione e coincide con l'attuale superficie topografica.

Litologia. Il conglomerato di Corna Coegia è formato da depositi di versante: ghiaia a supporto di clasti; matrice costituita da sabbia fine, poco abbondante che riempie solo parzialmente i vuoti, oppure con matrice costituita da limo e argilla che riempie tutti i vuoti. I clasti sono eterometrici, a spigoli vivi o debolmente arrotondati, di litologia identica alle rocce sovrastanti. La dimensione massima dei clasti giunge a 40 cm,

Localmente si osserva gradazione inversa. Spesso è ben stratificato. Ben cementato, localmente sono presenti concrezioni calcitiche. L'unità è carsificata alla base.

Area di affioramento. Presente con una certa continuità solo in poche aree. Affiora principalmente a Carevi, a Brumano, a Corna Coegia, presso Cavaggio e a Nord di Chignolo; più limitatamente presso Casa Quintani (Rota Imagna).

Morfologia e paleogeografia. gli affioramenti di questi conglomerati danno luogo a dossi sporgenti su versanti poco inclinati. Corpi, anche voluminosi, del conglomerato sono inglobati nel materiale franato e in movimento a Fuipiano Imagna. Il conglomerato di Corna Coegia appare fortemente eroso verso valle e lateralmente, mentre la continuità verso monte è solo apparente in quanto la giacitura spesso non concorda con il versante. Inoltre spesso non sono più presenti le pareti che alimentavano il deposito, ad esempio a Corna Coegia. Ciò indica che il conglomerato di Corna Coegia si è messo in posto con una morfologia diversa dall'attuale.

Età. Questa unità è la più antica affiorante in Valle Imagna. Le considerazioni precedenti inducono ad attribuirle al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore.

5.4.3. - Gruppo della Valle Dei Tetti (TE)

Sinonimia. Gruppo di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di arresto della deposizione che coincide in gran parte con la superficie topografica, mentre il limite inferiore poggia sul substrato roccioso e su depositi precedenti.

Litologia. Il Gruppo della Valle dei Tetti è costituito da:

- depositi di conoide alluvionale e di debris-flow: conglomerato poligenico, a supporto di clasti, con clasti carbonatici a spigoli vivi, eterometrici sino alle dimensioni dei blocchi, ciottoli esotici presenti, massivo, cementazione ottima (conglomerato del Torrente Grigna). Conglomerati ben stratificati in strati suborizzontali. I clasti sono fortemente eterometrici, fino ai massi di dimensione metrica, e poligenici; sono presenti infatti numerosi clasti esotici subarrotondati in parte parzialmente alterati e in parte completamente arenizzati. Intorno ai clasti sono frequenti croste calcitiche spesse sino a mezzo centimetro. Nell'insieme il deposito è mal classato, ma all'interno di ogni strato la granulometria si mantiene simile. La cementazione è variabile da fortemente a scarsamente cementato (conglomerato di Valmadrera).

- depositi di versante (conglomerato di Gaiazza, conglomerato di Quindicina, conglomerato di Costa Pagliari): conglomerati costituiti da clasti molto spigolosi da centimetrici a decimetrici, non alterati. Matrice assente; massivi. Cementazione non omogenea, ma a bande spesse qualche

decimetro; tra queste il deposito è incoerente o solo parzialmente cementato; ne risulta una pseudostratificazione concorde al versante attuale. Clasti monogenici di Calcare di Zu.

Area di affioramento. Lembi sparsi riferiti a questo gruppo sono stati individuati a Ballabio Superiore, allo sbocco sulla piana di Valmadrera del Torrente Inferno, in piccoli corpi sparsi nella parte settentrionale della Val Taleggio, in lembi e placche sparsi sui versanti orientali del gruppo Cancervo – Aralalta e infine a N di Gaiazio in Val Brembilla e a E di Brembilla.

Morfologia e paleogeografia. L'unità costituisce i conoidi, scarsamente erosi e ricoperti di depositi glaciali più recenti, su cui si trovano gli abitati di Valmadrera e di Ballabio Superiore. Costituisce inoltre falde di detrito o lembi di falde di detrito cementate concordanti con il versante, senza discontinuità morfologiche significative a monte e a valle. Ai margini sono frequenti rilasci gravitativi con caduta di blocchi lungo il versante sottostante. Lo spessore delle placche conglomeratiche può superare i 20 m. La posizione dei depositi, l'orientazione dei clasti e la giacitura degli strati indicano che quando questi conglomerati si sono depositi la fisiografia della valle era simile all'attuale.

Età. In base ai rapporti stratigrafici l'età del gruppo è riferibile al Pleistocene medio e superiore.

Nel Foglio Lecco sono state riconosciute le seguenti unità che non trovano rappresentazione alla scala 1:50.000 ma sono state distinte nella cartografia geologica regionale alla scala 1:10.000 e sono contenute nella relativa Banca Dati:

Conglomerato del Torrente Grigna: affiora a Ballabio Superiore e comprende depositi di conoide alluvionale.

Conglomerato di Valmadrera: affiora allo sbocco sulla piana di Valmadrera del Torrente Inferno proveniente dalla Val Molinata e comprende depositi di conoide alluvionale e di *debris -flow*.

Conglomerato di Quindicina: affiora in piccoli corpi sparsi nella parte settentrionale della Val Taleggio.

Conglomerato di Costa Pagliari: affiora in lembi e placche sparsi sui versanti orientali del gruppo Cancervo - Aralalta.

Conglomerato di Gaiazio: affiora principalmente a N di Gaiazio in Val Brembilla e a E di Brembilla e comprende depositi di versante

5.4.4. - Gruppo di Prato Grande (GR)

Sinonimia. Gruppo di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione che coincide in gran parte con la superficie topografica, mentre il limite inferiore poggia sul substrato

roccioso e su depositi precedenti.

Litologia. Il gruppo comprende depositi di versante alterati costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi da spigolosi a ben arrotondati, con supporto clastico e di matrice. Questa è limosa o arenacea sempre molto abbondante, depositi massivi o in letti grossolanamente clinostratificati; depositi di frana non cementati e non correlabili a fasi glaciali. Nei depositi a dominanza carbonatica i clasti sono decarbonatati.

Area di affioramento. Distribuito in numerose placche in alta e media Val Taleggio, sui versanti a monte di Vedeseta e Avolasio verso il Corno Zuccone e il Corno dell'Acqua. Mentre, nella parte Sud della Val Taleggio, ricopre i versanti ai piedi delle pareti della formazione dell'Albenza o nel settore meridionale della stessa valle in corrispondenza delle Argilliti di Riva di Solto. Infine è presente presso Pianca e Cavaggio (Corna Imagna) e in varie parti della stessa Val Imagna.

Morfologia e paleogeografia. I depositi del gruppo costituiscono falde di detrito, talora molto spesse, alla base delle pareti, cumuli localizzati alla base di alcuni canaloni oppure conservano la morfologia di singolo corpo di frana, con superficie convessa, contropendenza a monte e nicchia di distacco. In genere questi depositi sono incisi dai corsi d'acqua generati dai canaloni tra le pareti soprastanti.

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

Al suo interno, nel bacino del Brembo, sono state distinte le seguenti unità, che non trovano rappresentazione alla scala 1:50.000 ma sono state distinte nella cartografia geologica regionale alla scala 1:10.000 e sono contenute nella relativa Banca Dati:

Unità del Fraggio: affiora sui versanti del M. Alben, in Valle di Salzano, Valle della Madonna, in Valle Asinina, in corrispondenza degli abitati di Grasso, Pizzino, e Sottochiesa, tra i Canali Scannagallo e Scannabecco, in Valle dello Zucco e sui versanti a monte di Vedeseta e Avolasio verso il Corno Zuccone e il Corno dell'Acqua. Mentre, nella parte Sud della Val Taleggio, ricopre i versanti dello Zuc de Valmana, I Canti, Zucco di Pralongone ai piedi delle pareti in Dolomia a Conchodon

Comprende depositi di frana costituiti da diamicton massivo a supporto di matrice, meno frequentemente di clasti, con clasti spigolosi, molto eterometrici.

Unità di Roncalli: affiora diffusamente nel settore meridionale della Val Taleggio in corrispondenza delle Argilliti di Riva di Solto e comprende depositi di versante costituiti da diamicton massivi a supporto di matrice argilloso limosa di colore scuro. Immersi nella matrice sono presenti abbondanti scagliette marnose di dimensioni millimetriche. I clasti sono costituiti da calcari e calcari marnosi scuri.

Formazione di Col d'Olda: l'area occupata dall'unità è la sommità del costone che da Olda si estende verso Est in direzione dei Serrati (Val Taleggio). Comprende depositi di versante costituiti da un diamicton massivo a supporto di matrice, costituito da blocchi immersi in una matrice argillosa rossastra. La petrografia dei blocchi comprende clasti derivati dalle Argilliti di Riva di Solto, dal Calcare di Esino, dal Calcare di Angolo.

Unità di Foppa Lunga: affiora in due corpi molto estesi arealmente; il primo ricopre la sommità e i versanti del M. Alben, il secondo, con caratteristiche identiche, è localizzato sulla sommità e sui versanti del blocco roccioso di Saltarino - Traversino. L'unità è costituita da un diamicton massivo a supporto di matrice con clasti alterati, da spigolosi a subarrotondati, immersi in una matrice limosa sabbiosa argillosa molto abbondante di colore 7.5YR 4/6. Rappresenta un paleosuolo con forti apporti loessici, sviluppato sui conglomerati della formazione di Piazza d'Alben e in genere mobilizzato lungo i pendii da fenomeni di soliflusso e di colata.

Unità di Pianca: affiora principalmente a Pianca e comprende depositi di versante costituiti da diamicton a ciottoli e blocchi da spigolosi a ben arrotondati, con supporto clastico e di matrice, limosa arenacea sempre molto abbondante, massivi o in letti grossolanamente clinostratificati.

Unità di Cavaggio: affiora a Cavaggio (Corna Imagna) ed è costituita da un deposito di frana formato da un diamicton massivo a supporto di clasti, con spigoli arrotondati e abbondante matrice.

Unità di Brumano: affiora sul versante di Brumano ed è costituita da un deposito di frana formato da un diamicton a supporto di matrice limoso argilloso con clasti a spigoli smussati.

Unità di Carevi: affiora lungo il versante dal Passo de La Passata sino a Carevi Bassa ed è costituita da un deposito di frana formato da un diamicton massivo a supporto di clasti con matrice argillosa abbondante

Unità di Fuipiano Imagna: affiora sul versante tra il Canto e il Pralongone sino a Fuipiano Imagna ed è costituita da un deposito di frana formato da un diamicton con clasti corrosi e patine di argilla grigio chiara, immersi in una massa di fondo argilloso limosa con abbondante mica.

5.4.5. - *Supersintema di Palazzago (PA)*

Sinonimia. Unità istituita nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo a scala 1:50.000 (BINI *et alii*, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Nell'ambito del foglio Lecco, la superficie limite inferiore coincide con il substrato roccioso.

Litologia. L'unità è costituita da depositi colluviali formati da limo argilloso con ciottoli sparsi. Il colore della matrice è compreso nella pagina 10YR delle tavole Munsell. I clasti sono di natura dolomitica o argillitica e presentano un'alterazione variabile. Lo spessore massimo osservato è di

circa 10 m.

Area di affioramento. L'unità affiora in Valle Imagna tra Costa Imagna e Valsecca.

Morfologia e paleogeografia. Il supersintema raccoglie, in aree non glacializzate, tutti i depositi dovuti alla dinamica di versante causata dalle condizioni di resistasia vigenti nei periodi freddi.

Età. Poichè non è possibile distinguere all'interno dell'unità i singoli episodi di messa in posto l'età è compresa tra il Pliocene superiore e il Pleistocene superiore.

5.4.6. - Sintema del Po (POI)

Sinonimia. Unità di recente istituzione, sinonimo di Unità Postglaciale utilizzata nella cartografia alla scala 1:10.000 della Regione Lombardia e precedentemente nella Carta della Provincia di Bergamo (BINI *et alii*, 2000). Precedentemente, i depositi corrispondenti a questa unità sono stati cartografati come “Alluvioni attuali, recenti, antiche e tardive” o come unità morfologiche (conoidi, conì e falde detritiche, morene recenti).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. I depositi del sintema del Po possono poggiare su tutte le unità precedenti oppure, direttamente, sul substrato lapideo. Il contatto è sempre netto, a volte erosionale. A tetto si osserva la superficie topografica attuale, contrassegnata, ove la vegetazione ha avuto il tempo di colonizzare i depositi, da un suolo la cui evoluzione va dai suoli bruni, identici a quelli che si osservano a tetto del sintema di Cantù, alle rendzine.

Litologia. Il sintema del Po è costituito da:

- depositi di versante s.s.: ghiaie massive, da fini e grossolane, e diamicton massivi con clasti a spigoli vivi, eterometrici (sino a blocchi metrici), litologicamente costituiti da materiale locale proveniente dalle pareti sovrastanti. Nelle aree interessate dalle espansioni glaciali (bacino dell'Adda), oltre ai materiali locali si osservano materiali alloctoni provenienti da depositi glaciali precedenti, mobilizzati e rideposti lungo i versanti. Tessitura variabile, in genere aperta con matrice da poco abbondante o scarsa ad assente. La struttura è generalmente massiva. Spessore dei depositi variabile (localmente sino a qualche metro).

- depositi colluviali: diamicton a clasti da arrotondati a subangolosi, a supporto di matrice limosa o limoso argillosa, che coinvolgono precedenti depositi glaciali. Frequente disposizione in letti paralleli al pendio, con isoorientazione dei clasti scagliosi o appiattiti;

- depositi di frana: ghiaie massive da fini a grossolane, e diamicton massivi, a supporto clastico o di matrice sabbiosa o limoso sabbiosa, da assente a molto abbondante, localmente limoso argillosa quando interessano depositi precedenti (per lo più di origine glaciale), clasti spigolosi di origine strettamente locale, provenienti dalle pareti sovrastanti, o da arrotondati a

subangolosi, di provenienza esotica, se prodotti da mobilitazione di depositi glaciali preesistenti; talora presenti blocchi da metrici a plurimetrici, con assenza di matrice.

- depositi di conoide di frana: diamicton massivi, a supporto di matrice limoso sabbiosa o limoso argillosa, clasti da spigolosi ad arrotondati. Coinvolgono generalmente i materiali della copertura quaternaria, più facilmente mobilizzabili, in particolare, depositi glaciali più antichi. Costituiti da successioni di corpi di frana allo sbocco di valli, vallecicole, canaloni. Spesso i conoidi di frana sono interessati da fenomeni successivi di *debris-* o *mud-flow* o da piccole frane per colate secondarie, che, pur non costruendo direttamente il corpo del conoide, ne caratterizzano la morfologia superficiale.

- depositi di conoide dominati da *debris-flow* (depositi alluvionali degli autori): depositi in genere caotici, a struttura massiva, con chiare evidenze di prevalenza di fenomeni di trasporto in massa (*debris-* o *mud-flow*), più che da correnti trattive. Generalmente costituiti da materiali a granulometria più fine e meno eterometrici rispetto ai conoidi di frana e con assenza di grossi blocchi. La pendenza, rispetto ai conoidi di frana, è molto più blanda.

- depositi alluvionali e deltizi: ghiaie costituite da ciottoli sia locali sia esotici (da rideposizione di depositi glaciali più antichi, nelle aree interessate dalle espansioni glaciali), eterometrici, sia arrotondati sia a spigoli vivi (carbonati), supporto di matrice limoso sabbiosa; non si osservano strutture particolari salvo lenti di ghiaia medio fine più pulita e meglio selezionata rispetto al sedimento circostante; longitudinalmente, i corpi ghiaiosi formano rozze strutture lentiformi. Nell'alveo dei torrenti si ritrovano blocchi e detriti di origine recente, deposti in massa; dimensioni e litologia dei clasti sono estremamente variabili sino a blocchi decimetrici o metrici arrotondati. Il supporto è dato da una sabbia molto grossolana o dai clasti stessi. Il materiale è di origine locale, ma blocchi esotici, blocchi di conglomerati più antichi si trovano spesso associati nei depositi alluvionali di fondovalle. I depositi alluvionali del Fiume Brembo costituiscono un riempimento pellicolare, con spessore massimo di 3 - 4 m, nella parte a sud; verso monte il fondovalle è prevalentemente in erosione nel substrato, con ridotti depositi ghiaiosi anche a blocchi. Il corso d'acqua attuale è sottolineato da un orlo di terrazzo di erosione fluviale, che delimita l'alveo di piena, di altezza relativamente modesta (1 m). Data l'elevata energia in questo tratto si individuano solamente litologie nel campo delle ghiaie sabbiose grossolane e delle sabbie ghiaiose.

- depositi lacustri e di torbiera: limi laminati, sabbie fini, torbe; sono presenti in bacini di limitata estensione areale ed esigua profondità, in alta quota, sviluppati in depressioni intermoreniche e in depressioni del substrato lapideo interessato da esarazione glaciale (dossi montonati) o in zone depresse di corpi di frana. Caratterizzano il fondo del canyon di

Balisio, che sino al secolo XIX era occupato da un lago temporaneo.

- depositi di spiaggia: ghiaie poligeniche con carbonati a spigoli vivi dominanti (Dolomia Principale, Calcare di Esino).

- travertino: piccoli accumuli in prossimità di sorgenti e lungo alcuni corsi d'acqua.

Area di affioramento. L'unità affiora estesamente su tutta l'area rilevata, con grande variabilità di distribuzione areale e di facies. Depositi di versante s.s. sono presenti nelle aree a quote più elevate e alla base della maggior parte delle pareti rocciose, mentre depositi di frana e da *debris-flow* sono presenti un po' ovunque. Ampie fasce detritiche si trovano sul versante rivolto a Lago del M. S. Martino - Coltignone, sulle pendici dello stesso che sovrastano la città di Lecco. Sul fianco destro della Val Calolden; analoga situazione per i versanti della Grignetta, per le pendici del Due Mani, del Pizzo d'Erna, del Resegone, del Magnodeno e del Monte Melma. A volte, questi rilasci di materiale dalle pareti hanno assunto dimensioni e caratteristiche di vere e proprie frane come ai Piani d'Erna (sull'accumulo è posta la stazione a valle della funivia) e al Monte S. Martino. In Valle Imagna l'area più vasta interessata da depositi di versante è costituita dal macereto della frana di Fuipiano avvenuta nel 1976. Poco sopra Fuipiano in prossimità de I Canti si estende una ampia fascia detritica alla base di pareti in formazione dell'Albenza. In Val Taleggio fasce di detriti sono presenti un po' ovunque, frane sono presenti sul versante Nord de I Canti, in corrispondenza del Corno Zuccone, in Valle della Madonna e tutti i suoi confluenti, sul versante Sud della valle in corrispondenza delle Argilliti di Riva di Solto. In Valtorta e in Val Brembana gran parte dei versanti sono interessati da depositi di versante. Depositi alluvionali sono localizzati negli alvei dei corsi d'acqua di qualunque ordine gerarchico. I depositi deltizi si rinvengono alla foce dei torrenti principali nel lago: ad Abbazia Lariana e a Lecco. Depositi lacustri e di torbiera sono presenti in aree montane, per lo più localizzati, con estensione areale estremamente limitata.

Morfologia e paleogeografia. La morfologia dei depositi del sintema del Po è, quasi per definizione, molto ben conservata e, di conseguenza, riflette la facies dei sedimenti affioranti.

Età. Questa unità comprende tutti i depositi sedimentati dopo il ritiro del ghiacciaio dell'Episodio Cantù (LGM). Poiché il ritiro di un ghiacciaio non avviene contemporaneamente su tutto il territorio glacializzato, ma avviene lentamente a partire dalla fronte, questa unità è marcatamente diacrona per definizione. La deglaciazione nel territorio di Lecco deve essere iniziata intorno ai 17.000 a/BP (BINI, 1997; BINI *et alii*, 1997; CASTELLETTI & OROMBELLI, 1986; ALESSIO *et alii*, 1978) e deve essere terminata circa tra i 15.000 e i 14.000 a/BP (BINI *et alii*, 1997). L'età è perciò compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

V TETTONICA

(a cura di D. Sciunnach e M. Gaetani)

1. INQUADRAMENTO STRUTTURALE

L'area del Foglio Lecco ricade interamente nel dominio strutturale delle Alpi Meridionali o Sudalpino, delimitato in superficie a N dal Lineamento Periadriatico, mentre a S i fronti sepolti dei *thrust* sudalpini più esterni trovano ancora limitati affioramenti nelle colline della Brianza, emergendo dai depositi cenozoici dell'avanfossa Padana. Poiché tutta la successione rocciosa si è formata in un solo bacino ed ha subito una storia deformativa alpina simile, non si attuano suddivisioni di domini strutturali, ma verrà discussa attraverso distretti strutturali appartenenti ad un solo dominio.

In maggior dettaglio, è possibile suddividere l'area in distretti strutturali, all'interno dei quali la successione stratigrafica presenta sufficiente continuità, delimitati tra loro da discontinuità tettoniche maggiori. Procedendo all'incirca da N verso S, si possono distinguere i seguenti distretti strutturali (Fig. 19

A) *Anticlinale Orobica* ("Anticlinale di V. Stabina" di Porro, 1932; "Unità di Mezzoldo" di Schönborn, 1990). È un grande anticlinorio a direzione ENE-OSO collocato all'estremità N dell'area del foglio. Presenta al nucleo estesi affioramenti del Basamento metamorfico sudalpino, che nella parte O incassa due plutoni maggiori. Sul basamento poggia la successione vulcanica e sedimentaria del Permiano-Anisico inferiore, che forma i fianchi della piega: ben sviluppato e relativamente poco disturbato il fianco N, assai ridotto – per effetto di laminazione tettonica lungo la Faglia

di Valtorta – il fianco S, che immerge ripidamente verso S.

SCHEMA STRUTTURALE

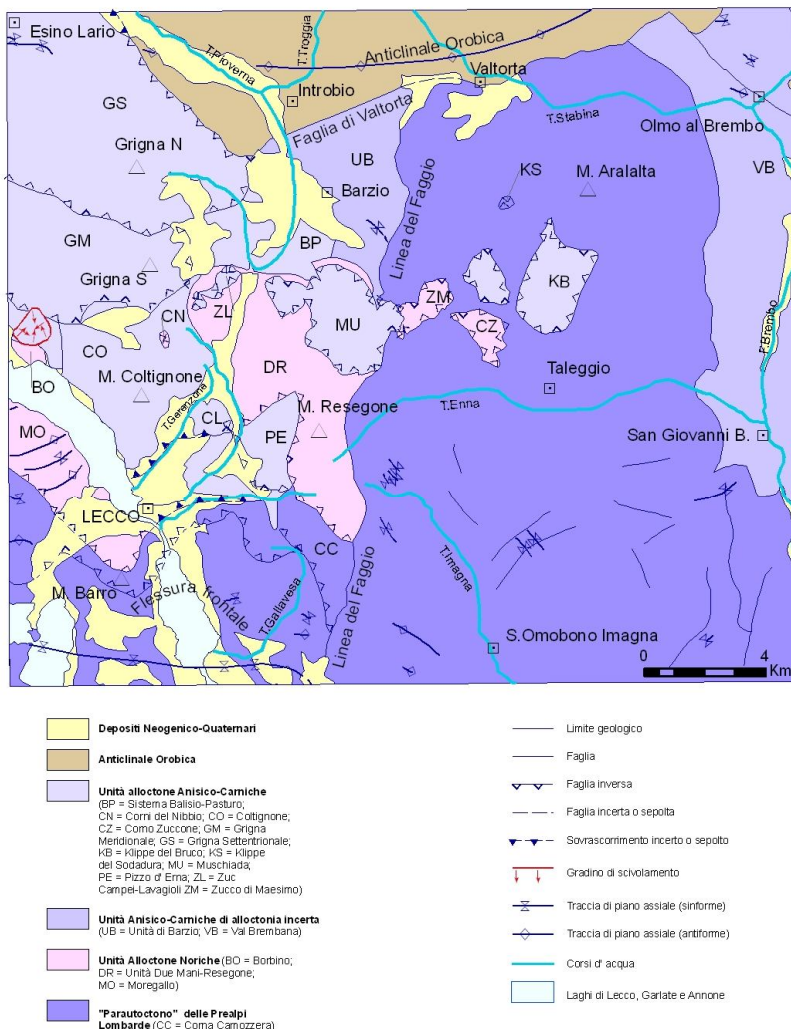


Fig. 19 – Le principali unità strutturali distinte nel Foglio Lecco.

B) *Unità alloctone anisico-carniche*. Si tratta di *thrust sheet* distinti, riconducibili al medesimo livello strutturale e con una successione stratigrafica estesa dall'Anisico al Carnico superiore. Trovano ampia distribuzione nella parte centrale e settentrionale dell'area del foglio. Queste unità sono state individuate con un numero di nomi locali (Scaglie della

Grigna settentrionale, della Grigna meridionale, del Coltignone e del Pizzo d'Erna; Carnico di Lecco; Sistema di Scaglie Balisio-Pasturo; Unità di Muschiada; *klippe* dello Zuc Campeï, del Bruco e del Sodadura).

C) *Unità anisico-carniche di alloctonia incerta*. Porzioni consistenti della successione anisico-carnica si trovano in contatto tettonico con il "Parautoctono" lungo lineamenti trascorrenti N-S, in posizione non chiaramente alloctona (Unità di Barzio, Unità della V. Brembana).

