



Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 098

BERGAMO

A cura di:

R. Bersezio(1), A. Bini(1), R. Gelati(1)

Con contributi di:

G.P. Beretta(1), D. Corbari(2,5), C. Ferliga(2), M. Fornaciari(3), S. Rossi(4), G. Tucci(4).

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

² Regione Lombardia

³ ENI – Divisione AGIP

⁴ Consulente della Regione Lombardia

⁵ Provincia di Cremona

Ente realizzatore:



RegioneLombardia

I. INTRODUZIONE	9
II. CARTOGRAFIA GEOLOGICA E LETTERATURA PRECEDENTI.....	13
1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA.....	13
2. - LETTERATURA PRECEDENTE: SUCCESSIONI MARINE MESOZOICO- TERZIARIE.....	15
III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....	21
1. - QUADRO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE.....	21
1.1 - SUCCESSIONE MESOZOICO – TERZIARIA: QUADRO GEOLOGICO	21
1.2 - ASPETTI MORFOLOGICI LEGATI ALL’ ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	26
1.3 - UNITÀ CONTINENTALI NEOGENICO QUATERNARIE: QUADRO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO	28
1.3.1. - SETTORE SETTENTRIONALE.....	30
1.3.1.1. - Bacino del fiume Brembo.....	30
1.3.1.2. - Bacino della Morla	30
1.3.1.3. - Bacino del fiume Serio	32
1.3.1.4. - Bacino del fiume Cherio.....	35
1.3.1.5. - Bacino dell’Oglio	36
1.3.2. - FASCIA PEDEMONTANA E PIANURA.	36
2. - DATI DI SOTTOSUOLO	38
3. - SISMICITÀ E CENNI DI NEOTETTONICA	43
IV. STRATIGRAFIA	45
1. - LA SUCCESSIONE PRE-RIFT.....	45
1.1 - DOLOMIA PRINCIPALE - DPR	45
1.2 - GRUPPO DELL’ ARALALTA.....	48
1.2.1. - Dolomie Zonate – DZN	48

Responsabile di Progetto CARG – Regione Lombardia: Dott. Andrea Piccin

Coordinatore Scientifico: Arrigo Gregnanin

Direttori di Rilevamento: Riccardo Bersezio, Alfredo Bini, Romano Gelati

1.2.2. - Calcare di Zorzino - ZOR	51	4.2 - SASS DE LA LUNA - SDL	111
1.3 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO - ARS	53	5. - I SISTEMI TORBIDITICI CENOMANIANI	114
1.4 - CALCARE DI ZU.....	57	5.1 - FORMAZIONE DI SORISOLE - FSE	114
1.4.1. - Litozona Inferiore ZUUa (Litozone Zu1 e Zu2 di Jadoul et al., 1994).	59	5.1.1. - Membro del Monte S.Onofrio – FSE₂	119
1.4.2. - Litozona Superiore – ZUUb (litozone Zu3 e Zu4 di Jadoul et al., 1994; litozona 3 di Lakew, 1990).	60	6. - I SISTEMI TORBIDITICI ED EMPELAGICI TURONIANI.....	120
1.5 - FORMAZIONE DELL'ALBENZA - ALZ	64	6.1 - FORMAZIONE DI GAVARNO.....	121
1.6 - DOLOMIA DI ZANDOBIO - ZAN	69	6.1.1. - Membro delle Peliti Nere - GVR₁	121
1.7 - CALCARE DI SEDRINA - SED	71	6.1.2. - Membro delle Peliti Rosse - GVR₂	124
2. - I PRISMI CARBONATICI SIN-RIFT	77	6.2 - CONGLOMERATO DI MONTE MISMA E DI VALLE DELL'ACQUA - CGM	127
2.1 - CALCARE DI MOLTRASIO - MOT	77	6.3 - FLYSCH DI COLLE CEDRINA - CDB	128
2.2 - CALCARE DI DOMARO - DOM	84	6.4 - FLYSCH DI PONTIDA - PTD	131
2.3 - GRUPPO DI CONCESIO - CC	89	7. - I SISTEMI TORBIDITICI CONIACIANO-SANTONIANI	133
2.3.1. - Formazione di Villa Carcina - FVC	90	7.1 - ARENARIE DI SARNICO - SAR	134
2.3.2. - Formazione dei Calcarei Medoloidi - FME	93	7.2 - CONGLOMERATO DI SIRONE - CSH	137
2.4 - SUCCESSIONE GIURASSICA RIDOTTA E CONDENSATA, FILONI SEDIMENTARI - SGX	94	7.2.1. - Membro di Colle Brianza - CSH₁	138
3. - LA SUCCESSIONE POST-RIFT	96	8. - I SISTEMI TORBIDITICI CAMPANIANI	141
3.1 - SELCIFERO LOMBARDO - SM	96	8.1 - PIETRA DI CREDARO - PCR	141
3.1.1. - Radiolariti del Selcifero Lombardo - RSL	96	8.2 - FLYSCH DI BERGAMO - FBG	143
3.1.2. - Rosso ad Aptici - RAP	99	8.2.1. - Megastrato di Missaglia - FBGa	144
3.2 - CONGLOMERATO DI BUCA DEL CORNO - FCB	102	9. - FILONI PORFIRITICI TERZIARI.....	145
3.3 - MAIOLICA - MAI	104	10. - SUCCESSIONE PIOCENICA MARINA.....	147
4. - LA SUCCESSIONE CLASTICA CRETACICA DEL BACINO LOMBARDO.....	108	10.1 - FORMAZIONE DI TORNAGO - TOG	147
4.1 - MARNA DI BRUNTINO - BRU	108	11. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE	149
		11.1 - CRITERI ADOTTATI (A. BINI, C. FERLIGA, D. CORBARI).....	149

11.1.1. - Unità distinte in base al bacino di appartenenza.....	150	11.6.2. - Supersintema di Lenna - LE	191
11.1.2. - Unità non distinte in base al bacino di appartenenza.....	151	11.7 - UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGLIO (CORBARI D., BINI A.)..	192
11.2 - SUCCESIONE DELL'ANFITEATRO DELL'OGLIO (CORBARI D., BINI A.) ..	155	11.7.1. - Supersintema dei Laghi: Sintema di Cantù - LCN	192
11.2.1. - Ceppo di Cremignane - CEM	155	11.8 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA.....	194
11.2.2. - Gruppo di Foppe - FO	156	11.8.1. - Alteriti - b6 (Bini A.).....	194
11.2.3. - Sintema di Paderno di Franciacorta - PFR	157	11.8.2. - Supersintema di Palazzago - PA (Bini A.- Ferliga C.).....	196
11.2.4. - Sintema di Camignone - CIO	160	11.8.3. - Supersintema della Colma del Piano - CM (Bini, Rossi, Ferliga)....	198
11.2.5. - Sintema di Fantecolo - FAT	161	11.8.4. - Gruppo del Culmine - CU (Ferliga C.).....	202
11.2.6. - Sintema di Monte Piane - PAE	163	11.8.5. - Gruppo di Prato Grande (GR) (Ferliga C.)	203
11.2.7. - Supersintema di Monterotondo - RO	165	11.8.6. - Sintema del Po - POI	203
11.3 - UNITÀ DEL BACINO DELL'OGLIO, SOTTOBACINO CHERIO (CORBARI D., FERLIGA C., ROSSI S.)	168	12. - GEOLOGIA SUBACQUEA.....	205
11.3.1. - Conglomerato di Torre Ripa - CTP	168	12.1 - GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA	206
11.3.2. - Supersintema del Cherio - CH	169	V. DINAMICA GEOMORFOLOGICA ED EVOLUZIONE DEL TERRITORIO	211
11.3.3. - Supersintema dello Zerra - ZR	171	1. - CENNI GENERALI.....	211
11.4 - UNITÀ DEL BACINO DEL SERIO (C. FERLIGA)	172	2. - ASSETTO STRUTTURALE	214
11.4.1. - Conglomerato di Semonte - SEM	172	2.1 - . LE UNITÀ STRUTTURALI ALPINE	215
11.4.2. - Formazione di Brugali - RUG	173	VI. ASPETTI AMBIENTALI ED APPLICATIVI.....	219
11.4.3. - Conglomerati del torrente Nese - TNE	174	1. - RISORSE NATURALI. Cenni alle caratteristiche idrogeologiche....	219
11.4.4. - Formazione di Leffe- LEF	174	2. - MATERIALI INERTI (°).....	222
11.4.5. - Conglomerati di Seriate - SRT	175	BIBLIOGRAFIA	225
11.4.6. - Formazione di Masserini - MAS	176	VII.APPENDICE I – ABBREVIAZIONI DEI MINERALI.....	239
11.4.7. - Argille di Ranica - RNC	177		
11.4.8. - Sintema di Piodera - PID	178		
11.4.9. - Gruppo di Cazzano Sant' Andrea - AZZ	179		
11.4.10. - Formazione di Tribulina del Castello - TRI	180		
11.4.11. - Gruppo di Vertova - VET	180		
11.4.12. - Supersintema di Fiorano - FIR	182		
11.4.13. - Sintema di Torre Boldone - TBO	182		
11.4.14. - Sintema di Scanzorosciate - SNZ	183		
11.4.15. - Supersintema di Gorle - GO	184		
11.4.16. - Supersintema di Grassobbio - BB	185		
11.4.17. - Supersintema della Selva di Clusone - SU	187		
11.5 - UNITÀ DEL BACINO DELLA MORLA (C. FERLIGA).....	188		
11.5.1. - Supersintema della Morla - MR	188		
11.6 - UNITÀ DEL BACINO DEL BREMBO (S.C.A. ROSSI, A. BINI)	189		
11.6.1. - Sintema di Endenna - END	189		

I. INTRODUZIONE

Il Foglio Bergamo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge n. 67/1988) attraverso una convenzione stipulata tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Lombardia. Esso ricopre un'area di circa 576,72 km², estesa dall'estremità orientale del Colle di Bergamo alla Valle dell'Oglio, che appartiene per intero al Foglio Bergamo alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia (DESIO & VENZO, 1954).

Il Foglio è collocato a cavallo tra i rilievi prealpini meridionali, occupanti circa il 63% del Foglio, ed un settore dell'alta pianura lombarda, compreso tra le aste dei fiumi Serio e Oglio.

Il settore a morfologia rilevata è scomponibile in due fasce orientate est-ovest, una fascia montuosa settentrionale ed una collinare meridionale, costituite rispettivamente da successioni carbonatiche del Triassico Superiore - Giurassico e da successioni terrigene del Cretaceo coinvolte, sino al contatto con i sedimenti pliocenici e pleistocenico-olocenici della pianura, nella struttura a pieghe e sovrascorrimenti tipica del Sudalpino lombardo.

Le due fasce sono separate da un lineamento strutturale di carattere regionale, la Flessura Pedemontana, orientata ESE-ONO, tracciabile con chiarezza soprattutto da Adrara al versante meridionale del Canto Alto.

Il rilevamento geologico delle unità mesozoico-terziarie e di quelle continentali neogenico-quadernarie dei bacini Zerra, Cherio, Oglio e della pianura è stato eseguito alla scala 1:10.000 nel periodo 1997 - 2008, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Regione Lombardia (sezioni, interamente comprese nel foglio: C5c1 (Albino), C5c2 (Alzano Lombardo) C5c3 (Seriate), C5c4 (Calcinato), C5d1 (Casazza),

C5d2 (Trescore Balneario), C5d3 (Chioduno) e C5d4 (Palazzolo sull'Oglio) e sezioni, incluse parzialmente nel foglio: C4b5 (Zogno), C4c5 (Selvino), C4d5 (Lefte), C4E5 (Sovere), C5b1 (Sorisole), C5b2 (Bergamo), C5b3 (Bergamo Sud), C5b4 (Zanica), C5b5 (Cologne al Serio), C5c5 (Martinengo), C5d5 (Pontoglio), C5e1 (Monasterolo del Castello), C5e2 (Adrara San Martino), C5e3 (Sarnico), C5e4 (Capriolo), C5e5 (Rovato). Il rilevamento delle successioni continentali neogenico-quadernarie dell'asse vallivo seriano è stato invece condotto sulle basi topografiche in scala 1:5000 della Comunità Montana Valle Seriana, mentre per l'area di Bergamo è stata usata la cartografia in scala 1:5000 del Comune di Bergamo.

Sia nel rilevamento del substrato che in quello delle successioni quadernarie sono state seguite le linee guida nazionali fissate nei "Quaderni" Servizio Geologico d'Italia.

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

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

La cartografia geologica delle unità comprese tra il Triassico superiore ed il Cretaceo inferiore è stata coordinata e realizzata da RICCARDO BERSEZIO, coadiuvato dagli Studenti SIMONE BAUDO, VITTORIO BOERIO, ENRICO BORRI, VITTORIO BRUNO, SERENA CASTIGLIONI, NADIA CHINAGLIA, FRANCESCA DOLCI, FABRIZIO FELLETTI, SIMONA FRASSI, LUIGI LAROCCHI, MASSIMILIANO MARIAN, ANTONIO MICELI, FULVIA PAGANI, SIMONA RIGHI, MARCO RUGGERI, GIAN PAOLO VIGEVANI e PIER LUIGI ZANCAN, oltre che da FLAVIO JADOUX.

Il rilevamento delle unità cretacee è stato coordinato da ROMANO GELATI ed eseguito da GIUSEPPE TUCCI e RICCARDO BERSEZIO con il

supporto di materiale cartografico inedito in scala 1:10.000 di MARIO FORNACIARI e RICCARDO BERSEZIO.

Il rilevamento della successione continentale neogenico-quadernaria è stato coordinato da A. Bini ed eseguito da Carla Ferliga per i bacini della Morla, del Serio, dello Zerra e per la pianura fra Morla e Zerra, con il supporto di dati forniti da Daniele Corbari ed Ivo Rigamonti per le aree di Bergamo e della pianura; da yy per il bacino del Cherio e da Daniele Corbari per il bacino dell'Oglio e l'anfiteatro dell'Iseo.

II. CARTOGRAFIA GEOLOGICA E LETTERATURA PRECEDENTI

1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA

L'area coperta dal Foglio Bergamo, in scala 1:50000, appartiene pressoché interamente al Foglio Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (DESIO & VENZO, 1954); solo l'estremo orientale del Foglio ricade nel Foglio Breno, in scala 1:100.000 (BIANCHI et al., 1970).

Lo stesso settore appartiene inoltre alla Carta Geologica delle Prealpi Bresciane, a Sud dell'Adamello, in scala 1:50.000 (BONI & CASSINIS, 1972), in cui la geologia del substrato è dichiaratamente ripresa dai fogli geologici ufficiali.

Il settore centrale del Foglio è infine compreso nella Carta Geologica dei Colli di Bergamo, in scala 1:10000 (GELATI ET AL., 1967) in cui vengono definite alcune delle principali unità stratigrafiche appartenenti ai cosiddetti Flysch Cretacei del Bacino Lombardo. Le carte citate rappresentano in sostanza la prima cartografia geologica moderna relativa all'area in oggetto. Con il Foglio Bergamo, DESIO & VENZO (1954) avevano introdotto ed utilizzato parzialmente un criterio litostratigrafico per la suddivisione delle unità del substrato pre-Quaternario; definito le principali unità strutturali, caratterizzando l'area come zona a pieghe e faglie inverse sud-vergenti, ed utilizzato i criteri di PENCK & BRUCKNER per la classificazione delle unità glaciali. Dai fogli Bergamo e Breno al 100.000 verranno tratti, con gli opportuni aggiornamenti, gli schemi strutturali in scala 1:200.000 (GAETANI ET AL., 1981; FORCELLA ET AL., 1981) raggruppati nella raccolta dedicata

alle Alpi Meridionali ad opera di CASTELLARIN (1981). I due schemi tettonici presentano la moderna classificazione delle unità strutturali delle Prealpi Bergamasche e le prime interpretazioni in termini di sovrascorrimenti e raccorciamento crostale, che superano la corrente ricostruzione di scuola olandese (DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949; DE JONG, 1967; 1979) basata su ipotesi di tettonica gravitativa.

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

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

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

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

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

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

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

2. - LETTERATURA PRECEDENTE: SUCCESSIONI MARINE MESOZOICO-TERZIARIE

Nel territorio del Foglio Bergamo in scala 1:50.000 affiorano pressoché unicamente formazioni sedimentarie di età compresa tra il Trias superiore ed il Quaternario. L'area è stata oggetto fin dall'inizio del 1800 di studi geologici di vario tipo di cui vengono brevemente riassunti i momenti principali di avanzamento.

La costruzione delle conoscenze stratigrafiche e la prima ricostruzione della geometria strutturale delle successioni mesozoiche. I lavori dedicati a questi aspetti, che ora consideriamo "preliminari" alle conoscenze moderne, furono sviluppati tra la fine del 1800 e la seconda guerra mondiale. Si tratta degli studi paleontologici di STOPPANI (1857), LEPSIUS (1876) che introdusse in Lombardia la definizione di Dolomia Principale, o degli studi sulla biostratigrafia e litostratigrafia del Giurassico, di PARONA (1896), BONARELLI (1894), KRONECKER (1910), RASMUS (1912), dei lavori di DE ALESSANDRI (1898; 1899) sulla paleontologia delle successioni cretache ed eoceniche, o di TARAMELLI (1895) sulle successioni attribuite al Pliocene.

Nello stesso periodo vennero proposti studi geomorfologico - stratigrafici sulla geologia del Quaternario della pianura e delle basse valli bergamasche (STELLA, 1895; SACCO, 1900). I rilievi geologici iniziarono a fruttare carte, schemi e sezioni geologiche attraverso le strutture a pieghe e faglie del substrato Giurassico - Cretaceo (DE ALESSANDRI, 1899; 1903; 1904) fino a giungere ai più moderni lavori di sintesi regionale di DESIO (1929) e CACCIAMALI (1930) o ai contributi analitici locali (Desio, 1944a; 1944b) che illustrarono compiutamente la stratigrafia mesozoica e la struttura a pieghe sud-vergenti, interpretandole alla luce delle teorie faldiste in via di affermazione.

Le monografie moderne, l'edizione del Foglio Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, la nascita della litostratigrafia. Sulla base delle conoscenze paleontologiche, stratigrafiche e strutturali precedenti, dopo la seconda guerra mondiale e fino alla fine degli anni '60, furono proposte imponenti monografie analitiche, completate da sintesi regionali, relative alla geologia e geomorfologia delle Prealpi Bergamasche. Queste monografie, tra le quali si inquadra temporalmente e culturalmente l'edizione del Foglio Bergamo al 100.000 (DESIO & VENZO, 1954), furono realizzate ad opera delle scuole italiana, olandese, svizzera e francese, ed ebbero come obiettivo la ricostruzione dell'evoluzione stratigrafica e strutturale mesozoica e terziaria del Sudalpino Lombardo. Per questo quasi tutte ricoprono anche l'area occupata dall'edizione attuale del Foglio Bergamo alla scala 1:50.000.

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

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

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

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

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

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

Ancora la scuola francese (AUBOUIN et al., 1970) presentò una sintesi sul Cretacico delle Alpi Meridionali, reinterpretando i sedimenti alla luce delle nuove conoscenze sulle torbiditi come depositi di mare profondo. A questa sintesi contribuirono anche numerosi lavori di ricercatori italiani, i primi peraltro ad applicare i concetti di risedimentazione torbiditica e di sequenza di Bouma alle successioni cretatiche della Bergamasca (FERNANDEZ, 1962; 1963).

Negli anni '60, sotto l'impulso della realizzazione dei nuovi fogli geologici alla scala 1:100.000 avviati dalla legge Sullo e dell'edizione dei codici internazionali di nomenclatura stratigrafica, da parte italiana vennero proposte analisi e riclassificazione litostratigrafica delle unità mesozoiche. Si ebbe pertanto un fiorire di lavori di carattere paleontologico e stratigrafico, utilizzati per migliorare le correlazioni disponibili e per definire le nuove formazioni geologiche (ALLASINAZ, 1962; 1968;

ASSERETO, 1963; ASSERETO & CASATI, 1965; CASATI, 1964; 1968; GNACCOLINI, 1964; 1965; FRANCANI, 1967; PASQUARÉ, 1965; DE ROSA & RIZZINI, 1967; PASSERI, 1969; GELATI & PASSERI, 1967 e vari altri).

I lavori recenti: analisi di bacino, evoluzione tettono-sedimentaria e strutturale del Sudalpino Lombardo in Bergamasca. Alla fine degli anni '70 si avviano vari cicli di studi dedicati alla ricostruzione dell'evoluzione crostale del Sudalpino Lombardo, con gli strumenti della geologia di superficie e con la prima divulgazione dei contributi alle conoscenze del sottosuolo da parte dell'AGIP (RIZZINI E DONDI, 1978; ERRICO et al., 1979; PIERI & GROPPI, 1981; DONDI et al., 1982; CASSANO et al., 1986). Fino agli anni '90 del secolo scorso infatti, un forte impulso alle ricerche venne dall'interesse sollevato dai ritrovamenti petroliferi nella pianura lombarda e piemontese che portarono ad una forte richiesta di modelli tettono-stratigrafici, sedimentologici e strutturali basati sulla conoscenza della parte affiorante della catena, da utilizzare per l'interpretazione dei dati geofisici e geologici di sottosuolo.

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

Molti gruppi si sono avvicinati nello studio dei bacini intrapiattaforma del Trias superiore (Jadoul, 1986, con bibliografia) e delle relazioni con la Dolomia Principale, o delle successioni cicliche del Norico - Retico (MASETTI et al., 1989; JADOUŁ et al., 1994, con bibliografia), fino alle recenti ricostruzioni stratigrafico sequenziali del Trias del Bacino Lombardo (GAETANI et al., 1999).

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

Una nuova generazione di lavori sullo stesso tema, rivolti alla realizzazione di modelli tettono-sedimentari, è riaperta da CASTELLARIN et al. (1990), SARTI et al. (1992) e BERTOTTI et al. (1993), cui si associano svariati contributi finalizzati alla ricostruzione degli elementi strutturali e dell'evoluzione di facies relative ai settori ed ai periodi - chiave nella storia giurassica del Bacino Lombardo (JADOUŁ & DONISELLI, 1987; COBIANCHI, 1992; BERSEZIO & CALCAGNI, 1995; BERSEZIO et al., 1996; 1997; PICOTTI et al., 1997).

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

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

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

GAETANI et al. (1982) e JADOUL & ROSSI (1982) formulano la terminologia strutturale di riferimento per l'area, identificando le strutture sovrascorrenti del Parautoctono delle Prealpi e gli sciami di pieghe di Ubiale - Lonno, con le relative prosecuzioni orientali.