D) *Unità alloctone noriche*. Corrispondono a una serie di *thrust sheet* costituiti quasi esclusivamente da Dolomia Principale, al più con limitati lembi della Formazione di San Giovanni Bianco alla base e/o dell'Argillite di Riva di Solto al tetto. Anch'esse assumono nomi locali (Scaglie del Moregallo e di Borbino; Unità Due Mani-Resegone; *klippe* dei Corni del Nibbio, dello Zucco di Maesimo e del Corno Zuccone) e trovano buona distribuzione nel quadrante SO del foglio.

E) *"Parautoctono" delle Prealpi Lombarde*. Rappresenta un potente spaccato unitario di crosta superiore, che si estende dal Norico al Giurassico Inferiore. È interessato da complesse deformazioni fragili, in parte assorbite dalla deformazione duttile-fragile delle successioni di ambiente bacinale (es. V. Imagna). È l'unità strutturale di maggiore estensione nell'ambito dell'area del foglio, della quale occupa la parte centrale e meridionale.

F) *Flessura frontale*. Sviluppata nell'angolo SO dell'area del foglio, è una fascia a prevalente deformazione plicativa che si esplica in un'ampia associazione anticlinale-sinclinale a direzione prevalente ESE-ONO, con cerniere sovente serrate e/o fianchi rovesciati, che coinvolge la successione giurassica e cretacea. Le pieghe sono dislocate da un sistema di faglie trascorrenti a decorso meridiano.

La naturale disarticolazione della successione permo-mesozoica sudalpina nelle unità sovraelencate si deve, come intuito già da WENNEKERS (1932) e ribadito con il suffragio di dati di maggior dettaglio da SCHÖNBORN (1992), alla presenza nella successione stessa di orizzonti di debolezza, localizzati principalmente al passaggio Triassico inferiore-medio (carniola di Bovegno) e nel Carnico superiore (formazione di San Giovanni Bianco), in corrispondenza di unità contenenti volumi nemmeno troppo cospicui di evaporiti. A questi livelli di scollamento, lungo i quali si impostano i *flat* strutturali, si alternano porzioni competenti della successione, con spessori prossimi ai 1000 m, caratterizzati dalla prevalenza di calcari e dolomie massicce di piattaforma carbonatica (formazione di Esino, Dolomia Principale); all'interno dei "piastroni" rigidi, le *ramp* strutturali tendono a localizzarsi in corrispondenza di eteropie di facies e transizioni piattaforma-bacino (GAETANI & JADOUL, 1987). Ancor prima dell'Orogenesi Alpina, questi lineamenti ancestrali controllarono in alcuni casi la distribuzione delle faglie listriche del Giurassico inferiore che si attivarono in concomitanza con il *rifting* della Tetide Alpina. Ulteriori

livelli di scollamento vanno cercati in una fascia milonitica interna al Basamento metamorfico, che avrebbe consentito lo scollamento del nucleo dell'Anticlinale Orobica dal suo substrato, e nelle argilliti al passaggio Norico-Retico (Argillite di Riva di Solto). Queste ultime controllano i *flat* strutturali al tetto delle unità alloctone noriche e tendono a posizionarsi al contatto tra il "Parautoctono" e i soprastanti *klippe* anisico-carnici.

2. - GEOMETRIA DEI DISTRETTI STRUTTURALI

2.1 - ANTICLINALE OROBICA

Registra una successione polifasica di eventi deformativi (Fig. 20), che si protraggono dalle fasi culminanti dell'Orogenesi Varisca fino a uno stadio presumibilmente tardivo dell'Orogenesi Alpina. L'evoluzione varisca è registrata unicamente dal Basamento metamorfico: il *fabric* prevalente alla mesoscala è una scistosità traspositiva, accompagnata da una cospicua blastesi di Ab-Mu, con direzioni prevalenti 110-145°N. Questo *fabric* (S_2 di SILETTO *et alii*, 1993) traspone una foliazione S_1 sottolineata da una paragenesi relitta di più alto grado metamorfico, ma in genere non riconoscibile alla scala dell'affioramento. Il piano in cui si sviluppa la scistosità S_2 è a sua volta piegato in una serie di antiformi e sinformi tendenzialmente serrate, le cui linee di cerniera sono congruenti con una lineazione di crenulazione (e in parte di intersezione con i piani assiali delle pieghe stesse) la cui direzione varia da 120° a 140° N nel settore di Introbio, da 60° a 100° N nel settore di Valtorta; a questa nuova fase deformativa (D_3), da ritenere ancora varisca in quanto non interessa le coperture permiane, si accompagna una diffusa retrocessione metamorfica.

Alla strutturazione del Basamento metamorfico seguì l'intrusione di plutoni post-varisici (Quarzodiorite di Val Biandino, Granito della Valle San Biagio). La messa in posto soprattutto del primo è associata a uno scame di faglie e fratture di decorso chilometrico, la cui direzione (F_4) varia tra 70° e 80°N, mostrando comunque una limitata sovrapposizione con le direzioni tipiche della fase deformativa varisca S_3 . Successivamente all'intrusione, il nucleo dell'Anticlinale Orobica fu nuovamente sezionato da un sistema di faglie (F_5) con direzione variabile tra 340° e 45° N (moda = 25°-40°N; SCIUNNACH, 2003). Il sistema F_5 rigetta alla megascala alcuni lembi del complesso intrusivo (SCIUNNACH, 2001c) e controlla la distribuzione della successione vulcano-sedimentaria del Permiano Inferiore, che si depose con spessori assai variabili in senso laterale su una paleotopografia di tipo *basin-and-range* spesso controllata dalle faglie F_5 . Il sistema F_5 è interpretato come il risultato del collasso estensionale della catena varisca oppure anche in risposta a movimenti transtensivi a scala regionale (ARTHAUD & MATTE, 1977; SCHALTEGGER, 1997).

La successione del Permiano Inferiore poggia sul Basamento metamorfico con un contatto invariabilmente tettonico, contrassegnato da una fascia cataclastica spessa fino a 6 m e interessata da fenomeni di tormalinizzazione (ZHANG *et alii*, 1994). Il fatto che il Verrucano Lombardo poggia, invece, sul basamento cristallino con contatti quasi ovunque chiaramente stratigrafici, che troncano anche la suddetta cataclasite, obbliga a riferire lo scollamento tettonico tra Basamento e vulcaniti basali del Gruppo dei Laghi Gemelli all'intervallo Permiano inferiore – Permiano medio. A una fase di attività tettonica “medio”-permiana sarebbe da collegare la marcata discordanza angolare tra Gruppo dei Laghi Gemelli e Verrucano Lombardo (CASATI & GNACCOLINI, 1967), che viene oggi interpretata come conseguenza del piegamento – più che del basculamento – della successione del Permiano inferiore (CADEL *et alii*, 1996).

Durante l'Orogenesi Alpina le deformazioni tettoniche coinvolgono l'unità strutturale nel suo complesso, con clivaggi di frattura paralleli al piano assiale dell'anticlinorio e limitati scollamenti tra Basamento e copertura. Tra questi ultimi, il più significativo si può osservare poco a N dell'area del foglio, all'altezza di Baite della Scala in Val Biandino (SCHÖNBORN, 1992, fig. 67); qui la Vulcanite del Monte Cabianca e il soprastante Verrucano Lombardo si pongono in contatto tettonico con il Basamento Cristallino (Quarzodiorite di Val Biandino e suo incassante metamorfico) lungo una superficie di *décollement* di rigetto imprecisato che probabilmente riattiva la fascia cataclastica alla base delle vulcaniti.

È opinione di chi scrive che la “Faglia di Biandino” di SCHÖNBORN (1992) sia un artefatto dovuto all'aver raccordato impropriamente la Faglia di Baite della Scala con uno o più elementi dello sciame di faglie F_5 , che presentano giaciture ben diverse e non interessano il contatto Basamento-copertura. Il fatto che la maggior parte dei contatti Basamento-copertura si realizzino lungo la fascia cataclastica alla base della Vulcanite del Monte Cabianca e siano interessati da scollamenti Alpini di entità difficilmente precisabile, rende impropria la definizione di “finestre” tettoniche per le aree di affioramento del Basamento a Valmoresca e Mezzoldo, in quanto la copertura non rappresenta un'ovvia falda di sovrascorrimento.

Altro aspetto strutturale degno di nota è l'intenso piegamento che interessa la successione Verrucano Lombardo-carniola di Bovegno presso Averara. Le pieghe, assai serrate e con figure di interferenza di tipo “M” ben sviluppate qualora nell'area di cerniera affiori il Servino, presentano assi con direzione prevalente 50°-80° N.

Poste all'estremità E dell'Anticlinale Orobica, e a ridosso del limite S di questa (Faglia di Valtorta), esse rappresentano l'omologo del sistema di pieghe fagliate di Taceno (SCIUNNACH *et alii*, 2000 *cum bibl.*), che si colloca invece all'estremo O dell'Anticlinale Orobica, a ridosso del limite N di questa (Linea Orobica). I due sistemi di pieghe si dispongono con

orientazione “*en echelon*” coerente rispetto allo sviluppo longitudinale dell’anticlinorio.

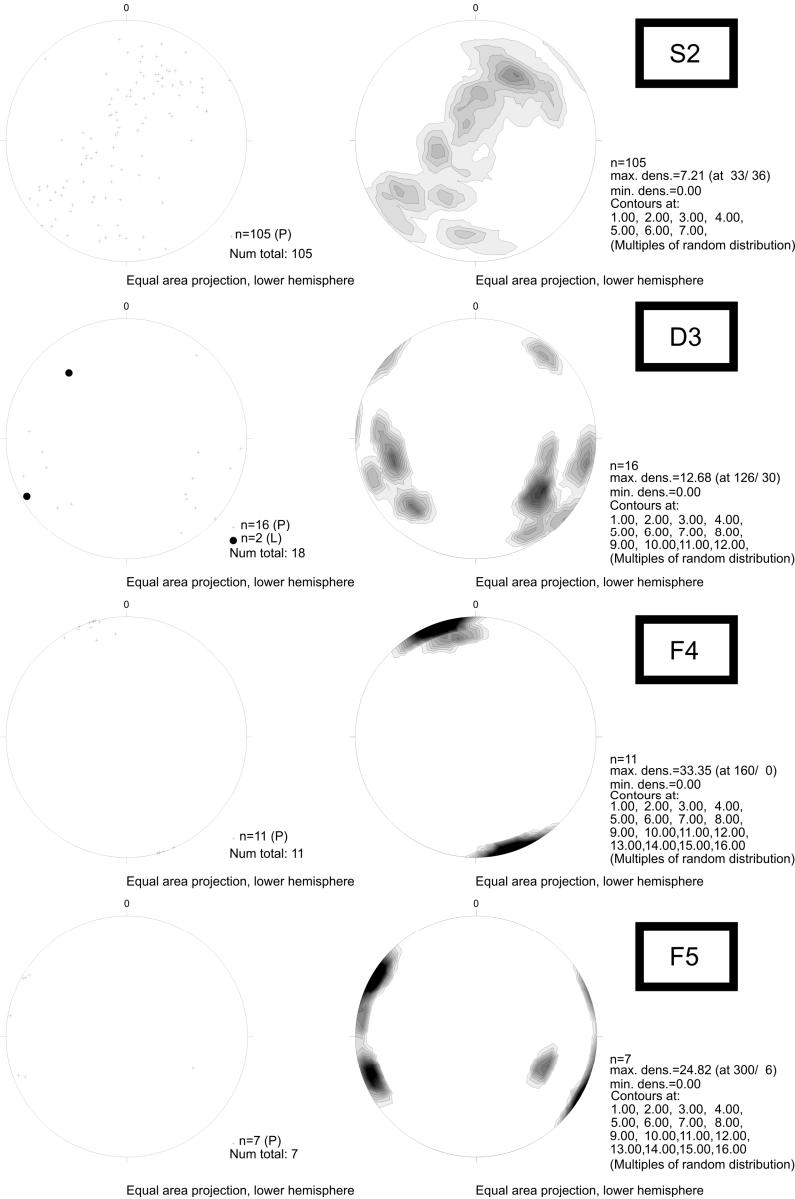


Fig. 20 – Stereogrammi relativi alle principali fasi di formative riconosciute nell’Anticlinale Orobica (v. testo per spiegazioni)

2.2 - UNITÀ ALLOCTONE ANISICO-CARNICHE

Formano il più esteso e complesso mosaico di unità strutturali alloctone nell'area del foglio. L'area esemplare e classica si trova nel Gruppo delle Grigne e nella prosecuzione S di questo, dove si assiste all'accavallamento S-vergente di quattro (e forse cinque, se – come ritengono anche gli scriventi – è corretta l'interpretazione proposta da SCHÖNBORN, 1992) *horses* semirigidi costituiti in prevalenza dai litotipi dolomitici e calcarei, a struttura massiccia, della formazione di Esino. Di questi, occupa la posizione più elevata, e presenta la massima estensione in superficie, la Scaglia della Grigna settentrionale, che si accavalla sulla Grigna meridionale lungo uno dei primi piani di sovrascorrimento riconosciuti e descritti nella letteratura geologica (BENECKE, 1876; PHILIPPI, 1895).

La successione sedimentaria della Grigna settentrionale presenta termini via via più antichi verso N, fino al contatto stratigrafico (esposto in Val Muggiasca, fuori dall'area del foglio) con il basamento cristallino sudalpino. Nel suo insieme, questa unità strutturale ("Unità di San Marco" in SCHÖNBORN, 1990) sovrascorre l'Anticlinale Orobica sia lungo la Linea Orobica, sia lungo il *thrust* basale della Grigna settentrionale, esposto tra Prato S. Pietro e Baiedo. Secondo questo modello geometrico, la terminazione O dell'Anticlinale Orobica è costretta nella cosiddetta "Semifinestra della Valsassina" (LAUBSCHER, 1985), mentre la Scaglia della Grigna settentrionale rappresenta che la porzione più superficiale di uno spaccato della crosta continentale superiore non interessato internamente da deformazioni rilevanti, che raggiungerebbe uno spessore ~ 5 km secondo SCHÖNBORN (1990). In questo quadro interpretativo manca ancora una spiegazione cinematica convincente per il piccolo *klippe* del P.zo della Pieve. La Grigna settentrionale si atteggia a blanda sinclinale con linea di cerniera ad andamento grosso modo ESE-ONO e una lieve tendenza alla rotazione oraria. La successione sedimentaria della Grigna settentrionale è troncata all'altezza del Carnico medio. Forse i depositi incompetenti del Carnico superiore, oggi rimossi dall'erosione, abbiano rappresentato il *flat* che delimitava l'*horse* strutturale al suo tetto.

Di minore estensione (e di minimo volume tra i cinque *horse* accavallati) si presenta la Scaglia della Grigna meridionale, formata essenzialmente da un piastrone di formazione di Esino intensamente dolomitizzato, con alla base una successione anisica visibile lungo l'asta del T. Meria o al fronte S dell'unità. Proprio questo fronte è interessato da uno spettacolare rilascio estensionale, attribuibile a processi puramente gravitativi, che interessa una porzione di versante di oltre 1 km² di superficie in località Pra Perlungo. Tale elemento strutturale, riportato correttamente nella carta geologica di DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS (1949), è stato ignorato da tutta la cartografia successiva. Un esteso collasso verso lago sembra aver interessato tutto il comparto a O della faglia normale

che origina le falesie della media V. del Monastero; la faglia, a direzione N-S, mostra chiaramente di rigettare il *thrust* basale della Grigna meridionale e controlla strutturalmente il bacino, stretto e allungato, nel quale si depose il conglomerato di Rialba di probabile età pre-pleistocenica. Sul lato opposto, la terminazione E della Grigna meridionale contro il Sistema di Scaglie Balisio-Pasturo avviene in corrispondenza del Sasso dell'Acqua.

Unità molto estesa in affioramento, nonostante la posizione strutturalmente ribassata rispetto alle scaglie delle due Grigne, è la Scaglia del Coltignone, alla quale possono essere riferite sia la Scaglia di Lierna (esterna all'area del foglio), sia il Sistema di Scaglie Balisio-Pasturo, affiorante in media Valsassina (JADOUL & GAETANI, 1987). Tutte queste unità hanno la caratteristica comune di presentare una successione ben sviluppata dall'Anisico al Carnico superiore. Il contatto tettonico con le unità strutturalmente soprastanti (Grigna meridionale, Unità Due Mani-Resegone) si realizza in genere in corrispondenza dei litotipi incompetenti del Carnico superiore (formazione di San Giovanni Bianco). Rimangono di difficile interpretazione geometrica, a causa della cattiva esposizione, i rapporti con le adiacenti Unità di Barzio e di Borbino (quest'ultima pertinente alla Scaglia del Moregallo secondo GIANOTTI & PEROTTI, 1987; JADOUL & GAETANI, 1987; GAETANI & JADOUL, 1987). E' puramente dedotto il contatto tettonico con la Scaglia del Moregallo, coperto dal Lago di Lecco e corrispondente alla cosiddetta "Linea di Lecco" *Auct.*

Nel Sistema di Scaglie Balisio-Pasturo, il riconoscimento di una successione estesa dal Servino superiore al calcare di Perledo-Varenna, in polarità normale nonostante la scarsissima esposizione, ha permesso di delimitare all'interno del suddetto sistema un nuovo tassello, esteso per oltre 1 km² tra Ponte della Folla e Maggio di Cremenò ("Unità di Maggio"). L'individuazione è stata resa possibile dall'attribuzione alla successione Servino Superiore-carniola di Bovegno di limitatissimi affioramenti sotto i Conglomerati di Ponte della Folla, che gli AA. precedenti avevano interpretato come lembi di Carnico superiore pertinenti all'Unità di Barzio.

Proseguendo verso S, un'unità da considerare strutturalmente sottostante alla Scaglia del Coltignone è la Scaglia del Pizzo d'Erna. Il sovrascorrimento della successione Angolo-Esino del Monte Melma sulla formazione di Esino del Pizzo d'Erna è chiaramente visibile lungo la strada per Morterone (JADOUL & GAETANI, 1987), e nell'alta valle del T. Caldono, presso il P.so del Lupo. Nello stesso affioramento si osserva anche il sovrascorrimento della Scaglia del Pizzo d'Erna sui *redbed* arenaceo-pelitici della Formazione di San Giovanni Bianco che formano la propaggine nord-orientale del cosiddetto "Carnico di Lecco"; l'omologa propaggine nord-occidentale è stata attraversata per 700 m dallo scavo della galleria "San Martino" della nuova S.S. 36.

Nonostante l'interpretazione stratigrafica e strutturale di dettaglio del

Carnico di Lecco sia abbastanza incerta data la scarsa esposizione, un modello di monoclinale immergente verso N, in polarità normale almeno tra il P.so del Lupo e Germanedo, appare oggi ragionevole. Alla luce di ciò, sarebbe plausibile l'interpretazione proposta da SCHÖNBORN (1992), che vede nel Carnico di Lecco l'espressione superficiale del tetto strutturale di una quinta unità anisico-carnica in larga misura sepolta.

Muovendo verso E, nuove unità strutturali anisico-carniche si incontrano in corrispondenza dello Zuc Campeï e dell'ampio settore di Cima Muschiada. Questi due *klippe* maggiori poggiano normalmente sulla Dolomia Principale dell'Unità Due Mani-Resegone: tuttavia lo Zuc Campeï arriva, verso N, a porsi a diretto contatto con il Sistema di Scaglie Balisio-Pasturo, mentre l'Unità di Muschiada è delimitata a E dalla Linea del Faggio presso il Culmine S. Pietro. Proprio in quell'area, l'Unità di Muschiada arriva così a trovarsi a diretto contatto sia con il "Parautoctono", sia con il *klippe* dello Zucco di Maesimo. Internamente, l'Unità di Muschiada è disarticolata da uno sciame di faglie a prevalente componente di trascorrenza destra, con direzione costante attorno a 150-155° N. Di queste, la più evidente – anche per il chiaro riscontro morfologico – è la Faglia di V. di Dongoli-V. Remola e il cui rigetto è valutabile in 400 m. JADOUL (1994) correla l'Unità di Muschiada alla Grigna meridionale in termini paleogeografici e strutturali; ciò in contrasto con SCHÖNBORN (1992), che riconduce l'unità a una posizione conterminale alla Grigna settentrionale. L'attribuzione di JADOUL (1994), basata sul riconoscimento di analogie tra le facies delle diverse unità strutturali, è da preferire a quella di SCHÖNBORN (1992), dedotta dal modello cinematico.

Infine, i *klippe* del Bruco e del Sodadura si presentano isolati all'interno di ampi settori del "Parautoctono"; il *klippe* del Bruco, in particolare, è interessato da estesi fenomeni di espansione laterale in quanto poggia su una successione incompetente di Argillite di Riva di Solto del "Parautoctono". La presenza di un lembo di Formazione di Bellano in facies di microconglomerato a Crinoidi suggerisce un'analogia con la successione della Grigna settentrionale (GAETANI *et alii*, 1987; SCIUNNACH *et alii*, 1996), con la quale il *klippe* del Bruco potrebbe porsi in continuità laterale.

2.3 - UNITÀ ANISICO-CARNICHE DI ALLOCTONIA INCERTA

Oltre alle unità precedenti, affiorano nell'area del foglio spezzoni di successione anisico-carnica che, pur non trovandosi in posizione chiaramente alloctona, non appartengono al "Parautoctono": l'Unità di Barzio e le Unità anisico-carniche della V. Brembana. L'Unità di Barzio è formata da un'ampia monoclinale immergente a SO, che si estende dal Ladinico inferiore al Carnico superiore. Si pone in contatto tettonico con il "Parautoctono" lungo la Linea del Faggio, con l'Anticlinale Orobica lungo la Faglia di Valtorta; con il Sistema di Scaglie Balisio-Pasturo lungo un

lineamento che si può solo dedurre, sepolto com'è dai depositi della Valsassina; con l'Unità Due Mani-Resegone ai Tonalli. Una posizione del tutto analoga, rispetto al "Parautoctono" e all'Anticlinale Orobica, è assunta dalle Unità anisico-carniche della V. Brembana; qui la faglia di svincolo dal "Parautoctono" corre con direzione 140° N tra Cusio, S. Brigida e si segue, con direzione N-S, sul versante destro della V. Brembana fino a San Giovanni Bianco almeno. L'interpretazione cinematica più semplice per i due lineamenti coniugati prevede il retroscorrimento relativo verso N dell'ampio settore di "Parautoctono" che comprende i Gruppi dello Zuccone Campelli-M. Aralalta-M. Cancervo rispetto al suo substrato carnico: anche qui, la Formazione di San Giovanni Bianco avrebbe rappresentato un livello di scollamento, dando luogo a un ampio *flat* sepolto. Il modello potrebbe giustificare l'apparente rigetto sinistro della Linea del Faggio laddove questa giustappone "Parautoctono" e Unità di Barzio (ZANCHI *et alii*, 1988), e sarebbe compatibile con la notevole elisione tettonica che interessa la successione sedimentaria in corrispondenza del contatto Anticlinale Orobica-"Parautoctono" in V. Stabina. In un simile modello, i due lineamenti coniugati che delimitano il suddetto saliente N del "Parautoctono" potrebbero essere interpretati come rampe laterali.

2.4 - UNITÀ ALLOCTONE NORICHE

L'unità più significativa ed estesa riferibile a questo livello strutturale è l'Unità Due Mani-Resegone. L'Unità Due Mani si estende a N sino ai Tonalli di Moggio e al C.le di Balisio, dove sormonta tettonicamente il Sistema di Scaglie Balisio-Pasturo (CASATI & BINI, 1982, fig. 68); a E sino alla Linea del Faggio; a S sino alla V. Boazzo, dove sovrascorre la Scaglia del Pizzo d'Erna formando il lato N di una semifinestra delimitata, sul lato S, dall'Unità Resegone; a O sino ai Piani Resinelli e a Pian della Fontana, dove poggia sulla Scaglia del Coltignone. A sua volta, è sormontata tettonicamente dall'Unità di Muschiada e relativi *klippe* (Zuc Campeì, Lavagioli). È caratterizzata da una monotona successione monoclinale di Dolomia Principale, con prevalente immersione verso NO e inclinazione generalmente modesta. Viene attribuita all'Unità Due Mani il piccolo *klippe* dei Corni del Nibbio, che si potrebbe ritenere in continuità stratigrafica con la successione carnica dei Piani Resinelli se la cataclasi dei litotipi attribuibili alla formazione di San Giovanni Bianco, alla base del *klippe*, non testimoniassero invece una "sostituzione di copertura". Il contatto tettonico con la Scaglia del Pizzo d'Erna è esposto in modo spettacolare (SCHÖNBORN, 1992 – figg. 83-85) lungo i tornanti della S.P. 63 Ballabio-Morterone, tra il km 3 e il km 6, laddove amigdale tettoniche della Formazione di San Giovanni Bianco alla base dell'Unità Due Mani si accavallano sulla formazione di Esino e sul Calcare Metallifero Bergamasco della Scaglia del Pizzo d'Erna.

L'Unità Resegone è delimitata a N dall'Unità Due Mani: la dislocazione tettonica che le giustappone si realizza a partire dal vertice della semifinestra del Pizzo d'Erna ed è costituita da un fascio di fratture e faglie a direzione NE-SO, parzialmente mascherato nel tratto di valle da una serie di rilasci gravitativi di versante (*sackung*). SCHÖNBORN (1992) interpreta la dislocazione come una transpressione sinistra. Come l'Unità Due Mani, l'Unità Resegone è delimitata verso E dalla Linea del Faggio, mentre a S e a E essa sovrascorre l'Unità della Corna Camozzera, attribuibile al "Parautoctono" delle Prealpi Lombarde (GAETANI *et alii*, 1981), e la Scaglia del Pizzo d'Erna. Analogamente all'Unità Due Mani, è costituita da una monotona successione di Dolomia Principale, blandamente inclinata verso O; spessori anche consistenti di litotipi cataclastici attribuibili alla Formazione di San Giovanni Bianco formano la soletta basale del sovrascorrimento, ben esposta tra i piani del P.zo d'Erna e il P.so del Fo. Questa presenta una ricorrente geometria a *splay*, che coinvolge lembi rovesciati di Calcare di Zu e Argillite di Riva di Solto campionati tettonicamente dalla sottostante Unità della Corna Camozzera.

A E della Linea del Faggio, le unità alloctone noriche sono rappresentate dai *klippe* dello Zucco di Maesimo, del Corno Zuccone e delle Casere di Maestrino, quest'ultimo di dimensioni esigue. Si tratta di elementi strutturali isolati, costituiti prevalentemente da Dolomia Principale, che poggiano sul "Parautoctono". Mentre lo Zucco di Maesimo è costituito da facies subtidali della Dolomia Principale, i *klippe* del Corno Zuccone e delle Casere di Maestrino sono tra loro correlabili per la presenza di brecce basali della Dolomia Principale. Il *klippe* del Corno Zuccone, che presenta alla base facies evaporitiche attribuibili alla formazione di San Giovanni Bianco, è interessato da estesi fenomeni di disarticolazione e rilascio gravitativo (ZANCHI *et alii*, 2002). Benché tutti questi *klippe* siano stati attribuiti da SCHÖNBORN (1992) a un livello strutturale distinto da quello dell'Unità Due Mani-Resegone, nuovi rilievi di dettaglio hanno evidenziato che – almeno per il *klippe* dello Zucco di Maesimo – è indimostrabile una posizione strutturalmente più elevata rispetto all'Unità di Muschiada, che anzi sembra sovrascorrere il *klippe* in corrispondenza del Culmine S. Pietro.

La Scaglia del Moregallo è un piastrone di Dolomia Principale interessato da ampie pieghe con assi a direzione ENE-OSO. Si sviluppa al vertice SE del Triangolo Lariano, estendendosi a comprendere la Rocca di Valmadrera e le pendici N del M. Barro; qui si accavalla verso S su un lembo di successione norico-retica correlabile verso E con l'Unità della Corna Camozzera, verso O con il fianco N dell'Anticlinale del Corno Birone a O di Civate (GAETANI & GIANOTTI, 1981). Verso O la Scaglia del Moregallo è delimitata dal "Parautoctono" da una rampa laterale, ben esposta a monte di Valmadrera, a marcata trascorrenza destra; l'omologa rampa verso E è coperta dal ramo lecchese del Lario e coinciderebbe con la

“Linea di Lecco” *Auct.* Verso N, sono comunemente attribuiti alla Scaglia del Moregallo le masse di Dolomia Principale di Borbino (Abbadia Lariana), che presentano affioramenti di San Giovanni Bianco in successione rovesciata all’estremità N; i rapporti con l’adiacente Scaglia del Coltignone sono tuttavia mascherati dagli imponenti rilasci gravitativi del T. Zerbo.

2.5 - “PARAUTOCTONO” DELLE PREALPI LOMBARDE

Questo distretto strutturale coincide con una grande monoclinale a debole immersione verso S, dislocata da faglie e sistemi di pieghe di varia ampiezza. In dettaglio, si può distinguere un settore sviluppato a O della Linea del Faggio, dove l’entità dei raccorciamenti subiti dal “Parautoctono” a causa dell’accavallamento S-vergente di numerose unità strutturali ha causato un serrato piegamento e – localmente – il rovesciamento della successione sedimentaria, da un settore E relativamente meno deformato, che si spinge verso N fino a porsi a contatto con l’Anticlinale Orobica lungo la Faglia di Valtorta. Il comparto E si pone a contatto con l’Unità di Barzio e con le Unità anisico-carniche della V. Brembana lungo due rampe laterali coniugate, coincidenti rispettivamente con la terminazione N della Linea del Faggio e con la superficie di scollamento Cusio-S. Giovanni Bianco discussa in precedenza. A S del T. Imagna, la successione del “Parautoctono” inizia a registrare quel serrato piegamento che, pochi chilometri più a S, determina la c.d. Flessura Frontale. Oltre a essere sormontato tettonicamente da una serie di *klippe* attribuibili ai livelli strutturali anisico-carnici e norici, il comparto E del “Parautoctono” presenta una serie di elementi strutturali che vengono descritti di seguito.

La struttura di Catremerio, interpretabile come un sistema trascorrente destro, è guidata da due importanti faglie subparallele ad andamento generale N-S, complicato da numerose ondulazioni. La faglia occidentale (Faglia di Catremerio) presenta giacitura media 90° N/70° e giustappone per un buon tratto la Dolomia Principale a O con la successione norico-retica a E, mentre la faglia orientale (Faglia del Molinasco) evolve da faglia inversa a sovrascorrimento in corrispondenza dello Zucco dell’Arco. Al fronte S della struttura, un complesso *splay* interessa il contatto tettonico tra Dolomia Principale e Argillite di Riva di Solto.

Il *Semigraben* di Cavaggio, qui proposto per la prima volta, è interpretabile come un piccolo bacino di *pull-apart* delimitato da due faglie trassensive parallele che, teoricamente, potrebbero aver accomodato parte della dislocazione destra del “Parautoctono” avvenuta lungo la struttura di Catremerio. Il sistema di pieghe che si sviluppa tra Costa del Palio e V. Bordesiglio rientra perfettamente nell’associazione di strutture collegata a una trascorrenza destra, come quella che si realizza lungo l’adiacente Linea del Faggio. Dalla sequenza di blande sinclinali e anticlinali che interessano

il calcare di Moltrasio della Costa del Palio si passa alle pieghe ad asse NO-SE che interessano il Calcare di Zu in V. Bordesiglio (SCHÖNBORN, 1992 – fig. 93). All'interno delle successioni bacinali della V. Imagna, invece, la distribuzione delle giaciture stratigrafiche presenta un blando scostamento dall'orizzontale lungo due direzioni prevalenti ($\text{moda}_1 \sim 30^\circ \text{ N}$, $\text{moda}_2 \sim 120^\circ \text{ N}$), che indica la presenza di un tendenziale stile plicativo a duomi e bacini (Fig. 21). Al comparto O del “Parautoctono” viene qui attribuita, in accordo con GAETANI *et alii* (1981), l'Unità della Corna Camozzera, che altri AA. hanno interpretato come parte dell'Unità Due Mani-Resegone (ZANCHI *et alii*, 1988). Si tratta di un'unità la cui geometria, non ovvia, risulta essenziale per la comprensione dell'assetto strutturale dell'intera area di studio. Costituita in prevalenza da Dolomia Principale, con limitati affioramenti della Formazione di San Giovanni Bianco alla base e del Calcare di Zu al tetto, l'unità forma un anticlinorio ad asse grossolanamente E-O, con deflessione in senso NO-SE. Il fianco N dell'anticlinorio è ovunque diritto e presenta lembi di Calcare di Zu che, nonostante la diffusa tettonizzazione, mantengono almeno in parte la posizione stratigrafica originaria rispetto alla sottostante Dolomia Principale.

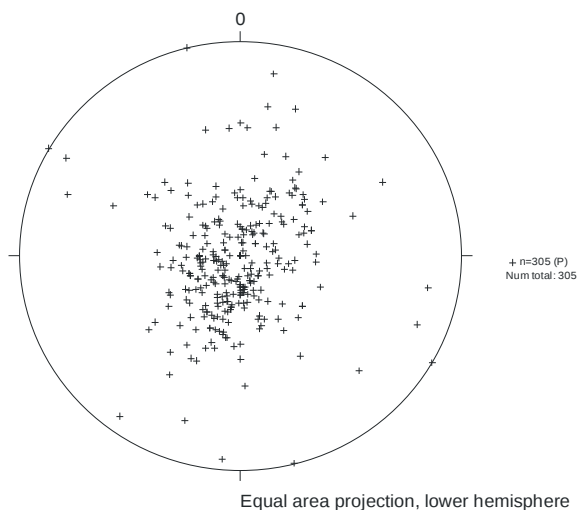


Fig. 21 – Proiezione stereografica dei poli della giacitura stratigrafica nell'Argillite di Riva di Solto della Valle Imagna.

Il fianco S dell'anticlinorio è ben preservato solo all'estremità O dell'area del foglio (Anticlinale di Corno Birone), mentre è eliso tettonicamente dal piano di sovrascorrimento che giustappone l'unità alla Flessura Frontale alle pendici S del M. Barro. Attraversato il F. Adda, la

struttura si complica ulteriormente con il rovesciamento del fianco S dell'anticlinorio (ben visibile presso Il Pizzo) e con il suo fagliamento assiale, che porta in superficie lembi di Formazione di San Giovanni Bianco ascrivibili al nucleo dell'anticlinorio (SCHÖNBORN, 1992 – fig. 88). In questo tratto l'unità è fortemente dislocata da faglie transpressive a direzione N-S, che localmente fungono da “binari” per l'espulsione di amigdale tettoniche attribuite alla Formazione di San Giovanni Bianco (truciolo sopra Campo di Boi, mai segnalato in precedenza). Lo scollamento tra la Dolomia Principale del fianco rovescio e la successione norico-retica (stratigraficamente soprastante, ma topograficamente sottostante) segna il passaggio alla Flessura Frontale.

A N dell'Anticlinale del Corno Birone, il trend NO-SE della rampa laterale della Scaglia del Moregallo lascia spazio allo sviluppo di una grande sinclinale di ritorno (Sinclinale di V. del Gatton), completamente elisa nei settori centrale e orientale dell'unità.

2.6 - FLESSURA FRONTALE

In sostanziale continuità stratigrafica con il “Parautoctono”, la successione sedimentaria della Flessura Frontale se ne differenzia per lo stile plicativo che la caratterizza a grande scala. Nell'area di studio, la geometria di questo distretto strutturale si può ricondurre a un grande sinclinorio a direzione E-O. Caratteri distintivi sono il frequente rovesciamento del fianco N, che a S di Lecco coinvolge una successione stratigrafica estesa dal Calcare di Zu al flysch di Pontida, e l'ampiezza chilometrica dell'involuppo delle pieghe, che pure localmente si presenta piuttosto serrato. L'entità del rovesciamento va riducendosi verso O, dove il fianco N si presenta subverticale (sella di Galbiate) o addirittura diritto (sponda N del Lago di Annone), seppure con ripida immersione verso S. A E della Linea del Faggio i confini tra “Parautoctono” e Flessura Frontale si fanno del tutto convenzionali, laddove il fianco S, rovescio, dell'Anticlinale dell'Albenza passa verso N a un nucleo in Dolomia Principale su cui poggia, in continuità stratigrafica, la successione bacinale della V. Imagna.

3. - GEOMETRIA E CRONOLOGIA RELATIVA DELLE FAGLIE MAGGIORI

La discussione è limitata agli elementi strutturali maggiori, ordinati in senso cronologico dal più antico al più recente.

3.1 - LINEA DEL FAGGIO

Nota anche come Linea Faggio-Morterone-Valsecca-Carenno (o con

altre combinazioni di una selezione dei suddetti toponimi), si sviluppa con andamento meridiano per quasi tutta l'area del foglio, da Baite Barresi di Valtorta a Carenno. La chiara eredità giurassica inferiore del lineamento è dimostrata dalle brecce che suturano blocchi fagliati della successione norico-hettangiana nel settore di Morterone (JADOUL & DONISELLI, 1987). Laddove disloca il "Parautoctono", la faglia mostra un evidente cinematismo trascorrente destro con rigetto superiore al chilometro, sottolineato da una congrua associazione strutturale a pieghe *en échelon* sul versante valdimagnino; l'interpretazione cinematica si fa più complessa laddove la faglia giustappone il "Parautoctono" all'Unità Due Mani-Resegone e all'Unità di Barzio. In questi settori, SCHÖNBORN (1992) descrive evidenze di trascorrenza sinistra, in contrasto con ZANCHI *et alii* (1988) che estendono la trascorrenza destra, osservabile a Carenno, all'intera lunghezza della faglia. Almeno nel tratto N, un rigetto sinistro della faglia è necessario a giustificare il retroscorrimento relativo del "Parautoctono" verso N e può essere letto come una conseguenza dell'accentuata traslazione verso S dell'Unità di Barzio. La Linea del Faggio è troncata dalla Faglia di Valtorta ed è pertanto più antica.

3.2 - SOVRASCORRIMENTO DELLA GRIGNA SETTENTRIONALE

Non solo marca l'accavallamento della Grigna settentrionale sulla meridionale, ma costeggia il versante sinistro della Valsassina delimitando la "Semifinestra della Valsassina" *sensu* LAUBSCHER (1985) sul suo lato S. In quest'ultimo tratto è accompagnato da una spessa fascia cataclastica in cui si trovano litotipi riferibili al Servino, alla carniola di Bovegno e al Calcare di Angolo. L'apparente troncatura della Faglia di Valtorta poco a O di Baiedo non deve indurre a pensare che il sovrascorrimento della Grigna settentrionale sia più recente: LAUBSCHER (1985) ha modellizzato con successo la Faglia di Valtorta come un sottoscorrimento dell'Anticlinale Orobica, precedentemente sollevata, rispetto alla copertura sedimentaria del "Parautoctono" ed è pertanto plausibile che la faglia prosegua al di sotto dell'*horse* della Grigna settentrionale. Sarebbe in accordo con questa interpretazione l'intensa dislocazione della successione mediotriassica a monte di Pasturo lungo faglie a direzione NE-SO. La terminazione S di questo sistema di faglie ("Müscera-Fontana Faults" in JADOUL, 1994) è correlata dallo stesso Autore proprio con la Faglia di Valtorta. Potrebbe essere invece correlata temporalmente al sovrascorrimento della Grigna settentrionale, come delle due scaglie sottostanti, la "Linea di Lecco" *Auct.*, che corre lungo il fondale del Lario e potrebbe assolvere un ruolo di rampa laterale rispetto all'intero Gruppo delle Grigne.

3.3 - FAGLIA DI VALTORTA

Descritta come Faglia Valtorta-Valcanale a scala regionale, delimita verso S l'Anticlinale Orobica mantenendo una direzione ENE-OSO per oltre 15 km. Si tratta di una struttura geometricamente normale, che immerge ripidamente verso S e presenta unità del Triassico Medio-Sup. al tetto (*hangingwall*), del Permiano-Triassico Inf. al letto (*footwall*). Tuttavia, i vincoli posti dall'applicazione del metodo delle sezioni bilanciate hanno indotto LAUBSCHER (1985) a interpretarla come l'espressione del sottoscorrimento (*blind thrust*) del fronte dell'Anticlinale Orobica rispetto al "Parautoctono", in marcato regime compressivo. Il sottoscorrimento avrebbe sfruttato come livello di *décollement* la Formazione di San Giovanni Bianco. L'accentuata elisione tettonica del fianco S dell'Anticlinale Orobica accredita il modello compressivo. Una componente di trascorrenza sinistra è testimoniata dal trascinamento verso O dal verso delle amigdale tettoniche (S-C tettoniti) che accompagnano la faglia tra Valtorta e Cusio. Descritte da SCHÖNBORN (1992 – fig. 72b) alla mesoscala, esse si ritrovano con identica geometria a scala cartografica. Un'ulteriore evidenza di trascorrenza sinistra è data dal trascinamento verso O di un lembo consistente di litotipi attribuibili alla formazione di San Giovanni Bianco, campionati tettonicamente dai più orientali affioramenti presso Baite Barresi.

4. - CINEMATICA DEI DISTRETTI STRUTTURALI

Il complesso mosaico delle unità strutturali in cui questi si articolano che compone l'area del foglio è stato interpretato da LAUBSCHER (1985) e, con maggior dettaglio, da SCHÖNBORN (1992) come il risultato di una tettonica pellicolare (*thin-skinned*). Il modello cinematico dei due AA. svizzeri prevede l'accavallamento S-vergente di numerosi *horse* prodottisi entro una successione permo-mesozoica originariamente indisturbata.

Stanti queste premesse teoriche, l'applicazione del metodo delle sezioni bilanciate consente di stimare un raccorciamento complessivo in senso N-S, legato alla tettonica Alpina di accavallamento, nell'ordine degli 80 km. L'applicazione del metodo su una serie di transetti nell'ambito delle Alpi Meridionali consente di correlare temporalmente le maggiori fasi di deformazione e di datarle, in senso relativo, rispetto all'intrusione del Batolite dell'Adamello. Con questo procedimento indiretto è possibile stimare che, nell'area del foglio, 24 km di raccorciamento si siano prodotti in tempi pre-Adamello ("Fase Eoalpina" e "Mesoalpina" *Auct.*), mentre i rimanenti 56 km sarebbero da ricondurre a una tettonica post-Adamello ("Fase Neoalpina" *Auct.*; *Lombardic Phase* di SCHUMACHER *et alii*, 1997).

Un'obiezione all'applicazione del suddetto modello nasce

dall'interpretazione delle sezioni simiche profonde ENI, dalla quale si evince come gli accavallamenti interessino porzioni relativamente superficiali della crosta superiore, per uno spessore indicativo di 5 km, e non sembrano trovare riscontro in profondità, dove la maggior parte della compressione appare accomodata da faglie inverse ad alto angolo (CASSANO *et alii*, 1986). In migliore accordo con il modello di SCHÖNBORN (1992), allo svincolo laterale dei principali fronti di accavallamento si riconoscono importanti faglie trascorrenti a direzione prevalente N-S.

Un'interpretazione in linea con il modello *thin-skinned*, che estende a grande profondità lo stile della tettonica pellicolare osservata in superficie, è stata proposta da CARMINATI & SILETTO (1997). In questo modello riveste grande importanza la localizzazione della superficie di scollamento principale (*décollement*) all'interno della crosta superiore. Se si modella la catena sudalpina come un cuneo fragile-plastico, la cui superficie superiore coincide con la topografia e la cui superficie inferiore è segnalata dal livello di *décollement* basale, l'area del foglio risulta caratterizzata da un approfondimento verso N del livello di *décollement*, da 11 a 12 km, e da uno spessore del prisma valutabile in 12 km verso S e 14 km circa verso N (MONTRASIO *et alii*, 1994). Proiettando in superficie le tracce lineari relative alle transizioni fragile/plastico attese per il cuneo, nelle ipotesi che i litotipi prevalenti siano calcari e quarziti idrate, queste si localizzerebbero al fronte rispettivamente del M. Resegone e della Grigna meridionale, giustificando la morfologia esistente, contrassegnata da ripidi pendii frontali che lasciano spazio ai retrostanti *plateaux*.

5. - CENNI DI DINAMICA ED EVOLUZIONE CROSTALE

Le rocce esposte nell'area del Foglio Lecco rappresentano un ampio spaccato di crosta continentale superiore. La prima fase decifrabile di strutturazione di tale crosta risale all'Orogenesi Varisica, quando il metamorfismo della successione pre-carbonifera e l'intrusione di plutoni tardo-orogenici diedero origine all'attuale basamento cristallino. La crosta così formata andò incontro a due eventi estensionali maggiori; il primo nel Permiano inferiore e il secondo nel Giurassico inferiore, in relazione all'apertura della Tetide Alpina e all'assottigliamento del margine passivo meridionale di questo lungo faglie listriche che si ritiene confluissero in un livello di delaminazione fra crosta inferiore e superiore. In particolare l'evento giurassico è testimoniato da un andamento della curva di subsidenza tettonica, corretta per le paleoprofondità e le fluttuazioni del livello eustatico, che segue molto da vicino l'andamento teorico previsto da PARSONS & SCLATER (1977) per la subsidenza di una crosta oceanica di neoformazione a seguito di processi di contrazione termica. L'elaborazione

secondo ALLEN & ALLEN (1990) delle curve di *geohistory* presentate al Cap. IV consente di attribuire all'evento giurassico un fattore di estensione β (McKENZIE, 1978) pari a 2.2, peraltro inferiore a quello (> 3) teoricamente necessario perché un rift intracontinentale evolva in rift oceanico derivato, a meno che non si tenga conto dei precedenti fenomeni di assottigliamento succedutisi nel Permo-Trias e in particolare nel Permiano Inferiore, Ladinico e Norico. La crosta transizionale giurassica, sottoalimentata da sedimenti durante tutto il Giurassico medio e superiore, andò incontro, a partire dal Cretacico, a nuovi processi di ispessimento in seguito alla subduzione della Tetide Alpina e alla convergenza di Adria ed Europa: nell'area in esame questi processi causarono la progradazione di importanti apparati torbidity e lo sviluppo di un sistema di accavallamenti S-vergenti, di tipo pellicolare (*thin-skinned*), che – insieme alla controparte settentrionale, data dalle falde austroalpine, penniniche ed elvetiche – conferiscono alla catena alpina la tipica doppia vergenza delle catene collisionali. Allo stile prevalentemente fragile si accompagnano deformazioni di tipo plicativo, concentrate per lo più al fronte S della catena ma non esclusive di questa, che localmente hanno coinvolto la successione torbidity stessa, incorporandola di fatto in catena.

L'ispessimento superficiale di una crosta continentale ripetutamente assottigliata rende conto sia della profondità relativamente modesta della Moho per un'area di catena collisionale recente (da 32 km all'estremità S del foglio, fino a un massimo di 42 km al margine N), sia della sproporzione di spessore tra la crosta superiore, nella quale si sono concentrati i raddoppi legati all'Orogenesi Alpina (da 20 km verso S fino a 32 verso N), rispetto a una crosta inferiore nella quale agli assottigliamenti non è seguito alcun raddoppio ($8 \div 12$ km: MONTRASIO *et alii*, 1994).

VI ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI

(a cura di D. Sciunnach)

1. - RISCHI NATURALI

I rischi naturali che insistono sull'area del Foglio Lecco sono rappresentati principalmente dai fenomeni franosi, che interessano una percentuale rilevante del territorio e si manifestano in un grande numero di siti. Oltre a trovare testimonianze spettacolari nei depositi superficiali di età neogenica, tali fenomeni presentano un elevato grado di attività e hanno dato luogo a numerosi eventi in età storica. In subordine, comprensori più circoscritti all'interno dell'area del foglio risentono dei rischi alluvionali e legati alla caduta di valanghe, mentre il rischio sismico è pressoché trascurabile.

1.1 - FRANE

Secondo i dati del Progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani), sull'area del foglio insistono 7284 fenomeni franosi, il più esteso dei quali (espandimento laterale del *klippe* del Bruco) occupa 6,731 km², il più piccolo appena 102 m². Ne consegue che il 20,2% dell'area del foglio è interessata da fenomeni franosi, percentuale che sale al 23,4% se si considera solo il territorio emergente dai laghi. A livello tipologico, i fenomeni sono ripartiti come da Tabella 2.

Si notano discrepanze significative tra la banca dati IFFI e la rappresentazione cartografica dei corpi franosi offerta dal F. Lecco. A titolo di esempio, non sono segnalate in banca dati né la paleofrana (*rock*

avalanche) di Brumano, né la deformazione gravitativa profonda di versante che interessa il versante destro della V. Zerbo; la grande paleofrana del Pizzo d'Erna è perimetrata in modo impreciso, tanto da non comprendere gli affioramenti del piede dell'accumulo esposti nel piazzale della stazione di partenza della Funivia dei Piani d'Erna.

Tabella 2– Censimento dei fenomeni franosi nell'area del F. Lecco, secondo la banca dati IFFI

TIPO DI FRANA	n° di fenomeni	superficie totale (km ²)	superficie percentuale
crollo/ribaltamento	3493	18,259	15,72%
scivolamento rotazionale/traslato	1919	33,93	29,21%
colamento rapido	541	17,586	15,14%
colamento lento	46	0,162	0,14%
complesso	190	8,709	7,50%
deformazione gravitativa profonda di versante	5	15,607	13,44%
sprofondamento	3	0,254	0,22%
aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	707	17,911	15,42%
aree soggette a frane superficiali diffuse	357	3,699	3,18%
non determinato	23	0,024	0,02%
Totale	7284	116,141	100,00%

Anteriormente alla raccolta dei dati nell'archivio IFFI, studi sistematici sui dissesti che insistono sull'area di interesse sono stati eseguiti dall'Università di Pavia sul territorio della Comunità Montana Valsassina (GIANOTTI & PICCIO, 1986), dal CNR-GNDCI nell'ambito del Progetto AVI (Censimento delle aree italiane storicamente vulnerate da calamità geologiche e idrauliche, 1996) e dalla Regione Lombardia sul territorio della Provincia di Lecco (AGOSTONI *et alii*, 1999; DELL'ORSINA *et alii*, 1999). Un interessante approfondimento d'indagine è stato eseguito sulla deformazione gravitativa profonda di Fuipiano V. Imagna con tecniche di interferometria radar (SAR; FERRETTI *et alii*, 2001), che hanno permesso di riconoscere una deformazione verticale fino a 10 mm/anno, la cui distribuzione areale è compatibile con un sistema di scivolamenti rotazionali a grande scala (Fig. 22) Analoghe tecniche di telerilevamento sono state adottate per una delle due grandi frane che hanno avuto luogo nell'area del foglio alla fine del 2002: la *rock avalanche* di Bindo di

Cortenova del 2 dicembre 2002 (TARCHI *et alii*, 2003; Fig. 22), che ha coinvolto circa 40.000 m³ di materiale, fortunatamente senza causare vittime. L'altro grande evento è stato lo scivolamento rotazionale di Camorone di Brembilla, avvenuto il 28 novembre 2002, che ha distrutto 11 edifici, anch'esso senza provocare vittime.