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

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

ZANCHI et al. (1992) ricostruiscono la struttura di incuneamento del fronte della Dolomia Principale al di sotto delle successioni giurassiche ridotte dell'Alto strutturale liassico del M.Cavallo.

Una sintesi strutturale regionale, che integra dati di superficie e dati sismici di fonte AGIP, è proposta da SCHÖNBORN (1990; 1992; 1993). L'Autore propone alcune sezioni bilanciate, calcola il raccorciamento (nell'ordine delle decine di chilometri), distribuendolo tra le tre principali fasi alpine, intersecate da strutture fuori - sequenza ,cui si dovrebbe la messa in posto della Flessura Pedemontana. Nello stesso periodo i risultati del progetto CROP illustrano la struttura litosferica lungo il profilo Morbegno - Dalmine, in corrispondenza del quale viene anche proposta una ricostruzione della struttura pellicolare, che prevede profondi raddoppi ed

indentazioni delle coperture mesozoiche (in affioramento) e mesozoico - terziarie (nel sottosuolo); questi ultimi sono guidati dai livelli di scollamento che separano placche rigide sovrascorrenti, costituite dai carbonati massicci di piattaforma del Trias medio (Calcare di Esino) e superiore (Dolomia Principale). Il basamento cristallino partecipa attivamente al raccorciamento, sovrapponendosi alle coperture mesozoiche in più gradini strutturali (MONTRASIO et al., 1993).

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

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

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

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

Il Pliocene marino del Foglio Bergamo

Nella zona pedemontana bergamasca già alla fine del '700 (MAIRONI DA PONTE, 1791) si segnalano depositi contenenti faune marine di età pliocenica, studiati poi da STOPPANI (1873) e sempre più diffusamente da Autori del XX sec sia in affioramento che nel sottosuolo nel caso di perforazioni per ricerche d'acqua. Alcune aree di migliore affioramento, come a Ranica e a Nese, sono state studiate a più riprese; gli affioramenti, già segnalati da CURIONI (1839) per il contenuto fossilifero, sono stati ripresi da STOPPANI (1873) e da VARISCO (1881). A Torre de' Roveri si deve a VENZO E GUAITANI (1943) l'unica segnalazione di fossili pliocenici. Nel complesso le segnalazioni si riferiscono a diverse località tra le valli Brembana e Seriana. Quelle della Val Seriana, comprese nel Foglio Bergamo, sono distribuite tra Bergamo ed Albino; sono gli affioramenti puntiformi di Ranica, Nese e Torre de' Roveri ed i ritrovamenti nell'immediato sottosuolo di Alzano lombardo, Nembro, Albino e Albano S. Alessandro. Il loro contenuto paleontologico, i caratteri delle loro facies sedimentarie e la loro posizione altimetrica sono stati riconsiderati di recente (BRAMBILLA E LUALDI, 1986; CHIESA, 2001) e si sono rivelati di notevole interesse per la ricostruzione della storia più recente del bordo prealpino.

III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

1. - QUADRO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E STRUTTURALE

1.1 - SUCCESSIONE MESOZOICO – TERZIARIA: QUADRO GEOLOGICO

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

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

- *Parautoctono delle Prealpi* (GAETANI & JADOUL, 1979; Gaetani et al., 1981; FORCELLA et al., 1981), pila di lembi di sovrascorrimento separati da

scollamenti e rampe sud-vergenti, dei quali il Foglio Bergamo comprende la terminazione meridionale. Si tratta di un multistrato di unità alloctone strutturate principalmente durante le fasi neopalme, mioceniche (Schönborn, 1992), formato dalle formazioni mesozoiche comprese tra i carbonati massicci della Dolomia Principale e le successioni ben stratificate del Giurassico superiore. Gli embrici sono segmentati da zone di trasferimento e rampe laterali a direzione meridiana, rappresentate da faglie ad alto angolo con componenti di trascorrenza. Le principali aste vallive (Brempo, Serio, Cherio) sono impostate in prossimità di queste zone trasversali;

- *Flessura Pedemontana* (Steep Rand Zone)(DESIO, 1929; DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949), fascio di pieghe e faglie SSW - vergenti, con direzione media N110, coinvolgente le formazioni retico - liassiche e cretache inferiori. E' la zona corrispondente orograficamente alla catena bordiera già ricordata in cui si realizza il raccordo tra i sovrascorrimenti del Parautoctono ed il fascio di strutture che deforma la successione cretatica delle colline pedemontane.

Le strutture della Flessura Pedemontana, debolmente vergenti a sud, localmente rovesciate, sono delimitate da sciami di faglie inverse a basso angolo, per mezzo delle quali si realizza il loro accavallamento, neoalpino, sulle successioni del Cretacico medio-superiore. SCHÖNBORN (1992) ne ha documentato, per alcuni segmenti, un'evoluzione polifasica con interferenza di sovrascorrimenti fuori-sequenza, tardo miocenici, propagatisi verso sud ad intersecare la struttura già embricata durante le fasi che portarono all'origine dei fronti sudalpini meridionali (Cintura di Milano, PIERI & GROPPI, 1981; LAUBSCHER, 1985);

- *Zona a pieghe e sovrascorrimenti delle Colline Pedemontane* (BERSEZIO & FORNACIARI, 1987), fascio di pieghe ed accavallamenti che raddoppiano la successione cretatica, scollata dal proprio substrato in corrispondenza delle Marne di Bruntino ed al proprio interno in corrispondenza delle Peliti Nere del Cenomaniano - Turoniano. Il contatto tettonico con la Flessura Pedemontana è costituito da uno sciami di faglie inverse immergenti a NNW. La propagazione verso sud dei sovrascorrimenti, all'interno della sovrastruttura costituita dalle unità cretache, origina la formazione di coppie sinclinali - anticlinali appaiate, a scala regionale, delimitate da un fianco settentrionale verticalizzato e molto continuo lateralmente.

- *Sottosuolo della pianura ("Strutture del margine sudalpino" e "Unità terziarie embricate"*, BERSEZIO et al., 2001; FANTONI et al., 2004).

Le unità strutturali del sottosuolo sono sepolte dai sedimenti plio-pleistocenici della pianura; esse coinvolgono il prisma clastico cretatico e la successione clastica terziaria.

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

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

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

La successione mesozoica che caratterizza il Foglio Bergamo si è deposta sul margine della placca Apula (CHANNELL et al., 1979), tra il Norico ed il Campaniano, in un contesto paleogeografico e strutturale che prende tradizionalmente il nome di Bacino Lombardo (DESIO, 1929; DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949; VENZO, 1954; AUBOUIN et al, 1963; ASSERETO & CASATI, 1965). Si tratta di un succedersi di differenti bacini, sviluppati almeno parzialmente sulla crosta continentale varisca che, nell'intervallo di tempo Norico - Cretacico superiore, assumono configurazioni assai diverse. Il Trias superiore vede l'ampio sviluppo della piattaforma carbonatica della Dolomia Principale, che nel settore attualmente conservato in bergamasca era articolata da una successione di solchi intrapiattaforma (Bacino brembano, Bacino sebinio; Jadoul, 1986; Jadoul et al., 1994; Gaetani et al., 1999) nei quali si raccoglievano successioni di carbonati risedimentati (Gruppo dell'Aralalta; JADOU, 1986; Sequenza N1, GAETANI et al., 1999). L'annegamento della piattaforma è accompagnato, tra il Norico superiore e il limite Retico - Hettangiano, dall'ampia diffusione di facies argillose, ricche in materia organica, caratterizzate da cicli di shallowing con sviluppo di piattaforme carbonatiche di estensione variabile da locale a regionale, (Argillite di Riva di Solto - Calcare di Zu - Dolomia a Conchodon; Sequenze N2 - R1 - R2; LAKEW, 1992; JADOU et al., 1994; ROBERTS, 1994; GAETANI et al., 1999). Lo spessore e l'estensione laterale delle facies carbonatiche di piattaforma, a stratificazione prevalentemente massiccia, e la loro intercalazione con sedimenti pelitici e calcareo-marnosi, determinano i caratteri reologici della sequenza che controllano lo sviluppo dei sovrascorrimenti alpini (FANTONI et al., 2004).

La frammentazione dell'ultima piattaforma regionale (Dolomia a Conchodon, oggi rinominata Formazione dell'Albenza), durante la principale fase di rifting liassico, determina la nuova configurazione del Bacino Lombardo come sequenza di semigraben asimmetrici delimitati da

faglie normali sinsedimentarie a direzione meridiana, in coordinate attuali, e da faglie di trasferimento ad esse oblique (GAETANI, 1975; WINTERER & BOSELLINI, 1981; SARTI et al., 1992; BERTOTTI et al., 1993). Le faglie principali del sistema di rift sono ubicate all'esterno del Foglio Bergamo (faglie dei Corni di Canzo ad ovest; GAETANI 1975 e GAETANI & POLIANI, 1978; faglie del Garda – BALLINO ad est, CASTELLARIN 1972).

Il Foglio comprende alcuni sottobacini liassici del Bacino Lombardo distribuiti lungo tre allineamenti grossomodo paralleli tra loro e diretti circa E-W. Nell'allineamento settentrionale, appartenente al Sovrascorrimento di Albino, si riconoscono il Rilievo di M. Rena - M. Poieto - M. Cavlera adiacente al Bacino di Selvino (ZANCHI et al., 1990; BERSEZIO et al., 1997). Lungo l'allineamento centrale, appartenente alla Flessura Pedemontana, si riconoscono, da ovest verso est il Rilievo di M. Cavallo, il Rilievo di M. Misma, il Rilievo di Grone, il Rilievo del Corno Buco (CASATI & GAETANI, 1968; BERSEZIO, 1993; BERSEZIO et al., 1997; PICOTTI et al., 1997; BERSEZIO et al., 2001; BERSEZIO et al., in stampa). Nell'allineamento meridionale, si riconoscono il Rilievo di Palazzago, l'adiacente Bacino di Bergamo, il Rilievo di Zandobbio ed il Bacino di Franciacorta (BERSEZIO & CALCAGNI, 1995; BERSEZIO et al., 2001).

I sottobacini, ricostruibili attraverso l'integrazione dei dati di superficie e di sottosuolo, si configurano come solchi ampi 5 – 10 km in direzione ortogonale alle faglie normali e di dimensioni longitudinali plurichilometriche. Le successioni liassiche riflettono questa articolazione indicando una prima fase di approfondimento nell'ambito di un ciclo trasgressivo – regressivo completo (Calcare di Sadrina, GAETANI, 1970; Sequenza H di GAETANI et al., 1999), seguito dalla deposizione di prismi cuneiformi, asimmetrici di torbiditi carbonatiche intrabacinali e di pelagiti/emipelagiti, rappresentate dal Gruppo del Medolo.

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

I sedimenti pelagici siliceo-argillosi del Selcifero Lombardo drappeggiano la paleotopografia già in parte smussata dai potenti corpi risedimentati. La transizione verso una lunga fase di sedimentazione bacinale pelagica, calcarea, con *black shale* (BERSEZIO et al., 2002) è accompagnata dalle fasi

iniziali di ristrutturazione crostale dell'intero Bacino Lombardo, durante il Cretacico inferiore. I lineamenti distensivi meridiani perdono definitivamente la propria evidenza in questa fase (BERSEZIO, 1993).

A partire dall'Aptiano il Bacino Lombardo assume la geometria di un solco asimmetrico, diretto circa E-W nelle coordinate attuali, con il margine settentrionale più ripido ed attivo di quello meridionale; quest'ultimo è caratterizzato nel sottosuolo da successioni pelagiche ridotte e lacunose, delimitate da strutture distensive E-W (Malossa, ERRICO et al., 1978). Il margine orientale è un'ampia ed articolata zona, caratterizzata da troncature e discontinuità, parzialmente esposta al M. S. Onofrio, al limite est del Foglio Bergamo (BERSEZIO & MENSINI, 1992). In questo solco si raccolgono i Flysch del Cretacico superiore con spessori complessivi di circa 3000 m (VENZO, 1954; AUBOUIN et al., 1979; GELATI et al. 1982; BICHSEL & HAERING, 1982), alimentati dal primo smantellamento di falde Austro- e Sudalpine, in concomitanza con le fasi tetto-genetiche Eoalpine nelle Alpi Meridionali (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; BERSEZIO & FORNACIARI, 1987). Il Bacino Lombardo viene così a configurarsi come bacino di avampaese rispetto alla porzione retroergente della catena alpina (BERSEZIO et al., 1994), che grava sulla crosta apula, flettendola e determinando la crescita di un rialzo periferico individuabile nell'area di Malossa.

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

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

riguardo la revisione recente di BERSEZIO et al. (2001) e FANTONI et al. (2004) precisa l'età tortoniana delle *Unità terziarie embricate*.

1.2 - ASPETTI MORFOLOGICI LEGATI ALL'ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

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

Il paesaggio del settore montuoso settentrionale è modellato nelle formazioni calcaree e dolomitiche del Triassico superiore e del Giurassico, ai versanti dirupati a coperture boschive nelle formazioni più massive si associano con tratti di versante meno acclivi a copertura prativa su formazioni a maggiore componente marnosa.

Le quote più alte, fino ad oltre 300 m di quota, sono raggiunte alla Corna Bianca e al M. Poieto, rispettivamente in Dolomia Principale e in Formazione dell'Albenza, in destra del Serio; nella zona di crinale del M. Torrezzo in Calcari di Moltrasio, sulla sinistra del Lago d'Endine. In particolare sul versante SW del M. Poieto si osservano avvallamenti di cresta ed una serie di cretine e pinnacoli separati da profonde trincee interconnesse ("il labirinto") interpretate come deformazioni gravitative profonde oppure come strutture dovute ad attività tettonica (CAVALLIN & TORNAGHI, 1987; ZANCHI et al., 1990).

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

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

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

Il paesaggio da montuoso a collinare di raccordo alla pianura è modellato in gran parte nelle formazioni calcaree e marnoso-arenacee del Cretaceo, con

contrasti morfologici non molto marcati dovuti non solo alla loro diversa natura ma anche alla loro condizione di giacitura. In questo ambito la zona di Zandobbio si colloca come una eccezione.

Le forme a rilievo più accentuato sono date da Sass de la Luna, Arenaria di Sarnico e Conglomerati di Sirone.

Il Sass de la Luna dà luogo a tratti di versante a pendenza anche notevole con coperture sia boschiva che a prato, discontinue per l'affiorare sparso e diffuso di ammassi rocciosi; analoga morfologia è dovuta a banchi calcarei (Banche Caotici della Formazione di Sorisole) intercalati alle formazioni marnoso-arenacee. Il Sass de la Luna, in relazione alle sue condizioni di giacitura, forma un esteso pianalto nella zona del C.le di Ranica (parco de "la Maresana") in destra del Serio e tra Cenate Sotto e Villa di Serio in sinistra del Serio; oppure rilievi orientati E-W tra le valli Serio e Adrara. Tra questi ultimi spicca il Costone di Gavarno. Sul versante meridionale del Costone di Gavarno e di Corna Clima i suaccennati "Banchi Caotici" formano più balze, ripetute a diversa quota.

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

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

Forme del rilievo relativamente depresse sono date dalle formazioni a più forte componente argillosa quali: le il Membro delle Peliti Nere Superiori e quello delle Peliti Rosse (Formazione di Gavarno) a cavallo delle Bocche di Gavarno; la Marna di Bruntino, con insellature allineate tra Olera e F.te Marcia in destra del Serio, sul versante meridionale di M.Pranzà, tra Berzo S. Fermo e Col Croce.

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

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

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

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

Le valli Serio e Cherio tagliano il settore con direzione NE-SW, fiancheggiate da superfici terrazzate di origine fluvio-glaciale; descrivono un'ampia curvatura disponendosi nord-sud allo sbocco in pianura.

La pianura occupa circa 1/3 dell'areale del Foglio Bergamo. E' tagliata dagli alvei dei fiumi Oglio, Cherio e Serio, a cui si aggiunge con incidenza minore quello del Torrente Zerra nella parte centrale del Foglio. Vi si affiancano estese piane alluvionali che nel Serio possono raggiungere i 3 km di larghezza. Queste fasce alluvionali risultano più o meno sensibilmente incassate in ripiani di origine fluvio-glaciale di pertinenza dei diversi bacini: le piane di Grumello e di Chiuduno del bacino dell'Oglio, la piana di Cenate Sotto-Trescore del bacino del Cherio, quella del bacino del Serio in sinistra e in destra del fiume. Quest'ultima, in sinistra, costituisce una fascia di larghezza sui 3 km estesa da Brusaporto-Bagnatica sino al limite meridionale del foglio; in destra, prende origine all'altezza di Seriate e si allarga progressivamente verso sud. Sempre al bacino del Serio, in destra del fiume, si connette il tratto di pianura-alta, sempre di origine fluvio-glaciale e con coperture di suolo, che inizia a Torre Boldone e si sviluppa verso Zanica-Comun Nuovo.

1.3 - UNITÀ CONTINENTALI NEOGENICO QUATERNARIE: QUADRO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO

(a cura di C. Ferliga)

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

Il settore settentrionale è caratterizzato da aree di media montagna degradanti verso sud sino ad una fascia collinare, con quote comprese fra i 1334 m della cima del Monte Bronzone e i 250-400 m dei fondovalle. Due grandi assi vallivi ad andamento circa NE-SW segnano il territorio: il fiume Serio ad Ovest e il fiume Cherio ad Est. Il settore orientale comprende inoltre un tratto del bacino idrografico del fiume Oglio in corrispondenza del Lago d'Iseo, mentre un limitato settore del bacino del fiume Brembo è presente nell'angolo nord-occidentale. Riveste inoltre caratteri autonomi il bacino idrografico del fiume Morla, entro la cui valle si estende l'abitato di Bergamo Bassa (fig. 1).

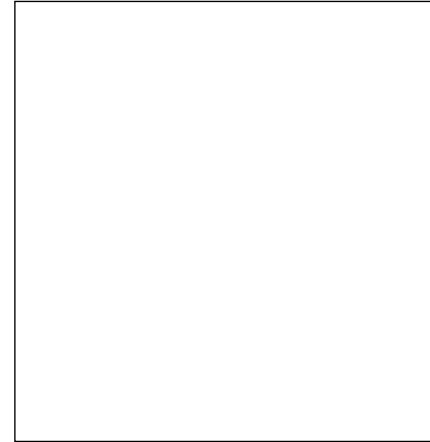


fig. 1. *Inquadramento geografico del foglio, con evidenziati i principali corsi d'acqua e lo spartiacque dei bacini idrografici considerati. in azzurro la massima estensione dei ghiacciai durante le avanzate plio-quadernarie (MEG); in verde la fronte del ghiacciaio Oglio durante l'LGM.*

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

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

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

annegati da colate di materiali mobilizzati lungo i versanti e da sedimenti alluvionali neogenico-quadernari.

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

1.3.1. - SETTORE SETTENTRIONALE

1.3.1.1. - Bacino del fiume Brembo

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

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

1.3.1.2. - Bacino della Morla

Il torrente Morla nasce nella fascia pedemontana a N di Bergamo, al margine del limitrofo foglio Vimercate, e da qui scorre verso SE, aggirando i colli di Bergamo per poi piegare verso SW entro il centro abitato. Il suo corso è tutt'oggi ben visibile nel tratto settentrionale ed entro Bergamo sino quasi alla zona della stazione ferroviaria, laddove si diparte il canale denominato "la Morla", a decorso NNW-SSE (via del Casalino). Oltre questo punto, il corso d'acqua non è più attualmente riconoscibile, tanto che se ne era persa la memoria storica. Il rilevamento dettagliato delle

morfologie tutt'oggi conservate entro la zona urbanizzata ha permesso di evidenziare la continuazione del suo corso naturale, mostrando come - a parte i grandi lavori di sbancamento e rimodellamento attuati per realizzare la stazione ferroviaria negli anni 1885-1890 - l'impianto della città bassa si sia adattato alle forme originali del territorio senza obliterarle se non in epoche recentissime.

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

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

All'altezza di tale centro abitato le morfologie, profondamente ritoccate dall'attività millenaria di coltivazione dei campi, divengono pressoché illeggibili. La valle mantiene comunque una propria identità attraverso il foglio Vimercate, ove a Sud di Lallio riappare un corso d'acqua naturale denominato Morla. Nel sottostante foglio Treviglio, nel corso degli studi geologici di sottosuolo, in corrispondenza di esso sono state evidenziate almeno due unità di ghiaie con petrografia diversa da quella seriana e brembana, che testimoniano la presenza del fiume Morla e la sua importanza come agente della sedimentazione (BINI, com. pers.).

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

permomesozoica), assieme ad un sensibile arricchimento in ciottoli di litotipi della successione cretacea dei Colli di Bergamo.

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

1.3.1.3. - Bacino del fiume Serio

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

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

Tra queste spicca a Nord la vallata del torrente Re – meglio nota nella letteratura geologica come "bacino di Leffe" - di cui è compreso nel foglio il fianco sinistro, caratterizzata da ampie superfici pianeggianti e terrazzate, modellate su di un potente riempimento sedimentario polifasico costituito da depositi lacustri, di colata ed alluvionali, poggiati in profondità su di un potente livello di depositi di versante e di frana (RAVAZZI, 1992). La genesi di tale depressione stretta ed allungata è problematica; il fondo in roccia è stato infatti raggiunto dal sondaggio Fornace Martinelli (RAVAZZI, 19xx) attorno a q. 294 m s.l.m., mentre la valle del Serio antistante mostra quote

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

Di particolare interesse è anche la valle del torrente Nese, affluente di destra entro il cui solco sono conservati, presso Ranica, depositi lacustri del Pleistocene inferiore ben noti nella letteratura geologica (RAVAZZI et alii, 2001 per un'abibliografia esaustiva).

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

Numerosi sondaggi segnalano la presenza del Pliocene marino ben dentro la valle, sino ad Albino (Cotonificio HONNEGER, MARTINIS, 19xx), nel fondovalle del torrente Nese presso Alzano e in corrispondenza di scavi edilizi condotti appena a lato negli anni '90 (PAGANONI & SIDDI, 19xx); l'analisi delle microfane porta a ipotizzare battenti d'acqua compresi fra i 50 e i 100 m, con una linea di costa che doveva quindi spingersi entro il *ria* del Serio sino quasi a Gazzaniga.