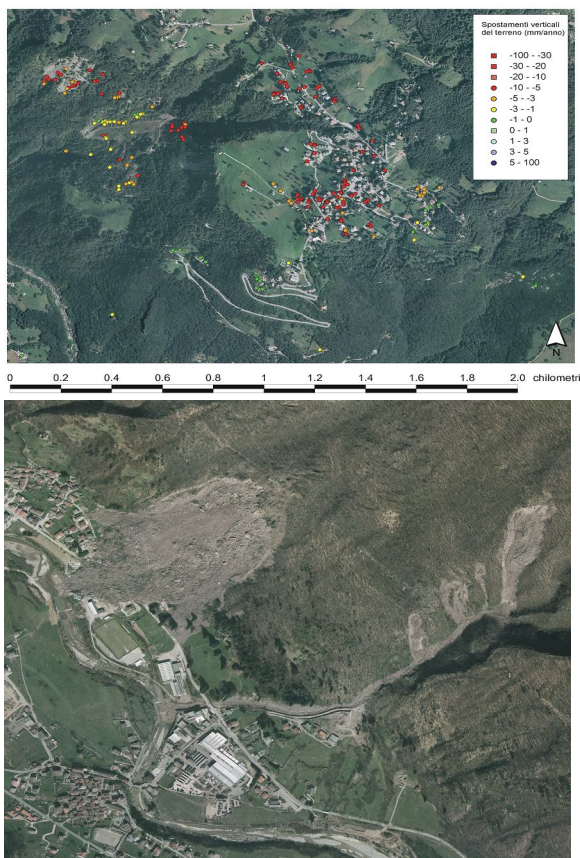


Fig. 22- In alto lo scivolamento rotazionale di Camorone in Val Brembilla. In basso la rock-avalanche di Bindo di Cortenova e le frane minori in Val Rossiga.

Per gravità dei danni e perdita di vite umane la frana più funesta abbattutasi sull'area del foglio in tempi storici rimane la *rock avalanche* di Gero e Barcone di Primaluna del 15 novembre 1762, che uccise almeno 115 persone (CASATI, 1991); degna di nota anche la frana di crollo del San Martino di Lecco (23 febbraio 1969), che provocò 7 vittime.

Opere di difesa passiva sono state realizzate a partire dal XVIII Secolo: tra le più imponenti vanno ricordate il muro di sponda in blocchi ciclopici a secco, a sezione trapezia, realizzato dagli Austriaci a difesa dell'abitato di Barcone e i più recenti valli paramassi realizzati presso S. Michele al M. Barro, lungo il Lario tra Lecco e Pradello e sotto il S. Martino di Lecco. Quest'ultima opera è integrata da una serie di barriere paramassi elastoplastiche.

1.2 - FENOMENI ALLUVIONALI

Il rischio legato alle esondazioni dei corsi d'acqua è stato studiato in modo approfondito solo per la Valsassina (LUINO *et alii*, 2000). Dei 100 eventi alluvionali di cui si ha documentazione storica a partire dal XIV Secolo, 51 hanno interessato la parte di bacino ricadente nell'area del foglio solo nel XX Secolo. Oltre all'asta principale del Torrente Pioverna, hanno mostrato elevato grado di attività i tributari T. Acquaduro, Troggia e Cariola. E' possibile notare come i tre eventi di maggiore criticità del XX Secolo (giugno 1951, luglio 1987 e agosto 1996) si siano verificati invariabilmente durante la stagione estiva. Le piene sono state sovente accompagnate da notevole trasporto solido: solo nell'evento dell'agosto 1996 il T. Acquaduro trasportò a valle 1372 m³ di materiale detritico.

Anche il F. Brembo ha causato ingenti danni durante la piena del luglio 1987; tuttavia i fenomeni di esondazione e trasporto solido si sono limitati all'asta principale e non hanno trovato corrispettivo nei due affluenti maggiori compresi nell'area del foglio (T. Stabina e Taleggio). Il Catalogo AVI registra altri eventi alluvionali all'altezza di S. Giovanni Bianco nel 1994 e nel 1996; a S. Pellegrino nel 1928, 1959 e ancora nel 1996; in V. Stabina, e in particolare a Cassiglio, nel 1991. Il tempo di ritorno per gli eventi alluvionali alla scala del bacino è valutato in 13 anni. Più sporadico il rischio nei bacini dei T. Imagna e Brembilla, con eventi registrati nel 1938, 1997 e 2001.

Risulta più contenuto, benché non trascurabile, il rischio alluvionale nell'area lecchese. I T. Gerenzone, Caldane, Gallavesa e Molina, nonché il T. Bione che scorre in V. Comera e i corsi d'acqua che scorrono nella piana tra Civate e Valmadrera, provocano limitate esondazioni e allagamenti con un tempo di ritorno valutabile in 10 anni.

1.3 - VALANGHE

Nell'area del foglio hanno avuto luogo 244 valanghe registrate in età storica, che hanno interessato una superficie di 31,173 km², pari al 5,6% del territorio emerso (REGIONE LOMBARDIA, 2002). Molte delle suddette valanghe si sono esaurite in una fascia altimetrica superiore ai 1000 m, e quasi tutte in aree disabitate; purtroppo, però, ci sono delle eccezioni. Nel

febbraio 1888, una valanga distaccatasi dalla Corna Grande precipitò lungo la valle di Bosco Frasnida e colpì l'abitato di Valtorta, distruggendo 6 edifici e uccidendo 26 persone. Tuttora il nucleo urbano di Valtorta rimane tendenzialmente diviso in due settori, separati dalla direttrice del canale di valanga. Memorabile anche la valanga che, distaccatasi dalla Grigna settentrionale nel gennaio 1986, ha distrutto il Rif. Tedeschi al Pialeral (Pasturo) e tre malghe adiacenti, fortunatamente senza provocare vittime. Valanga simile si è ripetuta nel febbraio 2009. Altre valanghe storiche hanno interessato più marginalmente i centri abitati di Barzio, Costa V. Imagna, Cusio, Morterone, Olmo al Brembo e Ornica. All'ultima rilevazione disponibile (2000) nell'area risultano realizzate 7 opere di difesa attiva e passiva, delle quali due sono situate a Barzio, due a Costa V. Imagna, due a Olmo al Brembo e una a Ornica. Anche la recente riprofilatura dei detriti accumulatisi presso Bosco Frasnida (Valtorta) è stata progettata in modo da deviare verso N un'eventuale nuova valanga.

1.4 - SISMICITÀ

L'area del Foglio Lecco è per la maggior parte da considerarsi asismica. Solo nei quadranti S il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia registra due eventi sismici sopra la soglia del danno. Il più recente, con intensità massima ed epicentrale pari a 6.0 gradi della scala MCS (Magnitudo 5.07), risale al 24 aprile 1918 e ha avuto epicentro in bassa V. Brembilla (Lat. 45.778 N, Long. 9.631 E) con risentimenti nel Lecchese orientale. Quello precedente aveva colpito il comprensorio di Oggiono il 20 maggio 1887, con epicentro sul versante E della sella di Galbiate (Lat. 45.833 N, Long. 9.400 E) e intensità massima pari a 5.5 gradi della scala MCS (Magnitudo 4.00).

2. - RISORSE NATURALI

Tra le risorse del territorio dell'area del foglio vanno annoverate le acque sotterranee, minerali e non; le pietre da calce e da costruzione; i minerali commerciali, risorsa quest'ultima pressoché esaurita. Si è poi voluto includere nel novero delle risorse naturali quei beni geologici che, una volta riconosciuti, censiti e promossi, possono rappresentare un valore aggiunto del territorio in termini di richiamo culturale e turistico.

2.1 - ACQUE SOTTERRANEE

Gli studi principali sull'idrogeologia dell'area lecchese si devono a FRANCANI (1971) e BERETTA (1980). Da questi studi si evince un articolato quadro di relazioni tra acquiferi e acquitardi in funzione della stratigrafia

dei depositi e delle rocce di substrato, nonché dell'assetto strutturale di queste ultime, che dà luogo a diffuse scaturigini subaeree (109 sorgenti sono censite da BERETTA, 1980, solo nell'area compresa tra Lecco e il Culmine S. Pietro), ma talora sublacuali (FRANCANI, 1971), nella maggior parte dei casi legate a soglie di permeabilità. Gli acquiferi profondi tendono a essere rappresentati da rocce carbonatiche carsificate o fratturate, quelli superficiali da regoliti, depositi alluvionali e di versante; si comportano invece da acquitardi le rocce cristalline, terrigene e calcareo-argillose compatte, nonché i depositi glaciali e lacustri. Un censimento delle sorgenti è stato recentemente avviato, per l'intero territorio provinciale, dall'ARPA di Lecco (RUNDO SOTERA, 2003). In territorio bergamasco, dove pure mancano studi idrogeologici di dettaglio confrontabile, il modello valido per il Lecchese può essere efficacemente esportato, come dimostra, tra le tante evidenze, la presenza di sorgenti captate al contatto tettonico tra Dolomia Principale del M. Resegone e Argillite di Riva di Solto del bacino dell'Imagna lungo la Linea del Faggio.

Tabella 3– Sorgenti di acque minerali esistenti nell'area del foglio sfruttate commercialmente

concessionario	sorgente	indicazione	comune	provincia
Norda	Grigna	oligominerale	Pasturo	LC
Norda	Luna	oligominerale	Primaluna	LC
Norda	Leonardo	oligominerale	Primaluna	LC
Norda	Daggio	minimamente mineralizzata	Introbio	LC
San Pellegrino	San Pellegrino 1	mineralizzata	San Pellegrino	BG

Un'importante falda monostrato, con portata fino a 330 l/sec, occupa il sottosuolo di Lecco, dove i depositi grossolani delle conoidi coalescenti dei T. Gerenzone, Caldane e Bione (quest'ultimo localizzato in V. Comera) localmente raggiungono i 130 m di spessore e non risultano separati da alcun acquitardo continuo. La falda presumibilmente drena anche le acque del Lario, più alte di circa 10 m rispetto al centro di depressione. Una compilazione dei dati di sottosuolo della città di Lecco è stata realizzata in ambiente Access® mediante l'applicativo dedicato CASPITA (realizzato da Regione Lombardia e Lombardia Informatica S.p.A.). Le stratigrafie di 84 sondaggi e pozzi sono stati implementati in banca dati e possono essere velocemente elaborati sotto forma di sezioni idrogeologiche speditive ricavate in ambiente ArcView® mediante l'applicativo dedicato URCA. Le sezioni idrogeologiche indicano una netta prevalenza di acquitardi a granulometria limoso-argillosa, presumibilmente legati a sedimentazione di ambiente lacustre, al di sotto dei 163-165 m s.l.m.; sotto questa quota,

intervalli significativi di ghiaia e sabbia si trovano solo lungo l'asse dei tre torrenti, che canalizzano per decine di m la successione limoso-argillosa. L'interdigitazione tra le frange distali delle conoidi e i sedimenti lacustri si realizza all'altezza della foce del T. Caldane, dove le ghiaie grossolane più prossimali sono sostituite da ghiaie medie e sabbie grossolane con intercalazioni di limo e argilla.

Sull'area del foglio esistono cinque sorgenti di acque minerali per le quali sono state rilasciate concessioni commerciali (Tabella 3 e due stabilimenti termali (S. Pellegrino e S. Omobono).

2.2 - CAVE

Sull'area del foglio insistono 12 cave censite dai Piani Cave Provinciali (Deliberazioni del Consiglio Regionale n. VI/1485, 9 febbraio 2001 relativa alla Provincia di Bergamo, n. VII/262 del 26 giugno 2001 relativa alla Provincia di Lecco). Dei 12 siti, 11 riguardano l'estrazione di materiali lapidei, solo uno terreni sciolti (Tabella 4). Per quanto riguarda in particolare la città di Lecco, si nota che non figurano nell'elenco numerose piccole cave storiche, ormai fagocitate dall'espansione del centro abitato (es. cave di Malnago e Germanedo), ma nemmeno cave dismesse più recenti e di maggiori dimensioni, avulse dal contesto urbano in cui sono ormai di fatto incorporate (ex-cava Bregaglio di Maggianico; ex-cava Rovelli di Chiuso). Ancora, gli elenchi del Piano Cave di Lecco non comprendono cave dismesse rimaste periferiche all'abitato in quanto collocate su versanti acclivi, dove oggi si evidenziano situazioni di rischio frana (S. Martino, Malavedo) o dove tale rischio è stato mitigato da recenti interventi di stabilizzazione (Pomodo). Una grande cava di calcare Rosso in località Portiera (S. Giovanni Bianco) ricade in minima parte nell'area del Foglio Lecco e quasi interamente nell'adiacente Foglio Clusone.

Quanto alla litostratigrafia dei materiali cavati, si va dal calcare Rosso ("arabescato orobico") di Camerata Cornello al gesso e anidrite della formazione di San Giovanni Bianco, cavato in passato anche in Valsassina (cava abbandonata presso loc. Tonalli di Cremo); dalla Dolomia Principale (Moregallo, cava Cornello) al Calcare di Zorzino (Berbenno) al Calcare di Zu (cava Vaiolo alta); dalla successione formazione dell'Albenza-Calcare di Sedrina (cava Vaiolo bassa, Valle Oscura) al Gruppo del Medolo (ex-cava Bregaglio e Rovelli). Nelle piccole cave storiche di Germanedo e Malnago veniva cavata una facies calcarea massiccia, a oncoliti, della formazione di Gorno. Si segnala una cava di detrito di versante e roccia fratturata, analoga a quelle in attività a Moregallo anche se di dimensioni più contenute, tra le frazioni Rava e Forno Nuovo di Valtorta.

Tabella 4 – I siti delle 12 cave censite, presenti nell'area del F. Lecco. Note specifiche (1) La destinazione finale prevede il riutilizzo dei vuoti sotterranei per le zone stabili, ripiene nei cantieri meno stabili. (2) Salvo rimodellamenti a cielo aperto ove la copertura sterile è < 30 m. (3) La destinazione finale è di tipo naturalistico-forestale per le parti acclivi, insediativa per i piazzali.

IDENTIFICATIVI E LOCALIZZAZIONE					TIPO DI ATTIVITA'		PARAMETRI QUANTITATIVI	
Cava	Località	Comune	Provincia	Materiale cavato	Tipo di scavo	Stato dello scavo	Superficie (ha)	Riserve complessive (m ³)
ex-Merlo	Moregallo	Mandello del Lario	LC	detrito di versante, roccia fratturata	di versante	abbandonato	10,0	375.000
Spandri	Moregallo	Mandello del Lario	LC	detrito di versante, roccia fratturata	di versante	abbandonato	4,0	250.000
Finim Formenti	Moregallo	Mandello del Lario	LC	detrito di versante, roccia fratturata	di versante	sospeso	<i>non indicata</i>	384.000
Pensa	Moregallo	Mandello del Lario	LC	detrito di versante, roccia fratturata	di versante	messa in sicurezza	3,0	87.000
Cornello	Belledo	Lecco	LC	dolomia per l'industria	a fossa	in attività	5,0	200.000
Vaiole bassa	Maggianico	Lecco	LC	calcare per calce	a fossa	in attività	8,0	1.750.000
Vaiole alta	Maggianico	Lecco	LC	calcare per calce e cemento	a fossa	in attività	30,0	11.600.000
ex-Mossini	Pian Sciresa	Galbiate	LC	ghiaia e sabbia	di versante	abbandonato	8,0	300.000
Valle Oscura	Sala al Barro	Galbiate	LC	calcare per calce e cemento	di versante	in attività	15,0	1.000.000
<i>non indicata</i>	Santa Brigida	Santa Brigida	BG	gesso e anidride	in sotterraneo	abbandonato ⁽¹⁾	13,0	0
<i>non indicata</i>	Bruga	Camerata Cornello	BG	marmo ornamentale	in sotterraneo ⁽²⁾	in attività	84,1	950.000
<i>non indicata</i>	Prato Beato	Berbenno	BG	calcare da taglio (per concii)	di versante	in attività ⁽³⁾	1,5	19.000
Tot.							181,6	16.915.000

2.3 - MINIERE

Sull'area del foglio, l'unica miniera ancora in attività è la Calumerino di Primaluna, dove tuttavia l'estrazione procede in modo intermittente e sporadico (SAVOCA & LAURETI, 2004). Assieme alle altre cinque miniere del comprensorio di Cortabbio-Primaluna (Miniera Ruola Faedo, Faidallo, Sassi Rossi, Piantelli, V. di Baredo-Grotta Rossa), la Miniera Calumerino ha garantito per molti anni la produzione di ingenti quantità di barite, lavorati a Lecco dalla Sali di Barro S.p.A. o direttamente esportati all'estero. La mineralizzazione si concentra al contatto tettonico tra basamento metamorfico e successione permiana. Per un quadro esauriente su queste e numerose altre piccole miniere di galena (talora argentifera), blenda e calcopirite aperte in Valsassina in un analogo contesto geologico, si veda TIZZONI (1998).

Nel Lecchese, l'altro grande distretto minerario (oggi improduttivo per sostanziale esaurimento) è stato quello dei Piani Resinelli. Qui la mineralizzazione è concentrata lungo il contatto stratigrafico tra le piattaforme della formazione di Esino e di Breno, sottolineato da brecce di

emersione correlabili con il Calcare Rosso (RODEGHIERO *et alii*, 1987). I minerali estratti comprendono blenda, galena, barite, cerussite, emimorfite, smithsonite, pirite, fluorite, marcasite, jamesonite, idrozincite e wulfenite. Le due miniere principali (Anna e Cavallo) sono state attrezzate per visite guidate, nell'ambito del Parco Minerario dei Piani Resinelli. Assaggi minerari di modesta entità sono stati osservati alla base del *thrust* del M. Resegone: diffrattometrie preliminari hanno rivelato la presenza di pirite, barite e di esigue quantità di molibdenite in una prevalente ganga di dolomite, quarzo e gesso. Antiche modeste coltivazioni di idrossidi di ferro vennero effettuate in Val Meria (Grotte Ferrera e del Pallone)

Altri siti abbandonati si concentrano in V. Stabina, nel comprensorio minerario posto nella parte bassa della valle del Torrente Caravino, poco sopra l'abitato di Valtorta. Qui, all'interno di filoni di quarzo che attraversano il basamento metamorfico, sono presenti mineralizzazioni a solfuri di ferro, blenda, galena (spesso argentifera) e calcopirite. L'attività estrattiva, di cui si ha notizia sin dal 1294, si è espressa in scavi di ricerca e coltivazione fino alla metà del XX Secolo; essa ha fortemente condizionato l'economia della valle, dove era diffusa la produzione di utensili in ferro, particolarmente chiodi.

Lungo l'asse vallivo della V. Brembana, vanno infine ricordate le miniere abbandonate di emimorfite in Calcare Metallifero Bergamasco presso Cespedosio (Camerata Cornello) e di fluorite in Dolomia Principale presso Camissinone (Zogno).

2.4 - PATRIMONIO GEOLOGICO

Appare opportuno menzionare quegli elementi geologici del territorio ritenuti meritevoli di tutela in quanto riconosciuti come beni geologici. I cosiddetti geositi sono individuati qualora a essi sia possibile associare un valore scientifico, ai fini della comprensione dei processi geologici in atto e/o nei termini dell'esemplarità didattica. I geositi trovano una posizione ben definita nella normativa comunitaria, in particolare nella Raccomandazione del Consiglio d'Europa, Rec(2004)3, sulla conservazione del patrimonio geologico e delle aree di particolare interesse geologico, adottata dal Comitato dei Ministri il 5 maggio 2004. In assenza di una normativa specifica a livello nazionale o regionale, e non essendo completato il censimento previsto dal Progetto di Conservazione del Patrimonio Geologico Italiano, sono per il momento considerati geositi in Lombardia i monumenti e le riserve naturali, con connotazione prevalentemente abiotica, individuati ai sensi della Legge Regionale 86/83 (PAOLETTI *et alii*, 2006).

Nell'area del foglio ricadono 3 monumenti e, pro parte, una riserva naturale (Tabella 5).

Tabella 5 – Monumenti e riserve naturali esistenti nell'area del Foglio Lecco.

Provincia	Nome Sito	Atto istitutivo	Data istituzione	Categoria	Tipologia	Rapporti con Rete Natura 2000 (Dir 92/43/CEE e 79/409/CEE)
BG	VALLE BRUNONE	D.G.R. 5141	14/02/1994	MONUMENTO NATURALE	SITO PALEONTOLOGICO	
CO-LC	SASSO MALASCARPA	D.C.R. 1967	19/12/1984	RISERVA NATURALE	FENOMENO GEOMORFOLOGICO	IT2020002
LC	SASS NEGHER	D.G.R. 38954	22/05/1984	MONUMENTO NATURALE	MASSO ERRATICO	
LC	SASSO DI PREGUDA	D.G.R. 38951	22/05/1984	MONUMENTO NATURALE	MASSO ERRATICO	

3. - GRANDI OPERE D'ARTE

3.1 - TUNNEL

Rappresentano le opere d'arte più diffuse e significative, con 38,5 km lineari eseguiti. Si segnalano, per lunghezza e importanza, i tunnel a doppia canna della S.S. 36: cominciando da SO con il traforo del M. Barro, del quale si riporta il log inedito (Fig. 23), si passa alla galleria di *bypass* della città di Lecco (interamente scavata nei depositi superficiali) per proseguire con la galleria San Martino, scavata per circa 700 m lineari nei litotipi tettonizzati della Formazione di San Giovanni Bianco appena al di sotto del *thrust* della Scaglia del Coltignone sul Carnico di Lecco (GAETANI *et alii*, 1987); tra Abbazia Lariana e Mandello del Lario va menzionata la più breve galleria Castello che attraversa il blocco di Dolomia Principale di Borbino. Altre opere strategiche per la viabilità lecchese sono i due tunnel di *bypass* delle cave del Moregallo e la nuova Lecco-Ballabio, con tratti in galleria al di sotto della città (in depositi) e tra Passo del Lupo e Ballabio Superiore (essenzialmente in Dolomia Principale): a queste andrà ad aggiungersi la variante alla S.S. 639 Lecco-Calolziocorte (in depositi). Nel tratto di V. Brembana ricadente nell'area del foglio, la S.P. ex-S.S. 470 attraversa la successione carbonatica triassica in corrispondenza di sei gallerie a canna singola. Del tutto secondarie le piccole gallerie di supporto alla viabilità principale in V. Imagna.

Una quota subordinata ma non trascurabile del totale (2780 m circa, pari al 7,2%) è rappresentata dai tunnel ferroviari, particolarmente significativi nel tratto Lecco-Abbadia Lariana; nel computo sono stati inclusi anche 320 m circa di tunnel nella tratta ferroviaria dismessa della V. Brembana.

Da considerare a parte, invece, le gallerie artificiali paramassi (857 m), realizzate a difesa della linea ferroviaria (69,1%) e della rete stradale (30,9%).

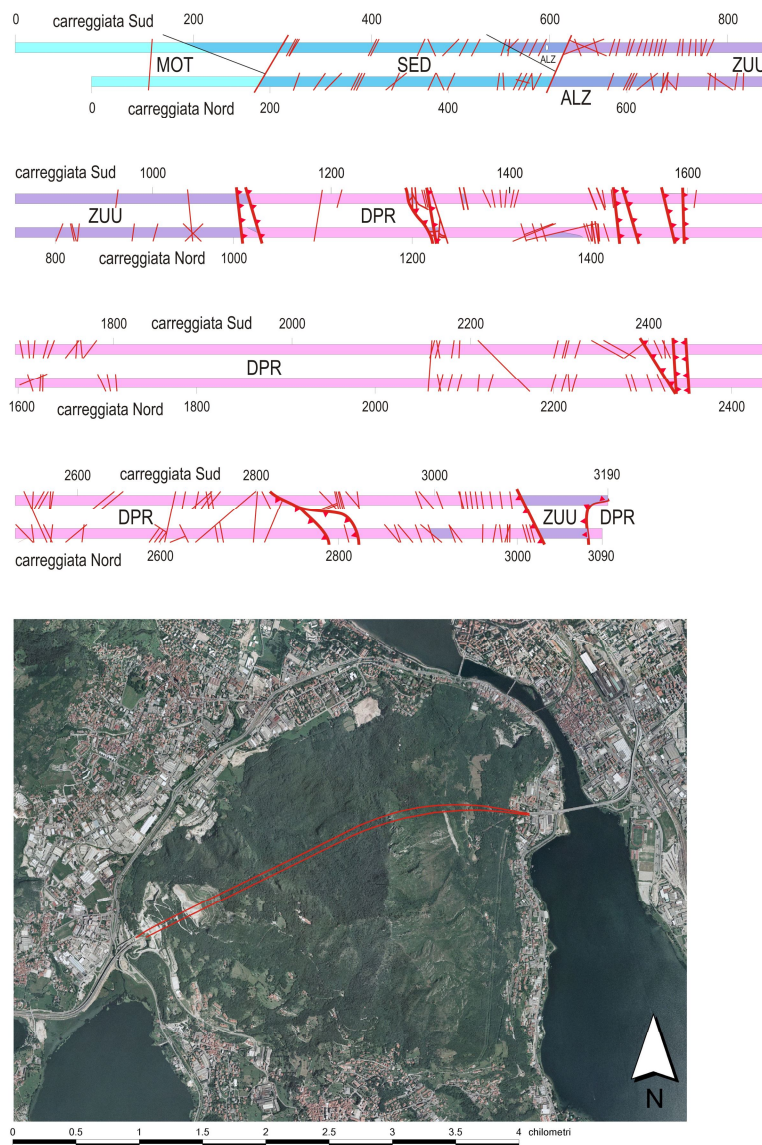


Fig. 23 - Tracciato del traforo del M. Barro e profilo lungo le due carreggiate. (Studio De Maron, per gentile concessione). DPR = Dolomia Principale; ZUU = Calcare di Zu; ALZ = formazione dell'Albenza (ex Dolomia a Conchodon); SED = Calcare di Sedrina; MOT = calcare di Moltrasio.

3.2 - STRADE

La rete stradale assomma a 539,3 km, con una densità di 0,94 km/km² che risulta ben inferiore al dato lombardo (4,92 km/km²) e nazionale (5,72 km/km²). La distribuzione della rete è fortemente condizionata dalla fisiografia del territorio, con un addensamento nell'area lecchese e lungo gli assi vallivi della V. Brembana, Valsassina e V. Imagna-Brembilla. Per contro, la serie di contrafforti montuosi che demarca i bacini dei F. Adda e Brembo è attraversata solo in corrispondenza di due passi, presso il Culmine S. Pietro (S.P. 64 tra Moggio e S. Giovanni Bianco) e presso La Forcella di Olinò (S.P. 63 Ballabio- Morterone). Se la diffusione della rete stradale, da un lato, ha avuto indubbi effetti benefici, non solo sullo sviluppo economico e sociale del territorio ma anche sui collegamenti tra i capoluoghi e più remoti insediamenti urbani, ai quali è stata così garantita la sopravvivenza, dall'altro ha avuto un impatto rilevante sul grado di rischio naturale che insiste sul territorio. Le strade tagliate a mezza costa in versanti acclivi e franosi hanno comportato l'esposizione a un rischio crescente dei mezzi in transito e, soprattutto, delle infrastrutture lineari e degli insediamenti sviluppatisi lungo le direttrici di collegamento. Il problema è particolarmente avvertito per le strade litoranee di lungolago, realizzate a partire dal XIX Secolo dopo che, per secoli, le popolazioni locali avevano ritenuto più vantaggiosi e sicuri gli spostamenti via lago.

3.3 - FERROVIE

Sul nodo ferroviario di Lecco, attraversato dalla linea Milano-Tirano, convergono inoltre le linee provenienti da Como, Monza e Bergamo, per una lunghezza totale di 25,3 km (0,04 km/km², in linea con un dato lombardo di 0,06 km/km² e nazionale di 0,05 km/km²). Le linee si dispongono per lo più parallelamente alla viabilità principale, con dislivelli assai contenuti e, per contro, raggi di curvatura localmente esigui; presentano tratti in galleria per una lunghezza totale di poco più di 3 km, dei quali 2,4 km in tunnel e 0,6 km in galleria paramassi artificiale. Manca totalmente di linee ferroviarie la parte dell'area del foglio ricadente in Provincia di Bergamo, dove la Ferrovia di Valle Brembana è stata dismessa e smantellata a partire dal 1967.

3.4 - FUNIVIE

Esistono tre impianti: Piani d'Erna, con stazione di partenza a Lecco e 747 m di dislivello coperti; Piani di Bobbio, con stazione di partenza a Barzio e 834 m di dislivello coperti; Piani di Artavaggio, con stazione di partenza a Moggio e 768 m di dislivello. Quest'ultimo impianto, che aveva cessato l'attività nel 2000, è stato riattivato nel 2005.

3.5 - DIGHE

La vocazione dell'area del foglio alla produzione di energia idroelettrica è scarsa: i corpi idrici principali scorrono con bassi gradienti per gran parte della loro lunghezza, mentre i tratti acclivi si situano su versanti poco propizi a sottendere bacini artificiali. Le uniche grandi dighe censite nel Registro Italiano Dighe sono la traversa a uso irriguo di Vercurago-Olginate e la diga idroelettrica di Cassiglio, mentre le rimanenti dighe a uso idroelettrico sottendono invasi di dimensioni esigue (Tabella 6).

Tabella 6 – Dighe esistenti nell'area del foglio

IDENT. E LOCALIZZAZIONE:	Diga	CASSIGLIO	CAMPELLI	BARZIO	FORNETTO	MONTESPINO	TROGGIA	S. MARIA 1	S. MARIA 2	OLGINATE
	Località	Cassiglio	Piani Resinelli	S. Eustachio	Baite Serra	Montespino	Introbio	Rongio	Rongio	Malpensata
	Comune	Cassiglio	Abbadia Lariana	Barzio	Introbio	Introbio	Introbio	Mandello del Lario	Mandello del Lario	Vercurago-Olginate
	Provincia	BG	LC	LC	LC	LC	LC	LC	LC	LC
SBARRAMENTO	Anno di costruzione	1952	1936	1936	1920 ca.	1910	1902	1912	1912	1944
	Altezza diga (m)	19,3	7,0	8,3	7,5	7,8	5,6	4,0	2,3	3,9
	Lunghezza coronamento (m)	67,15	106	21	16,6	13,2	47,1	non rilevato	non rilevato	153
	Quota coronamento (m s.l.m.)	629,3	953,9	728,3	1017,5	1100,1	882,3	400,75	non rilevato	205,0
	Volume diga (m³)	5300	non rilevato	181	non rilevato	non rilevato	non rilevato	non rilevato	non rilevato	3300
	Tipologia (D.M. 24/03/82)	A.a.1	B.c	C	C	C	C	C	C	D
	Uso	Idroelettrico	Idroelettrico	Idroelettrico	Idroelettrico	Idroelettrico	Idroelettrico	Idroelettrico	Idroelettrico	Irriguo
	Concessionario	Italgel S.p.A.	CEMB S.p.A.	World Granite S.r.l.	ERGA Gr. ENEL	ERGA Gr. ENEL	ENEL	ENEL	ENEL	Consorzio dell'Adda
INVASO	Volume utile di regolazione (m³)	81000	10700	1061	800	60	762	36,44	8,77	246500000
	Superficie (km²)	0,025	0,001585	0,000141	non rilevato	0,0000152	0,000177	0,00000918	0,000003815	145
	Quota di massimo invaso (m s.l.m.)	627,8	953,755	728,0	1017,5	1097,8	879,7	400,25	non rilevato	198,85
	Corso d'acqua	T. Cassiglio	T. Zerbo	T. Bobbia	T. Acquaduro	T. Troggia	T. Troggia	T. Meria	T. Meria	F. Adda
	Bacino di appartenenza	Brembo	Adda	Adda	Adda	Adda	Adda	Adda	Adda	Adda
	Bacino imbrifero sotteso (km²)	11	0,0046	3,4	non rilevato	non rilevato	non rilevato	17,32	17,32	4551,6
	Bacino imbrifero allacciato (km²)	57	5,06	-	-	-	-	-	-	-

BIBLIOGRAFIA

- AGOSTONI S., CANTONE G., LAFFI R., RATTI R. & SCIUNNACH D. (1999) – *Centri Abitati Instabili della Provincia di Lecco*. Pubblicazione CNR-GNDCI 2066, 167 pagg., Vertemati, Vimercate.
- AIRAGHI C. (1910) – *Cenni geologici sul Monte Barro di Lecco*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., **43**: 499-503, Milano.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., BELLA F., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C., IMPROTA S., MANFRA L. & OROMBELLI G. (1978) – *I depositi lacustri di Rovagnate, di Pontida e di Pianico in Lombardia: datazione con il 14C*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., **1**: 131-137, Torino.
- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (1990) – *Basin analysis*. pp. 451, Blackwell, Oxford.
- ARDUINI P. & BRASCA A. (1984) – *Atropicaris: nuovo genere della classe Thylacocephala*. Atti Soc. It. Sc. Nat. Museo Milano, **125**: 87-93, Milano.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) – *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320, Boulder.
- ARTHUR M.A. & PREMOLI SILVA I. (1982) – *Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys*. In: S.O. SCHLANGER & M.B. CITA (Eds.): «*Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*»: 7-54, Academic Press, New York.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) – *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Pal. Strat., **71**: 999-1097, Milano.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968) – *Calcare di Angolo* – Studi Ill. Carta Geologica d'Italia. Formazioni Geologiche, Fascicolo I: pp.190, Roma.
- ASSERETO R., JADOUL F. & OMENETTO P. (1977) – *Stratigrafia e metallogenese del settore occidentale del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gorno (Alpi Bergamasche)*. Riv. It. Pal. Strat., **83**: 395-532, Milano.
- ASSERETO R. & KENDALL C.G.St.C. (1977) – *Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and relative breccias*. Sedimentology, **24**: 153-210, Oxford.
- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P.L., LACOUR A., PIAT B. & VICENTE J.C. (1970) – *Sur un bassin de flysch: stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombaride (versant sud des Alpes orientales, Italie)*. Bull. Soc. Géol. Fr., **7** (12): 612-658, Paris.
- BALSAMO-CRIVELLI G. (1839) – *Descrizione d'un nuovo rettile fossile della famiglia dei Paleosauri e di due pesci fossili trovati nel calcareo nero sopra Varenna sul lago di Como da L. Trotti, con alcune riflessioni geologiche del prof. G. Balsamo-Crivelli*. 11 pp., Politecnico di Milano.
- BARBERIS A., FOSSATI S., BERSEZIO R. & ERBA E. (1990) – *Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Maiolica Formation from the Lombardy Basin (Southern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 111-117, Roma.
- BAUMGARTNER P. O. (1987) – *Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites*. Ecl. Geol. Helv., **80**: 831-879, Basel.

- BENECKE E.W. (1876) – *Ueber di Umgebungen von Esino in die Lombardei*. Geogn. Palaeont. Beitr., 2 (3): 261–317, München.
- BENECKE E.W. (1885) – *Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grigna-Gebirges*. N. Jb. Min. Geol. Pal., 3: 171–251, Stuttgart.
- BERETTA G.P. (1980) – *Problemi idrogeologici delle Prealpi Lombarde: la Valsassina meridionale*. Le Strade, 82 (1191): 22 pp., Milano.
- BERNOULLI D. (1964) – *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen)*. Mat. Carta Geol. Svizzera, 118: 1–134, Bern.
- BERRA F., RETTORI R. & BASSI D. (2005) - *Recovery of carbonate platform production in the Lombardy Basin during the Anisian: paleoecological significance and constrain on paleogeographic evolution*. Facies, 50: 615-627, Erlangen.
- BERSEZIO R. (1989) – *La successione cretacea nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali): caratteri stratigrafici delle unità aptiano-cenomaniane e assetto tettonico dell'area compresa tra il F. Adda e il Lago d'Iseo (Bergamo, Italia)*. Tesi di Dottorato, Univ. di Milano, 208 pp.
- BERSEZIO R. (1994) – *Stratigraphic framework and sedimentary features of the Lower Aptian "Livello Selli" in the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy)*. Riv. It. Pal. Strat., 99: 569–590, Milano.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1987) – *Cretaceous sequences in the Lombardy Basin: stratigraphic outline between the lakes of Lecco and Iseo*. Mem. Soc. Geol. It., 40: 187–197, Roma.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1988) – *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Pal. Strat., 94 (3): 425–454, Milano.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M. & GELATI R. (1990) – *Geologic Map of the Southalpine foothills between Brianza and Iseo Lake*. Mem. Soc. Geol. It., 45, Roma.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M., GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1993) – *The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian southern Alps*. Géol. Alp., 69: 3–20, Grenoble.
- BERSEZIO R., JADOUL F. & CHINAGLIA N. (1997) – *Geological map of the Norian–Jurassic succession of the Southern Alps north of Bergamo*. Boll. Soc. Geol. It., 116, Roma.
- BICHSEL M. & HÄRING M. (1981) – *Facies evolution of the Late Cretaceous Flysch in Lombardy*. Ecl. Geol. Helv., 74: 383–420, Basel.
- BINI A. (1983) – *I depositi glaciali della Valle del Nose (Piano del Tivano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6(1983): 175 – 177, Torino.
- BINI A. (1987) - *L'apparato glaciale würmiano di Como* – Univ. Studi Milano (Tesi di Dottorato di ricerca), 569 pp.
- BINI A. (1994) - *Problems and methods of geologic survey of Quaternary continental deposits: examples from glacial deposits*. Abstract. 1st European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems, Bologna, June 1994.
- BINI A. (1997) - *Stratigraphy, chronology and palaeogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy-Switzerland)*. Southern Alps Quaternary Geology, IGCP 378 Meeting, Geologia Insubrica, 2/2: 21-46, Lugano.

- BINI A. (1999) - *Osservazioni sulla morfologia, i sedimenti e l'evoluzione della grotta "Il Forgnone" (1010 LO BG) (Valle Imagna - BG)*. Atti XV Congr. Speleol. Lombarda, S. Omobono Imagna 1999, Vol 2: 65 – 71.
- BINI A. & ZUCCOLI L. (2005) - *Reconstitution de l'évolution des Vallées d'Imagna et de Taleggio à partir des données du Karst souterrain*. Act. 15^e Rencontre d'Octobre, Corveissiat 8-9 octobre 2005: 15–20.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M. (1978) - *Southern Alpine Lakes - Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment*. Mar. Geol., **27**: 271–288, Amsterdam.
- BINI A., UGGERI A. & QUINIF Y. (1997) - *Datazioni U/Th effettuate in grotte delle Alpi (1986-1997). Considerazioni sull'evoluzione del carsismo e del paleoclima*. Geol. Insubrica, **2/1**: 31-58, Lugano.
- BINI A., ROSSI S., FERLIGA C., RIGAMONTI I. & CORBARI D. (2000) - *Le Unità Lito- e Allostratigrafiche dei depositi superficiali*. In: FORCELLA F. & JADOUL F. (Eds.) «Carta geologica della Provincia di Bergamo alla scala 1:50.000 con relativa nota illustrativa». Pp. 300, 3 fogli geologici, Monti Ed., Bergamo.
- BINI A., FERLIGA C., RAVAZZI C. & VALLE M. (1991) – *Aspetti naturalistici del M. Alben (Bergamo): geologia, geomorfologia, vegetazione, fauna*. Boll. Club. Alp. It., **92**: 5–26, Roma.
- BINI A., FELBER M., OPPIZZI P. & DA ROLD O. (1992) - *La successione deliziosa della Valle della Motta nella regione di Genestrerio - Coldrerio - Novazzano (Ticino Meridionale): analisi sedimentologica e paleoambientale*. Boll. Soc. Tic. Sci. Natur. **80**(1): 55 – 96, Lugano.
- BINI A., 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, Lugano
- BITTNER A. (1881) – *Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia*. Jb. K.K. Geol. Reichsanst., **31** (3): 219–370, Wien.
- BITTNER A. (1890) – *Brachiopoden der Alpinen Trias*. K.-K. Geologische Reichsanstalt, Abh., **14**: 325 pp., Wien.
- BOCCHIO R., CRESPI R., LIBORIO G. & MOTTANA A. (1980) – *Variazioni composizionali delle miche chiare nel metamorfismo progrado degli scistsudalpini dell'alto Lago di Como*. Mem. Sc. Geol. Univ. Padova, **34**: 153–176.
- BONARELLI G. (1894) – *Contribuzione alla conoscenza del Giura–Lias lombardo*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **30**: 1–18, Torino.
- BONI A., CASSINIS G., CAVALLARO E., CERRO A., FUGAZZA F., ZEZZA F. VENZO S. & MEDIOLI F. (1968) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – F. Brescia (II edizione)*. Poligrafica e Carte valori, Ercolano (Napoli).
- BORIANI A., COLOMBO A. & MACERA P. (1985) – *Radiometric geochronology of Central Alps*. Rend. S.I.M.P., **40**: 139–186, Milano.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) – *Towards a better definition of the Anisian–Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Ecl. Geol. Helv., **86**: 415–527, Basel.
- BRAMBILLA G., COBIANCHI M. & MOSNA S. (1988) – *Una microflora del Carnico delle Grigne (Lombardia Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 377–385, Pavia.

- BREISLACK S. (1822) - *Descrizione geologica della provincia di Milano*. 260 pp., Imper. Regia Stamperia. Milano.
- BROCCHI G.B. (1808) - *Trattato Mineralogico e Chimico sulle miniere di ferro del Dipartimento del Mella con l'esposizione della costituzione fisica delle montagne metallifere della Val Trompia*. 2 voll. di 296 e 352 pp., Tip. Bettoni, Brescia.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOUL F. & VIEL G. (1982) - *Paleogeografia e metallogenesi del Sudalpino*. Mem. Soc. Geol. It., **22** (1981): 65–82, Roma.
- BUNING W.L. (1932) - *De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio*. Bijdrage tot de Geologie der bergamasker Alpen, 7. Ed. Ijdo, Leiden.
- BUSSANDRI G. (1911) - *Il Monte Barro*. Boll. Soc. Geol. It., **30**: 103–116, Roma.
- CACCIAMALI G.B. (1901) - *Osservazioni geologiche sulla regione tra Villa Cogozzo e Urago Mella*. Boll. Soc. Geol. It., **20** (3): 351–367, Roma.
- CADEL G., COSI M., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I. (1996) - *A new map of the Permo–Carboniferous cover and Variscan metamorphic basement in the Central Orobic Alps, Southern Alps – Italy: structural and stratigraphical data*. Mem. Sci. Geol., **48**: 1–53, 1 geol. map 1:25.000, Padova.
- CAPPA G. (1972) - *Il fenomeno carsico profondo nei Piani di Bobbio e di Artavaggio (Valsassina - Prealpi Lecchesi - Como)*. Atti Soc. It. Sc. Nat. **113**/2: 163–192, Milano.
- CARMINATI E. & SILETTO G.B. (1997) - *The effects of brittle–plastic transitions in basement–involved foreland belts: the Central Southern Alps case (N Italy)*. Tectonophysics, **280**: 107–123, Amsterdam.
- CASATI P. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. VI. *Osservazioni stratigrafiche sull'Infraretico delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Pal. Strat., **70**: 447–465, Milano.
- CASATI P. (1968) - *Rapporti tra il basamento cristallino e le formazioni del Permiano presso Introbio in Valsassina (Lombardia)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., A, **101**: 866–872, Milano.
- CASATI P. (1991) - *La frana di Gero e Barcone (Valsassina) del 1762*. Bollettino C.A.I., **92**: 59–67, Torino.
- CASATI P. & BINI A. (1982) - *Itinerari geologici nel Gruppo delle Grigne (Prealpi Lombarde)*. Commissione centrale Club Alpino Italiano, 117 p., Torino.
- CASATI P. & GNACCOLINI M. (1965) - *Una nuova formazione paleozoica dell'alta Val Brembana: la Formazione del Ponteranica*. Riv. It. Pal. Strat., **71**: 791–804, Milano.
- CASATI P. & GNACCOLINI M. (1967) - *Geologia delle Alpi Orobic occidentali*. Riv. It. Pal. Strat., **73**: 25–162, Milano.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana. Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. pp. 27, Centro Stampa ENI–Agip, San Donato Milanese.
- CASSINIS G. (1968) - *Stratigrafia e tettonica dei terreni mesozoici compresi tra Brescia e Serle*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**: 50–152, Pavia.
- CASTELLETTI L. & OROMBELLI G. (1986) - *Una nuova data ¹⁴C per la storia della deglaciazione del bacino del Lago di Como*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., **9**: 56–58, Torino.
- CERMENATI M. (1911) - *Da Plinio a Leonardo, dallo Stenone allo Spallanzani. Incunaboli della geologia lariano–valtellinese*. Boll. Soc. Geol. It., **30**: 451–504,

Roma.

- CHARDON M. (1969) - *Le replat de Barzio (Valsassina). Importance et limites de la glaciation Gunz. Méditerranée*, 1: 47-62, Marseille.
- CHARDON M. (1975) - *Les Prealpes Lombardes et leurs bordures*. Librairie H. Champion, Paris, 2 voll., 655 pp.
- CHARDON M. (1977) - *Le Quaternaire des prealpes lombardes et de leur bordure padane*. Recherches Franc. sur le Quaternaire, suppl. Bull. Ass. Franc. Etudes Quatern.: 363 - 370, Paris
- CITA MB. & FORCELLA F. (Eds., 1998) - *Alpi e Prealpi Lombarde*. Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana. pp. 318, BE-MA Ed., Milano.
- CITA SIRONI M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PAMPALONI M.L., PETTI F.M. & R.M. PICHEZZI (2007a) - *Carta Geologica d'Italia 1: 50.000, Catalogo delle Formazioni – unità tradizionali(1)*». Quad. APAT, ser. III, 7/VI, pp., 342, Roma.
- CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI A.M., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007b). *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 – Catalogo delle Formazioni – Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, 7(VII) pp. 382, Roma.
- CORNELIUS H.P. (1916) – *Zur Kenntniss der Würzelregion in untern Veltlin*. N. Jb. Min. Geol. Pal. Beil.-Bd. 40: 253–363, Stuttgart.
- CORSELLI C., GNACCOLINI M. & OROMBELLI G. (1985) - *Depositi deltizi pliocenici allo sbocco della Val Brembana (Prealpi bergamasche)*. Riv. It. Paleont. Strat., 91/1: 117-132, Milano.
- COSIJN J. (1928) – *De geologie van de Valli di Olmo al Brembo*. Leids. Geol. Meded., 4: 251–324, Leiden.
- CROMMELIN R. (1932) – *La géologie de la Valsassina et de la region adiacente au Nord*. Leids. Geol. Meded., 4: 403–459, Leiden.
- CURIONI G. (1844) – *Stato geologico della Lombardia*. In: C. CATTANEO (Ed.) «*Notizie naturali e civili della Lombardia*», pp. 27–88, Tip. Bernardoni, Milano.
- CURIONI G. (1877) - *Geologia applicata delle provincie lombarde*. Hoepli, 2 voll.: 327-375; 237–245, Milano.
- 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 ALESSANDRI G. (1899) – *Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 38: 253–320, Milano.
- DE ALESSANDRI G. (1902) – *Note d'Ittiologia fossile*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 41: 22 pp., Milano.
- DE CAPITANI L. (1982) – *Contributo alla conoscenza dei plutoni sudalpini: le masse intrusive della Val Biandino (Como)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 38: 109–118, Milano.
- DE CAPITANI L. & LIBORIO G. (1988) – *Trace element abundance in the Val Biandino Pluton (Southern Alps, Italy)*. Mem. Sc. Geol., 40: 99–110, Padova.
- DE CAPITANI L., DELITALA M.C., LIBORIO G., MOTTANA A., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1988) – *K–Ar dating of the Val Biandino Plutonic Complex (Orobic Alps, Italy)*. Mem. Sc. Geol., 40: 285–294, Padova.
- DE JONG K.A. (1967) – *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi*

- Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 749–776, Roma.
- DELFRATI L. (2000a) – *Calccare di Camorelli*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, 7/1: 57–63, Roma.
- DELFRATI L. (2000b) – *Formazione di Sogno*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, 7/1: 178–183, Roma.
- DELFRATI L. (2002a) – *Formazione di Breno*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, 7/3: 30–40, Roma.
- DELFRATI L. (2002b) – *Calccare di Zorzino*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, 7/3: 192–202, Roma.
- DELFRATI L. & JADOU F. (2000) – *Calccare Metallifero Bergamasco*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, 7/1: 137–141, Roma.
- DELFRATI L. & SCIUNNACH D. (2000) – *Formazione di Bellano*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, 7/1: 35–43, Roma.
- DELL'ORSINA F., PASOTTI J. & SGANGA F. (1999) – *Carta inventario delle frane e dei dissesti della Provincia di Lecco*. Pubblicazione CNR–GNDCI 1942, 182 pp., Presscolor, Milano.
- DE ROSA E. & RIZZINI A. (1967) – *Prealpi Flysch near Bergamo*. In: A. ANGELUCCI, E. DE ROSA, G. FIERRO, M. GNACCOLINI, G.B. LA MONICA, B. MARTINIS, G.C. PAREA, T. PESCATORE, A. RIZZINI, F.C. WEZEL– *Sedimentological characteristics of some Italian turbidites*. Geol. Rom., **6**: 356–362, Roma.
- DESIO A. (1928) – *Su alcuni depositi lacustri singlaciali della Lombardia*. Natura, **19**: 158–166, Milano.
- DESIO A. (1929) – *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (Prealpi Bergamasche)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., **10**: 156 pp., Milano.
- DESIO A. (1944) – *Appunti ed osservazioni sul Glaciale della Valle Brembana (Bergamo)*. Riv. Geogr. It., **51**: 30–39, Roma.
- DESIO A. (1952) – *Qualche nuovo dato sul Glaciale della Valle Brembana e della Valle Seriana in Lombardia*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **12/1**: 20–22, Roma.
- DESIO A. (1973) – *Geologia dell'Italia*. Manuali di Geografia UTET, 1084 pp., Torino.
- DESIO A. & VENZO S. (1954) – *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 – Foglio 33 – Bergamo*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) – *The Geology of the Bergamasc Alps (Lombardia, Italy)*. Leid. Geol. Meded., **143**: 1–257, Leiden.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1983) – *Anisian stratigraphy in the northern Grigna area (Lake Como, Italy)*. Mem. Sc. Geol., **36**: 283–291, Padova.
- DICKINSON W.R. (1970) – *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. J. Sed. Petr., **40**: 3007–3024, Tulsa.
- DICKINSON W.R. (1985) – *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In: ZUFFA G.G. (Ed.) – *Provenance of arenites*. Dordrecht, Reidel, NATO ASI Series, **148**: 333–361.
- DI GIULIO, A., CARRAPA, B., FANTONI, R., GORLA, L. & VALDISTURLO, A. (2001) – *Middle Eocene–Early Miocene sedimentary evolution of the Western Lombardy South Alpine foredeep (Italy)*.– Int. J. Earth Sci., **90**: 534–548, Kiel.
- ERBA E. (2004) – *Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events*. Marine Micropaleontology, **52**: 85–106, Amsterdam.
- 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. Pal. Strat., **93** (1): 3–108, Milano.
- ESCHER V. DER LINTH H. (1853) – *Lagerung und Alter des Schrätenkalkes: Reihenfolge der Formationen in Vorarlberg und im Bergamaskischen*. N. Jahrb. Min. Geol. Pal., **7**: 165–168, Stuttgart.
- ESPOSTI A. (1939) – *Il morenico dell'alta Valsassina*. Contr. agli studi di geografia, **1**: 141–185.
- FANTINI SESTINI N. (1990) – *I coralli del calcare di Zu (Triassico superiore) della Lombardia (Italia); nuove segnalazioni*. Riv. It. Pal. Strat., **96**: 103–110, Milano.
- FARABEGOLI E. & DE ZANCHE V. (1984) – *A revision of the Anisian stratigraphy in the Western Southern Alps west of Lake Como*. Mem. Sci. Geol., **36** (1993): 391–401, Padova.
- FELBER M. (1993) – *La storia geologica del tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Tesi di dottorato ETH, 617 pp., Zurigo.
- FERRETTI A., PRATI C. & ROCCA F. (2001) – *Permanent scatterers in SAR interferometry*. IEE Trans. Geoscience and Rem. Sens., **39** (1): 8–20, London.
- FINCKH P. (1978) – *Are southern Alpine lakes former Messinian canyons? - Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern Alpine lakes*. Mar. Geol., **27**: 289–302, Amsterdam.
- FOLK R. L. (1974) – *Petrology of sedimentary rocks*. pp. 182, Hemphill's, Austin.
- FORCELLA F. & JADOUL F. (1990) – *Deformazioni post-Adamello nelle Alpi Orobie. Stato dell'arte e ipotesi di lavoro*. In: “Atti conv. Neogene Thrust Tectonic”. Atti Camerti Sc. Terra, (Spec. Vol.): 139–151, Camerino.
- FORCELLA F. & JADOUL F. (Eds., 2000) – *Carta geologica della Provincia di Bergamo alla scala 1:50.000 con relativa nota illustrativa*. Pp. 300, 3 fogli geologici, Monti Ed., Bergamo.
- FORCELLA F. & ROSSI P.M. (1987) – *Le deformazioni di versante presenti nel territorio di Fuipiano Imagna (Prealpi Bergamasche)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 281–291, Roma.
- FORNACIARI M. (1989) – *Stratigrafia e assetto strutturale delle Unità Cretacico-superiori del Bacino Lombardo tra la Brianza e il Lago d'Iseo*. Tesi di Dottorato, Univ. di Milano, 261 pp.
- FRANCANI V. (1967) – *Il Calcare di Sedrino: una nuova formazione dell'Hettangiano lombardo*. Riv. It. Pal. Strat., **73**: 1161–1180, Milano.
- FRANCANI V. (1968) – *Calcare di Sedrino*. Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche **I**: 123–129, Roma.
- FRANCANI V. (1971) – *Osservazioni sulla geomorfologia e l'idrogeologia del Gruppo delle Grigne*. Geol. Tecnica, **18**: 71–101, carta Geol. 1:30.000, Milano.
- FRAUENFELDER A. (1916) – *Beitraege zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*. Ecl. Geol. Helv., **14** (2): 247–371, Basel.
- FRISA S., JADOUL F. & WEISSERT H. (1989) – *Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint*. Sedimentology, **36**: 685–699, Oxford.
- GAETANI M. (1970) – *Faune hettangiane della parte orientale della provincia di Bergamo*. Riv. It. Pal. Strat., **76**: 355–442, Milano.
- GAETANI M. (1971) – *Calcare di Prezzo*. Descr. Carta Geol. Italia. Form. Geol., **4**:

28–37, Roma.