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

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

Data la discontinuità e l'estrema variabilità di spessore di tali corpi alterati, e la complessiva riconoscibilità del *parent material*, essi sono stati rappresentati con un sovrassegno sull'unità mesozoica a spese della quale si sono sviluppati. Solo nei casi ove lo spessore e l'estensione fosse particolarmente significativa, oppure la loro esistenza concorresse a rendere poco leggibile la struttura tettonica sottostante, essi sono stati rappresentati come alteriti.

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

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

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

Scendendo lungo la valle principale, i terrazzi più antichi e più alti scompaiono via via, mentre si individuano nuove superfici più recenti incassate entro essi. In particolare la superficie e i depositi correlabili con i conglomerati più antichi presenti nella zona di Fiorano e di Casnigo (conglomerati di Val Bronesca, del Castello di Casnigo e formazione di Masserini; foglio 77 - Clusone) mancano a valle di Gazzaniga, mentre la superficie collegata al sistema di Piodera è riconoscibile sino a Ranica.

1.3.1.4. - Bacino del fiume Cherio

La valle del fiume Cherio (Val Cavallina) e il suo bacino idrografico sono quasi completamente compresi nel foglio Bergamo, ad esclusione della parte alta, che si estende all'incrocio con i limitrofi fogli 77-Clusone, 78-Breno, 99-Iseo.

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

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

Il raccordo fra i versanti e il fondovalle è caratterizzato dalla presenza di ampi lembi di terrazzi alluvionali, prevalentemente conglomeratici, sulla cui superficie è costruito il nucleo storico di molti centri abitati (Grone, Berzo, Entratico, Zandobbio).

La posizione della Val Cavallina, con la sua testata ampiamente entro la fascia prealpina e a quota molto bassa, è assai particolare e questo ne ha condizionato il modellamento; il valico che la mette in comunicazione con lo sbocco della limitrofa valle Borlezza (bacino dell'Oglio) infatti è a quota ben inferiore a quella raggiunta dal ghiacciaio dell'Oglio nelle ripetute avanzate plio-pleistoceniche, con quote massime, in corrispondenza dello spartiacque, attorno ai 1200 m s.m., rendendo così possibile ad una diffidenza laterale del ghiacciaio stesso di scendere lungo questa direttrice (fig. 1).

Depositi glaciali delle fasi più antiche si ritrovano sino all'altezza di Entratico, mentre piccoli cordoni morenici laterali di varia età sono conservati lungo i versanti; durante l'ultimo massimo glaciale, invece, la fronte della diffidenza camuna si attestava attorno ai 370 m a monte di Endine Gaiano, senza quasi lambire quindi la sella spartiacque. I depositi fluvio-glaciali nelle fasi più antiche hanno contribuito ad alimentare la sedimentazione alluvionale del fondovalle, dando ai conglomerati della Valle Cavallina una caratteristica impronta "camuna", con presenza di silicoclasti del basamento e della successione permiana non affioranti entro questa fascia prealpina.

1.3.1.5. - Bacino dell'Oglio

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

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

L'area del Lago d'Iseo invece si raccorda direttamente verso Sud al grande anfiteatro morenico dell'Oglio, presentandone quindi allo sbocco tutti gli elementi caratteristici. Cordoni morenici delle glaciazioni anteriori all'ultima "chiudono" a SW il lago, attraversati dal corso d'acqua attuale. L'anfiteatro vero e proprio, con successive cerchie moreniche via via più antiche sezionate dagli scaricatori glaciali successivi, si sviluppa invece a Sud del lago; entro l'area del foglio (angolo sudorientale) sono presenti depositi relativi alle glaciazioni anteriori all'ultima, mentre la fronte del ghiacciaio nell'ultima avanzata si attestava più a monte.

1.3.2. - FASCIA PEDEMONTANA E PIANURA.

La fascia pedemontana.

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

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

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

Questa situazione è variata nel corso dell'evoluzione dell'area, probabilmente anche sotto l'influenza di movimenti neotettonici; in particolare le evidenze di terreno mostrano come lo Zerra, che nasce nella valle di Torre dei Roveri, geometricamente aperta verso la valle del Serio, abbia deviato nel corso del Pleistocene il proprio corso prima verso Albano

Sant'Alessandro, infiltrandosi entro la sella fra Comonte e Cascina Fornaci per confluire nel Serio; quindi si sia spostato entro il solco fra i Monti d'Argon e il M. Tomenone, per sfociare in pianura all'altezza di Montello; qui, in località *Tri Plok*, tracce di paleovalve suggeriscono una confluenza nel Cherio. Successivamente il corso d'acqua si è individuato in una propria valle autonoma che scende verso Sud sino al limite del foglio.

La pianura.

Nella porzione meridionale del foglio, spostandosi dal margine occidentale a quello orientale (fig. 2: due profili E-W all'altezza di Grassobbio-Costa di Mezzate e di Zanica-Cavernago-Bolgare), la "pianura" si articola in una prima depressione, che curva verso SW aggirando Bergamo, segnata da tracce di terrazzi mal conservati digradanti verso NW, che costituisce l'area di pertinenza della Morla. Ad essa segue una zona relativamente alta riconoscibile da Cascina Campana a Zanica e da qui verso SW sino al margine del foglio, che costituisce lo spartiacque fra il fiume Morla e il fiume Serio.

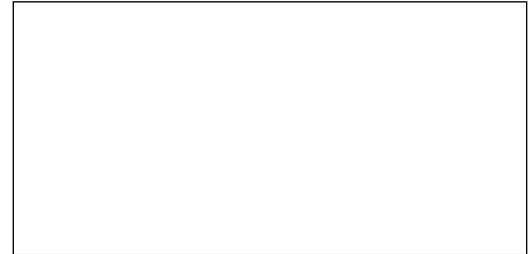


Fig. 2. *Schema dell'andamento e delle quote delle superfici dei terrazzi principali lungo due sezioni trasversali W-E: a) fra Azzano san paolo e Chiuduno b) fra Capannelle e Telgate. Si nota che le quote dei terrazzi principali rimandano a paleosuperfici riconoscibili attraverso tutta l'area. (scala delle ordinate maggiore di quella delle ascisse).*

La fascia ad andamento meridiano estesa fra Grassobbio, Capannelle e Zanica mostra una serie di terrazzi del Serio con rilievo via via decrescente da alcuni m all'altezza di Seriate sino a meno di un metro attorno a Zanica;

da qui in giù le morfologie divengono pressochè illeggibili, con orli di terrazze non più distinguibili e tracce di paleoalvei.

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

Ad est del Serio si ritrovano superfici terrazzate correlabili per quota a quelle riconoscibili ad Ovest, anche se il pesante rimaneggiamento antropico degli strati superficiali e spesso la decorticazione del suolo impediscono più precise correlazioni di tipo pedologico. Caratteristica nel tratto fra Comonte e Cassinone è la presenza del netto paleoalveo dello Zerra, che da località *ol Bus* di Brusaporto confluiva nel Serio.

Ad Est di esso, fra Bagnatica e Tezza, una scarpata piuttosto evidente delimita il solco scavato dallo Zerra recente; analoga scarpata, incisa entro i sedimenti del Cherio, si riconosce in sponda sinistra fra Montello e Costa di Mezzate. A Sud di tali località, la "valle" dello Zerra si individua solo come ampia depressione, ben evidente sul terreno e dall'esame della cartografia, ma priva di elementi morfologici netti che la delimitino. Il passaggio all'area di pertinenza Cherio è quindi sottolineato solo da una sottile striscia di territorio più rilevata, che si estende verso Sud sino all'abitato di Calcinate, restringendosi rapidamente.

Anche l'area di pertinenza Cherio mostra netti terrazzi con scarpate superiori ai 5 m nel settore prossimale, fra Trescore e Gorlago, che si attenuano verso meridione.

Un'altra ampia area "alta" si estende fra Cherio e Oglio fra Telgate e Grumello, scomposta anch'essa in superfici minori, di cui le principali hanno quote correlabili con quelle individuate fra Serio e Cherio, e solcata da piccoli corsi d'acqua locali quali il torrente Rillo.

Chiude il foglio al margine orientale la valle dell'Oglio, profondamente incisa entro la piana antistante l'anfiteatro dell'Iseo.

2. - DATI DI SOTTOSUOLO

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

- il Basamento cristallino ercinico,
- la serie carbonatica mesozoica,
- il prisma clastico del Cretaceo superiore,
- la serie clastica terziaria.

Queste unità sono ricoperte in marcata discordanza dalla successione della Monoclinale pedalpina (Pedalpine homocline, PIERI & GROPPI 1981) estesa tra il Messiniano superiore ed il Quaternario.

a) Il Basamento cristallino ercinico

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

L'andamento del tetto del Basamento cristallino ercinico a nord di Bergamo, in corrispondenza dell'asse della Valle Brembana, potrebbe essere suggerito dall'andamento del fascio di riflettori individuati dal profilo CROP Alpi Centrali, che MONTRASIO et al. (1993) interpretano alla sommità della crosta superiore di pertinenza adriatica. Si tratta di una struttura che da circa 12 km di profondità, nel suo tratto meridionale, andrebbe gradualmente abbassandosi verso nord, collegandosi al Lineamento Insubrico e ponendosi come splay dello stesso. Sarebbe una struttura di grande importanza in quanto: a nord di Bergamo, nel Sudalpino, svincolerebbe la porzione alloctona pellicolare (*thin skinned*) di crosta

superiore sovrastante; sotto la Pianura padana controllerebbe lo sviluppo del Milano belt di Laubscher (1988).

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

b) La successione carbonatica mesozoica

Si tratta della successione sedimentaria di età compresa tra il Triassico ed il Cretaceo, presumibilmente non separabile dai sottostanti termini permocarboniferi, il cui sviluppo in continuità con gli affioramenti sudalpini è già indicato in PIERI e GROPPI (1981) e, con più completa delineazione strutturale, in CASSANO et al. (1986).

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

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

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

c) Il prisma clastico del Cretaceo superiore

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

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

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

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

d) La successione clastica terziaria

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

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

e) La Monoclinale pedalpina

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

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

La parte inferiore è stata illustrata a più riprese soprattutto dai ricercatori dell'Agip in base ai dati provenienti dalla ricerca di idrocarburi; in particolare da RIZZINI & DONDI (1978), DONDI & D'ANDREA (1984) e FANTONI et al. (2001). Si riferisce agli ultimi autori il quadro di seguito sinteticamente illustrato.

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

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

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

-nella presenza, nella parte superiore del Pliocene, di facies di mare profondo associate a facies di laguna e spiaggia con livelli argillosi talora fossiliferi intercalati a conglomerati, ghiaie e sabbie;

-nell'esistenza di una netta superficie di erosione che separa i depositi suaccennati da sovrastanti ghiaie continentali pleistoceniche di origine fluviale e fluvioglaciale;

-nell'esistenza all'interno delle ghiaie continentali di due superfici di discontinuità, sottolineate da paleosuoli, che costituiscono un utile strumento di correlazione.

La ricostruzione dell'andamento della superficie di erosione alla base dei depositi continentali ha portato all'individuazione di due paleovalli non molto profonde (dislivello medio di 30 m circa): la prima orientata nord-sud localizzata ad occidente dell'attuale corso del Serio; la seconda che si sviluppa da est ad ovest grosso modo tra gli abitati di Grassobbio e Levate nel contiguo Foglio Vimercate. Lungo il corso del Fiume Serio i depositi di superficie dell'Olocene e del Pleistocene trancano ed erodono i depositi più antichi.

3. - SISMICITÀ E CENNI DI NEOTETTONICA

La tettonica recente, successiva alla deposizione delle Ghiaie di Sergnano (Messiniano sup.), interessa pressochè tutto l'areale del foglio con sollevamento, temporanei arresti o abbassamenti nel Pliocene inf.; forte sollevamento dal Pliocene medio al Quaternario (CARTA NEOTETTONICA D'ITALIA, 1983).

Le evidenze più significative possono essere dedotte:

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

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

Nel Foglio Bergamo lembi di Pliocene inferiore-medio, noti da tempo in letteratura e rivisitati da CHIESA (2001) si collocano allo sbocco della valle Seriana, con numerosi affioramenti tra Ranica e Alzano Lombardo attorno a quota 300 e nella zona di Torre de' Roveri. Brambilla e Lualdi (1986) in base alla distribuzione delle facies sedimentarie ne ricostruiscono una possibile linea di costa intorno all'attuale quota 350 m s.l.m..

Le misure geodetiche dell'IGM, eseguite nella regione pedealpina nell'arco di tempo 1897-1957, sono pubblicate da Arca e BERETTA (1985). Questi Autori nella fascia pedealpina dei fogli Bergamo e Vimercate segnalano un trend di sollevamento con asse ENE-WSW, con velocità mediamente sugli 0.5 mm/anno, con totali di 25 mm che verso nord aumentano fino a 50 mm.

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

IV. STRATIGRAFIA

In questo capitolo vengono descritte le unità di basamento, le formazioni, i membri e le litofacies rappresentate nella carta geologica, seguendo le varie caselle della legenda in ordine inverso, come previsto dalle linee guida del SGN.

1. - LA SUCCESSIONE PRE-RIFT

1.1 - DOLOMIA PRINCIPALE - **DPR**

Sinonimi. La Dolomia Principale ha sempre mantenuto la denominazione introdotta nel Sudalpino da LEPSIUS (1876) equivalente alla Hauptdolomit della letteratura tedesca. La definizione appartiene oggi al Catalogo delle Unità Tradizionali.

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

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

Caratteri litologici di terreno. L'unità è dolomitizzata pervasivamente: le microfacies, sempre dolomitiche, risultano spesso ricristallizzate, anche se la dolomitizzazione precoce (mimetica) preserva in alcuni casi le strutture primarie.

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

Nel Foglio Bergamo sono rappresentate principalmente le associazioni di facies di piattaforma marginale-pendio che costituiscono la porzione superiore dell'unità (CHINAGLIA, 1988; BERSEZIO et al., 1997). Si tratta di strati spessi e banchi di dolomie grigio scure con piccole cavità rivestite da cementi fibrosi chiari e dolomie biancastre, quando a grana grossolana, associate a piccole bioconstruzioni a serpulidi, lenti bioconstruite di microbialiti con bivalvi e foraminiferi incrostanti (Bondo). A queste litofacies si associano breccie poligeniche fini e filoni sedimentari generalmente riempiti da dolomicriti scure e brecciole (M. Cereto) (DPRa). In alta Valle Rossa si segnalano dolomie peritidali (DPRb). La parte sommitale della Formazione, sempre in contatto con le sovrastanti Dolomie Zonate, è eteropica con corpi di breccie (DZNa; Monte di Nese, Poscante, Corna Bianca, Monte Purito), incluse nel Gruppo dell'Aralalta come "Breccie sommitali della Dolomia Principale" da JADOUL (1986).

Più specificamente le litofacies bioconstruite comprendono: i) strati potenti fino a 2 m di boundstone dolomitici a porostromata, ii) lenti di spessore metrico a laminazioni stromatoliche (spongiosstromata) che tendono a rivestire il substrato su cui crescono, talora costituito da accumuli oncoidali. Le litofacies di accumulo comprendono: i) rudstone dolomitici, interamente costituiti da oncoidi, in strati lenticolari di spessore decimetrico, ii) lenti di spessore fino a metrico di rudstone, floatstone, grainstone e packstone costituite da accumuli di intraclasti, bioclasti (frammenti di tubuli, Bivalvi, Gasteropodi, Alghe Dasycladacee, oncoidi e granuli micritizzati), iii) lenti di spessore fino a decametrico di rudstone dolomitiche formate pressoché esclusivamente da Bivalvi, tra cui *Isognomon exilis*, iv) strati decimetrici di

dolomie gradate, costituiti da packstones passanti a wackestones bioclastiche (Alghe, Bivalvi) ricche di intraclasti.

Le associazioni di facies sono caratteristiche dei settori marginali della parte superiore e sommitale della piattaforma Norica del Bacino Lombardo, interessata da dolomitizzazione diagenetica precoce (JADOUL, 1986; JADOUL et al., 1994). Nel Foglio Bergamo la Dolomia Principale costituisce lo stretto margine meridionale della piattaforma interna sviluppata nella regione dell'Alben – M.Cavlera – Pizzo Formico (Foglio Elusone, Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000). Nell'area cartografata si osservano tipiche bioconstruzioni marginali, sviluppate in condizioni di stress ambientale e localmente controllate da tettonica sinsedimentaria (filoni). L'evoluzione del margine della piattaforma è prevalentemente aggradazionale o retrogradazionale, con un episodio di progradazione regionale alla sommità della successione (Lonno – Castello – Selvino – M.Purito). Le frequenti relazioni di eteropia con i sedimenti peripiattoforma e di pendio del Gruppo dell'Aralalta sottolineano la posizione paleogeografico-ambientale descritta.

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

Tra le microfacies bioconstruite sono frequenti i bafflestones a porostromata, costituite da aggregati di tubuli algali, avvolti da incrostazioni in un mosaico microspartico con peloidi e bioclasti dispersi. I framestone a spongiosstromata sono costituiti da laminazioni stromatoliche planari o digitate immerse in massa di fondo micritica/microspartica, con itraclasti, peloidi, ostracodi.

Tra le microfacies derivanti da accumuli si riconoscono packstones e rudstones ad oncoidi, con Bivalvi ed Alghe Dasycladacee, graistones intrabioclastici (a peloidi e bioclasti di Alghe Dasycladacee, Bivalvi, Foraminiferi).

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

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore non è presente nel Foglio Bergamo. Il limite superiore è generalmente con le Dolomie Zonate, con carattere transizionale, evidenziato dalla graduale comparsa di calcareniti e calcisiltiti dolomitizzate grigio scure ben stratificate e corpi di breccie (Corna Bianca). La Dolomia Principale è eteropica, nella sua parte superiore, con il Gruppo

dell'Aralalta (JADOUL, 1986) che caratterizza tutto lo sviluppo del margine di piattaforma già descritto.

Fossili. Le facies subtidali e di margine di piattaforma sono spesso ricche di Bivalvi (*Isognomon exilis*, *Isognomon sp.*, *Megalodon gumbeli*, *Worthenia sp.*), Gasteropodi, Alghe Dasycladacee (*Gyroporella vesiculifera*, GUMBEL, *Gyroporella curvata*, GUMBEL, *Heteroporella zankli*). Le facies biocostruite sono costituite da associazioni di spongiostromata e di porostromata (*Cayuxia sp.*).

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

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

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

1.2 - GRUPPO DELL'ARALALTA

Istituito da JADOUL (1986), il Gruppo dell'Aralalta originariamente comprendeva Dolomie Zonate, Calcare di Zorzino, "Breccie sommitali della Dolomia Principale" e Membro di Artavaggio. In queste note il Gruppo comprende le formazioni delle Dolomie Zonate e del Calcare di Zorzino, includendo le "Breccie sommitali della Dolomia Principale" come litofacies all'interno delle Dolomie Zonate (DZNa).

1.2.1. - *Dolomie Zonate* – **DZN**

Sinonimi. L'unità è stata introdotta da DESIO & VENZO, (1954) (Foglio Geologico 33 Bergamo) ed è stata formalizzata da Jadoul (1986). Nel Foglio Bergamo è presente il cosiddetto Membro di Selvino delle Dolomie Zonate, introdotto da CASATI (1964), e considerato rappresentativo di una litofacies dolomitizzata del Calcare di Zorzino (BERSEZIO et al., 1997). Solo le

litofacies fini e poco dolomitizzate vengono attribuite in questa sede al Calcare di Zorzino, come verrà descritto nel seguito. Esse comprendono inoltre la **litofacies dei corpi di breccie di Selvino – Monte di Nese (DZNa)**, eteropici con la parte sommitale della Dolomia Principale.

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

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

Caratteri litologici di terreno. L'unità comprende le facies carbonatiche noriche, ben stratificate e di bacino intrapiattaforma eteropiche alla Dolomia Principale. Le Dolomie Zonate sono costituite da alternanze di calcareniti-calcisiltiti dolomitizzate grigio scure, in strati sino a pluridecimetrici piano-paralleli, con clasti millimetrici chiari e scuri, spesso con clasti pelitici appiattiti, isorientati (clay chips). Le facies medio-grossolane possono presentare granoclassazione, laminazioni parallele, laminazioni oblique, ripple di corrente e superfici erosive alla base degli strati (torbiditi). Sono intercalate anche ritmi grigio nerastre, di spessore centimetrico caratterizzate da alternanze di laminazioni parallele chiare e scure (da cui il nome dell'unità) in cui possono essere presenti intercalazioni, sino a 10 cm di spessore, di marne dolomitiche scure finemente laminate e con ossidi di Fe che conferiscono un colore di alterazione bruno-rossastro. Nelle litofacies più fini sono localmente presenti piccoli noduli e liste di selce nera, livelletti parzialmente silicizzati e fratture-cavità geodiche (Selvino, Valle Bracca) con cristalli di quarzo autigeno e, più raramente, di fluorite e celestina (JADOUL et al., 1994).

La **litofacies dei corpi di breccie di Selvino – Monte di Nese (DZNa)** comprende breccie poligeniche da fini a molto grossolane, lenticolari, costituenti corpi cuneiformi potenti fino a 50 m, clinostatificati, spettacolarmente esposti nei versanti a Nord di Albino e Lonno. I clasti derivano principalmente dalla Dolomia Principale ma sono presenti anche elementi derivati dalle Dolomie Zonate, con le quali i corpi di breccie materializzano una relazione di eteropia. Localmente sono presenti lenti di paraconglomerati intraformazionali a clasti costituiti prevalentemente da materiale derivato dallo smantellamento delle parti più alte del pendio e

brecce con clasti di Dolomia Principale. Ciascun litosoma può raggiungere i 50 m di spessore, per una potenza massima complessiva di circa 100 m.

Dati di laboratorio. Le associazioni di microfacies delle Dolomie Zonate sono caratterizzate da prevalenti packstones intraclastici a volte granoclassati e con granuli disorientati; i processi di dolomitizzazione e di ricristallizzazione sono pervasivi e, nella maggior parte dei casi, distruggono i componenti e le strutture primarie. Le facies più fini sono costituite da microsparti dolomitiche laminate e debolmente argillose. Le microfacies delle brecce sono rudstones e floatstones con prevalenti clasti semiconsolidati di origine intraformazionale e subordinati litoclasti ricristallizzati e litificati provenienti principalmente dalle facies di margine della Dolomia Principale.

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

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

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

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

Ambiente deposizionale. Le associazioni di litofacies delle Dolomie Zonate sono state interpretate come prodotte dalla risedimentazioni in massa dalla

piattaforma carbonatica e dal suo margine, ad opera di torbiditi carbonatiche e debris flows. Le strutture, le tessiture e le geometrie caratteristiche della formazione in esame testimoniano l'esistenza di pendii a debole inclinazione che raccordavano la piattaforma carbonatica della Dolomia Principale a bacini intrapiattaforma a circolazione ristretta e fondali prevalentemente anossici.

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

1.2.2. - Calcare di Zorzino - ZOR

Sinonimi. Si tratta di un'unità formale istituita da CASATI (1964) con sezione tipo lungo la sponda Ovest del lago d'Iseo che in precedenza era stata inclusa nelle Dolomie Zonate.

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

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

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

granulometria in prevalenza micritica delle sottili successioni interposte tra le Dolomie Zonate e l'Argillite di Riva di Solto.

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

Dati di laboratorio. Le microfacies del Calcare di Zorzino comprendono principalmente mudstones e wackestone ad intraclasti e pel oidi, talora con clay chips argillosi ed abbondante materia organica. Le litofacies più grossolane consistono di rudstone e packstones grossolane, a bioclasti, intraclasti molli e litici intraformazionali o dolomitici. Tra i bioclasti sono presenti Bivalvi, Gasteropodi, Alghe.

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

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

Fossili. Il Calcare di Zorzino ha fornito una grande quantità di resti di vertebrati (pesci e rettili), Artropodi, Crinoidi, Coralli e Bivalvi. Le località più significative però sono situate all'esterno del Foglio. Nelle già citate località di Endenna e Poscante presso Zogno e nell'area di Brembilla (Foglio Elusone) sono stati rinvenuti i pesci *Brembodius ridens* Tintori, *Legnonotus krambergeri* Bartram, *Pseudodalatias barnstonensis* Sykes e *Saurycchis* sp. (TINTORI, 1980, 1981; TINTORI & RENESTO, 1983). JADOUL *et al.* (1994) segnalano la presenza di un'associazione palinologica caratterizzata da *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Goçzán, *Corollina meyeriana* (Klaus), *Duplicisporites granulatus* Leschik, *Ovalipollis pseudoalatus* (Thiergart), *Klausipollenites* spp., *Todisporites* spp. e forme del complesso *Triadispora* spp.

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

Ambiente deposizionale. Il Calcare di Zorzino rappresenta gli ambienti distali dei bacini che ospitano il Gruppo dell'Aralalta, ove giungeva abbastanza raramente il materiale più grossolano che si staccava dalla piattaforma. La micrite che forma la massa del sedimento veniva esportata in sospensione dalla piattaforma carbonatica, per poi accumularsi sui fondali anossici, come indica la laminazione planare millimetrica, non deformata da bioturbazione. Tali condizioni hanno favorito l'eccezionale conservazione dei resti di vertebrati.

Dominio paleogeografico di appartenenza. Nel Foglio Bergamo il Calcare di Zorzino appartiene agli stessi domini paleogeografici già individuati per le Dolomie Zonate e per l'intero Gruppo dell'Aralalta.

1.3 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO - ARS

Sinonimi. L'Argillite di Riva di Solto è stata istituita come entità formazionale da Gnaccolini (1965); la formazione corrisponde alla "facies sveva del Retico" del Foglio Bergamo (33) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100000. JADOUL (1986) e JADOUL *et al.* (1994) ne propongono la suddivisione in due litozone (inferiore prevalentemente argillosa e superiore costituita da cicli argilloso-marnosi e carbonatici). La stessa suddivisione è ripresa in BERSEZIO *et al.* (1997) e nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (2000) ove le due litozone non vengono cartografate separatamente. Anche in questa sede le due litozone vengono considerate unicamente dal punto di vista descrittivo, non assumendo rango di membri cartografabili.

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

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

Estensione degli affioramenti. L'Argillite di Riva di Solto affiora diffusamente nel settore settentrionale del Foglio Bergamo, ove costituisce una fascia diretta circa E-W nell'area di Selvino, in cui appartiene al sovrascorrimento omonimo, per proseguire ad est attraverso le valli del

Luio, di Gaverina e del Cherio. Qui gli affioramenti si allineano alla Linea del M. Altino (GAETANI et al., 1981), per poi circondare il Lago di Endine fino al margine orientale del Foglio.

Caratteri litologici di terreno. La Formazione è costituita da argilliti e marne argillose grigio-nerastre con intercalati calcari e calcari marnosi grigio scuri, principalmente nella porzione superiore. JADOUL (1986) e JADOUL et al., (1994) suddividono due litozone.

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

La *litozona superiore* si caratterizza per l'incremento degli strati carbonatici, che tendono ad organizzarsi in gruppi da metrici a decametrici. Si tratta di calcari marnosi e/o calcari micritici, grigio scuri o nerastri, solitamente disposti a costituire la porzione superiore e sommitale di unità cicliche potenti 7–30 metri, caratterizzate da una porzione inferiore argillitica, con facies laminate, seguita da una porzione mediana marnosa o marnoso-calcareo, con strati piano-paralleli di spessore decimetrico (Jadoul et al., 1994). La sommità dei cicli è di solito un limite netto tra strati carbonatici ed i sovrastanti pacchi di argillite, separati da patine ad ossidi di Fe che si sviluppano su superfici bioturbate. La litozona superiore è caratterizzata

inoltre da una litofacies costituita da bioclastiti a Lamellibranchi, ad assetto caotico o in strati gradati, interpretabili come tempestiti. Presso il limite formazionale superiore è presente un livello a grandi Lamellibranchi (*Gervilleia*), già descritto nella bassa Valle del T. Ambriola (JADOUL et al., 1994). Litofacies meno ricorrenti sono costituite da rari livelli calcarei, lenticolari, a *Bactryllium* sp. (GNACCOLINI, 1965, con referenze; LAKEW, 1990), paraconglomerati intraformazionali e slump, del tipo già descritto in merito alla litozona inferiore. Il passaggio tra litozona inferiore e superiore è rappresentato dal primo sviluppo di un ciclo calcareo-marnoso, con sequenza negativa ed amalgamazione degli strati calcarei sommitali, costituente un banco dello spessore di oltre 20 m. Complessivamente la litozona superiore dell'Argillite di Riva di Solto presenta uno spessore variabile da 100 a 200 metri circa.

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

- 1) mudstones, frequentemente ricristallizzati in microspartiti, abbondantemente bioturbate e con rari Foraminiferi bentonici e frammenti di Lamellibranchi;
- 2) wackestones a Lamellibranchi, Foraminiferi bentonici, alghe, bioclasti, peloidi ed intraclasti;
- 3) packstones a peloidi ed intraclasti, con bioclasti e Foraminiferi bentonici; a questa microfacies vengono attribuite anche le packstones a bivalvi e bioclasti che rappresentano i livelli tempestiti già descritti;
- 4) bindstones a Serpulidi, ricristallizzate, con cementi calcitici di differenti generazioni.

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

Rapporti stratigrafici. L'Argillite di Riva di Solto poggia in modo netto o sul Calcare di Zorzino (in genere ad est del Fiume Serio) o sulle Dolomie Zonate (tra il Serio ed il Brembo). Nel primo caso le argilliti nere, marnose o laminate si sviluppano bruscamente a tetto di calcari micritici neri e/o sostituiscono calcareniti fini, gradate e laminate, di colore grigio scuro. Presso Ambria il limite è sottolineato dall'orizzonte di black shale già citato,

con qualche probabilità correlabile ad un orizzonte argillitico carbonioso, ricco in frammenti di pesci, descritto da GNACCOLINI (1965) nella sezione-tipo. Nel secondo caso le argilliti nere ricoprono direttamente in modo netto, strati spessi e banchi di doloreniti-doloruditi grigie, sovente gradate e laminate. Occorre segnalare infine che, poco a nord dell'area coperta dal Foglio Bergamo, l'Argillite di Riva di Solto può poggiare direttamente in discordanza o con hard-ground, sulla Dolomia Principale.

Il passaggio al sovrastante Calcarea di Zu è più graduale. GNACCOLINI (1965) suggerisce di posizionarlo ove le intercalazioni calcaree prevalgono sulle argilliti e marne. JADOUL et al. (1994) suggeriscono di porre il limite in corrispondenza dell'inizio di un trend regressivo, evidenziato dalla comparsa di carbonati con pseudomorfi di minerali evaporitici, orizzonti di carnirole, calcari dolomitici e livelli stromatolitici. Nel Foglio Bergamo il limite è spesso sottolineato dalla presenza degli strati a *Gervilleia*, già descritti.

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

Attribuzione cronologica. In base alla presenza di numerose specie considerate esclusive del Retico, in associazione con specie attribuibili al Retico – Lias e subordinatamente al Norico o all'intero Trias superiore, GNACCOLINI (1965) attribuisce la formazione al Retico, nella sezione – tipo. Gli studi sui vertebrati condotti da WILD (1989) e sui palinomorfi, condotti da Cirilli (in JADOUL et al., 1994) e da Galli (2001), suggeriscono un'età norica superiore per l'Argillite di Riva di Solto, con certezza nel settore bergamasco occidentale. Su queste basi JADOUL et al. (1994) ne propongono l'attribuzione al Norico superiore nell'intera area di affioramento e GAETANI et al. (1998) definiscono e datano la sequenza deposizionale N2-

RI che contiene l'intera formazione, unitamente alle litozone inferiori del Calcarea di Zu. JADOUL et al. (2004) attribuiscono la litozona inferiore al Norico medio – superiore, restringendo al Norico superiore la litozona superiore, sulla base delle palinoflore (associazione tipica della *phase II* di SCHUURMAN, 1979).

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

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

1.4 - CALCAREA DI ZU

Sinonimi. Il Calcarea di Zu è stato istituito formalmente da GNACCOLINI (1965), a sostituire l'unità stratigrafica in precedenza nota come "facies carpatica del Retico" (Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 33, Bergamo). L'area-tipo corrisponde alla regione compresa tra il Lago di Lugano ed il Lago d'Iseo. Con particolare riferimento alle caratteristiche osservabili in bergamasca centrale, LAKEW (1990) suggerisce di suddividere la formazione in 3 litozone, mentre JADOUL et al. (1994) propongono la suddivisione in 4 litozone: Zu1 e Zu3, calcareao-marnose con sequenze cicliche; Zu2 prevalentemente carbonatica, corrispondente al Banco a

Coralli di Lakew, 1990 ed al Primo orizzonte a coralli di Jadoul & Gnaccolini, 1992; Zu4 sottilmente stratificata e selciferà. La stessa suddivisione è ripresa nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (2000) ove però le litozone non sono cartografate separatamente. Recentemente Galli et al. (2007) hanno proposto di elevare a rango di Formazione la litozona Zu 4, con la denominazione di Formazione di Val Malanotte. La formalizzazione ufficiale non è ancora stata proposta. BERSEZIO et al. (1997) cartografano separatamente la coppia delle litozone Zu1 e Zu2 (ben delimitate a tetto dalla sommità del Banco a Coralli) e la coppia Zu3 – Zu4. Questa suddivisione è stata considerata la più adeguata anche per questa edizione del FoglioBergamo in scala 1:50000, adottando la definizione di Litozona Inferiore (litozone Zu1 e Zu2) e Litozona Superiore (litozone Zu3 e Zu4), con sezioni-tipo esposte negli adiacenti fogli Vimercate e Lecco. La sezione-tipo e la località-tipo istitutive del Calcare di Zu, si trovano lungo la sponda occidentale del Lago d’Iseo. La sezione-tipo si sviluppa lungo la parte orientale della Val Fonteno, che sbocca nel Sebino presso Zu (GNACCOLINI, 1965) e sulla sponda del lago, fino alla Punta della Pietra. La sezione-tipo presenta il massimo spessore del Calcare di Zu (oltre 1000 m) e, pur con ampi tratti di copertura, consente di osservare l’intera stratigrafia e di riconoscere le quattro litozone citate in precedenza, con relative variazioni laterali dovute alla posizione paleogeografica depocentrale della sezione-tipo in oggetto, rispetto all’area bergamasca centrale ove le litozone sono state definite.

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

Estensione degli affioramenti. Il Calcare di Zu affiora nel settore settentrionale del Foglio Bergamo, costituendo l’ossatura dei rilievi della Flessura Pedemontana (DESIO, 1929), tra il M.Canto Alto e lo sciume di pieghe di Lonno (GAETANI et al., 1981). La formazione affiora estesamente ad est di Selvino, tra Aviatico e Gazzaniga, ove appartiene al Sovrascorrimento di Albino (GAETANI et al., 1981) e, ad est del Serio,

costituisce il versante settentrionale della Flessura, qui rappresentata dalla catena M.Misma–M.Pranzà. Ad est della Val Cavallina il Calcare di Zu costituisce le già citate pareti ove si trovano le sezioni più rappresentative, tra Grone ed Endine. Verso sud la formazione costituisce le pendici meridionali del M.di Grone ed il nucleo dell’anticlinale del Monte Bronzone, principalmente esposto nella bassa Valle Adrara. L’affioramento limitatissimo di Zandobbio, esumato dall’erosione al nucleo dell’anticlinale omonima, costituisce infine il più meridionale affioramento delle formazioni triassiche nel Foglio Bergamo.

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

1.4.1. - Litozona Inferiore ZUUA (Litozone Zu1 e Zu2 di Jadoul et al., 1994).

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

(1965). E' costituito da un gruppo di strati amalgamati di calcari micritici grigio-nerastri passanti a biolititi grigie con Coralli, Gasteropodi, Brachiopodi, Lamellibranchi. Questi strati sono ricoperti da calcareniti e calciruditi oolitico-bioclastiche a Brachiopodi, Crinoidi, Lamellibranchi (tra cui talora grandi Megalodonti), Foraminiferi bentonici, Alghe Dasicladacee, frammenti di Coralli, in strati medi e quindi da un potente pacco di calcari micritici o fossiliferi (Lamellibranchi, frammenti di Coralli) in strati amalgamati o del tutto indistinguibili. La parte alta della litozona 2 può presentare una dolomitizzazione tardiva o può comprendere livelli di breccie intraformazionali, in lenti metriche.

1.4.2. - *Litozona Superiore – ZUUb* (litozone Zu3 e Zu4 di *Jadoul et al.*, 1994; litozona 3 di *Lakew*, 1990).

Questa litozona si sviluppa con uno spessore variabile da 0 a 350 metri circa; gli spessori massimi corrispondono al progressivo ispessimento dell'intera formazione, che si realizza verso est, e che trova il proprio culmine, con riferimento al Foglio Bergamo, nell'area della Val Cavallina – Lago d'Endine. La litozona è assente per troncatura erosionale nel settore compreso tra Lonno e Monte Cavallo, ed è drasticamente ridotta a poche decine di metri presso il M.Rena (CASATI & GAETANI, 1968; BERSEZIO et al., 1997). Il limite con la Litozona inferiore (ZUUa) è netto, essendo rappresentato dall'appoggio di marne argillose grigio scure sui calcari micritici in strati amalgamati appartenenti alla sommità del sottostante Banco a Coralli. Questo limite corrisponde pressoché ovunque ad un risalto morfologico con sviluppo di una cengia erbosa, per questo è in genere raramente esposto. In prossimità del limite inferiore è possibile incontrare marne dolomitiche di colore ocraceo, talora vacuolari, con pseudomorfi di carbonati su gesso; a queste possono essere associate vere e proprie "carniole", costituite da calcari dolomitici, vacuolari, con dissoluzione dei minerali evaporitici. La Litozona Superiore, ove presente e completa, è costituita in prevalenza dai litotipi della litozona Zu3 di *Jadoul et al.* (1994), la cui associazione ripete in modo confrontabile i caratteri deposizionali della litozona Zu1. Più frequenti rispetto a questa sono le litofacies di calcareniti oolitico-peloidali e bioclastiche, che costituiscono singoli o gruppi di strati a laminazione obliqua concava o planare ed incrociata a scala media. Analogamente sono più abbondanti i corpi metrici di biolitite a Coralli, lenticolari ed associati ad argilliti marmose nere. Il succedersi di cicli marnoso-calcarei è coronato dallo sviluppo di un banco calcareo, stratificato o amalgamato, a luoghi riccamente fossilifero (Coralli, Spugne, Porostromata, Dasicladacee, Megalodonti) e talora oncolitico, cui si

sovrapone la litozona Zu4. Quest'ultima (Formazione di Val Malanotte, GALLI et al., 2007), potente 15-30 metri, si caratterizza per la regolare alternanza di calcari marnosi e marne nerastre, a stratificazione media e sottile, piano-parallela o fortemente ondulata. Presso il limite formazionale sono stati osservati livelli bioclastici ricchi in frammenti di Coralli, Lamellibranchi, Crinoidi, ooliti e oncoliti, cui si associano micriti grigio scure selcifere. Nella zona del M.di Grone la litozona Zu4, e quindi il limite formazionale superiore, è caratterizzata dalla presenza di calcareniti oolitiche, in strati curvi, non paralleli, con una tipica patina nocciola-avorio. Queste si intercalano alle micriti nere con noduli di selce nera, più caratteristiche.

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

Microfacies differenti sono rappresentate dalle rare rudstones intraclastiche e bioclastiche, a matrice micritica o microcristallina, che caratterizzano i pochi livelli paraconglomeratici riconosciuti, oltre che dalle boundstones e framstones a Coralli e Porostromata che caratterizzano i patch reefs descritti in precedenza nella Litozona Superiore.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Complessivamente il Calcare di Zu assume il massimo spessore ad ovest del Sebino, raggiungendo il migliaio di metri nella sezione-tipo ubicata nell'adiacente Foglio Iseo (GNACCOLINI, 1965). Nell'area coperta dal Foglio Bergamo lo spessore totale non supera i 700 metri, con i massimi collocati nella parte orientale del Foglio, tra Val Cavallina e Lago di Endine. La Litozona Inferiore può arrivare ad una potenza di 350 metri, di cui non più di 80 rappresentati dal Primo Banco a

Coralli (litozona Zu2). La Litozona Superiore supera di poco i 350 m, meno di 25 dei quali attribuibili alla litozona sommitale (Zu4), ma manca del tutto tra Brembo e Serio. Gli spessori complessivi del Calcarea di Zu si riducono verso ovest, fino ai valori minimi (200-250 m) della bassa Val Seriana (JADOUL et al., 1994; BERSEZIO et al., 1997).

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

Fossili. Il Calcarea di Zu è spesso riccamente fossilifero, principalmente nei banchi calcarei più potenti, ma anche in corrispondenza delle lenti biocostruite (*patch reefs*) intercalate a questi. Le associazioni più frequenti comprendono Lamellibranchi, Brachiopodi, Porostromata, Coralli. Alcune tra le specie più significative comprendono *Myophoria inflata* Emmerich, *Rhaetavicuola contorta* Portlock, *Cardita austriaca* Hauer, *Protocardia rhaetica* (Merian), *Gervillea sebina* Scossiroli, *Bactrillum striolatum* Heer (VECCHIA, 1950). Tra i Coralli sono diffuse le specie appartenenti ai generi Retiophylla ed Astreomorpha (ALLASINAZ, 1962). Tra i Foraminiferi bentonici sono diffusi *Triasina hantkeni*, *Aulotortus* sp. ed *Auloconus* (LAKEW, 1990).

Attribuzione cronologica. Sulla base delle associazioni paleontologiche il Calcarea di Zu è stato a lungo attribuito al Retico. Le associazioni a palinomorfi, consentono a Cirilli (in JADOUL et al., 1994) di posizionare il limite Norico-Retico all'interno del calcarea di Zu, poco sopra il limite tra le litozone inferiore e superiore, cioè sopra la sommità del Banco a Coralli che costituisce la litozona Zu2. Gaetani et al. (1998) inseriscono la Litozona Inferiore nella Sequenza Deposizionale N2-R1, unitamente all'intera successione dell'Argillite di Riva di Solto; la litozona superiore costituirebbe una sequenza a parte, denominata R2 ed attribuita interamente al Retico. GALLI et al. (2007) individuano il limite Retico – Hettangiano nella parte basale della litozona Zu4 (loro Formazione di Malanotte), grazie alla scomparsa di *Rhaetipollis germanicus* ed all'acme di *Krauselisporites ressingeri*. L'importante variazione delle palinofacies è concomitante con la marcata anomalia negativa del $\delta^{13}C$ rilevata dagli autori alla base dello Zu 4. In sintesi, in attesa della calibrazione magnetostratigrafica tuttora in corso, l'età del Calcarea di Zu è complessivamente da comprendere tra il Norico superiore e l'Hettangiano.

Ambiente deposizionale. L'associazione di facies e le associazioni paleontologiche indicano per il Calcarea di Zu un ambiente deposizionale misto, terrigeno/carbonatico, di bassa profondità, assimilabile ad un contesto di rampa carbonatica (LAKEW, 1990). Le variazioni di spessore, e le associate variazioni di facies, indicano i mutamenti di questo contesto deposizionale: con transizioni tra aree caratterizzate da subsidenza limitata ed ambienti di elevata energia, in posizione prossima al livello di base del moto ondosio (Bergamasca centrale, Val Seriana; JADOUL et al., 1994); ed aree di rampa distale caratterizzate dalla massima subsidenza e dai conseguenti massimi spessori delle facies terrigene e carbonatiche fini, oltre che dall'assenza delle facies calcarenitiche laminate. I due principali corpi carbonatici contenuti nel Calcarea di Zu, rispettivamente appartenenti alla

litozona Zu2 ed alla sommità della litozona Zu3, rappresentano fasi regressive che portano alla progradazione regionale di piattaforma carbonatiche, il cui sviluppo identifica le sequenze deposizionali già citate, di GAETANI et al. (1998). Tali fasi regressive si associano a cambiamenti climatici verso climi aridi, documentati dalle associazioni a palinomorfi (CIRILLI in JADOUŁ et al., 1994). Lo sviluppo delle sequenze cicliche ad alta frequenza, interpretate generalmente come cicli di shallowing, è ricondotto alle variazioni eustatiche relative (JADOUŁ & GNACCOLINI, 1992; JADOUŁ et al., 1994) sotto il controllo delle frequenze orbitali (MASETTI et al., 1989).