- GAETANI M. (1975) – *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review*. In: C. SQUYRES (Ed.): «*Geology of Italy*». Earth Sc. Soc. Libyan Arab Rep.: 377–402, Tripoli.
- GAETANI M. (1982) – *Elementi stratigrafici e strutturali della galleria Bellano-Varenna (Nuova S.S. 36) (Como)*. Riv. It. Pal. Strat., **88**, (1): 1–10, Milano.
- GAETANI M. & ERBA E. (1990) – *Il Bacino Lombardo: un sistema paleoalto/fossa in un margine continentale passivo durante il Giurassico*. In F. JADOUL & P. MASSIOTTA (Eds.) – «*La geologia italiana degli anni '90 – Guida alle escursioni pre-Congresso*». 75° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Escursione A3, 23 pp., Milano.
- GAETANI M. & GIANOTTI R. (1981) – *Foglio 32 Como*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): «*Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*». Prog. Finaliz. Geod.CNR, **441**: 179–184, Tecnoprint, Bologna.
- GAETANI M. & GORZA M. (1989) – *The Anisian Camorelli carbonate bank. (Lombardy, Southern Alps)*. Facies, **21**: 41–56, Erlangen.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1979) – *The structure of the Bergamasc Alps*. Accad. Naz. Lincei, (Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat.), ser. VIII, **46**: 411–416, Roma.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1987) – *Controllo ancestrale sui principali lineamenti strutturali delle Prealpi Lombarde centrali*. Rend. Soc. Geol. It., **10**: 21–24, Roma.
- GAETANI M. & POLIANI G. (1978) – *Il Toarciano e il Giurassico medio in Albenza (Bergamo)*. Riv. It. Pal. Strat., **84**: 349–382, Milano.
- GAETANI M., GELATI R. & JADOUL F. (1981) – *Foglio 33 Bergamo*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): «*Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*». Prog. Finaliz. Geod. CNR, **441**: 174–178, Tecnoprint, Bologna.
- GAETANI M., GIANOTTI R., JADOUL F., CIARAPICA G., CIRILLI S., LUALDI A., PASSERI L.M., 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., JADOUL F. & GARZANTI E. (1998) – *Multioorder Sequence Stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps*. S.E.P.M. Spec. Publ., **60**: 701–717, Tulsa.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., POLIANI G., GRIGNANI D., GORZA M. & MARTINELLI L. (1992) – *An anoxic basin intraplatform basin in the Middle Triassic of lombardy (southern Alps): anatomy of a hydrocarbon source*. Riv. It. Pal. Strat., **97**: 329–354, Milano.
- GALLI M.T., JADOUL F., BERNASCONI S.M., CIRILLI S., WEISSERT H. (2007). *Stratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the Triassic-Jurassic transition in the Western Southern Alps (Northern Italy)*. Palaeogeogr., Paleoclim., Paleoecol., **244**: 52–70, Amsterdam.
- GARASSINO A. & TERUZZI G. (1993) – *A new decapode assemblage from the Upper Triassic of Lombardy*. Pal. Lomb., N.S., **1**: 1–27, Milano.
- GARZANTI E. (1985a) – *Petrography and diagenesis of Upper Triassic volcanic arenites (S. Giovanni Bianco, Gorno and Val Sabbia Formations; Bergamasc Alps)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 3–20, Roma.
- GARZANTI E. (1985b) – *The sandstone memory of the evolution of a Triassic volcanic arc in the Southern Alps, Italy*. Sedimentology, **32**: 423–433, Oxford.
- GARZANTI E. & JADOUL F. (1985) – *Stratigrafia e paleogeografia del Carnico*

- lombardo (Sondaggio S. Gallo, Val Brembana)*. Riv. It. Pal. Strat., **91**: 295–320, Milano.
- GARZANTI E. & PAGNI FRETTE M. (1991) – *Il Carnico di Lierna (Como): stratigrafia e paleogeografia*. Riv. It. Pal. Strat., **96** (1990): 407–426, Milano.
- GARZANTI E., GNACCOLINI M. & JADOUL F. (1995) – *Anatomy of a semiarid coastal system: the Upper Carnian of Lombardy (Italy)*. Riv. It. Pal. Strat., **101**: 17–36, Milano.
- GARZANTI E., SCIUNNACH D. & CONFALONIERI M.P. (2004) – *Discriminating source and environmental control from detrital modes of Permo–Triassic fluvio–deltaic sandstones: I. Southern Alps (Lombardy, Italy)*. Mem. Descr. Car. Geol. It., **61** (2002): 63–82, Roma.
- GASTALDI B. (1863) - *Sulla escavazione (affouillement) dei bacini lacustri compresi negli anfitratti morenici*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **5**: 240–247, Milano.
- GELATI R., CASCONI A. & PAGGI L. (1982) – *Le unità stratigrafiche Aptiano–Maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Pal. Strat., **88**: 75–112, Milano.
- GERMANI D. (2001) – *Conodonti dell'Anisico medio nella Tetide occidentale : tassonomia, biostratigrafia, filogenesi*. Tesi di Dottorato, Univ. di Milano, 176 pp.
- GHISELLI A. (2007) - *Interaction of geomorphology and tectonics in the evolution of the Orobic Alps (central southern Alps)*. Tesi di Dottorato, Univ. di Milano.
- GIANOTTI R. (1968) – *Considerazioni sul margine settentrionale delle Grigne*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **18**: 82–101, Pavia.
- GIANOTTI R. & PEROTTI C.R. (1987) – *Introduzione alla tettonica e all'evoluzione strutturale delle Alpi Lariane*. Mem. Soc. Geol. It., **32**: 67–99, Roma.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C., and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2009) – *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. Journal of Quaternary Science, DOI: 10.1002/jqs.1338.
- GNACCOLINI M. (1964) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) VII. Il Retico nella Lombardia occidentale*. Riv. It. Pal. Strat., **70**: 467–522, Milano.
- GNACCOLINI M. (1965) – *Il Calcarea di Zu e le Argilliti di Riva di Solto: due formazioni del Retico Lombardo*. Riv. It. Pal. Strat., **70** (1964): 1099–1121, Milano.
- GNACCOLINI M. (1968) - *Argillite di Riva di Solto*. Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche **I**: 97–103, Roma.
- GNACCOLINI M. (1968) – *Calcarea di Zu*. Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche **I**: 113–122, Roma.
- GNACCOLINI M. (1983) – *Un apparato deltizio triassico nelle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Pal. Strat., **88**: 599–612, Milano.
- GRADSTEIN F., OGG J.G. & SMITH A.G. (2004) – *A Geologic Time Scale 2004*. pp. 610, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) – *Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Change*. In: C.K WILGUS, B.S. HASTINGS, H.W. POSAMANTIER, J.VAN WAGONER, C.A. ROSS & G.St.C. KENDALL (Eds.): «*Sea-Level Changes: An Integrated Approach*». S.E.P.M.

- Spec. Publ.: **42**: 71–108, Tulsa.
- HAUER F.R. (1858) – *Erläuterungen zu einer geologischen Übersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei*. Jahrb. K.K. Geol. R.-anst., **9**: 445–496, Wien.
- HAUPT H.O. (1938) – *Die eiszeitliche Vergletscherung des Bergamasker Alpen*. pp. 110, Trilish & Hunter, Berlin.
- IRVINE T.N. & BARAGHAR W.R.A. (1971) – *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Can. J. Earth Sci., **8**, 523–548, Calgary.
- JACQUIN T. & DE GRACIANSKY P.-C. (1998) – *Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European Basin development*. In: P.-C. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, & P.R. VAIL (Eds.): «*Mesozoic and Cenozoic Sequence stratigraphy of European Basins*». S.E.P.M. Spec. Publ., **60**: 15–29, Tulsa.
- JADOUL F. (1986) – *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. It. Pal. Strat., **91** (1985): 479–512, Milano.
- JADOUL F. (1994) – *Middle Triassic stratigraphy and paleogeography of the Muschiada tectonic unit: Structural implications for the Valsassina domain (Southern Alps, Lombardy)*. In: A. MONTRASIO & E. SCIESA (Eds.): «*Proceedings of Symposium Crop –Alpi Centrali*». Quad. Geod. Alpina e Quaternaria, **2**: 145–160, Milano.
- JADOUL F. & DE BONIS A. (1982) – *Paleogeografia e assetto strutturale delle mineralizzazioni a fluorite della Dolomia Principale delle Prealpi Bergamasche*. L'industria Mineraria, **1**: 19–34, Roma.
- JADOUL F. & DONISELLI T. (1987) – *La successione del Lias Inferiore di Morterone (Lecchese)*. Mem. Soc. Geol. It., **32**: 49–66, Roma.
- JADOUL F. & FRISIA S. (1988) – *Le evinosponge: ipotesi genetiche di cementi calcitici di cavità nella piattaforma ladinica delle Prealpi Lombarde (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Pal. Strat., **94**: 81–104, Milano.
- JADOUL F. & GAETANI M. (1987) – *L'assetto strutturale del settore lariano centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **32**: 123–132, Roma.
- JADOUL F. & GALLI M.T. (2008) – *The Hettangian shallow water carbonates after the Triassic/Jurassic biocalcification crisis: the Albenza Formation in the western southern Alps*. Riv. Ital. Pal. Strat., **114/3**: 453–470, Milano.
- JADOUL F. & GNACCOLINI M. (1992) – *Sedimentazione ciclica nel Trias Lombardo: osservazioni e prospettive*. Riv. Ital. Pal. Strat., **97** (1991): 307–328, Milano.
- JADOUL F. & ROSSI P.M. (1982) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): «*Guida alla geologia del Sudalpino centro-occidentale*». Guide Geol. Reg. S.G.I.: 143–155, Bologna.
- JADOUL F., GERVASUTTI M. & FANTINI SESTINI N. (1992a) – *The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino Platform evolution (Bergamasc Alps)*. Riv. It. Pal. Strat., **98**: 299–324, Milano.
- JADOUL F., BERRA F. & FRISIA S. (1992b) – *Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy)*. Riv. It. Pal. Strat., **98**: 29–44, Milano.
- JADOUL F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S. (1994) – *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*. In: G. CARANNANTE & R. TORELLI (Eds.): «*Escursione*

- B1, Guide post IAS Meeting di Ischia*»: 3–38, De Frede, Napoli.
- JADOUL F., FERLIGA C. & MONESI C. (2000) – *Coperture triassiche*. In: F. JADOUL, F. FORCELLA, A. BINI & C. FERLIGA (Eds.): «Carta Geologica della provincia di Bergamo», Note Illustrative: 21–52, Bergamo.
- JENKYN H.C. (1988) – *The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence*. Am. J. Sci., **288**: 101–151, New Haven.
- JONG W.J. (1928) – *Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nordlich des Val Stabina*. Leid. Geol. Medd., **3** (2): 49–104, Leiden.
- JONGMANS W.J. (1960) – *Die Karbonflora der Schweiz*. Beitr. Geol. Karte Schw., **108**: 97 pp., Bern.
- KRYSTYN L., BOUQUEREL H., KUERSCHNER W., RICHOS S. & GALLET Y. (2007) – *Proposal for a candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage*. New Mexico Museum Nat. Hist. Sc. Bulletin, **41**: 189–199.
- LAKEW T. (1990) – *Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Calcare di Zu (Southern Alps)*. Facies, **22**: 187–232, Erlangen.
- LANDRA G., LONGONI R. & FANTONI R. (2000) – *Seismic models of two Middle Triassic carbonate platforms from the Southern Alps*. Mem. Sc. Geol., **52**: 139–163, Padova.
- LAUBSCHER H.P. (1985) – *Large scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models*. Geol. Soc. Am. Bull., **96**: 710–718, Boulder.
- LEPSIUS R. (1876) – *Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur Ausseralpinen*. N. Jb. Min. Geol. Pal.: 742–744, Wien.
- LEVY M.G. (1915) – *Die eiszeitliche Vergletscherung des Sudalpen zwischen Dora Riparia und Etsch*. Zeit. Gletscherkunde, **9**: 225–269.
- LOMBARDO C., RUSCONI M., TINTORI A. (2008) – *New perleidiiform from the lower Ladinian (Middle Triassic) of the Northern Grigna (Lc)*. Riv. It. Pal. Strat., **114/2**: 263–272, Milano.
- LOZAR F. (1992) – *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Giurassico inferiore di alcune sezioni selezionate nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali Italiane) e nel Bacino Delfinese (Alpi Meridionali Francesi)*. Tesi di dottorato, Univ. Milano, 199 pp., Milano.
- LUINO F., BASSI M., FASSI P., BELLONI A. & PADOVAN N. (2000) – *Individuazione delle zone potenzialmente inondabili dal punto di vista storico e geomorfologico ai fini urbanistici: torrente Pioverna (Valsassina) e fiume Serio (Val Seriana)*. pp. 60, CNR–IRPI e IREER, rapporto interno n. 00/43, Torino.
- MARIANI E. (1902) – *Note geologiche sul gruppo delle Grigne*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., **34**: 1250–1271, Milano.
- MARTIRE L., CLARI P.A., LOZAR F. & PAVIA G. (2006) – *The Rosso Ammonitico Veronese (Middle-Upper Jurassic of the Trento Plateau): A proposal of lithostratigraphic ordering and formalization*. Riv. It. Pal. Strat., **112/2**: 227–250, Milano.
- MASETTI D., STEFANI M. & BURCHELL M. (1989) – *Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of Southern Alps: platform–basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations*. Riv. It. Pal. Strat., **94**: 401–424, Milano.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) – *Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions*. Riv. It. Pal. Strat., **105**: 343–376, Milano.

- MC KENZIE D. (1978) – *Some remarks on the development of sedimentary basins*. Earth Planet. Sci. Lett., **40**: 25–32, Amsterdam.
- MC ROBERTS C. (1994) – *The Triassic–Jurassic ecostratigraphic transition in the Lombardian Alps, Italy*. Palaeog. Palaeocl. Palaeoec., **110**: 145–166, Amsterdam.
- MERLA G. (1933) – *Geologia della Valsassina da Introbbio a Bellano*. Mem. Geol. Geogr. di G. Dainelli, **4**: 1–44, Firenze.
- MOJSISOVICS E.V. (1879) – *Die Dolomit-riffe von Südtirol und Venetien*. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. Pp. 552, A. Hölder, Wien.
- MOJSISOVICS E.V. (1880) – *Ueber heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der lombardischen Alpen*. Jb. K.K. Geol. Reichsanst., **30**: 695–718, Wien.
- MONTRASIO A., BERSEZIO R., FORCELLA F., JADOUL F. & SCIESA E. (1994) – *Geological interpretation of the profile CROP–Central Alps (Passo Spluga–Bergamo)*. In: A. MONTRASIO & E. SCIESA (Eds.): «*Proceedings of Symposium CROP–Alpi Centrali*». Quaderni Geol. Alpina e Quaternaria, **2**: 171–186, Milano.
- MOTTANA A., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., LIBORIO G., DE CAPITANI L. & BOCCHIO R. (1985) – *Pre-alpine and alpine evolution of the south-alpine basement of the Orobic Alps*. Geol. Rund., **74**: 353–366, Kiel.
- MUTTI E. (1992) – *Turbidite sandstones*. pp. 275, ENI/Agip, San Donato Milanese.
- MUTTI M. (1992) – *Facies a tepee del Calcare Rosso (Ladinico superiore, Alpi Lombarde): meccanismi di formazione e implicazioni per la stratigrafia del Ladinico–Carnico lombardo*. Giorn. Geol., **54** (1): 147–162, Bologna.
- MUTTI M. (1994) – *Association of tepees and paleokarsts in the Ladinian Calcare Rosso (Southern Alps, Italy)*. Sedimentology, **41**: 621–641, Oxford.
- MUTTONI G., KENT D.V., GARZANTI E., BRACK P., ABRAHAMSEN N. & GAETANI M. (2003) – *Early Permian Pangea ‘B’ to Late Permian Pangea ‘A’*. Earth Planet. Sci. Lett., **215**: 379–394, Amsterdam.
- MUTTONI G., ERBA E., KENT D.V. & BACHTASDE V. (2005) – *Mesozoic Alpine facies depositino as a result of past latitudinal plate motion*. Nature, **434**: 59–63, London.
- MUTTONI G., KENT D.V., JADOUL F., OLSEN P.E., RIGO M., GALLI M.T. & NICORA A. (2010) – *Rhaetian magneto-biostratigraphy from the Southern Alps (Italy): Constraints on Triassic chronology*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **285**: 1-16.
- NANGERONI G. (1954) – *Il morenico del Lario Orientale, della Valsassina e della Vallassina*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **93**: 179-220, Milano.
- NANGERONI G. (1956) – *Su l'origine e l'evoluzione dei minori laghi lombardi pedemontani*. Atti I Conv. Interreg. Padano di Paleontologia: 41-50, Milano.
- NANGERONI G. (1969) – *Note sulla geomorfologia del gruppo montuoso Cornizzolo-Moregallo-Corni di Canzo (Prealpi Comasche)*. Mus. Civ. St. Nat. Scritti sul Quaternario in onore di A. Pasa: 249-303, Verona.
- NANGERONI G. (1969) – *Note geomorfologiche sui monti ad occidente del Lario Comasco*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **109/2**: 97-184, Milano.
- NANGERONI G. (1970a) – *Appunti sulla geomorfologia del Triangolo Lariano*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **110(2)**: 69-142, Milano.
- NANGERONI G. (1970b) – *Appunti sulla geomorfologia dei Piani di Bobbio e di Artavaggio (Prealpi Lecchesi)*. L'Universo, **50/1**: 31-54.

- NANGERONI G. (1971) - *Note geomorfologiche sul territorio montuoso comasco ad oriente del Lario*. Atti Soc. It. Sc. Nat. **112/1**: 5-160, Milano.
- NANGERONI G. (1972) - *Il Monte Barro (Prealpi Lombarde)*. Note di geomorfologia. Natura, **63/2**: 159-196, Milano.
- NANGERONI G. (1974) - *La geomorfologia delle montagne lariane*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **115/1**: 5-116, Milano.
- NICOSIA U., RONCHI A. & SANTI G. (2000) - *Permian tetrapod footprints from Orobic Basin (Northern Italy)*. Biochronological and evolutionary remarks. Geobios, **33** (6): 35–53, Lyon.
- PAOLETTI S., SCIESA E. & SCIUNNACH D. (2006) - *Regione Lombardia: esperienze di geoconservazione nel territorio regionale*. In: M. D'ANDREA, A. LISI & T. MEZZETTI (Eds.): «Patrimonio geologico e geodiversità – Esperienze ed attività dal Servizio geologico d'Italia all'APAT». APAT–Rapporti **51/2005**: 81–88, Roma.
- PARONA C.F. (1889) - *Considerazioni sulla serie del Giura superiore e dell'infracretaceo in Lombardia, a proposito del rinvenimento di fossili del piano barremiano*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., ser. 2. (1896), **29**: 4 pp., Milano.
- PARONA C.F. (1898) - *Contribuzione alla conoscenza delle Ammoniti liassiche di Lombardia: parte III. Ammoniti del calcare nero di Moltrasio, Carenno, Civate nel Bacino lariano*. Mem. Soc. Paléont. Suisse, 25 p. Basel.
- PARSONS B. & SCLATER J.G. (1977) - *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age*. J. Geophys. Res., **82**: 803–827, Washington, D.C..
- PASQUARÉ G. (1965) - *Il Giurassico superiore nelle Prealpi Lombarde*. Mem. Riv. It. Pal. Strat., **11**: 1–237, Milano.
- PASQUARÉ G. (1967) - *Analisi geologico-strutturale del complesso intrusivo di Val Biandino (Alpi Orobic occidentali)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 343–357, Roma.
- PASQUARÉ G. & ROSSI P.M. (1969) - *Stratigrafia degli orizzonti piroclastici medio-triassici del Gruppo delle Grigne (Prealpi Lombarde)*. Riv. Ital. Pal. Strat., **75**: 1–83, Milano.
- PASQUARÉ G. & ROSSI P.M. (1974) - *Calcare di Perledo–Varenna*. Studi Ill. Carta Geol. It., Form. Geol., **4**: 43–55, Roma.
- PASSERI L.D. (1969) - *Marna di Bruntino*. Studi Ill. Carta Geol. It., **2**: 9 pp., Roma.
- PAUL C.K. & NEUMANN A.C. (1987) - *Continental margin brine seeps: their geological consequences*. Geology **15**: 545-548, Boulder.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd. **3**: 772-789, Leipzig.
- PHILIPPI E. (1895) - *Beitrag zur Kenntniss des Aufbaues und der Schichtfolge im Grignagebirge*. Zeit. Deutsch Geol. Gesel., **47** (4): 665–734, Berlin.
- PHILIPPI E. (1897) - *Geologie der Umgegend von Lecco und des Resegone Massivs in der Lombardei*. Zeit. Deutsch Geol. Gesel., **49** (2): 318–367, Berlin.
- POSENATO R., SCIUNNACH D. & GARZANTI E. (1996) - *First report of Claraia (Bivalvia) in the Servino Formation (Lower Triassic) of the Western Orobic Alps, Italy*. Riv. It. Pal. Strat., **102** (2): 201–210, Milano.
- PORRO C. (1897) - *Cenni preliminari ad un rilievo geologico nelle Alpi Orobic (Valsassina e Pizzo dei Tre Signori)*. Rend. R. Ist. Lomb. Sci. Lett., s. 2, **30**: 15

- pp., Milano.
- PORRO C. (1898) – *Rocce granitoidi in Valsassina*. Rend. R. Ist. Lomb. Sci. Lett., s. 2, **31**: 1053–1064, Milano.
- PORRO C. (1903) – *Alpi Bergamasche. Note illustrative della carta geologica e delle sezioni*. pp. 30, Tip. Operai, Bergamo.
- PORRO C. (1933) – *Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica (Alpi Bergamasche–Valtellinesi)*. Studio Geologico. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., ser. 3, **22–23** (5): 253–404, Milano.
- QUATTRONE P., ROGLEDI S. & LONGONI R. (1990) – *Gas fields in the Tertiary sequences of the Milano Bergamo Region*. Bull. Swiss Assoc. Petrol. Geol. Eng., **56** (**131**): 53–64.
- RASSMUSS H. (1912) – *Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Südostlich Alta Brianza*. Kok. Geol. Pal. Abh., **10**: 339–466, Stuttgart.
- REDINI R. (1934) – *Notizie geologiche sul Gruppo delle Grigne. Nota Preliminare*. Boll. Soc. Geol. It., **53**: 134–146, Roma.
- REGIONE LOMBARDIA (2002) – *SIRVAL – Sistema Informativo regionale Valanghe – Scala 1:25.000 – ver. 1.1 – 2002 CD*, Milano
- RENESTO S. & PAGANONI A. (1995) – *A new Drepanosaurus (Reptilia, Neodiapsida) from the Upper Triassic of Northern Italy*. N. Jb. Geol. Palaeontol. Abh., **197**: 87–99, Stuttgart.
- RICHTHOFEN F.F. (1860) – *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe*: 39–105, Gotha.
- RIGO M., GALLI M.T., JADOUL F. (2009) – *Late Triassic biostratigraphic constraints in the Imagna Valley (western Bergamasc Alps, Italy)*. Albertiana, **37**: 39–42, Utrecht.
- RIVA A. (1957) – *Gli anfiteatri morenici a Sud del lario e le pianure alluvionali tra Adda e Olona*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **7**: 1–93, Pavia.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1978) – *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian plain (Italy)*. Mar. Geol., **27**: 303–325.
- RODEGHIERO F., JADOUL F., VAILATI G., & VENERANDI I. (1987) – *Dati preliminari sulle mineralizzazioni a Pb–Zn dell'area tra Mandello e Ballabio (Lombardia Centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986): 133–150, Roma.
- ROEDER D. (1989) – *South–Alpine thrusting and trans–Alpine convergence*. In: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK (Eds.): «*Alpine Tectonics*». Geol. Soc. Spec. Publ., **45**: 211–227, Oxford.
- ROEDER D. (1990) – *Tectonics of the Southern–alpine crust and cover (Italy)*. In: J. LETOUZEY (Ed.): «*Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*»: pp. 1–14, Paris.
- ROSS C.A. & ROSS J.R.P. (1987) – *Late Paleozoic sea levels and depositional sequences*. In: C.A. ROSS & D. HAMAN (Eds.): «*Timing and Depositional History of Eustatic Sequences: Constraints on Seismic Stratigraphy*», Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ., **24**: 137–149, Washington, D.C..
- ROSSI P.M. (1975) – *Structural and stratigraphical pattern of the Lombardy Southern Alps*. Quad. "La ricerca scientifica", **90**: 67–119, Roma.
- 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, Lugano.
- ROSSI RONCHETTI C. (1959) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) I. I Lamellibranchi ladinici del Gruppo delle Grigne*. Riv. It. Pal.