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

1.5 - FORMAZIONE DELL'ALBENZA - **ALZ**

Sinonimi. Il termine Formazione dell'Albenza è stato proposto recentemente nell'ambito dell'edizione dei Fogli Lecco e Clusone della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, contemporanea all'edizione di questo Foglio. Questa denominazione sostituisce la precedente tradizionale denominazione di Dolomia a Cochodon. La denominazione tradizionale è stata utilizzata a lungo erroneamente per indicare i livelli ricchi in megalodonti che caratterizzano la parte superiore del Calcare di Zu. La Dolomia a Conchodon è stata definita formazionalmente da GNACCOLINI (1964), con riferimento alla Lombardia occidentale. La sezione maggiormente rappresentativa nell'area riferita dall'Autore è ubicata presso l'Alpe Perino (Valcuvia). Questa definizione è adottata nella cartografia geologica ufficiale a partire dall'edizione del Foglio 34-Breno, 1:100000 della Carta Geologica d'Italia (BIANCHI et al., 1971). La stessa definizione, trattenuta successivamente da BONI et al. (1972), era adottata nel Foglio 33-Bergamo in scala 1:100000, con accezione stratigrafica differente. Per l'attuale edizione del Foglio Bergamo vengono conservati tutti gli elementi caratteristici dell'ex Dolomia a Conchodon, limitandosi a sostituirne il nome

formazionale. Occorre poi ricordare che nell'area di Zandobbio affiora un'unità in posizione stratigrafica analoga a quella della Formazione dell'Albenza, ma differente per alcuni caratteri litostratigrafici, che viene pertanto cartografata separatamente sotto la definizione tradizionale di Dolomia di Zandobbio. Occorre infine ricordare che diversi affioramenti, attribuiti storicamente alla Formazione dell'Albenza, sono stati riclassificati come appartenenti ad altre unità liassiche, in parte come già proposto da BERSEZIO et al. (1997; in stampa).

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

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

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

- calcareniti oolitico-bioclastiche, talora dolomitiche, con bioclasti, intraclasti e litoclasti, questi ultimi molto rari. Questi strati possono presentare geometria esterna tabulare e spessore medio, o geometrie curve, non parallele. La struttura interna, ove osservabile, è caratterizzata da laminazioni planari, oblique ad alto o basso angolo e/o da laminazioni oblique concava a scala media;

- calcari micritici e microcristallini, grigio avorio, molto raramente dolomitizzati, bioturbati, con bioclasti (Bivalvi, Crinoidi, Spugne), fossili (Foraminiferi bentonici), ooliti e peloidi, in strati e banchi mal definiti, tabulari a scala decametrica, raramente selciferi;

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

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

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

Verso occidente si presentano ancora in vari settori, delle riduzioni di spessore, fino a meno di 40 metri (M.Pranzà, M.Misma, M.Cavlera, M.Cedrina, M.Poieto), corrispondenti in generale a settori di alto strutturale che acquisteranno maggiore identità, e margini tettonici riconoscibili, a partire dal Sinemuriano. A queste riduzioni corrisponde abbastanza invariabilmente l'aumento della dolomitizzazione, la riduzione delle facies meglio stratificate e fossilifere (calcari micritici e microcristallini), l'aumento delle facies micritiche non stratificate e delle calcareniti.

Lateralmente rispetto a queste aree spessori e facies tornano in modo graduale a quelli più tradizionali (80 – 90 metri). Spesso la Formazione dell'Albenza è troncata a tetto, talora molto profondamente, fino all'omissione totale. Ciò si verifica poco ad est di Grone, lungo il versante sudoccidentale del M.Poieto, ad est del M. Cedrina, pressoché in tutto il settore di Albino- Lonno- M.Cavallo.

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

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

- packstones e wackestones, talora dolomitizzate, con pellets, peloidi, intraclasti, rare ooliti, spesso superficiali, rare e piccole oncoliti, bioclasti (bivalvi e rari ammonoidi non determinabili), rari Foraminiferi bentonici. Alcune packstones si presentano come vere e proprie lumachelle a bivalvi, con riempimenti di tipo geopetale;

- mudstones a peloidi e bioclasti (bivalvi), molto raramente dolomitizzate; raramente si osservano vere e proprie dolomicriti.

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

Rapporti stratigrafici. In generale la Formazione dell'Albenza si sviluppa a tetto del Calcere di Zu. Il limite è netto, per appoggio dei gruppi di strati calcarenitici o calcareo-micritici, amalgamati, grigi, tipici della formazione in esame, sulla successione calcareo-marnosa a stratificazione sottile e media della litozona Zu4 del Calcere di Zu. Localmente (M. di Grone) ove la Litozona Superiore del Calcere di Zu presenta a tetto calcareniti oolitiche, il passaggio è più difficilmente posizionabile, in genere grazie alla variazione di colore da grigio scuro a grigio chiaro ed alla scomparsa o amalgamazione delle superfici di stratificazione. Il limite di tetto, nelle successioni non troncate, è definito normalmente dal passaggio al Calcere di Sedrina. Esso si presenta netto, per l'appoggio dei calcari microcristallini

grigi, talora dolomitici del Calcarea di Sedrina, sui livelli sommitali della Formazione dell'Albenza. Nelle successioni troncate a tetto, la Formazione può essere ricoperta da differenti unità liassiche, sempre con relazioni di discontinuità fisica rese evidenti da discordanze, superfici di erosione irregolari, bruschi passaggi litologici.

Fossili. I fossili nella Formazione dell'Albenza sono piuttosto rari. Tra i Lamellibranchi sono presenti i generi Chlamys e Myophoria (Gaetani, 1970), oltre a rari Megalodontidi, in aggiunta a crinoidi, ammonioidi non determinabili, foraminiferi (tra cui *Triasina hantkeni*, Lakew, 1990; Roberts, 1994).

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

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

Dominio paleogeografico di appartenenza. La Formazione dell'Albenza appartiene al Bacino Lombardo. Essa sigilla l'articolazione dei bacini intrapiattaforma norico-retici, progredendo a scala regionale. Contestualmente la formazione viene a far parte del substrato pre-rift rispetto alla successiva fase di estensione Liassica, cui si deve la

riorganizzazione del Bacino Lombardo in una complessa successione di semigraben asimmetrici di ampiezza longitudinale chilometrica.

1.6 - DOLOMIA DI ZANDOBBIO - ZAN

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

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

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

Caratteri litologici di terreno. La Dolomia di Zandobbio comprende tre litozone (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994): i) dolomie bianche o rosate in banchi e strati spessi, alternati ad intervalli a stratificazione sottile. Questa litozona costituisce l'80% della successione e comprende: dolomicriti a fantasmi di peloidi, crinoidi, bivalvi, echinodermi, frequentemente ricristallizzate a grana grossolana; doloareniti a laminazione obliqua

concava a piccola e media scala, con ooidi, peloidi, bioclasti; breccie intraformazionali con cavità riempite da cementi e fenestrae; rari livelli di calcari micritici solo parzialmente dolomitizzati, con foraminiferi, brachiopodi, bivalvi, ostracodi. L'associazione di facies prevede lo sviluppo di sequenze ripetitive di dolomicriti e breccie, con o senza dolareniti intercalate; ii) calcareniti oolitico-peloidali bianche o grigie a noduli di selce, in strati medi e spessi, cuneiformi, dolomitizzate e silicizzate, con laminazioni oblique concave a grande o piccola scala, a luoghi ricche in echinodermi, crinoidi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi; iii) dolomicriti grigio-chiare o rosate, a stratificazione sottile, planare o ondulata, con sottili intercalazioni pelitiche grigie o rosate.

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

Dati di laboratorio.

Le microfacies della Dolomia di Zandobbio sono pressoché sempre dolomitizzate, con dolomite limpida a mosaico ipidiotopico. Si riconoscono originarie mudstones a pel oidi; wackestones e packstones ad ooidi, peloidi, foraminiferi, echinodermi e crinoidi, bivalvi, ostracodi; grainstones oolitiche a crinoidi. Nella litozona ii) la silicizzazione (talora riconoscibile come pre-dolomitica) è ubiquitariamente diffusa.

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

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

Fossili. La Dolomia di Zandobbio presenta associazioni a Bivalvi, Brachiopodi, Echinodermi, Crinoidi, Ostracodi e Foraminiferi, pressoché sempre indeterminabili a causa della dolomitizzazione. La ricca associazione tipica della litozona ii) induce a correlare questo intervallo con la porzione regressiva sommitale del Calcare di Sedrina (GAETANI, 1970).

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

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

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

1.7 - CALCARE DI SEDRINA - SED

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

Sezione più rappresentativa del foglio. Nel Foglio Bergamo, le sezioni più rappresentative del Calcare di Sedrina sono ubicate lungo il versante settentrionale del M.Canto Alto, all'estremo occidentale del Foglio, in continuità fisica con il prolungamento orientale degli affioramenti della sezione-tipo, presso Sedrina, nell'adiacente Foglio Vimercate. Ad est del

Fiume Serio, la formazione è ben esposta in alcune sezioni altrettanto significative, tra cui quella delle Cave Italcementi di Pradalunga (LOZAR, 1995), delle Cave Italcementi di Grone (VECCHIA, 1949) ed in Valle Adrara, a nord di S.Rocco o presso il M. di Grone (GAETANI, 1970).

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

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

In generale, nelle successioni non erose a tetto, si possono individuare tre litozone, non cartografabili, come già suggerito da Bersezio et al. (1997) e nella Nota Illustrativa della CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI BERGAMO (2000). I caratteri delle tre litozone possono essere riassunti come segue (dal basso verso l'alto), avendo come riferimento le sezioni più significative già citate, tra cui quelle del Canto Alto, Pradalunga, Valle Adrara.

Litozona inferiore, potente da 15 a 40 metri circa, costituita da calcari micritici grigi, localmente in parte dolomitizzati, a stratificazione media o spesso per amalgamazione, piano-parallela, con rari noduli di selce grigio

scura, ed un'associazione di bioclasti e fossili: Lamellibranchi, Gasteropodi, Echinodermi, Crinoidi. Alcuni livelli sono ricchissimi di grandi Bivalvi (*Liostrrea*), normalmente disarticolati. Il passaggio alla successiva litozona è in genere graduale ma molto rapido.

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

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

In questa successione si riconoscono il Grenzivalvenbank (compreso, quando presente, nella litozona inferiore), il banco a Brachiopodi (compreso nella litozona superiore) ed il livello marker a selci bianche ed oolitici, sommitale.

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

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

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

(1997) e diversamente da quanto indicato in precedenza (ZANCHI et al., 1990).

Nel settore Pradalunga-Grone, tra Serio e Cherio, le variazioni di spessore e di associazione di litofacies sono piuttosto marcate. Dall'area di Pradalunga, ove il Calcare di Sedrina presenta spessore elevato, oltre 120 metri, con lo sviluppo molto evidente delle tre litozone, si passa rapidamente alla successione ridotta del M.Misma. Da qui fino quasi a Grone, il Calcare di Sedrina presenta uno spessore compreso tra 0 e 40-50 metri ed un'associazione di litofacies caratterizzata dall'alternanza di calcareniti oolitiche in strati medi e spessi, di colore giallino, con calcari micritici, fossiliferi e/o bioclastici, a Lamellibranchi ed altri molluschi, (Echinodermi, Crinoidi, Poriferi anche in posizione di vita), con noduli di selce grigia o nerastra. In tutto questo settore non è possibile riconoscere la suddivisione in litozone tipica delle aree di spessore normale.

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

L'estrema variazione di litofacies compare negli affioramenti meridionali dell'anticlinale di Zandobbio (GAETANI et al., 1981), esumati in culminazione strutturale tra gli affioramenti della successione cretacea. In quest'area il Calcare di Sedrina manca localmente per erosione o si riduce ad una successione potente pochi metri e pressoché interamente dolomitizzata. Nonostante la riduzione di potenza e la dolomitizzazione si riconoscono ancora una litozona inferiore di dolareniti oolitiche, seguita da una litozona intermedia di dolomicriti selciferi, sottilmente stratificate, a sua volta ricoperta dal banco a Brachiopodi, ben riconoscibile perché quasi

ovunque non dolomitizzato (GAETANI, 1979; 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994).

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

- grainstones oolitiche, peloidi, pellets (Favreina), bioclasti (Bivalvi, Gasteropodi, Crinoidi, Echinodermi, Foraminiferi bentonici, tra cui Valvulinidae e Textularidae), talora ricristallizzate o dolomitizzate selettivamente;

- packstones e wackestones a peloidi, ooliti, rare oncoliti e lumps, bioclasti (Bivalvi, Crinoidi Foraminiferi bentonici); questa microfacies può presentare percentuali di dolomitizzazione variabili;

La litozona intermedia è caratterizzata da un microfacies prevalente, costituita da mudstones e wackestones, talora silicizzate, a peloidi, pellets (Favreina), rare ooliti, oncoliti, bivalvi anche a guscio sottile, Cefalopodi non determinabili, Foraminiferi bentonici. L'abbondanza delle oncoliti cresce in corrispondenza della variazione di facies descritta in precedenza nel settore sudorientale.

La litozona superiore presenta nuovamente la prevalenza di microfacies di grainstone e packstone, cui si associano rare wackestones, ad ooliti, peloidi, spicole di spugne silicee, Crinoidi, Bivalvi, Gasteropodi, Brachiopodi, Foraminiferi bentonici (involutina). I fossili sono frequentemente silicizzati; la silicizzazione è diffusa in ampie plaghe che tendono a mascherare la tessitura originale.

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

Rapporti stratigrafici. Il Calcare di Sedrìna ricopre la Formazione dell'Albena con limite netto, che si realizza per appoggio dei gruppi di strati calcareo-micritici grigi, fossiliferi, talora dolomitizzati sui sottostanti livelli di calcareniti oolitiche o di calcari micritici grigio chiari o nocciola. Nel solo settore isolato di Zandobbio la formazione ricopre la Dolomia di Zandobbio, con limite netto, che pone a contatto dolomie massicce in banchi metrici, a grana grossolana appartenenti a quest'ultima unità, con dolomicritici grigio-rosate a stratificazione sottile e media, selciferi, appartenenti al Calcare di Sedrìna. Nelle successioni complete, il Calcare di Sedrìna è coperto con limite netto dai calcari marnosi, abbondantemente selciferi, bioturbati, a stratificazione piano-parallela media e spessa, appartenenti al Calcare di Moltrasio. Nelle successioni troncate, diverse litozone del Calcare di Sedrìna sono coperte in discontinuità da corpi di breccie appartenenti al Calcare di Moltrasio, oppure direttamente dalle altre formazioni giurassiche, quali il Calcare di Domaro (M.Misma).

Fossili. L'associazione paleontologica del Calcare di Sedrìna è piuttosto ricca, ed è stata studiata e descritta nella bergamasca orientale da Gaetani (1970), cui si rimanda per l'elenco completo delle specie rinvenute e per gli aspetti tassonomici. La litozona inferiore, comprendente i livelli equivalenti al Grenzbivalvenbank, è caratterizzata dalla presenza di abbondanti Bivalvi, tra cui Chlamys, Plagiostoma, Gryphaea, Liostrea (*L. dumortieri* e *L. piceteiana*), Gasteropodi, rari Brachiopodi, Crinoidi (Pentacrinus) ed Echinodermi, Foraminiferi bentonici, tra cui Valvulinidae, Textularidae, Lagenidae. Gaetani (1970) segnala la presenza di frammenti di Coralli, tra i quali individua Stylophyllum. La litozona superiore, comprendente i livelli equivalenti al banco a Brachiopodi, è caratterizzata in aggiunta da abbondanti Brachiopodi, tra i quali GAETANI (1970) determinò *Calcirhynchia rectemarginata* (Vecchia), *Lobothyris ovatissimaeformis* (Böckh) e rari Ammonoidi, della famiglia Schloteimiidae.

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

Ambiente deposizionale. Il Calcare di Sedrìna presenta l'associazione di facies tipica di una piattaforma aperta subtidale (litozona inferiore e superiore) cui si intercala un ambiente più aperto e di bassa energia, a sedimentazione pelagica prevalente (litozona intermedia). Questa organizzazione definisce lo sviluppo di una sequenza trasgressivo-regressiva completa, aperta dalle facies di mare basso del Grenzbivalvenbank e conclusa dalla progradazione dei sedimenti oolitico-bioclastici del banco a Brachiopodi. Le facies tipicamente progradanti, con barre oolitiche, di quest'ultimo intervallo sono parzialmente sostituite da sedimenti di ambiente più profondo (piattaforma esterna - rampa carbonatica) rappresentati dalla facies nordorientale di Portirone (Foglio Iseo). Le variazioni di spessore stratigrafico riflettono subsidenza differenziata e sono determinate dalle fasi iniziali del rifting liassico, che scompose il Bacino Lombardo in sottobacini separati da alti strutturali, a partire dal tardo Hettangiano. Le troncare a tetto si devono all'attività delle faglie sinsedimentarie sinemuriane, che determinarono il basculamento di blocchi e la conseguente erosione delle creste sollevate ("alti strutturali").

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il Calcare di Sedrìna appartiene al Bacino Lombardo. Il settore compreso nel Foglio Bergamo si colloca in una zona ad alti e bassi strutturali, la cui conformazione inizia a delinearci con l'Hettangiano (GAETANI et al., 1975; BERTOTTI et al., 1993; BERSEZIO et al., in stampa).

2. - I PRISMI CARBONATICI SIN-RIFT

2.1 - CALCARE DI MOLTRASIO - MOT

Sinonimi. Il Calcare di Moltrasio è un'unità stratigrafica informale la cui denominazione si deve a STOPPANI (1857). Essa corrisponde lateralmente a parte del Lombardische Kieselkalk affiorante nel Bacino del M. Generoso (BERNOULLI, 1964) ed a parte del Calcare di Gardone Val Trompia (PARONA, 1897) che occupa la maggior parte del Foglio Iseo, ad Est del Sebino. VECCHIA (1948; 1949) include questa unità nella Formazione Clastica del Lago d'Iseo, denominazione poi non riutilizzata nella cartografia geologica ufficiale. In effetti nel Foglio 33-Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50000 l'unità compare classificata su base cronostatigrafica come "Sinemuriano", nel Foglio Breno essa è definita come "Calcare di Gardone Val Trompia - Calcare di Moltrasio" (BIANCHI et

al., 1971); BONI et al. (1971, Carta Geologica delle Prealpi Bresciane) mantengono la denominazione di Calcare di Gardone Val Trompia ad est del Sebino e di Calcare di Moltrasio per gli affioramenti ad ovest dello stesso, così come è stato scelto dagli autori della Carta Geologica della Provincia di Bergamo (2000) e da BERSEZIO et al. (1997). Questi ultimi associano alla formazione un'unità informale, riconosciuta dall'Albenza alla Val Cavallina, denominata "Liassic Breccias (LB), comprendente i principali corpi risedimentati in massa (breccie, paraconglomerati intraformazionali) ma anche alcuni limitati corpi di calcari microcristallini, massivi associati a dolomie molto grossolane, che si collocano stratigraficamente interposti tra Calcare di Sadrina e Calcare di Moltrasio, o si intercalano nella porzione inferiore di quest'ultimo. Queste unità vengono a costituire una litozone del Calcare di Moltrasio nella presente edizione del Foglio Bergamo (MOTa).

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

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

Caratteri litologici di terreno. Il Calcare di Moltrasio è costituito complessivamente dall'associazione di 5 litozone, sovrapposte

verticalmente o giustapposte lateralmente: litozona 1, breccie liassiche (unità LB p.p. in BERSEZIO et al., 1997; in stampa); litozona 2, calcari e dolomie massive (unità LB p.p. in Bersezio et al., 1997; in stampa); litozona 3, calcari marnosi e spongoliti (comprendente le litozone 1 e 2 di Jadoul & Doniselli, 1987); litozona 4, calcarenitico-marnosa; litozona 5, calcari selciferi microcristallini. Le litozone 1 e 2 sono cartografate con la sigla di MOTa nella presente edizione del Foglio Bergamo.

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

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

Litozona 2 (MOTa). L'associazione di litofacies comprende calcari micritici e calcilituti grigio-nocciola o rosate, prive di stratificazione, in corpi di spessore plurimetrico, talora ricchi di fossili e bioclasti, tra cui Lamellibranchi, Gasteropodi, Brachiopodi, Ammonoidi, Crinoidi, Echinodermi, Poriferi. A queste si associano dolomie cristalline a grana grossa, massive o stratificate, localmente fossilifere (Bivalvi) con passaggi gradualmente verticali o laterali.

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

Litozona 4 (MOT) - calcarenitico-marnosa. Essa si caratterizza per la maggior frequenza degli strati risedimentati, costituiti da calciruditi, calcareniti e calcisiltiti, marnose, in strati di spessore variabile, da sottili a

spessi, piano-paralleli, gradati e laminati, associati a *slump* calcareo-marnosi, con pieghe singenetiche e noduli di selce fluitata e rari paraconglomerati intraformazionali. Le litofacies risedimentate si associano a subordinati livelli di calcari micritici e/o microcristallini, selciferi e spongolitic, con interstrati di marne o marne argillose, grigie.

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

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

prisma cuneiforme, costituito dalle litozone 3 e 4 del Calcare di Moltrasio, il cui depocentro si ritrova alcuni chilometri ad ovest, in bassa Val Brembana presso Ubiale (BERSEZIO et al., 1997).

Dati di laboratorio. Le microfacies del Calcare di Moltrasio variano nelle differenti litozone. Escludendo le megabreccie e le breccie, nella litozona 1 si osservano rudstones e floatstones ad intraclasti, litoclasti e bioclasti, talora intensamente silicizzate. La litozona 2 è dominata dalle mudstones a bioclasti e fossili (Lamellibranchi, Gasetropodi, Ostracodi, Crinoidi, Poriferi, Foraminiferi bentonici), cui si associano dolomie cristalline, con dolomitizzazione tardiva e massiva, a costituire un mosaico idiotopico a grana grossa. I calcari marnosi, bioturbati e selciferi, tipici della litozona 3 si presentano al microscopio come mudstones e wackestones, talora silicee, a spicole, radiolari, peloidi, bioclasti (Bivalvi pelagici, Crinoidi, rare Ammonoidi non determinabili), Foraminiferi bentonici, rarissime ooliti. E' frequente la presenza di framboidi o singoli individui eudrali di pirite e solfuri in genere. Gli strati risedimentati, calcareniti gradate e laminate tipiche della litozona 4, presentano microfacies di packstones e wackestones ad intraclasti, peloidi, spicole, Radiolari, bioclasti, clasti silicei, con ampie plaghe di silicizzazione. Queste microfacies caratterizzano le basi gradate degli strati, e passano verso l'alto a wackestones e mudstones del tutto simili a quanto già descritto per la litofacies 1. Talora si rinvencono floatstones intraclastici, con bivalvi pelagici e crinoidi, nelle porzioni di strato che raccordano le calcisiltiti basali con le calcilutiti marnose sommitali. I calcari microcristallini tipici della litozona 5 della sono costituiti prevalentemente da mudstones silicee, con spicole e radiolari (ove riconoscibili). Queste microfacies sono più frequentemente caratterizzate dalla presenza di Ammonoidi e Cefalopodi non determinabili, Crinoidi ed altri bioclasti, rispetto alle mudstones/wackestones tipiche della litozona 3.

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

San Fermo, che si prolunga ad est fino alla sponda occidentale del Sebino (Foglio Iseo)(BERSEZIO et al., 1997; 2001).

Rapporti stratigrafici. Nelle successioni complete il Calcare di Moltrasio ricopre il Calcare di Sedrina con limite netto, caratterizzato dall'appoggio di calcari grigio scuri o neri, selciferi, debolmente marnosi, a stratificazione parallela o ondulata, media o sottile (litozona 3), sulle sottostanti calcareniti oolitico-bioclastiche, silicizzate, in strati spessi o mal definiti. Nelle successioni ridotte, incomplete e discordanti, le diverse litozone del Calcare di Moltrasio ricoprono differenti formazioni retico-hettangiane, troncate a tetto. Tra il Canto Alto e Albino, le litozone 1 e 2 si alternano a ricoprire il Calcare di Zu, la Formazione dell'Albenza o il Calcare di Sedrina, troncati a differenti livelli stratigrafici. Analogamente le breccie della litozona 1 si appoggiano in discordanza sul contatto tra Formazione dell'Albenza e Calcare di Sedrina, troncato, al Monte Poieto e più a nord al M.Cedrina ed al Monte Cavlera (Foglio Clusone), ove, in associazione con i calcari micritici e dolomitizzati della litozona 2, sigillano truncature e faglie normali sinsedimentarie (BERSEZIO et al., 1997). Ad est, tra il M.Misma ed il M.Pranzà, sono ancora le breccie della litozona 1 a sigillare la truncatura erosionale e le associate faglie sinsedimentarie, ricoprendo ora la Formazione dell'Albenza, ora il Calcare di Zu. Analogamente a Grone, la stessa litozona ricopre la discontinuità a tetto della successione retico-liassica basculata e profondamente erosa.

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

Fossili. I macrofossili di significato biostratigrafico sono piuttosto rari e sparsi anche a causa dei processi di risedimentazione e di diluizione dovuti all'elevata velocità di sedimentazione. Sono comuni i Bivalvi, frequentemente a guscio sottile, i Crinoidi ed Echinodermi, sempre come bioclasti, rari gli Ammonoidi, non determinabili (non è stato possibile verificare la presenza di Schloteiimidae o di Arietitidi segnalati in

precedenza (VECCHIA, 1948; GAETANI, 1970). A questi si aggiungono le spicole di Poriferi, i Radiolari ed i Foraminiferi bentonici. Di significato stratigrafico sono al contrario i nannofossili calcarei, tra i quali LOZAR (1992) identifica *Mitrolithus jansae* (prima comparsa presso il limite formazionale inferiore), *M. elegans* e *Parhabdololithus liasicus*. Segnalazioni di Ammonoidi di età liassica, probabilmente sinemuriana e domeriana, difficilmente ubicabili in sezioni certe, si ricavano dai lavori di AIRAGHI (19xx) e CERETTA (19xx), in parte almeno riconducibili alle litozone 1 e 2 dell'area di Lonno. Le successioni calcareo-dolomitiche massive (litozona 2) presentano frequentemente Lamellibranchi, Gasteropodi ed Ammonoidi non determinabili, associati a Poriferi e Crinoidi.

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

Ambiente deposizionale. La formazione è caratterizzata da un'associazione di facies interpretabili secondo differenti processi di sedimentazione: 1) decantazione pelagica ed emipelagica di fanghi calcareo - silicei e di sedimenti terrigeni fini, in ambiente in grado di conservare il contenuto in C organico, e comunque a profondità superiori alla zona fotica; 2) risedimentazione di materiale pelagico con limitati apporti da piattaforma subtidale esterna, per mezzo di flussi torbiditici ricchi in materiali fini; 3) risedimentazione in massa di materiali intraformazionali semiconsolidati, da parte di processi di scivolamento gravitativo sinsedimentario (*slumping*); 4) deposizione di breccie di piede pendio per mezzo di frane sottomarine; 5) sedimentazione fine, biogenica, in ambiente di bassa energia, subtidale, di bassa profondità, tettonicamente instabile. Questi caratteri indicano per il Calcare di Moltrasio un ambiente di sedimentazione caratterizzato da forti contrasti, tra zone di alto strutturale, tettonicamente mobile, con sviluppo localizzato di facies di mare basso, fangose (litozona 2), e zone bacinali, con profondità superiori ai 200 metri, prossime a scarpate o a margini ripidi e tettonicamente attivi, in cui si accumulano breccie e megabreccie, slump e calcari risedimentati, associati a facies pelagiche ed emipelagiche (litozone 1, 3, 4). I margini poco inclinati e tettonicamente meno attivi ospitano le successioni ridotte, con facies esclusivamente pelagiche (litozona 5)

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

2.2 - CALCARE DI DOMARO - DOM

Sinonimi. La prima denominazione del Calcare di Domaro si deve a BONARELLI (1894), dopo un lungo periodo di attribuzione al Medolo, unitamente alle unità sinemuriane. VECCHIA (1948) inserisce la successione all'interno della Formazione Clastica del Lago d'Iseo. La definizione di Calcare di Domaro è utilizzato in tutte le carte geologiche recenti, con esclusione del Foglio 33, Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100000, ove in base alla classificazione cronostratigrafica adottata, il Calcare di Domaro compare sotto la definizione di Domeriano – Pliensbachiano. L'unità è stata formalizzata da SCHIROLLI (1997), con area-tipo compresa nella Provincia di Brescia, località-tipo in bassa Val Trompia e sezione-tipo al M.Domaro (anticamente "Domero"), ove è istituito lo strato-tipo del Domeriano. Unità equivalenti stratigraficamente appartengono al Lombardische Kieselkalke (BERNOULLI, 1964), nella Lombardia occidentale.

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

Estensione degli affioramenti. Il Calcare di Domaro affiora lungo il fascio di pieghe fagliate della Flessura Pedemontana: al M.Canto Alto, tra il M. Colletto e Nembro, tra Pradalunga ed il M.Misma, tra il M.Pranza e Grone. A nord di questo allineamento la formazione affiora nel Graben di Selvino (M.Rena – Ganda) e, molto estesamente nella zona dei Colli di San Fermo – M.Torrezzo. A sud di questo settore, affioramenti limitati compaiono tra il Corno Buco, la Valle del Duago e l'abitato di Giego, di fronte alla sponda sebina, e presso Trescore Balneario – Zandobbio, nell'omonima

culminazione antiforme che esuma le formazioni retico-giurassiche dalla copertura costituita dalla successione cretacea.

Caratteri litologici di terreno. Nel Foglio Bergamo il Calcare di Domaro è costituito dall'associazione di due litozone, che si susseguono verticalmente e si giustappongono lateralmente, determinando le variazioni laterali della formazione, in stretta correlazione con le variazioni di spessore. Per questa edizione del Foglio Bergamo la litozona inferiore è elevata a rango di Membro (DOM3), utilizzando la denominazione informale già esistente di Membro di Botta (ROSSI RONCHETTI et al., 1968).

Il Membro di Botta (DOM 3) è presente in corrispondenza delle zone in cui lo spessore del Calcare di Domaro si riduce a poche decine di metri. Essa si sviluppa per uno spessore variabile da 5 a 50 metri circa, a partire dal limite formazionale inferiore. Esso è costituito da una peculiare associazione di facies, comprendente: calcilutiti grigio chiare, bianco rosate o rosso mattone, in strati sottili molto regolari, piano-paralleli, intercalati a marne argillose rosse o verdognole, con struttura filaser-nodulare, a noduletti di calcilutite grigia o nocciola. Negli stessi interstrati sono presenti livelli di bioclastiti a Bivalvi, Ammonoidi, Belemniti, Crinoidi. Localmente, ove il Membro e l'intera formazione presentano gli spessori minimi, a questi litotipi si associano paraconglomerati intraclastici, a matrice argilloso-marnosa rossa ed intraclasti molli o semilitificati di calcilutite grigio-chiara, con subordinati litici calcarei e silicei intrabacinali. Questa litofacies costituisce lenti di spessore variabile da centimetrico a metrico e di limitata estensione laterale, in associazione con litocalciruditi ed ortoconglomerati fini, a litoclasti calcarei ed intraclasti, in strati lenticolari di spessore variabile da decimetrico a metrico.

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

La litozona superiore rappresenta la massima parte dello spessore e dell'estensione laterale del Calcare di Domaro. Si tratta di una successione aciclica di strati piano-paralleli, calcareo-marnosi, selciferi, con interstrati marnoso-argillosi. La litozona è caratterizzata da un'articolata associazione di facies, che comprende: calcari marnosi grigio chiari, selciferi, con liste e

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

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

Nel Membro di Botta si riconoscono:

- mudstones e wackestones selcifere, a Radiolari, Spicole di Spugne silicee, Lamellibranchi pelagici a guscio sottile, Gasteropodi, Ammonoidi, Crinoidi, Echinodermi;
- packstones e rudstones a litoclasti, intraclasti, bioclasti (Crinoidi, Echinodermi, Bivalvi, Ammonoidi).

Nella litozona superiore si riconoscono:

- mudstones e wackestones, marnose e bioturbate (Chondrites, Planolites, Thalassinoides), con Lamellibranchi, Gasteropodi, rare Ammonoidi, Echinodermi, Crinoidi, Spicole silicee e calcaree, Radiolari, Foraminiferi bentonici, peloidi e pellets;

- packstones ad intraclasti, litoclasti, peloidi, pellets, rare ooliti, bioclasti degli stessi gruppi già elencati in precedenza, laminate o gradate, con passaggio a wackestonee e mudstones a Radiolari prevalenti;

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

Spessore dell'unità e sue variazioni. Nel Foglio Bergamo lo spessore complessivo del Calcare di Domaro varia da 0 a circa 400 metri. La formazione manca nei dintorni del M. Cavallo e del M. Misma, ove si sviluppano le principali discontinuità stratigrafiche, in genere ricoperte dalle unità toarciano-bathoniane. Nel complesso le variazioni di spessore del Calcare di Domaro indicano che questa formazione comprende differenti prismi cuneiformi, in alcuni casi separati fisicamente, che si sviluppano interamente nel Foglio Bergamo, o che vi terminano, trovando completamente nei fogli adiacenti (Vimercate, Iseo). In particolare, presso il M. Canto Alto (estremo ovest del Foglio), si osserva la chiusura orientale del prisma che si ispessisce gradualmente verso il fondovalle del Fiume Brembo (ovest, Foglio Vimercate). Ad est del M. Cavallo, sede dell'alto strutturale liassico omonimo (CASATI & GAETANI, 1968) si riapre bruscamente il prisma cuneiforme di Lonno - Nembro (0 - 200 metri), la cui geometria richiama le variazioni di spessore della zona di M. Poieto - M. Rena (80 - 250 metri), sviluppato a nord del questo stesso settore. La terminazione graduale, verso est, del prisma di Lonno - Nembro avviene poco ad est del Fiume Serio, tra il depocentro di Pradalunga (300 metri) e l'alto del M. Misma - M. Pranzà (80 - 0 metri) (Bersezio et al., 2001). In quest'ultimo settore trova ampio sviluppo il Membro di Botta, con litofacies calcareo-marnose ricche in bioclasti e facies encrinetiche peculiari. Ad est di Grone si apre il prisma dei Colli di San Fermo (40 - 400 metri) che prosegue nel depocentro sebino, orientale (Foglio Iseo). La terminazione dello stesso prisma si osserva, tettonicamente dislocata, nella zona di Corno Buco - Colle del Giogo (20 - 80 metri), ove sono diffuse le facies paraconglomeratiche e ruditiche in genere all'interno della litozona inferiore. Gli estremi affioramenti meridionali, presso Trescore Balneario - Zandobbio (bassa Val Cavallina) mostrano la rapida chiusura verso sud della formazione, in corrispondenza dell'alto strutturale liassico di Zandobbio (0 - 50 metri) (GAETANI, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994).

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

Fossili. Il Calcare di Domaro presenta frequenti livelli fossiliferi e bioclastici, risedimentati, con faune banali, di scarso significato stratigrafico, di cui si è dato conto in precedenza. Di importanza biostratigrafica sono le associazioni ad Ammonoidi, ricche e ben studiate nella località-tipo, in Val Trompia (Foglio Iseo) (Dommergues et al., 1997; SCHIROLLI, 2001, con referenze). Nel Foglio Bergamo, faune ad Ammonoidi di età Domeriana sono presenti principalmente nel Membro di Botta e nelle unità ad essa equivalenti. ROSSI RONCHETTI et al. (1968) segnalano *Amaltheus margaritatus*, *Reysenoceras ragazzonii* ed *Arietoceras algovianum* (Zona a *Margaritatus*) e di *Pleuroceras spinatum* e *Pleuroceras solare* (Zona a *Spinatum*). VENZO (1954) segnala la presenza di *Becheiceras bechei* (Carixiano) presso Zandobbio. La biostratigrafia a nannofossili calcarei ha fornito una buona zonazione, con il riconoscimento delle associazioni tipiche delle biozone definite dalla prima comparsa di *M.jansae* (tardo Carixiano) *L.hauffii* (tardo Domeriano) e *L. sigillatus* (limite Domeriano - Toarciano) (Cobianchi, 1992).

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

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

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il Calcare di Domaro appartiene al Bacino Lombardo nella sua configurazione liassica, sin-rift. Il Foglio Bergamo contiene un settore complesso ed articolato del bacino, caratterizzato dal susseguirsi, da ovest verso est, dell'Alto Strutturale del Monte Cavallo, del Bacino del Serio, dell'Alto Strutturale di M.Misma - Grone - CornoBuco, del bacino Sebino occidentale; a sud degli stessi nell'Alto Strutturale di Zandobbio (BERSEZIO et al., 2001) è conservato un limitato lembo del margine meridionale del Bacino Sebino occidentale.

2.3 - GRUPPO DI CONCESIO - CC

Sinonimi. Il termine Gruppo di Concesio è stato recentemente introdotto per la nuova edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio Iseo (citazione corretta Nota Illustrativa con data) In precedenza la stessa unità stratigrafica era considerata avere rango formazionale, la cui denominazione in Formazione di Concesio è stata introdotto da CASSINIS (1968). In precedenza la formazione era chiamata Medolo Superiore (CACCIAMALI, 1901), Pietre da Coti (DE ALESSANDRI, 1903), Formazione Clastica del Lago d'Iseo - Membro superiore (VECCHIA, 1948), Calcari

Arenacei del M. Rena, Aaleniano - Toarciano, Foglio 33 - Bergamo, Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000. Secondo la riclassificazione attuale, il Gruppo di Concesio comprende la Formazione di Villa Carcina e la Formazione dei Calcari Medoloidi, equivalenti ai precedenti membri della Formazione di Concesio, rispettivamente denominati Membro dei Calcari Nocciola e Membro dei Calcari Medoloidi (BERSEZIO et al., 1996; 1997). Località-tipo e sezioni-tipo sono ubicate in bassa Val Trompia, tra Concesio e Gardone Val Trompia (Foglio Iseo, Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000).

Sezione più rappresentativa del foglio. Il Gruppo di Concesio affiora estesamente nel Bresciano; gli affioramenti della Bergamasca, per quanto continui, sono assai più limitati, estendendosi principalmente lungo il fianco meridionale della catena bordiera della Flessura Pedemontana. Il Gruppo termina presso il M.Cavallo (estremo occidentale del Foglio Bergamo), ad ovest del quale viene sostituito da una successione differente ed in parte coeva (Formazione di Sogno, GAETANI & POLIANI, 1978) che caratterizza il Foglio Vimercate. La sezione più rappresentativa nel Foglio Bergamo è ubicata lungo il corso del Torrente Valmaggioro, presso Viadanica (BERSEZIO et al., 1996). La sezione muove dalla chiesa di Viadanica e decorre verso sud per oltre 500 metri. Altre sezioni rappresentative, da ovest verso est, sono ubicate: a nord di Bergamo, in Valle della Nesa, lungo il versante occidentale della Val Seriana, nella struttura nota come Graben di Selvino. Sezioni discretamente esposte e continue si trovano tra le cave di Pradalunga ed il M.Misma e da qui fino a Grone.

Estensione degli affioramenti. Come già accennato il Gruppo di Concesio affiora lungo il fianco meridionale della Flessura Pedemontana, in una fascia diretta circa N110, a partire dal Monte Cavallo ad ovest per giungere al Monte Bronzone - Valle Adrara ad est. A nord di questa fascia il Gruppo è esposto all'interno del Graben di Selvino (tra M.Rena e Ganda); a sud della stessa sono presenti unicamente i limitati affioramenti dell'area di Zandobbio, sul fianco diritto settentrionale dell'anticlinale omonima. Esso costituisce un prisma cuneiforme che si assottiglia e chiude verso ovest (Monte Cavallo).

2.3.1. - Formazione di Villa Carcina - FVC

Caratteri litologici di terreno.

Questa Formazione comprende le litozone 1-3 di BERSEZIO et al. (1996). Si tratta di un'unità a geometria regionale cuneiforme, con spessore massimo di circa 300 metri (Viadanica, sezione più rappresentativa), che si riduce progressivamente verso ovest, fino alla totale omissione che si realizza a

partire dal M.Cavallo. Il limite inferiore è netto, per appoggio di un intervallo marnoso talora decamerico sui calcari marnosi tipici della sommità del Calcare di Domaro; il limite superiore è graduale, per transizione da calcari marnosi a calcilituti selciferi.

Nell'area di massima potenza presso Viadanica, la Formazione comprende una successione caratteristica, che varia lateralmente congiuntamente alla riduzione di spessore. Alla base si riconoscono fino a 35 metri di marne e marne calcaree, marronine, massicce o stratificate; il loro assottigliamento è accompagnato da una variazione di colore, fino a rosso mattone, e dalla comparsa di orizzonti nodulari. Nelle successioni estremamente ridotte (M.Misma, Grone) al limite tra la Formazione di Villa Carcina ed il Calcare di Domaro si interpone un intervallo di marne encrinittiche che poggiano su corpi risedimentati in massa (BERSEZIO et al., 1996). La litozona marnosa è seguita da una successione, potente oltre 150 metri, costituita da alternanze di calcareniti/calciruditi, in strati gradati e laminati, passanti a marne, marne argillose, associate a rare calcilituti selciferi e slump. In generale queste litofacies si associano a costituire sequenze positive, a base erosionale debolmente concava con lenti calcirudittiche ricche di litoclasti e bioclasti, seguite da gruppi di strati progressivamente più fini e sottili, costituiti da coppie calcarenite-marna. Ogni sequenza termina con alternanze di calcilituti selciferi e marne argillose. La silicizzazione di fossili e bioclasti e degli strati laminati è un carattere estremamente diffuso. Gli slump sono rari e compaiono verso la sommità di questo intervallo calciclastico, grossolano. La Formazione di Villa Carcina termina con un ulteriore pacco di sedimenti calcarenitico-marnosi, selciferi, potente al massimo un centinaio di metri. Nelle successioni di massimo spessore questo intervallo è costituito da coppie calcarenite fine - marna, gradate e laminate, molto simili a classiche torbiditi con sequenza di Bouma, associate a marne argillose, calcilituti selciferi e slump. L'intervallo presenta strati tabulari generalmente organizzati in gruppi calcarenitici separati da livelli marnosi, privi di ciclicità o con sequenze negative. L'assottigliamento verso ovest coincide con la scomparsa delle marne, l'estrema riduzione in spessore e frequenza degli strati risedimentati ed una diffusa silicizzazione, con colore della selce variabile dal rosa al grigio.

Dati di laboratorio

Le microfacies comprendono:

- mustones e wackestones normalmente bioturbate, frequentemente silicizzate o selciferi, a bioclasti, peloidi, intraclasti, rare ooliti. Tra i bioclasti sono abbondanti Echinodermi e Crinoidi, Lamellibranchi, Cefalopodi non determinabili;

- packstones o rudstones, a matrice micritica in feltro microcristallino, con litoclasti, intraclasti, peloidi, ooliti, granuli terrigeni, tra cui quarzo e litici sedimentari, rari magmatici e metamorfici), bioclasti e fossili (Echinodermi, Crinoidi, Lamellibranchi, Radiolari, Foraminiferi bentonici);
- grainstones ad ooliti, Crinoidi, Echinodermi ed altri bioclasti, con intra- e litoclasti calcarei;
- floatstones ad intraclasti (mudstones a Radiolari, wackestones a bioclasti ed ooliti) e bioclasti (Echinodermi, Crinoidi, Cefalopodi non determinabili), in matrice micritica, debolmente marnosa e bioturbata.

Spessore dell'unità

La Formazione di Villa Carcina ha potenza variabile da 0 a 300 metri, con geometria cuneiforme e chiusura nel settore occidentale del Foglio, presso il Monte Cavallo.

Rapporti stratigrafici

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

Fossili

La Formazione di Villa Carcina è ricca di bioclasti e fossili alloctoni, risedimentati dagli ambienti di mare basso adiacenti il bacino (BONI & CASSINIS, 1971; GAETANI, 1975; CASSINIS, 1978). Le forme più abbondanti sono Echinodermi e Crinoidi, che originano vere e proprie encriniti, cui si aggiungono Lamellibranchi, Ammonoidi, Belemniti, Brachiopodi, spicole di Poriferi, nannofossili calcarei.

Attribuzione cronologica

Sulla base della biostratigrafia ad ammoniti integrata con i nannofossili calcarei, la base della Formazione di Villa Carcina in Val Trompia è attribuita al Toarciano inferiore, Zona a *Dactyloceras tenuicostatum*. All'interno del Foglio Bergamo, la base del Membro dei Calcari Nocciola appartiene, nelle successioni complete, al Toarciano inferiore, per la prima comparsa di *L. sigillatus* (nannofossili calcarei) corrispondente alla Zona a *Tenuicostatum* (biozonazione ad ammoniti). Il tetto dell'unità si colloca nell'Aaleniano, Zona a *Concavum*, in base alla prima comparsa di *W. Britannica* (BERSEZIO *et al.*, 1996; 1997).