- Strat., **65**: 269–346, Milano.
- ROSSI RONCHETTI C. (1960) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) II. I Cefalopodi ladinici del Gruppo delle Grigne*. Riv. It. Pal. Strat., **66**: 1– 64, Milano.
- RUNDO SOTERA G. (2003) – *Censimento e georeferenziazione delle sorgenti ad uso idropotabile nella Provincia di Lecco*. ARPA–Lombardia, Dip. Prov. di Lecco, rapporto interno inedito.
- SACCO F. (1886) – *Sull'origine delle vallate e dei laghi alpini in rapporto coi sollevamenti delle Alpi e coi terreni pliocenici e quaternari della valle padana*. Atti Accad. Sci. Torino, **20**: 639–662.
- SAIBENE C. (1955) – *Il Gruppo delle Grigne (Note di geomorfologia)*. Atti Soc. It. Sc. Nat.: **94/III-IV**: 254–328, Milano.
- SANTI G. & KRIEGER C. (2001) – *Lower Permian tetrapod footprints from Brembana Valley – Orobic Basin – (Lombardy, Northern Italy)*. Rev. Paléobiol., **20** (1): 45–68, Gèneve.
- SAVOCA D. & LAURETI L. (2004) – *I siti minerari abbandonati e dismessi delle Alpi e Prealpi Lombarde (province di Lecco, Bergamo e Brescia). Recupero e valorizzazione*. Boll. Uff. Reg. Lomb., **44**: 143 pp., Milano.
- SCHALTEGGER U. (1997) – *Magma pulses in the Central Variscan belt: episodic melt generation and emplacement during lithospheric thinning*. Terra Nova, **9**: 242–245, Oxford.
- SCHALTEGGER U. & P. BRACK (2007) – *Crustal-scale magmatic systems during intra-continental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps*. International Journal of Earth Sciences, **96/6**: 1131–1151, Amsterdam.
- SCHATZ W. (2005) – *Palaeocology of the Triassic black shale bivalve Daonella – new insights into an old controversy*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., **216**, 189–201, Amsterdam.
- 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, Pavia.
- SCHIROLLI P. (2002)– *Calcere di Domaro*. In : DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PETTI F.M. (2002) – Carta Geologica d'Italia 1:50.000 – Catalogo delle Formazioni – Fascicolo III – Unità validate. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III , **7/3**: 51–60, Roma.
- SCHMOKER J.W. & HALLEY R.B. (1982) – *Carbonate porosity versus depth; a predictable relation for South Florida*. A.A.P.G. Bull., **66**: 2561–2570, Tulsa.
- SCHÖNBORN G. (1990) – *A kinematic model of the western Bergamasc Alps, Southern Alps, Italy*. Ecl. Geol. Helv., **83**: 665–682, Basel.
- SCHÖNBORN G. (1992) – *Alpine tectonics and kinematics models of the central Southern Alps*. Mem. Sc. Geol., **44**: 229–393, Padova.
- SCHÖNBORN G. (1994) – *Evolution and Deep Structure of Val Brembana based on surface data (Southern Alps, Italy)*. Proc. Symp. CROP-Alpi Centrali, Sondrio 1993 in Quad. Geol. Alp. Quat. (1994), **2**: 197–212, Milano.
- SCHÖNBORN G. & LAUBSCHER H.P. (1987) – *The Suborobic imbrications near Taceno*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986): 113–121, Roma.
- SCHUMACHER M.E., SCHÖNBORN G., BERNOULLI D. & LAUBSCHER H.P. (1997) –

- Rifting and collision in the Southern Alps. In: O.A. PFIFFNER, P. LEHNER, P. HEITZMANN, S. MÜLLER & A. STECK (Eds.): «*Deep structure of the Swiss Alps: Results of the National Research Program 20*». Birkhäuser, 186–204, Basel.
- SCIUNNACH D. (2001a) – *The Lower Permian in the Orobic Anticline (Southern Alps, Lombardy): a review based on new stratigraphic and petrographic data*. Riv. It. Pal. Strat., **107**: 47–68, Milano.
- SCIUNNACH D. (2001b) – *Benthic Foraminifera from the upper Collio Formation (Lower Permian, Lombardy Southern Alps): implications for the palaeogeography of the peri-Tethyan area*. Terra Nova, **13** (2): 150–155, Oxford.
- SCIUNNACH D. (2001c) – *Early Permian Palaeofaults at the western boundary of the Collio Basin (Valsassina, Lombardy)*. Nat. Bresciana, Mon. **25**: 37–43, Brescia.
- SCIUNNACH D. (2003) – *Fault-controlled stratigraphic architecture and magmatism in the Western Orobic Basin (Lower Permian, Lombardy Southern Alps)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **2**: 49–58, Roma.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E. & CONFALONIERI M. (1996) – *Stratigraphy and petrography of Upper Permian to Anisian terrigenous wedges (Verrucano Lombardo, Servino and Bellano Formations; western Southern Alps)*. Riv. It. Pal. Strat., **102**: 27–48, Milano.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E., POSENATO R. & RODEGHIRO F. (1999) – *Stratigraphy of the Servino Formation (Lombardy, southern Alps): towards a refined correlation with the Werfen Formation of the Dolomites*. Mem. Sc. Geol., **51**: 103–118, Padova.
- SCIUNNACH D., BASSANELLI D., GARZANTI E. & RIGANTI F. (2000) – *New evidence towards a geometrical model for the Taceno district (Taceno–Vendrognò road cut, Western Orobic Alps, Lombardy)*. Geol. Insubrica, **4** (2): 35–47, Lugano.
- SCLATER J.G. & CHRISTIE P.A.F. (1980) – *Continental stretching: An explanation of post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin*. J. Geoph. Res., **85**: 3711–3939, Washington, D.C..
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1933) - Carta Geologica d'Italia 1:100.000 – Foglio 6: Passo dello Spluga.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1934) Carta Geologica d'Italia 1:100.000 – Foglio 32 Como.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1954) - Carta Geologica d'Italia 1:100.000–Foglio 33 Bergamo.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1968) - Carta Geologica d'Italia 1:100.000–Foglio 46 Brescia.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) – *Guida al Rilevamento*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, 7/3: 203 pp., Roma.
- SILETTO G.B. (1991) – *Cronologia relativa dei sovrascorrimenti in aree selezionate del basamento orobico*. Tesi di dottorato Univ. Studi di Milano, pp. 145, Milano.
- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., LARDEAUX J.M. & COLOMBO A. (1993) – *Pre-Alpine Structural and Metamorphic Histories in the Orobic Southern Alps, Italy*. In: J.F. von Raumer & F. Neubauer (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*: 585–598. Springer-Verlag, Berlin.
- SOMMARUGA A., HOCHULI P.A. & MOSAR J. (1997) – *The Middle Triassic (Anisian) Conglomerates from Capo San Martino, south of Lugano–Paradiso (Southern Alps, Switzerland)*. Geol. Insubrica, **2** (1): 1–14, Lugano.

- STOLZ R. (1927) – *Appunti sull'Anisico del gruppo delle Grigne (Lombardia)*. Natura, **17**: 133–145, Milano.
- STOPPANI A. (1857) – *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. pp. 461, Tip. Turati, Milano.
- STOPPANI A. (1858–1860) – *Les Pétrifications d'Esino, ou description des fossiles appartenants au Depot triasique superieur des environs d'Esino en Lombardie divisés en quatre monographies comprenant les gastéropodes, les acéphales, les brachiopodes, les céphalopodes, les crinoïdes, les zoophytes et les amorphozoaires*. Paléont. Lombarde, **4**, 151 p. Milano.
- STOPPANI A. (1860–1865) – *Géologie et paléontologie des couches a Avicula contorta en Lombardie*. Paléont. Lomb., **VII**, pp. 267, Milano.
- STOPPANI A. (1861) – *Sulle condizioni generali degli strati ad Avicula Contorta sulla loro speciale costituzione in Lombardia e sulla costituzione definitiva del piano infraliasico*. Rend. Ist. Lombardo Sc. Lett., 86-176, Milano.
- STOPPANI A. (1867) – *Note ad un corso annuale di geologia dettate per uso degli Ingegneri allievi del Reale Istituto Tecnico Superiore di Milano*. Tip. Bernardoni, Milano: 3 voll.: vol. 1 Dinamica Terrestre, vol. 2 Geologia Stratigrafica: 205 - 241.
- STOPPANI A. (1873) – *Il bel paese : conversazioni sulle bellezze naturali : la geologia e la geografia fisica d'Italia*. 750 pp. Torino : Società editrice internazionale
- TARAMELLI T. (1871) – *Dell'esistenza di un'alluvione preglaciale nel versante meridionale delle Alpi in relazione coi bacini lacustri e dell'origine dei terrazzi alluvionali*. Atti Ist. Ven. Sci. Lett., S.3, **16**: 83 pp.
- TARAMELLI T. (1880) – *Il Canton Ticino meridionale ed i Paesi Finitimi. Spiegazione del foglio XXIV. Duf. colorito geologicamente da Spreafico, Negri e Stoppani*. Beitr. Geol. Karte Schw., **17**: 13-174, Bern.
- TARAMELLI T. (1910) – *L'epoca glaciale in Italia*. Atti Soc. Ital. Progresso delle Scienze, IV Riunione, Napoli, 43 pp.
- TARCHI D., LEVA D., BASSO M., MÜHLBERGER F., ANTONELLO G., GUERRI L. (2003) – *Misure radar interferometriche sulla frana in Comune di Cortenova (LC) – Rapporto finale*. pp. 41, JRC, Ispra.
- THÖNI M., MOTTANA A., DELITALA M.C., DE CAPITANI L. & LIBORIO G. (1993) – *The Val Biandino composite pluton: A late Hercynian intrusion into the South-Alpine metamorphic basement of the Alps (Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1992, H. **12**: 545–554, Stuttgart.
- TINTORI A. (1977) – *Toarcian fishes from the Lombardian Basin*. Boll. Soc. Pal. It., **16** (2): 143–152, Modena.
- TINTORI A. (1980) – *Teeth of the Selachian genus Pseudodolalarias Sykes, 1971 from the Norian (Upper Triassic) of Lombardy*. Riv. It. Pal. Strat., **86**: 19–30, Milano.
- TINTORI A. (1981) – *Two new Pycnodonts (Pisces Actinopterygii) from the Upper Triassic of Lombardy (N. Italy)*. Riv. Ital. Pal. Strat., **86** (1980): 795–824, Milano.
- TINTORI A. (1982) – *Hypsosomatic Semionotidae (Pisces, Actinopterygii) from the Upper Triassic of Lombardy*. Riv. It. Pal. Strat., **88**: 417–442, Milano.
- TINTORI A. (1995) – *The Norian (Late Triassic) Calcare di Zorzino fauna from Lombardy (northern Italy): the state of the art*. II International Symposium on

- Lithographic Limestones, Extended abstract: 139–142, Cuenca.
- TINTORI A. & RENESTO S. (1983) – *The Macrosemiidae (Pisces, Actinopterygii) from the Upper Triassic of Lombardy (N. Italy)*. Riv. It. Pal. Strat., **89**: 209–222, Milano.
- TINTORI A. & SASSI D. (1987) – *Pesci volanti del genere Thoracopterus nel Norico Lombardo. Nota preliminare*. Riv. Ital. Pal. Strat., **93**: 337–346, Milano.
- TINTORI A. & SASSI D. (1992) – *Thoracopterus Bronn (Osteichthyes: Actinopterygii): a gliding fish from the Upper Triassic of Europe*. J. Vert. Pal., **12**: 265–283, New York.
- TIZZONI M. (1998) – *Il comprensorio minerario e metallurgico valsassinese*. Monogr. Per. Mus. Civ. Lecco, 447 pp., Lecco.
- TOURING CLUB ITALIANO (1980) – *Gruppo delle Grigne 1:20.000*. Arti grafiche Ricordi, Milano.
- TRÜMPY E. (1930) – *Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei)*. Ecl. Geol. Helv., **23**: 379–487, Basel.
- VARISCO A. (1881) – *Note illustrative della carta geologica della provincia di Bergamo*. pp. 130, Tip. Garuffi & Gatti, Bergamo.
- VECCHIA O. (1948) – *Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici. I: introduzione*. Riv. It. Pal. Strat., **54**, (1): 1–18, Milano.
- VENZO S. (1954) – *Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretacico–Eocene) del Bergamasco e della Brianza orientale*. Mem. Descr. Carta Geol. Italia, **31**: 133 pp., Roma.
- VENZO S. & MAGLIA L. (1947) – *Lembi carboniferi trasgressivi sui micascisti alla "fronte sedimentaria sudalpina" del Comasco (Acquaseria di Menaggio–Bocchetta di S. Bernardo) e del Varesotto (Bedero)*. Atti. Soc. It. Sc. Nat., **86**: 33–70, Milano.
- VIEL G. (1979) – *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico–Cadorina (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Pal. Strat., **85**: 85–125, Milano.
- WENNEKERS J.H.L. (1932) – *The structure of the Bergamo Alps compared with that of the North–West Highlands of Scotland*. Leid. Geol. Meded., **4**: 83–93, Leiden.
- WHALLEY P. (1986) – *Insects from the Italian Upper Trias*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Bergamo, **10**: 51–90, Bergamo.
- WIEDENMAYER F. (1980) – *Die Ammoniten der Mediterranen Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen in Generoso–Becken (Lombardische Alpen)*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Gesell., **93**: 263 pp., Basel.
- ZANCHI A., FORCELLA F., JADOUL F., BERNINI M., BERSEZIO R., FORNACIARI M., ROSSETTI R. & TORAZZI S. (1988) – *The Faggio–Morterone transverse line: mesoscopic analysis and kinematic implications*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 279–286, Roma.
- ZANCHI A., CHIESA S. & GILLOT P.Y. (1990) – *Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic chain: structural and geochronological indications for pre–Tertiary compressive tectonics*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 77–82, Roma.
- ZANCHI A., STERLACCHINI S. & CROSTA G.B. (2003) – *Using GIS and GOCAD for the 3D reconstruction of the Corno Zuccone sackung, Val Taleggio (Italy)*. In: M. ROSENBAUM & K. TURNER (Eds.): «Lecture notes in Earth Sciences: New paradigms in Subsurface Prediction. Characterization of the Shallow

- Subsurface Implications for Urban Infrastructure and Environmental Assessment*», **99**: 141–150, Springer, Berlin.
- ZHANG J.S., PASSCHIER C.W., SLACK J.F., FLIERVOET T.F. & DE BOORDER H. (1994) – *Cryptocrystalline Permian tourmalinites of possible metasomatic origin in the Orobic Alps, Northern Italy*. *Econ. Geol.*, **89**: 391–396, Montpelier.
- ZUFFA G.G. (1980) – *Hybrid arenites: their composition and classification*. *J. Sed. Petr.*, **50**: 21–29, Tulsa.

VII ABSTRACT

The area covered by the present map includes geological objects very significant in the history of geological researches, from both a stratigraphic and a structural point of view, duly illustrated in the introductory part.

In the northernmost part of the map area, a pre-Variscan metamorphic basement, intruded by late Variscan magmatic bodies, is unconformably covered by the volcano- and siliciclastic successions common to the South-Alpine Permian. With the marine ingression in the Early Triassic, a long history of depositional sequences and parasequences develops in a rather subsiding passive margin area of the African Promontory, later evolving in the Adria microplate. The Triassic is characterized by a complex carbonate and, to minor extent, siliciclastic and volcanoclastic deposition in prevailing shallow-water settings. During the earliest Jurassic, a sharp downwarping of the margin brought the area to deeper, bathyal conditions that persisted through the whole Jurassic and the Early Cretaceous. Towards the end of the Early Cretaceous, the ongoing convergence between Adria and Europe changed the depositional scenario also in the Lecco area, with a gradual increase of the siliciclastic input, that eventually prevailed with the Turonian (early Late Cretaceous); the youngest sediments of the bedrock exposed in the map area are still Late Cretaceous in age.

The Alpine Orogeny affected the whole area, resulting in a thin-skinned thrust tectonics, in which it is not obvious to separate the diverse Cretaceous, Eocene/Early Oligocene, and Middle Miocene orogenic events on the ground of local evidence. The thrust sheets form an imbricated south-verging stack, some tens of km wide north to south. To the north the

Crystalline Basement thrusts over Permian rocks, and progressively the age of the stacked sheets became younger southwards. The volcanism connected with the Alpine Orogeny has a single evidence, where a porphyrite dyke cuts the Sodadura thrust sheet.

Pliocene, Pleistocene, and Holocene sediments largely cover the whole area. All were deposited in continental setting and they are consolidated, semi- or unconsolidated. They were considered separately, pertaining to the catchment areas of the Adda or Brembo rivers. Their mapping and description is made through unconformity-bounded stratigraphic units (UBSU). The oldest UBSU, found in the Adda catchment area, are usually well-consolidated or cemented and referred to the Pliocene by geometrical position. The deposits connected with the Pleistocene glacialism are widespread, especially in the Adda river basin, where local and major glaciers flowing from the Alps blanketed most of the area. From the emergent peaks, slope deposits also spread out.

Major attention was paid to the environmental issues. The present geomorphology, as well as the alluvial flooding and avalanche risks, are described in the explanatory notes, while on the maps landslides and deep-seated gravitational slope deformations (DSGSD) are highlighted. Graphic patterns on the map indicate the direction of movement of mapped landslides and DSGSD. These data support local administrations in drawing local development planning with an innovative and upgraded tool; the map is in fact displayed online, at the 1:10,000 scale, at the website www.cartografia.regione.lombardia.it. Seismicity of the area is low to very low, as far as the available seismic catalogue indicates.

Natural resources are reviewed, including groundwaters (largely used for urban supplies) and quarries, which are widespread especially for cement preparation. Mines, once active, are now almost totally abandoned. A review of major human constructions, like major roads, railways, dams, and rope lifts, is also presented. Eventually an overview on the official geosites in the map area is offered.

VIII ENGLISH LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM

PO SYNTHÈME **POI**

Deposits coming from all continental environments (glacial, slope, alluvial, lacustrine, fan, swamp and peat bogs, chemical, mixed?)

UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE

PALAZZAGO SUPERSYNTHÈME **PA**

Slope l.s. (mainly colluvium), fan and alluvial, landslide deposits. Upper boundary with morphologies from well preserved to eroded, weathering profile very variable in depth.

PLIOCENE - UPPER PLEISTOCENE

PRATO GRANDE GROUP **GR**

Not cemented, weathered slope deposits.

MIDDLE PLEISTOCENE - HOLOCENE

VALLE DEI TETTI GROUP **TE**

Angular clast-supported conglomerates, without or with rare matrix; planar or lenticular clinostratified bedded. Sandy matrix, cemented conglomerates. Clast supported, well cemented *grèzes litées* facies. Mostly carbonatic clasts. Few clasts from Verrucano Lombardo, Laghi Gemelli Group and metamorphites. Cemented slope deposits in morphological continuity with the other terrains.

*MIDDLE PLEISTOCENE - UPPER PLEISTOCENE***CULMINE GROUP CU**

Angular clast supported conglomerates, without or with rare matrix; water flow remixed facies (debris flow and alluvial fan), planar or lenticular clino-stratified beds. Well cemented sandy matrix. Carbonatic clasts fed by overlooking slopes; locally few Verrucano Lombardo clasts. Cemented slope deposits: morphological continuity with overhanging feeding slopes and strong unconformity with valley (slopes); well cemented and with important karstic structures.

*LOWER PLIOCENE - MIDDLE PLEISTOCENE***CORNA COEGIA CONGLOMERATE CEG**

Clast supported conglomerate, usually with rare sandy matrix; local carbonatic clasts, sub-angular boulder up to metric size; well cemented, locally karstic: slope deposits.

*UPPER PLIOCENE - LOWER PLEISTOCENE***LAORCA CONGLOMERATE BNL**

Matrix or locally clast supported or open-worked massive diamicton, very well cemented, local sub-angular clasts, coarse matrix, rare exotics; weakly stratified; locally *grèzes litées* facies and big boulder levels, mainly in the upper part: slope deposits. Well karstic with syngenetic forms.

*UPPER PLIOCENE - LOWER PLEISTOCENE***ALTERITI b6**

Paleosoils evolved on bedrock.

*UPPER MIOCENE - HOLOCENE***BREMBO CATCHMENT BASIN****LENNA SUPERSYNTHEM LE**

Ablation and lodgment till, glacialfluvial, alluvial s.s. and slope deposits. The deposits are into the Brembo Catchment Basin, along the main valley and its tributaries and also in minor valleys of mountains afferent to the same catchment basin.

*UPPER PLEISTOCENE***OLDA TRAVERTINE TLD**

Up to 5-6 m thick travertines, still in deposition on the top.

*MIDDLE PLEISTOCENE – HOLOCENE***COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHEM CM**

Ablation and lodgment till and tillites: glacial deposits. Polygenic and

polyphasic upper boundary, very variable weathering profile for different lithologies: very extreme with “ghost pebbles” to moderate.

UPPER PLIOCENE - UPPER PLEISTOCENE

PIAZZA D'ALBEN FORMATION PDA

Cemented slope deposits, only partially relation with the slopes.

MIDDLE PLEISTOCENE

CAMERATA CORNELLO GROUP LL

Clast – coarse sandy (limited to very abundant, sometimes in lenses) matrix supported, very coarse alluvial gravels. Thin to coarse gravels, in more or less horizontal or clino-stratified beds (foreset). Coarse to thin sands in sub-horizontal or clino-stratified beds; frequent cross, oblique low angle and planar laminations: parallel laminated silts. Alluvial and delta deposits, probably fiord environment.

LOWER PLIOCENE

LA TORRE CONGLOMERATE TOE

Clast-supported gravels, with well rounded or discoid clasts, conglomerate; coarse sands; well cemented: fluvial deposits.

PLIOCENE

FROLA CONGLOMERATE FRX

Conglomerate with 2 to 30 cm well cemented clasts, sandy matrix, massive or oblique lamination medium to thin sandy lenses; 10 cm thick, planar lamination thin to coarse alternated, middle and thin sands: Very well cemented: fluvial deposits. Clast or matrix supported conglomerates with sub-angular clasts, clino-stratified lenses along the slope: slope deposits.

PLIOCENE

ADDA CATCHMENT BASIN

LAKES SUPERSYNTHEM

Glacial l.s., slope l.s., fluvial, lacustrine and alluvial deposits. Upper boundary with well preserved morphologies, no loessic cover and poorly evolved weathering profile, decarbonation front max less than 2 meters in depth, color from 7,5 to 10YR. Locally cemented.