2.3.2. - *Formazione dei Calcari Medoloidi - FME*

Caratteri litologici di terreno

Questa Formazione comprende le litozone 4 e 5 di BERSEZIO *et al.*, (1996). Il Membro dei Calcari Medoloidi è in massima parte costituito da un'alternanza aciclica di calcilituti selciferi, marne e marne argillose omogenee o laminate, coppie calcisiltite-marne e slump calcareo - marnosi, con composizione prevalentemente pelagica (Bivalvi a guscio sottile, Radiolari, peloidi, intraclasti lutitici). Verso la sua chiusura occidentale essa perde quasi interamente gli interstrati di marne argillose e vede diminuire spessore e frequenza delle coppie calcisiltite-marne. Nella sua porzione sommitale diversi metri sotto il limite formazionale di tetto, si sviluppa un tipico pacco di strati, interamente silicizzato, di spessore metrico-decametrico, che può costituire un marker locale. Ad ovest del M.Misma, i 15 - 25 metri sommitali della Formazione dei Calcari Medoloidi sono costituiti da calcilituti selciferi, nocciola o rosate; ad est dello stesso queste calcilituti sono sostituite da marne e marne argillose o calcaree, di colore rosso mattone, con abbondanti Lamellibranchi pelagici, Crinoidi, Belemniti, altri bioclasti. In alcuni casi (Grone) è tipica la presenza di livelli flaser-nodulari decimetrici.

Dati di laboratorio.

Le microfacies sono rappresentate in prevalenza da:

- mudstones e wackestones a Radiolari, spicole silicee, Lamellibranchi pelagici, Crinoidi, intraclasti, spesso bioturbate e/o silicizzate;
- packstones a Lamellibranchi pelagici, talora piuttosto impacchettati, con Crinoidi, Echinodermi, Cefalopodi, Radiolari, intraclasti, in alcuni casi pressochè interamente silicizzate..

Spessore dell'unità e sue variazioni.

La Formazione dei Calcari Medoloidi ha spessore variabile da 0 a 140 metri, con geometria cuneiforme determinata dalla chiusura occidentale (M.Cavallo).confrontabile con quella della Formazione di Villa Carcina. .

Rapporti stratigrafici.

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

Fossili.

La Formazione dei Calcarei Medoloidi è caratterizzata dall'abbondanza di bioclasti e fossili pelagici (Radiolari, Lamellibranchi a guscio sottile, Ammonoidi), nanofossili calcarei.

Attribuzione cronologica.

Il tetto della Formazione è attribuito al Bajociano (CASSINIS, 1968; 1978; CANTALUPPI & CASSINIS, 1984; COBIANCHI, 1992; SCHIROLLI, 1994). In Bergamasca la Formazione dei Calcarei Medoloidi è compresa tra l'Aaleniano, Zona a *Concavum*, in base alla prima comparsa di *W. Britannica* ed il Bathoniano inferiore, Zona a *Zig Zag*, per la prima comparsa di *W. Barnesae* (BERSEZIO et al., 1996; 1997).

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

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

2.4 - SUCCESIONE GIURASSICA RIDOTTA E CONDENSATA, FILONI SEDIMENTARI - SGX

In corrispondenza dei paleoalti strutturali giurassici del Monte Cavallo e di Zandobbio (CASATI & GAETANI, 1968; GAETANI, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994) i prismi carbonatici liassici terminano bruscamente, in corrispondenza delle scarpate di paleofaglia, o gradualmente, sugli opposti

margini basculati conservati nei footwalls delle faglie estensionali. In questo secondo caso si sviluppano successioni carbonatiche estremamente sottili, localmente in facies di Rosso Ammonitico Lombardo (GAETANI, 1975), che riassumono per incompletezza e/o condensazione l'intervallo temporale compreso tra il Pliensbachiano ed il Titoniano (Zandobbio) e tra il Domeriano ed il Toarciano (Monte del Cavallo). A Zandobbio in queste successioni si insediano alcuni filoni sedimentari di età toarciana. L'insieme di queste unità, estremamente localizzate, sottili, ed eterogenee, quindi non cartografabili individualmente, viene riassunto sotto la definizione di Successione Giurassica Condensata da BERSEZIO et al. (1997).

La Successione Giurassica Ridotta e Condensata dell'Alto di Monte del Cavallo. Nell'area di M. di Nese - Lonno, questa successione comprende calcari marnosi sottilmente stratificati, rossi, rosati o grigi, con bivalvi, gasteropodi e crinoidi, che drappeggiano la discontinuità sviluppata a tetto delle formazioni retico - liassiche. Localmente vi si ritrovano intercalati slump e paraconglomerati intraformazionali. A Lonno questa successione è sostituita da calcari grigio-giallastri ricchi in frammenti di crinoidi, con ammoniti (successione condensata), che ricoprono per mezzo di un corpo di breccie sia il Calcare di Zu troncato a tetto (CASATI & GAETANI, 1968), sia le breccie liassiche (BERSEZIO et al., 1997) costituenti le litozone 1 e 2 del Calcare di Moltrasio. Queste successioni non superano i 20 m di spessore massimo e sono attribuibili ad un intervallo Domeriano inferiore - Toarciano, sulla base dei ritrovamenti di ammoniti (referenze in BERSEZIO et al., 1997). Facies di Rosso Ammonitico Lombardo si ritrovano unicamente nei pressi di Monte di Nese, e tra il Canto Alto ed il Monte Cavallo, vicino al margine occidentale del Foglio Bergamo. Si tratta di circa 10 m di calcari marnosi flaser nodulari, rosso - mattone a noduli rosati, grigi o nocciola, con ammoniti. CASATI & GAETANI (1968; con referenze) indicano un'età Toarciana, sulla base delle ammoniti ritrovate.

La Successione Giurassica Ridotta e Condensata dell'Alto di Zandobbio. Nell'area di Zandobbio una troncatura erosionale interrompe a tetto la successione di piattaforma della Dolomia di Zandobbio, ricoperta progressivamente dalla terminazione del cuneo sedimentario del Calcare di Moltrasio. Il Calcare di Domaro è qui sostituito lateralmente da un cuneo che può raggiungere i 35 m di spessore, con brusche riduzioni e terminazioni laterali, costituito da calcari grigio-rosati o giallastri, stratificati, talora ricchi in crinoidi, bivalvi, gasteropodi, belemniti, con associati corpi plurimetrisi di breccie a clasti derivati dalle unità sottostanti (incluso il Calcare di Moltrasio) e paraconglomerati ad assetto caotico (GAETANI, 1975; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994, con referenze). Livelli ad

Ammoniti (*Pleuroceras spinatum* e *Juraphyllites*) riferiscono al Domeriano sommitale la parte media di questo cuneo. Al suo interno sono insediati corpi di breccie discordanti, costituenti filoni sedimentari, la cui ricca associazione ad Ammonoidi e brachiopodi era già stata attribuita al Domeriano – Toarciano da ROSSI RONCHETTI et al. (1968). L'intervallo così costituito è ricoperto da alcuni metri di calciliti grigio-rosate, stratificate, riferibili all'Aaleniano – Bajociano inferiore, sulla base della biostratigrafia a nannofossili calcarei (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994). Una discordanza angolare separa queste calciliti da una successione fortemente condensata, con pochi centimetri di marne argillose rosse che ricoprono un hard-ground, riferibili al Bajociano superiore, in base ai nannofossili calcarei (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994), seguite da 50 cm di marne nodulari rosse a noduli ferruginosi (Batoniano inferiore; BERSEZIO & CALCAGNI, 1994) e da meno di 2 m di marne calcaree rosso-mattone, con laminazioni emisferoidali, ricche in belemniti ed aptici (GAETANI, 1975), non databili con accuratezza. Questa successione condensata è coperta da alternanze di calcareniti a bioclasti (crinoidi, echinodermi, aptici) e calciliti biancorosate, che presentano alla sommità un'associazione a nannofossili tipica del Titoniano inferiore (zona a *Conusphaera mexicana*), quindi coeva con il Rosso ad Aptici. Lateralmente (Entratico, Val della Colta) facies tipo Rosso Ammonitico rappresentano la successione Toarciana (ZANZUCCHI, 1963), altrimenti rappresentata principalmente nei filoni sedimentari.

3. - LA SUCCESSIONE POST-RIFT

3.1 - SELCIFERO LOMBARDO - SM

3.1.1. - Radiolariti del Selcifero Lombardo - RSL

Sinonimi. Le Radiolariti appartengono, insieme al Rosso ad Aptici, al Gruppo del Selcifero Lombardo (PASQUARÈ, 1965). I termini citati non sono formalizzati ma sono ampiamente consolidati nella letteratura e nelle conoscenze geologiche regionali, a partire dagli ultimi decenni del 1800. Nel Foglio Bergamo, le unità del Selcifero Lombardo sono spesso non cartografabili in scala 1:50.000. Per questo in carta esse vengono distinte ove possibile, altrimenti sono accorpate e cartografate a rango di gruppo informale. PASQUARÈ (1965) introduce per le Radiolariti una suddivisione in 4 Membri informali che rappresentano variazioni laterali di facies, con

transizioni in direzione E-W. Nel Foglio Bergamo l'intera unità è costituita dal Membro di Burligo, la cui sezione e località-tipo sono ubicate presso l'abitato di Burligo, lungo il fianco meridionale del M.Albenza (Foglio Vimercate).

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

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

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

Dati di laboratorio. Al microscopio ottico polarizzatore le selci stratificate delle Radiolariti si presentano come silice criptocristallina o microcristallina in cui si riconoscono solo occasionalmente i contorni dei gusci di Radiolari. A loro volta questi sono formati da quarzo microcristallino e da calcedonio fibroso raggiato. Nei campioni relativi alla parte inferiore delle Radiolariti, in corrispondenza delle più frequenti intercalazioni argillose, sono presenti

livelli terrigeni, a silt di quarzo, rari feldspati, miche chiare, clorite, rari litici sedimentari, argille; a questi si associa la glauconite.

Le facies calcareo-siliceo-marnose si presentano come mudstones e wackestones silicizzate, a Radiolari, calcisfere, Aptici, intraclasti, quarzo.

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

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore delle Radiolariti presenta caratteri differenti a seconda della posizione paleogeografica e strutturale. In particolare, in corrispondenza dell'alto strutturale del M.Cavallo (CASATI & GAETANI, 1968), le Radiolariti si sviluppano gradualmente sulle facies condensate del Rosso Ammonitico Lombardo, che sostituiscono le formazioni di Concesio e di Sogno (GAETANI, 1975; BERSEZIO et al., 1997).

Nello stesso settore le Radiolariti poggiano in discontinuità su diversi termini della successione liassica (Calcare di Domaro, Calcare di Moltrasio, litozona dei calcari e dolomie massive). Caratteri simili si osservano in corrispondenza dell'alto strutturale di Zandobbio (GAETANI, 1975) ove le Radiolariti, estremamente ridotte, ricoprono una successione di età Toarciana, che sostituisce la Formazione di Concesio (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994). Nelle successioni complete le Radiolariti si sviluppano a tetto della Formazione di Concesio, con passaggio netto, sottolineato dall'appoggio di selci brune stratificate sui livelli marnoso-argillosi rossi sommitali di quest'ultima formazione. Il limite superiore, nelle successioni più potenti, è un passaggio graduale al Rosso ad Aptici, per intercalazione sempre più frequente di strati calcareo-marnosi, di colore nocciola o rosato, con noduli di selce rossa o bruna, nelle selci stratificate o nei calcari silicizzati. In questi casi il limite si pone alla scomparsa delle selci stratoidi. Nelle zone di spessore più limitato il limite diviene netto e caratterizzato dall'appoggio di calcare marnoso, selcifero, sulle sottostanti selci in banchi costituiti da gruppi di strati amalgamati.

Fossili. I macrofossili sono estremamente rari, risultando costituiti da Aptici (*Lamellaptychus* e *Cornaptychus* alla base dell'unità), Belemniti e Brachiopodi (*Pygope diphya*) (PASQUARÈ, 1965). I microfossili sono principalmente Radiolari (*Spumellaria* e *Nassellaria*) e rari nannofossili calcarei, identificabili presso la base ed il tetto dell'unità, solitamente più calcarei, e nelle successioni di limitato spessore.

Attribuzione cronologica. L'età delle Radiolariti è attribuita da PASQUARÈ (1965) al Calloviano - Oxfordiano, in base alle associazioni ad Aptici dell'intero Selcifero Lombardo. La zonazione a Radiolari consente a

BAUMGARTNER (1987) di attribuire le Radiolariti al Bathoniano superiore - Kimmeridgiano, mentre nella sezione di Colle di Sogno, poco ad ovest del Foglio Bergamo, GAETANI & ERBA (1990) indicano per la base delle Radiolariti, in appoggio sulla Formazione di Sogno, un'età prossima al limite Aaleniano-Bajociano. BERSEZIO & CALCAGNI (1994) indicano un'età analoga per la base delle Radiolariti nell'area di Zandobbio, ove la Formazione di Concesio è assente e sostituita da una facies confrontabile con il Rosso Ammonitico Lombardo, e buona parte del Toarciano è materializzata dal riempimento di filoni sedimentari (ROSSI RONCHETTI et al., 1968). La datazione è differente nelle successioni più potenti, ove è presente il Gruppo di Concesio, il cui tetto raggiunge la base del Bathoniano (BERSEZIO et al., 1996).

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

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

3.1.2. - Rosso ad Aptici - RAP

Sinonimi. Il Rosso ad Aptici appartiene, insieme alle Radiolariti, al Gruppo del Selcifero Lombardo (Pasquarè, 1965). Nel Foglio Bergamo il Rosso ad Aptici è distinta ove possibile, altrimenti viene accorpato con le Radiolariti e cartografato a rango di gruppo informale indicato come Selcifero Lombardo (SM). Secondo PASQUARÈ (1965) il Rosso ad Aptici presenta caratteri di uniformità nell'area lombarda, risultando costituito da una successione di marne e marne calcaree o calcari marnosi, talora debolmente silicei, rosati, rosso mattone o grigi, sottilmente stratificati, con

poca selce in noduli e liste. L'Autore differenzia però il Membro di Monte Misma, di estensione locale e di interesse per il Foglio Bergamo, costituito da una successione prevalentemente argillosa, con colori variabili dal violaceo al bruno. Alla sommità del Rosso ad Aptici l'Autore propone di suddividere la Formazione di Prabione, costituente la transizione alla soprastante Maiolica e caratterizzata dalla presenza di corpi di paraconglomerati e breccie intraformazionali. BARBERIS et al. (1990) considerano gli orizzonti transizionali, ove presenti, come parte della Maiolica. Analogamente, nella carta geologica proposta BERSEZIO et al. (1997) e nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (2000), la Formazione di Prabione non viene distinta, ma inclusa come litozona all'interno della Maiolica.

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

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

Caratteri litologici di terreno. Nel Foglio Bergamo il Rosso ad Aptici presenta le successioni più complete, potenti da 20 a 35 metri, nelle zone di Nembro, Viganò San Martino e Sarnico. In queste situazioni si riconoscono due litozone: la litozona inferiore è costituita da marne silicee e calcari selciferi rosso violacei, con selci in noduli rossi o nocciola che determina il passaggio transizionale alle sottostanti Radiolariti. La stratificazione è sottile, in genere piano-parallela o ondulata. Ai litotipi indicati localmente si associano lenti di breccie, paraconglomerati e slumps. La litozona superiore è costituita da alternanze di calcari marnosi rosati, calcilutiti crema o rosa con selci in noduli e liste rosse, miele o nere e giunti argillitici rossi o grigi; sottilmente stratificata passa progressivamente a calcilutiti bianche e rosate

verso l'alto. Questa litozona costituisce la transizione alla Maiolica di BARBERIS et al. (1990) e sostituisce in parte la Formazione di Prabione di PASQUARÈ (1965). L'unica successione di potenza significativa che differisce da quanto descritto affiora nella zona del M.Misma, ove la litofacies indicata è sostituita da alternanze di marne argillose rosso-violacee o brune alternate a calcari marnosi debolmente silicei (Membro di M.Misma, PASQUARÈ, 1965).

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

Dati di laboratorio. Le microfacies del Rosso ad Aptici sono monotonamente costituite da mudstones e rare wackestones a Radiolari e Calpionelle, con Foraminiferi bentonici, Aptici, Bivalvi pelagici e Crinoidi pelagici (Saccocoma). Talora la silicizzazione pervade le microfacies in modo selettivo. Subordinatamente si riconoscono floatstones ad intraclasti di mudstone o di marna in matrice di mudstone a Calpionelle e Radiolari.

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

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

Fossili. Il Rosso ad Aptici è caratterizzato dalla presenza abbondante delle microfaune a nannofossili calcarei, Calpionelle, Radiolari (Nassellaria e Spumellaria), Foraminiferi bentonici, Ostracodi e Globochete, cui si associano macrofossili, tra cui Bivalvi a guscio sottile, Echinodermi in frammenti, Crinoidi (Saccocoma), Belemniti (Belemnites), Brachiopodi

(*Pygope diphya*), Aptici. Tra gli Aptici PASQUARÈ (1965) segnala le associazioni a *Lamellaptychus* e *Levaptichus*, la cui abbondanza è massima nella parte media dell'unità, e a *Lamellaptychus angulocostatus* e *Punctaptychus*, nella parte superiore.

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

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

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

3.2 - CONGLOMERATO DI BUCA DEL CORNO - FCB

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

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

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

Caratteri litologici di terreno. Si tratta di una coppia di cunei, potenti rispettivamente 0 - 26 m (occidentale) e 0 - 60 m (orientale), costituiti da paraconglomerati e breccie, a clasti di formazioni giurassiche locali, con matrice di calcilutiti a nannofossili calcarei che hanno fornito un'associazione databile al Titoniano superiore - Valanginiano (BERSEZIO & CALCAGNI, 1994). I due cunei poggiano in discordanza sui diversi termini troncati della successione hettangiano - sinemuriana sottostante (Dolomia di Zandobbio, Calcarea di Moltrasio). Il prisma occidentale è costituito da corpi disorganizzati ed amalgamati. Il prisma sudorientale presenta sequenze positive stratificate, con alternanza di banchi di breccie poligeniche a clasti che riciclano l'intera successione giurassica e livelli di calcari dolomitici grigi. In quest'area la successione è ricorrenemente dolomitizzata. Il passaggio alla soprastante Maiolica è graduale, per intercalazione di calcilutiti alla sommità dei corpi di breccie.

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

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

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

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

Attribuzione cronologica. In base alle associazioni di nannofossili calcarei ed all'inquadramento stratigrafico si ritiene attendibile un'età Titoniano superiore - Valanginiano per il prisma occidentale, compreso tra la zona a *Nannoconus colomii* e la zona a *Calcicalathina oblongata*, e Titoniano per

il prisma orientale, i cui livelli transizionali alla Maiolica sono già compresi nella zona a *Comusphaera mexicana*.

Ambiente deposizionale. Si tratta di corpi legati allo smantellamento di scarpate di faglia residue del paleoalto di Zandobbio. La riattivazione di alcune di queste paleostrutture durante la fase di riorganizzazione del Bacino Lombardo al limite Giurassico – Cretacico è stata proposta da BERSEZIO (1993) e BERSEZIO & CALCAGNI (1994).

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il Conglomerato di Buca del Corno corona e sigilla alcune paleostrutture Giurassiche dell'Alto di Zandobbio, ubicato nella zona di transizione tra Bacino Lombardo e Alto del Botticino (BERSEZIO et al., 2001; FANTONI et al., 2004).

3.3 - MAIOLICA - MAI

Sinonimi. Il termine Maiolica è tradizionalmente in uso nella bibliografia geologica lombarda e nazionale, fin dal primo utilizzo risalente alla metà del 1800. Il termine è stato utilizzato in tutte le edizioni di carte geologiche precedenti pur non trattandosi di una definizione formale.

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

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

Caratteri litologici di terreno. La Maiolica è costituita da una successione piuttosto monotona di calcilititi bianche, grigio chiare o crema, in strati sottili e medi, piano-paralleli o ondulati, con bioturbazioni sparse, a liste e

noduli di selce, cui si alternano in proporzioni variabili interstrati marnosi o argillosi, centimetrici, omogenei o laminati, spesso ricchi in materia organica, che possono costituire veri e propri black shales (WEISSERT, 1981; ERBA & QUADRIO, 1987; BARBERIS et al., 1990; BERSEZIO et al., 2002). A queste litofacies, costituenti la massima parte dell'unità, si associano litofacies risedimentate, intrabacinali, costituite da: strati di calcareniti-calcisiltiti, gradati e laminati, sottili e medi, piano-paralleli; lenti paraconglomeratiche di spessore metrico, ad intraclasti calcilitutici, silicei e marnosi, immersi in matrice micritica; slump a geometria lenticolare, di potenza al massimo decametrica, coinvolgenti pacchi di strati di Maiolica o di Rosso ad Aptici.

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

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

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

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

Litozona IV: comprende la caratteristica associazione di facies che definisce l'evento Valanginiano (WEISSERT et al., 1979; WEISSERT e Lini, 1991; ERBA et al., 1992; BERSEZIO et al., 2002) ricca in argille e marne, con frequenti black shales, associate a calcilituti con noduli di selce nera e a strati risedimentati (calcareniti fini gradate e laminate, paraconglomerati, slump). La litozona IV, potente fino a 40 metri, ricopre sempre la litozona III e si alterna raramente con le litofacies della litozona II.

Litozona V: si tratta dell'alternanza regolare di calcilutiti e black shales (con percentuale in materia organica che può raggiungere il 7%, (WEISSERT & MCKENZIE, 1985; BERSEZIO et al., 2002), pressochè priva di strati risedimentati, che caratterizza la parte barremiana della Maiolica, con spessore massimo di 35 metri.

Litozona VI: si tratta della litozona di transizione tra Maiolica e Marne di Bruntino, Aptiano inferiore, presente o conservata solo localmente nell'area del Foglio Bergamo, a causa della presenza di una discontinuità stratigrafica e della sistematica relazione di scollamento tettonico tra le due formazioni. La litozona è costituita da calcisiltiti gradate e laminate, calcilutiti selcifere ed interstrati marnoso-argillosi, il cui spessore e frequenza cerscono verso il limite formazionale superiore. A tetto della litozona è contenuto il Livello Selli (black shale che corrisponde all'evento anossico dell'Aptiano inferiore (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982; COCCIONI et al., 1987; BERSEZIO, 1993), osservabile nel Foglio Bergamo molto sporadicamente.

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

- mudstones a Radiolari, Foraminiferi bentonici (e planctonici a partire dal Berriasiano), Calpionelle (nella porzione Titoniana dell'unità), calcisfere, Aptici, Ammonoidi, bivalvi pelagici;

- wackestones a packstones a Radiolari, calcisfere, foraminiferi, bioclasti ed intraclasti, gradate o laminate, con matrice micritica finissima;

- floatstones ad intraclasti calcilutitici, marnosi e silicei, con microfossili dei gruppi già indicati e bioclasti (Bivalvi, Gasteropodi, Cefalopodi, Brachiopodi).