LATE PLEISTOCENE

CANTÙ SYNTHEM LCN

Matrix-supported massive diamicton, not over-consolidated: ablation till. Matrix-supported massive diamicton sub-angular, calcareous, striped, “flatiron” clasts, over-consolidated (lodgement till). Clast-

supported massive diamicton; linear ranged clasts, dipping against the slope: debris flow till. Diffused clasts sand and clast-supported thin gravel: planar and oblique bar laminations: glaciofluvial deposits. Clay and sandy millimeter laminated silt; dropstone, debris flow till alternating to turbiditic deposits: glacial margin lacustrine deposits. Altered crystalline clasts diamicton; carbonatic angular clasts (dipping like the slope) clast supported gravels: slope deposits. Upper boundary with weathering profile less than 2 meters in depth, 10 YR colour, well preserved morphology. Erosional lower boundary.

UPPER PLEISTOCENE

SASSO CAVALLO SYNTHEM SSV

Matrix or clast-supported massive diamicton, all clasts from Esino limestone: glacial deposits coming from a local high glacier. Weakly cemented gravels: glaciofluvial deposits.

UPPER PLEISTOCENE

FOPPA DEL GER SYNTHEM LFG

Matrix supported massive diamicton; all clasts from Northern Grigna bedrock: glacial deposits.

LATE PLEISTOCENE

PIANI DI BOBBIO SYNTHEM LBB

Matrix supported massive diamicton; local carbonatic clasts: glacial deposits. Well rounded clast-supported gravels with cross and horizontal bedded sands, all carbonatic clasts: glaciofluvial and/or alluvial deposits. Angular pebbles and blocks, clast-supported, no matrix, diamicton, clino-stratified, bedded and lenticular bodies: slope deposits.

UPPER PLEISTOCENE

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHEM CM

Ablation and lodgment till and tillites: glacial deposits; gravels and sands: glaciofluvial deposits. Polygenic and polyphasic upper boundary, very variable weathering profile for different lithologies: very extreme with “ghost pebbles” to moderate.

UPPER PLIOCENE - UPPER PLEISTOCENE

FUCINE FORMATION CFU

Planar bedded laminated clays; alternated bedded clays and medium-fine sands : lacustrine deposits. Sands, sandstones, conglomerates, gravels in fore-set, South dipping: delta deposits.

Uppermost LOWER PLEISTOCENE

NECREBBIO TRAVERTINES NEC

Decametric thick travertines, still in deposition on the top.

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

VALLE DEI MOLINI CONGLOMERATE VMI

Massive clast-supported, roughly stratified conglomerate, with pebbles and blocks: varying cementation eroded and suspended onto the present valley bottom.

MIDDLE PLEISTOCENE

PIOVERNA CONGLOMERATE PVO

Metric boulders mixed with thin materials and coarse gravels conglomerates: fluvial and slope deposits. Sorted alternated, matrix-supported-washed alternated horizontal bedded conglomerates; varying granulometry to sandstones: cross-bedded: fluvial deposits.

MIDDLE PLEISTOCENE

PONTE DELLA VITTORIA CONGLOMERATE PVT

Gravel bedded conglomerates with heterometric, polygenic, imbricated clasts; quite well selected, poor in matrix; common channel filling; carbonatic, angular, no matrix clasts intercalated layers; plain and cross-bedded sandstones; sand and gravel: alluvial deposits. Conglomerates with heterometric, polygenic, mostly sub-angular carbonatic clasts, in alternated beds like *grèzes litées*: slope deposits. Plain and cross-bedded silts and clays, at the bottom: decantation deposits. Conglomerates are very well cemented.

UPPER PLIOCENE - LOWER PLEISTOCENE

PIALERAL CONGLOMERATE IAL

Clast-supported gravel conglomerates; 2-3 cm modal size; angular, with or without matrix alternated bedded (fat and thin bedded), placed along the slope: *grèzes litées* facies; poor in matrix: slope deposits. Weakly to very well cemented.

UPPER PLIOCENE ?

PONTE DELLA FOLLA CONGLOMERATE PFL

Fine gravelly – sandy, matrix-supported conglomerate; sub-angular and sub-rounded clasts; lenticular, low-angle cross-bedded. Coarse sand with diffused pebbles sandstones: fluvial deposits. Paleo-stream from North.

MESSINIAN - LOWER PLIOCENE

RIALBA CONGLOMERATE RAB

Massive diamictite with angular, local, heterometric clasts; lithified, weakly karstic, bedded: slope deposit. Unconformity with local physiography: it is represented by two, about 160 m high, towers. For its sedimentary, lithological and high lithification features it must be very ancient, surely

older than all glaciations (there are not exotic clasts). Due to its position the Rialba Conglomerate is associated to Coltignone – S. Martino big landslides occurred between Late Miocene and Early Pliocene.

MESSINIAN - PLIOCENE

ZUC DEL CANT DEL BRUG CONGLOMERATE ZCB

Diamictite with Esino limestone clasts and boulders; heterometric, 1 cm to metric in size, unselected, with chaotic deposition: landslide deposits. High cementation, lithified. Geological organ structure weathered at the top.

MIDDLE MIOCENE – UPPER MIOCENE

DYKES AND SMALL IGNEOUS BODIES

UNFOLIATED ANDESITE DYKES ("Porfiriti" Auct.) **fn**

Dykes of andesite composition *lato sensu*, deeply chloritized, near Campelli (Piani di Artavaggio).

CRETACEOUS? - PALEOGENE?

SEDIMENTARY SUCCESSION OF THE SOUTHERN ALPS

SARNICO SANDSTONE SAR

Rhythmically and evenly-bedded turbidites (metre-thick Bouma sequences), grey in colour, with richly siliciclastic sandstone intervals. Intermediate to distal turbiditic fan. Thickness 350-450 m.

CONIACIAN

CANTO MT.GROUP

PONTIDA FLYSCH **PTD**

Hybrid lithic sandstones, mostly light brown to brown in colour, in beds of highly variable thickness, alternating to marls with common conchoidal fracturing, organized in rhythmic Bouma sequences, metric to decametric in thickness. Distal turbiditic fan alternating with emipelagic sedimentation. Thickness > 500 m.

MIDDLE TURONIAN - UPPER TURONIAN

GAVARNO FORMATION **GVR**

At the base fissile black shales, rich in organic matter, in amalgamated beds ("Peliti nere" Auct.) passing sharply to thinly-bedded turbidites, with centimetric sandstone beds, rich in quartz and mica, alternating to deep-red marls ("Peliti rosse" Auct.). Pelagic basin, anoxic (black shales) or oxic (red shales). Thickness 50-215 m.

Uppermost CENOMANIAN - MIDDLE TURONIAN

SORISOLE FORMATION FSE

Basal red marls, calcareous chaotic bodies, thinly-bedded turbidite sandstones, marly limestones and hemipelagic to turbidite marls. Deep pelagic basin with turbiditic inputs. Thickness 50-100 m.

LOWER CENOMANIAN - UPPER CENOMANIAN**RED MARLS FSE_a**

Marls, varicoloured at the base to increasingly red upwards, with interlayered turbiditic calcarenites. Deep pelagic basin. Occasional turbiditic inputs. Thickness 30-70 m.

LOWER CENOMANIAN - MIDDLE CENOMANIAN**“SASS DE LA LUNA” SDL**

Cinder-grey marly calcarenites alternating to hemipelagic grey marls, in Tb, Tc and Td-type Bouma sequences acyclically alternating to thick beds with coarse-tail grading. Deep pelagic basin, with distal turbiditic sequences. Maximum thickness 50-70 m.

UPPER ALBIAN**BRUNTINO MARL BRU**

Fissile marls and shales, reddish to blackish in colour, (black shales), locally “chippy” or “blocky” or with conchoidal fracturing, with thin intercalations of fine-grained quartzose arenites. Deep pelagic basin with anoxic events. Thickness about 100 m.

APTIAN - ALBIAN**MAIOLICA MAI**

Whitish calcilutites, grey when weathered, with conchoidal fracture, in centimetric to decimetric beds, run by tiny stylolites. Chert nodules and ribbons locally abundant. Oxidic deep basin. Thickness 1-120 m.

UPPER TITHONIAN - LOWER APTIAN**SELCIFERO LOMBARDO GROUP SM**

Includes two units.

ROSSO AD APTICI FORMATION. Pinkish marly limestones, calcareous marls and siliceous marls, in centimetric beds with planar to undulate surface and chert nodules decreasing in abundance upwards, locally very rich in Aptychi. Deep pelagic basin inside the calcite lysocline. Thickness 5-30 m.

UPPER KIMMERIDGIAN – LOWER TITHONIAN

RADIOLARITI FORMATION. Radiolarian cherts in beds 5 to 15 cm-thick; ribbon-like in the lower part, with colour ranging from grey to greenish or yellowish; knobby and deep red to purple in the upper part.

Deep pelagic basin below the Carbonate Compensation Depth. Thickness 0-40 m.

UPPER BAJOCIAN – LOWER KIMMERIDGIAN

SOGNO FORMATION SOG

Marly limestones and siliceous marls, grey to pink in colour; varicoloured shales in centimetric beds, amalgamated to thin bioclastic intercalations at the base. Reddish marly shales at the top. Partially anoxic pelagic basin. Thickness 80-100 m.

LOWER TOARCIAN - LOWER BAJOCIAN

ROSSO AMMONITICO LOMBARDO RAL

Nodular marly limestones in centimetric beds, pinkish to deep red in colour, evenly subdivided by veneers of red marl, locally rich in ammonites. Oxic pelagic basin, with low accumulation rate. Maximum thickness 50 m.

LOWER TOARCIAN – LOWER BAJOCIAN

MORBIO LIMESTONE KMO

Nodular limestones, grey to pinkish to deep red in colour, in centimetric beds evenly subdivided by marls. Ammonites well-preserved in the lower part and at the top. Oxic pelagic plateaux. Thickness 0-60 m.

LOWER DOMERIAN - Lowermost TOARCIAN

MEDOLO GROUP

DOMARO LIMESTONE DOM

Grey micritic to marly limestones, in planar beds evenly subdivided by marly interlayers, with little yellow chert. On ancient basin highs, concentrations of light-coloured chert in nodules and ribbons occur. Pelagic basin and its marginal slope near Corni di Canzo. Thickness 20-120 m.

LOWER PLIENSBAKIAN – Lowermost TOARCIAN

MLTRASIO LIMESTONE MOT

Grey-brownish calcilutites in decimetric beds, locally bioturbated, alternating to fine calcarenites and spongolitic calcisiltites, laminated and turbiditic, with brownish to bluish-grey chert. Quickly deepening basin with high sedimentation rate. Thickness 30-800 m.

SINEMURIAN - LOWER PLIENSBAKIAN

"LIASSIC BRECCIAS" AND MUDDY TURBIDITES AT THE BASE OF THE MOLTRASIO LMST. **MOT_a**

Breccias and megabreccias, locally dolomitized, derived from erosion of the rhaetian-hettangian units and cropping out along the Faggio Line (Morterone, Albenza). Slope setting.

LOWER SINEMURIAN

SEDRINA LIMESTONE SED

Grey, cherty micritic limestones, in uneven and commonly amalgamated beds, locally dolomitized (Moregallo). The basal lithofacies is bedded and cherty; massive limestones, with amalgamated encrinurites, follow. Carbonate platform with local deeps and oolitic bars. Thickness: few m-150 m.

HETTANGIAN

ALBENZA FORMATION ("Dolomia a Conchodon" Auct.) ALZ

Light-coloured limestones, dolomitic limestones and dolostones, massive or thickly-bedded. Light grey oosparites in the best preserved portions, whitish sugary dolostones where most diagenized. Non rimmed carbonate platform of Bahamian type. Thickness 80-120 m.

HETTANGIAN

ZU LIMESTONE ZUU

Calcarenites, micritic limestones and marly limestones, commonly bioclastic, grey or dark grey in colour, in undulated up to pseudo-nodular beds, centimetre to decimetre-thick. Brown-blackish marls and black shales are interbedded. Carbonatic ramp. Thickness 300 m (W of the Faggio Line) – 500 m (V. Imagna, Taleggio).

RHAETIAN

UPPER LITHOZONE ZUU_b

Cyclically alternating limestones and marls; a biolithite interval locally occurs (2° Coral Bedset). Evenly-bedded, fine-grained biocalcarenites follow, alternating to marly limestones and blackish marls. Carbonatic ramp with minor clay input.

RHAETIAN

LOWER LITHOZONE ZUU_a

Micritic limestones, marly and bioclastic, cyclically alternating to marls and shales (East of the Faggio Line). At the top, the unit includes grey biolithites and coarse-grained biomicrites, massive or thickly-bedded, yielding fossil Corals (1st Coral Bedset). Carbonatic ramp initially with major clay input.

RHAETIAN

RIVA DI SOLTO SHALE ARS

Blackish shales and clayey marls, finely laminated and sheeted, with thin planar intercalations of bioclastic coquinas, with bivalves and vertebrates. Shelf, poorly oxygenated in the lower part. Thickness 0-400 m.

UPPER NORIAN

UPPER LITHOZONE ARS_a

Blackish clayey marls, finely laminated, alternating to thick stratal packages of black micritic limestone, yellowish when weathered.

*UPPER NORIAN*LOWER LITHOZONE **ARS_b**

Black shales, with carbonate nodules, yellowish when weathered, and intercalations of black marly limestones with conchoidal fracture.

UPPER NORIAN

MT. ARALALTA GROUP

ZORZINO LIMESTONE **ZOR**

Dark micritic limestones and calcarenites, rich in organic matter, thinly-bedded and laminated. Distal turbiditic sequences and intercalations of black marls occur. Rare vertebrate fossils. Intraplatform restricted basin. Thickness 0-400 m.

*MIDDLE NORIAN*DOLOMIE ZONATE **DZN**

Dolorudites with centimetric clasts, and laminated and graded doloarenites, light grey to blackish or deep red, in medium to thick beds, fetid, organized in distal turbidite sequences. Subtidal intraplatform basin. Thickness 0-220 m.

*MIDDLE NORIAN*SLOPE BRECCIAS **DNZ_a**

Grey to ochraceous dolomitic breccias, megabreccias and doloarenites in massive lenticular bodies or in amalgamated beds, with richly-bioclastic olistoliths. Thickness is reduced at the top of the carbonate platform, whereas it increases, with abrupt lateral variations, on the slopes facing the platform margin. Slope setting.

*MIDDLE NORIAN*DOLOMIA PRINCIPALE **DPR**

Dark grey to whitish dolomicrites and doloarenites, microcrystalline to sugary. Beds, thick and poorly distinct, are organized in cyclothems (typical facies). Levels with stromatolitic lamination are frequent, as are intercalations of intraformational breccias. Doloarenitic beds are commonly bioclastic. Local bioconstructions (ostreids, serpulids and microbialites). Peritidal carbonate flat. Thickness 900-1500 m.

LOWER-MIDDLE NORIAN"LOWER MEMBER" **DPR₅**

Dolomicrites and subordinate doloarenites, dark grey to blackish, with algal laminites, thinly-bedded. At Cassiglio, rare intraformational breccias and extremely rare sandstone beds.

*LOWER NORIAN*SAN GIOVANNI BIANCO FORMATION **SGB**

Alternating red sandstones and varicoloured pelites, impure yellowish

dolostones, commonly vuggy, and subordinate grey limestones. Locally, gypsum lenses occur (Santa Brigida, Moggio). Around Lecco and in the median Brembana Valley the facies with prevailing red sandstones (SGBa) is widespread. Delta intermingled with coastal flat, locally with sabkhas. Maximum thickness 200 m.

UPPER CARNIAN – LOWER NORIAN

S. GIOVANNI BIANCO FM. - sandy facies **SGB_a**

Reddish sandstones and siltstones, locally grey-greenish, with caliches and rare dolostone intercalations.

UPPER CARNIAN

GORNO FORMATION GOR

Alternating evenly-bedded dark limestones, commonly bioclastic; greenish hybrid arenites; black shales and marls; thick oncolitic limestone beds. Fossils, including bivalves, echinoids, crinoids, foraminifers, and algae, are widespread. Lagoon with mixed sedimentation. Thickness 100-500 m (Lecco).

MIDDLE CARNIAN

VAL SABBIA SANDSTONE SAB

Greenish to purple volcanic arenites and siltstones, in coarse and medium beds, locally lenticular. Structures due to traction currents are commonly masked by the Alpine cleavage, giving the whole rock mass a “blocky”, fissile aspect. Alluvial flat to proximal delta. Thickness 0 - 520 m (S. Pellegrino, V. Brembana).

MIDDLE CARNIAN

METALLIFERO BERGAMASCO LIMESTONE CMB

Evenly-bedded dark grey limestones, commonly stromatolitic. Thin intercalations of dark marls, rare and thin tuffaceous interlayers and bioclastic tempestites with dasycladacean algae. Coastal lagoon and tidal flat. Thickness few m – 80 (Piani Resinelli).

LOWER CARNIAN

BRENO FORMATION BRE

Evenly-bedded grey limestones, piled in peritidal cycles topped by stromatolitic levels rich in fenestrae. Common oncoids and bioclastic levels. The fossil content is limited to rare dasycladacean algae and foraminifers. Peritidal carbonate platform. Thickness 0 - 130 m.

LOWER CARNIAN

“CALCARE ROSSO” KLR

Grey bedded limestones with intercalations of palaeosols and “terra rossa”. Widespread desiccation cracks and tepees, pisolites, calcite cements. To the west (Muschiada Unit, Grigna Group) these rock types are correlatable to limestones and dolostones, hosting galena, cerussite and sphalerite mineralizations. Peritidal carbonate platform with several, long-lasting emersions. Thickness 0-40 m.

UPPER LADINIAN

PERLEDO-VARENNA LIMESTONE CPV

Dark micritic limestones, in centimetric to decimetric beds, rich in organic matter, graded and laminated. Common synsedimentary slumping structures and thin tuffaceous intercalations. Restricted intraplatform basin. Thickness > 250 m.

LADINIAN

WENGEN FORMATION WEN

Hybrid volcanic arenites, in graded centimetric beds, alternating to marls and tuffites; subordinate dark limestones in centimetric to decimetric beds. Highly subsiding intraplatform basin. Thickness 0-400 m.

LADINIAN

BUCHENSTEIN FORMATION BUC

Grey to blackish micritic limestones, with chert nodules, in thin to amalgamated beds. Deeply-altered volcanoclastic intercalations, commonly graded and resedimented (“pietre verdi”), in thin to metric beds. Open, fairly deep basin. Thickness 0-170 m.

LOWER LADINIAN

ESINO FORMATION ESI

Limestones, dolomitic limestones and dolostones, grey to brownish in colour, massive or coarsely bedded, rich in stromatolitic and oncoid levels. Carbonate platform with several subenvironments. Average thickness 800 m, minimum 250 m (Unità Muschiada), maximum 1200 (Coltignone).

At the base and at lateral transitions to the Perledo-Varenna Limestone, massive breccia levels occur (**ESI_a**). At the top, typical emersion surfaces marked by internal cements with concentric structures (“evinospongiae” Auct.). In the Bruco klippe, coarsely-bedded limestones set in an internal platform prevail. (**ESI_b**).

UPPER ANISIAN - LADINIAN

BEDDED TO COARSELY-BEDDED LIMESTONES ESI_b

Light grey, coarsely-bedded limestones, locally dolomitized, deposited

in internal platform settings.

UPPER ANISIAN - LADINIAN

CALCAREOUS BIOLITHITES AND BRECCIAS ESI_a

Massive limestones with bioconstructions and intraformational carbonate breccias. Marginal and slope facies.

UPPER ANISIAN - LADINIAN

SAN CALIMERO LIMESTONE ESI₂

Light grey to brownish calcirudites and calcarenites, in lenticular bodies eroding the underlying Buchenstein Fm.

LADINIAN

ALBIGA MEMBER (basal peritidal, calcareous-dolomitic facies) ESI₁

Grey bedded dolostones, with intercalated brown silty marls, or yellowish marly dolostones with locally intercalated reddish fine-grained sandstones, at the base of the Esino Fm.

UPPER ANISIAN

PREZZO LIMESTONE PRZ

Alternating decimetric beds of black limestone (locally nodular) and black marls, rich in ammonoids, brachiopods, bivalves and crinoids. At the base nodular limestones rich in brachiopods (Banco a Brachiopodi *Auct.*) (**PRZ_d**). Carbonatic ramp, deepening upwards. Thickness 45-65 m.

MIDDLE ANISIAN - UPPER ANISIAN

BELLANO FORMATION BLN

Coarse-grained hybrid arenites and microconglomerates with abundant volcanic, plutonic and metamorphic clasts. Crinoid-bearing bioclastic intercalations in the top part. Fan delta: Maximum thickness 130 m.

MIDDLE ANISIAN - UPPER ANISIAN

CAMORELLI LIMESTONE CMR_a

Dolomitic limestone to well bedded dolostones, light grey, forming peritidal cycles, with stromatolitic laminae and laminated fenestrae. Peritidal carbonate platform. Thickness > 200 m (V. Brembana).

MIDDLE ANISIAN

ANGOLO LIMESTONE ANG

Dark grey to black limestones and marly limestones, in decimetric beds alternating to laminae of micaceous silty marls, or passing to sandy limestones and hybrid calcarenites. Shallow marine bay with significant clastic input to the W. Thickness from few tens to > 300 m.

LOWER ANISIAN – MIDDLE ANISIAN

DARK BEDDED LIMESTONES ANG_a

Dark bedded limestones, bioturbated and locally nodular.

LOWER ANISIAN – MIDDLE ANISIAN

SILTSTONES AND ARENACEOUS LIMESTONES ANG_b

Siltstones and arenaceous limestones thinly bedded, amalgamated in fining upwards cycles.

LOWER ANISIAN – MIDDLE ANISIAN

CARNIOLA DI BOVEGNO BOV

Massive dolostones, vuggy and brecciated, mostly yellowish in colour, with rare evaporite geods and edgewise siltstone pebbles; locally (Averara, Ponte della Folla) frequent intercalations of quartzose-micaceous siltstones and fine-grained sandstones. Sabkha. Thickness around 50 m.

UPPER OLENEKIAN – LOWER ANISIAN

SERVINO SRV

Rich association of clastic and carbonate rock types, ascribed to fan-delta, tidal flat and terrigenous shelf settings, locally rich in marine fossils. Average thickness 150 m.

INDUAN - OLENEKIAN

PREVAILINGLY CARBONATE LITHOFACIES SRV_b

Varicoloured dolomitic marls and mostly yellowish sandy dolostones, with gastropod, bivalve and ammonoid fossils. Mixed terrigenous/carbonatic ramp.

OLENEKIAN

PREVAILINGLY SILICICLASTIC LITHOFACIES SRV_a

Quartzose sandstones and quartzose-micaceous siltstones, evenly-bedded, with bivalve fossils. Locally includes at the base the Prato Solaro Member, not distinguished on the map. High energy tidal flat and fan-delta.

INDUAN - OLENEKIAN

VERRUCANO LOMBARDO VER

Massive conglomerates passing to sandstones, commonly cross-bedded, and micaceous siltstones. Overall colour is typically purple, locally pale green due to reduction. Fluvial setting, mostly braided. Thickness 40 – 300 m.

MIDDLE PERMIAN? - UPPER PERMIAN

LAGHI GEMELLI GROUP

PIZZO DEL DIAVOLO FORMATION FPZ

Continental terrigenous and volcanoclastic deposits ("upper Collio Formation" *Auct.*).

LOWER PERMIAN (CISURALIAN)

PREVAILING SANDSTONES FPZ_a

Grey to greenish in colour, mostly medium to fine-grained, rich in

sedimentary structures and evenly stratified in decimetric beds, passing upwards to centimetric intervals of dark pelites through normal grading at bed scale. Frequent tetrapod footprints. Continental settings of fan-delta to lacustrine basin. Thickness 0- 600 m.

PREVAILING CONGLOMERATES FPZ_c

Coarse-grained orthoconglomerates and pebbly sandstones, greenish to purple in colour, with angular clasts of volcanics and metamorphic basement. Continental settings of fan-delta. Thickness 0- 185 m.

ALTERNATING EPICLASTICS AND VOLCANICS FPZ_e

Volcanic arenites, micaceous siltstones and conglomerates, greenish-grey to blackish in colour, ochraceous when weathered, with subordinate intercalations of ignimbrite volcanics and andesite flows. Rare, poorly-preserved continental bivalves. Thickness 0- 600 m.

CABIANCA MT. VOLCANICS VUC

Intermediate to acidic welded tuffs and ignimbrites, with a mostly massive structure and whitish to deep red colour ("lower Collio Formation" *Auct.*). Volcanism in continental setting. Thickness 0- 250 m.

LOWER PERMIAN

EPICLASTICS AND INTRAFORMATIONAL VOLCANIC BRECCIAS VUC_a

Reddish volcanic breccias, locally (Introbio) overlain by blackish tuffaceous beds, rich in sedimentary structures.

VARISCAN CRYSTALLINE BASEMENT

VALLE SAN BIAGIO GRANITE GBI

Porphyric leucogranites with pinkish K-feldspar, in subhedral, up to centimetric phenocrysts, and subordinate biotite, locally with granophyric structure.

LOWER PERMIAN

VAL BIANDINO QUARTZDIORITE BAN

Prevailing melanocratic diorites, quartzdiorites and granodiorites, rich in biotite, mostly finely crystalline, locally isooriented near the contacts with the host rock but lacking Variscan fabrics. Coarsely crystalline quartzdiorites, with biotite booklets, near Cortabbio. Leucogranite and aplite dykes (not mappable) are locally intercalated.

PENNSYLVANIAN - LOWER PERMIAN

MORBEGNO GNEISS MOB

Quartz-plagioclase-biotite-chlorite-muscovite paraderivates, with relics of garnet, staurolite, kyanite and rare cordierite, andalusite, and sillimanite in

contact aureoles; locally frequent quartzite veins, mylonitic bands and small lenses of amphibolic paragneiss (not mappable).

PRE-WESTPHALIAN