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

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

Il limite superiore è netto e discontinuo. Anche in presenza della litozona di transizione superiore (litozona VI), il passaggio tra carbonati e sedimenti terrigeni fini della Marna di Bruntino) avviene in modo estremamente

brusco e paraconcordante. Nella maggior parte dell'area compresa nel Foglio Bergamo lo stesso limite rappresenta una discontinuità con lacuna anche più estesa ed evidente, come a Zandobbio o Capriolo, ove mancano rispettivamente tutto l'intervallo Berriasiano - Albiano (quasi tutta la Maiolica, quasi tutta la Marna di Bruntino) e buona parte dell'Aptiano.

Fossili. La Maiolica presenta principalmente associazioni micropaleontologiche, con faune a Calpionelle, nannofossili calcarei, Foraminiferi planctonici e bentonici (ERBA & QUADRIO, 1987; BARBERIS et al., 1990). Dal punto di vista macropaleontologico, oltre alle forme di scarso significato tra cui Bivalvi, Gasteropodi, Crinoidi, sono segnalati Ammonoidi da VENZO (1954) e VIALLI (1949), nella porzione Barremiana della successione.

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

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

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

4. - LA SUCCESSIONE CLASTICA CRETACICA DEL BACINO LOMBARDO

4.1 - MARNA DI BRUNTINO - BRU

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

Sezione più rappresentativa del foglio. Il Foglio Bergamo contiene la sezione-tipo della Marna di Bruntino, ubicata in valle della Nesa, poco a nord di Bergamo; attualmente la sezione è pressochè interamente non esposta. Occorre inoltre tenere conto di una serie di disturbi tettonici che interessano la formazione anche in corrispondenza della sezione stessa. Il reperimento di sezioni indisturbate e ben esposte è particolarmente difficile nell'area in esame, poiché la formazione costituisce uno degli orizzonti preferenziali di scollamento tettonico. Nelle cave abbandonate di Capriolo, sul versante nordoccidentale del M. Alto, è attualmente ben esposta una sezione che presenta i principali caratteri della formazione in modo sufficientemente rappresentativo.

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

Caratteri litologici di terreno. La Marna di Bruntino è costituita da una successione di argilliti varicolori, marne, siltiti ed areniti fini torbiditiche, con locali intercalazioni di corpi conglomeratici lenticolari, sviluppata su spessori variabili da 80 a 140 metri circa, nel Foglio Bergamo (PASSERI, 1969; GELATI et al., 1982).

Sulla base delle associazioni di facies, la Marna di Bruntino è stata suddivisa in tre litopone di seguito descritte dal basso verso l'alto:

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

shales con contenuto in materia organica che può raggiungere il 3%. Ai litotipi argilloso-marnosi sono associati strati di calcari debolmente marnosi e spesso silicizzati, sottili e medi, piano-paralleli, di colore grigio plumbeo e strati di areniti ibride, bioclastiche, a laminazione obliqua concava a piccola scala, in strati sottili e medi a base netta e piana e tetto netto ondulato. Questa litozona può raggiungere lo spessore di 50 metri o mancare lateralmente, ove alla base della formazione è presente la discontinuità che la delimita (BERSEZIO, 1992; Bersezio & Fornaciari, 1994). Gli orizzonti di black shale sono riferibili all'evento anossico oceanico 1A (ARTHUR et al., 1990).

- *Litozona intermedia* ("torbiditica"): è costituita da areniti fini e siltiti, in strati sottili e medi, gradati e laminati, piano-paralleli, con base netta e passaggio graduale a tetto verso marne argillose; queste si alternano con marne e marne calcaree in strati medi e spessi, fino a banchi. Questi banchi sono corpi plurimetriaci a base gradata, da ruditica a siltitica, interamente omogenei e bioturbati, passanti lateralmente a slump con pieghe singenetiche e strutture fluidali nel settore orientale del Foglio (Valle Adrara, Lago d'Iseo). La porzione centrale della litozona è caratterizzata dall'abbondanza della materia organica nelle marne e nelle areniti, suggerendo la correlazione con l'evento anossico oceanico 1B (ARTHUR et al., 1990). La litozona intermedia costituisce un litosoma ben individuato a geometria lenticolare, potente fino a 70 metri, con i massimi spessori presso l'estremo occidentale del Foglio Bergamo ed assottigliamento verso il margine est del foglio (Capriolo e Polavento nel Foglio Iseo). La litozona può appoggiare in modo netto direttamente sulla Maiolica (Pradalunga, Vigano S.M.) per mezzo di corpi lenticolari di areniti ibride grossolane, gradate e laminate e conglomerati fini, caratteristicamente silicizzati, evidenziando la mancanza della litozona inferiore e la discontinuità con lacuna che delimita a letto le Marne di Bruntino.

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

Dati di laboratorio. La Marna di Bruntino presenta un'associazione di litofacies eterogenea. Le microfacies degli strati carbonatici sono mudstones e rare wackestones a Radiolari, Foraminiferi planctonici e bentonici, bioclasti. Le basi gradate degli strati calcareo-marnosi sono packstones di

analoga composizione, cui vanno aggiunti intraclasti, quarzo e rari litici. Le areniti della litozona intermedia sono in genere areniti ibride a litici carbonatici, altri litici sedimentari, rari litici metamorfici, quarzo, feldspati, miche, bioclasti e fossili (tra cui Orbitoline e Melobesie, Radiolari, Foraminiferi, Bivalvi, Gasteropodi, Echinodermi, Barchiopodi), intraclasti, pellets, peloidi glauconitici; alle arenite si aggiungono quarzareniti ibride, a quarzo, intraclasti, bioclasti, litici metamorfici di basso grado (filladi), litici sedimentari (selci, calcari), miche, clorite, feldspati, pellets glauconitici.

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

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

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

Fossili. Dal punto di vista macropaleontologico la Marna di Bruntino presenta bioclasti e fossili, spesso alloctoni, privi di importanza stratigrafica, tra cui Bivalvi, Brachiopodi, Echinodermi. Di maggior interesse sono i ritrovamenti di Ammonoidi cretacei, segnalati da VENZO (1954) e VIALLI (1949), la cui posizione stratigrafica è però spesso incerta. Dal punto di vista micropaleontologico associazioni a Foraminiferi planctonici consentono di riconoscere le biozone dell'Aptiano - Albiano (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982; BERSEZIO, 1992). Sono presenti inoltre Orbitoline ed altri Foraminiferi bentonici, tra cui Lenticulina, Lagenidae, Nodosaridae ed alghe Melobesie risedimentate.

Attribuzione cronologica. In base alla biostratigrafia a Foraminiferi planctonici la Marna di Bruntino è datata, nelle successioni complete, all'Aptiano inferiore (Zona a Leopoldina cabri) - Albiano superiore (Zona a Biticinella breggiensis).

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

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

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

4.2 - SASS DE LA LUNA - SDL

Sinonimi. Il Sass de la Luna è un'unità litostratigrafica informale, costituita da una successione di marne e marne calcaree grigie. L'unità ha ricevuto la denominazione da VENZO (1954), e non è mai stata formalizzata. La denominazione è però perfettamente inserita e consolidata nelle conoscenze e nella letteratura regionale e viene quindi riproposta senza modifiche. Il Sass de la Luna, tipico della Bergamasca e del bresciano occidentale, corrisponde lateralmente nel Varesotto alla parte superiore della Scaglia Variegata.

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

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

Caratteri litologici di terreno. Il Sass de la Luna è stato suddiviso in due litozone informali (BERSEZIO, 1992) cartografate separatamente da BERSEZIO et al. (1990) nella Carta Geologica delle Colline Pedemontane tra Brianza e lago d'Iseo, in scala 1:50000; e di seguito descritte.

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

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

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

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

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

wackestones, a Foraminiferi planctonici e bentonici, Radiolari, calcisfere, Bivalvi a guscio sottile, rare Ammonoidi non determinabili, rari crinoidi, intraclasti. Le basi ruditiche dei banchi marnosi omogenei sono rudstones e floatstones ad intraclasti calcarei e selciosi, con una microfauna corrispondente a quanto indicato per le calcareniti. Le calcareniti a lamine oblique planari sono caratterizzate da una frazione quarzosa, frammenti a Radiolari e Foraminiferi planctonici, con ottima selezione granulometrica. Le calcilutiti pelagiche infine sono mudstones a radiolari e Foraminiferi, talora silicizzate in quarzo microcristallino.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Il Sass del la Luna presenta uno spessore complessivo variabile da 70/80 a circa 330 metri nel Foglio Bergamo. Riduzioni di spessore più marcate si verificano ad ovest e ad est dell'area coperta dal Foglio, ove la Formazione si può ridurre a meno di 20 metri (Lecco, Foglio Vimercate; bassa Val Trompia, Foglio Iseo).

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

Fossili. Nel Sass de la Luna i macrofossili sono rari e di scarso significato, in quanto generalmente alloctoni o banali (Bivalvi, Crinoidi, frammenti di Brachiopodi). VENZO (1954) ed AUBOUIN et al.(1970) segnalano la presenza di Ammonoidi in ciò che considerano la sommità del Sass de la Luna. Questi livelli fossiliferi appartengono alle formazioni Cenomaniane del Gruppo di Sorisole, coerentemente con l'età cenomaniana delle Ammoniti rinvenute. Le microfaune a Foraminiferi planctonici sono dominate da Rotalipora appenninica, R.ticinensis, Planomalina buxtorfi, Globigerinoides spp, Hedbergella spp.

Attribuzione cronologica. In base alla biostratigrafia a Foraminiferi planctonici, la litozona inferiore del Sass de la Luna è attribuita alla Zona a

R. subcicinensis, mentre la litozona superiore appartiene alla successiva Zona a Rappennica (BERSEZIO, 1992). Entrambe indicano l'Albiano superiore.

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

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

5. - I SISTEMI TORBIDITICI CENOMANIANI

5.1 - FORMAZIONE DI SORISOLE - FSE

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

Vi rientrerebbe la Scaglia argillosa rossa del Cenomaniano di VENZO (1954); è compresa nel Sass de la Luna da parte di AUBOUIN et al. (1970) che segnalano spessi strati calcarei a selce ad assetto caotico nella sua parte alta.

Questa unità risulta per la prima volta stratigraficamente organizzata in BERSEZIO & FORNACIARI (1988) e informalmente definita come "Cenomanian turbiditic-hemipelagic systems with chaotic deposits" in BERSEZIO et al. (1990).

La località e la sezione tipo della Formazione di Sorisole sono ubicate in Bergamasca centrale immediatamente a nord di questo abitato, in sinistra della Val Baderen (Foglio Vimercate) ove la Formazione su di uno spessore

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

Sezioni più rappresentative del foglio. Nel Foglio Bergamo la Formazione di Sorisole è esposta in modo discontinuo e frammentario. Comunque sezioni significative sono ricostruibili: sul versante meridionale del Costone Gavarno; sul fianco settentrionale della Sinclinale di Foresto Sparso tra Entratico e il Colle Guina; sul versante meridionale della stessa struttura nella zona di San Giovanni delle Forniche.

Estensione degli affioramenti. Ripetizioni tettoniche ne inducono la distribuzione su più fasce, generalmente sottili che si sviluppano con direzione ESE-ONO su tutta l'area del foglio, immediatamente a sud della Flessura Frontale. In particolare: nel settore orientale la formazione si sviluppa sui fianchi di una sinclinale (detta dei Giubilini, Foglio Vimercate) tra il M. Solino e Ponteranica; nel settore centrale sottolinea l'intensa deformazione a sud del M. Misma; nel settore orientale, a est del T. Chero marca l'andamento della Sinclinale di Foresto Sparso.

Caratteri litologici di terreno. La Formazione di Sorisole nell'area del Foglio Bergamo, quando si sviluppa con continuità, è costituita da quattro litozone riconosciute da BERSEZIO & FORNACIARI, (1988). Essa viene parzialmente sostituita nella sola zona di Capriolo da una successione definita Membro del Monte S. Onofrio.

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

Le **Marne Rosse (FSEa)** sono costituite da tre facies principali associate in modo vario nei settori di foglio

Calcareni a bioclasti passanti a calcilutiti o a marne bioturbate in strati gradati e laminati da sottili a medi;

Pebbly mudstones intraformazionali, con clasti calcarei e silicei, in strati medi discontinui talora grossolanamente gradati;

Marne rosse a stratificazione piano-parallela da media a molto spessa, bioturbate o laminate .

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

I Banchi Caotici (FSEb, FSEd). Si tratta di due banchi di calcari micritici a struttura caotica abbracciati la litozona a Torbiditi Sottili; il primo (Banco Caotico I) direttamente sovrastante le Marne Rosse, il secondo (Banco Caotico II) a tetto della formazione.

La loro organizzazione interna risulta dalla diversa associazione di:

Sequenze calcaree stratificate (tipo Sass de la Luna) disturbate da pieghe disarmoniche e faglie, costituenti corpi potenti fino a 30-40 m e lateralmente estesi per diverse centinaia di metri;

Slumping a struttura interna caotica in cui in cui la matrice calcilutitica e/o marnosa, a tessitura fluidale conserva i relitti della originaria stratificazione sotto forma di elementi convoluti e ritorti; contiene inoltre "boudins" e clasti eterometrici arrotondati o deformati prevalentemente dicalcilituti selci, calcari oolitici.

Pebbly mudstones completamente disorganizzati passanti gradualmente alla facies precedente, oppure grossolanamente gradati, che possono riempire tasche erosionali.

Le **Torbiditi Sottili (FSEc)**. Si tratta di una litozona costituita da facies a composizione sia silicoclastica che carbonatica, comprensiva di:

- alternanze di arenarie medio fini e peliti in rapporto 3/1; in strati gradati e laminati con sequenze di Bouma complete, a geometria lenticolare o discontinua;

- arenarie medie o fini, a laminazione obliqua, in strati medi o sottili lenticolari frequentemente amalgamati a calcilutiti costituendo coppie caratteristiche;

- alternanze di arenarie fini e peliti in rapporto da 1/1 a 1/5, in strati piano-paralleli con sequenze T b-e e T c-e prevalenti;

- strati piano-paralleli a base siltosa e tetto pelitico o marnoso;

- calcareniti fini e calcilutiti spesso silicee in strati da sottili a medi gradati e laminati in livelli da sottili a medi che si intercalano alle facies precedenti.

Dati di laboratorio. Le microfacies più significative si riferiscono ai Banchi Caotici (Bersezio & Fornaciari, 1988). La matrice delle facies a slumping è data da wackestones a Foraminiferi e Radiolari risedimentati. Forme pelagiche profonde sono frammentate ad elementi di piattaforma o di pendio superiore; Foraminiferi (Cuneolina, Orbitolina, Lenticulina), frammenti di Echinodermi e di alghe calcaree, oolitici.

Le arenarie delle Torbiditi Sottili (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988) sono delle litareniti ibride a cemento calcitico. La frazione extrabacinale è data da Q=60 F=5 L=35 con grani di quarzo policristallino e litici interamente derivati da rocce metamorfiche. La componente intrabacinale carbonatica è composta in prevalenza da Foraminiferi planctonici e subordinatamente bentonici e assieme ai "clasti molli" rappresenta in media il 12% della composizione totale. La matrice, se presente in origine, risulta completamente sostituita da calcite tardiva.

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

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

Le Marne Rosse pur costituendo un orizzonte relativamente continuo, nell'ambito del Foglio Bergamo non superano la decina di metri di spessore. I due Banchi Caotici si assottigliano progressivamente verso ovest e rapidamente verso sud fino a chiudersi mostrando notevoli variazioni di spessore. I valori massimi raggiungono gli 80 m a Gavarno, Colle Guina e Col Croce in affioramenti in posizione settentrionale ad est della Val Seriana.

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

Rapporti stratigrafici. La Formazione di Sorisole nei settori occidentali e centrali del Foglio Bergamo dove si sviluppa con tutti i suoi termini è compresa tra il Sass de la Luna e il Membro delle Peliti Nere della Formazione di Gavarno.

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

I rapporti con il Membro delle Peliti Nere sono espressi dal Banco Caotico II; è un contatto piuttosto immediato comunque esprimente continuità di sedimentazione. Nel settore orientale del foglio il limite superiore della Formazione di Sorisole è rappresentato dal contatto tra il Banco Caotico II ed unità turoniane progressivamente più recenti verso nord-est: Membro delle Peliti Rosse a Madonna del Mirabile e a Colle Guina; Flysch di Colle Cedrina a Col Croce e S. Giovanni delle Formiche; ed infine dal contatto tra lo stesso banco e le Arenarie di Sarnico coniaciane in Valle Adrara (località

Colle Piano-Villa Zucchetto/Pizzigoni). In quest'ultima zona, da San Carlo verso Chinelli, tra il Banco Caotico e il Flysch di Colle Cedrina si interpongono un orizzonte di 20 cm di materiale argilloso da rosso cupo ad ocre (paleosuolo?) e una breccia (1 m) a clasti calcarei e pelitici rossi eterometrici a matrice argillosa rossastra.

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

Alla base delle Marne Rosse sono segnalate: *Rotalipora brotzeni*, R. gandolfi, R. appenninica, *Præglobotruncana delrioensis*, P. stephani, *Heterohelix* spp.

Il tetto delle Marne Rosse contiene: *Rotalipora cushmani*, R. montsalvensis, *Præglobotruncana gibba*, *Whiteinella archaeocretacea*.

La parte restante della successione è caratterizzata da: *Rotalipora cushmani*, R. greenhornensis, R. deeckeii, *Præglobotruncana gibba*, *Whiteinella baltica*.

Attribuzione cronologica. La Formazione di Sorisole nelle sezioni più complete comprenderebbe la zona a: *Rotalipora brotzeni*, R. reicheli, R. cushmani e *Whiteinella archaeocretacea* che ne consentono la datazione al Cenomaniano. In particolare, le Marne Rosse al Cenomaniano inferiore ed a parte del Cenomaniano medio; la parte restante della successione al Cenomaniano medio e superiore. Nel settore orientale localmente (Madonna del Mirabile) tra Marne Rosse e Sass de la Luna la mancanza della Zona a *Rotalipora brotzeni* sottolineerebbe la presenza di una lacuna relativa al Cenomaniano inferiore (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988).

Ambiente deposizionale. Le varie litozone della Formazione di Sorisole si sono deposte in ambiente marino profondo (BERSEZIO & Al. 2000) e registrano la transizione tra un regime torbiditico pelagico (Marne Rosse) ed uno silicoclastico (Torbiditi Sottili). Si tratterebbe di un bacino orientato secondo una direzione attualmente est-ovest. In questo bacino si accumulano nella forma di Banchi Caotici anche i depositi pelagici franati dal margine settentrionale in seguito alla mobilità tettonica del margine stesso.

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

Dominio paleogeografico di appartenenza. La Formazione di Sorisole sottolinea un intervallo-tempo, il Cenomaniano, in cui si registra una radicale modificazione dell'assetto paleogeografico del Bacino Lombardo.

Le strutture distensive giurassiche, con graben e semigraben orientati nord sud, sono riprese e sostituite da bacini orientati all'incirca est-ovest, in coordinate attuali. Nell'ambito delle Alpi Meridionali il bacino occupato

dalla successione cenomaniana della Formazione di Sorisole si configura come il primo bacino orientato est-ovest. In base alle evidenze stratigrafiche l'evoluzione del margine settentrionale di tale bacino risulterebbe prodotta da tettonica compressiva (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988).

5.1.1. - *Membro del Monte S.Onofrio – FSE₂*

Sinonimi. Il termine di Membro del Monte S.Onofrio viene introdotto con la nuova edizione del Foglio Bergamo, per rappresentare le successioni in precedenza definite come Flysch di Valdona (BICHSEL & HAERING, 1981) o come Successione Cenomaniana del M.S.Onofrio (BERSEZIO et al., 1990; BERSEZIO & MENSINI, 1992).

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

Estensione degli affioramenti. Il Membro affiora unicamente nell'area di Capriolo – Paratico – Corno Pendita, ove il fianco settentrionale di un'anticlinale regionale connessa con la rampa frontale delle Strutture del Margine Sudalpino (FANTONI et al., 2004) inverte e solleva un frammento del margine sudorientale del bacino cretaceo dei Flysch lombardi. Nella stessa zona si realizza l'eteropia tra la porzione superiore del Membro ed il Banco Caotico II della Formazione di Sorisole (BERSEZIO & MENSINI, 1992).

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

Dati di laboratorio. Le microfacies dei livelli carbonatici sono in prevalenza mudstones e wackestone a Radiolari, Foraminiferi planctonici, bioclasti, intraclasti, silicoclasti (quarzo, litici, miche); sia nella sezione di Valdona che nella possibile sezione-tipo del M.S.Onofrio (BERSEZIO & MENSINI, 1992). La composizione delle areniti è ibrida, con percentuali variabili tra il 30 ed il 60% di intraclasti e microfossili (Radiolari e Foraminiferi),

associate a 20 – 35% di quarzo, 5 – 40 % di litici (metamorfici, magmatici intrusivi ed effusivi, sedimentari), 0 – 10% di feldspati, rara glauconite.

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

Rapporti stratigrafici. Il limite di letto è un appoggio graduale sul Sass de la Luna, molto rapido e ben marcato dal cambio di colore delle marne, da grigio a rosato, e dalla comparsa degli slump e delle areniti silicoclastiche. A tetto, nella zona del M.S.Onofrio, il Membro è troncato e ricoperto dalle Arenarie di Sarnico in discordanza angolare (almeno 10°), con lacuna dell'intero Turoniano. A Nord-Est, nella zona del Corno Pendita, la Formazione è ricoperta dal Secondo Banco Caotico della Formazione di Sorrisole, che ne sostituisce la parte superiore, e con cui è plausibile una relazione di eteropia, purtroppo non conservata in affioramento per erosione.

Fossili. Le associazioni fossilifere sono principalmente rappresentate da Foraminiferi planctonici, oltre a Radiolari. Tra i Foraminiferi planctonici sono state riconosciute le associazioni a *Rotalipora brotzeni*, *R. reicheli*, *R. greenhornensis* e *Shackoina cenomana*,

Attribuzione cronologica. Le associazioni micropaleontologiche indicate, e le relative biozone, indicano un'età comprendente l'intero Cenomaniano, ad esclusione della parte sommitale attribuibile a questo piano in base all'assenza della zona a *W.archaeocretacea* ed alla possibile presenza della sola sottozona a *R. greenhornensis* della zona a *R. cushmani*.

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

6. - I SISTEMI TORBIDITICI ED EMIPELAGICI TURONIANI

Tali sistemi sono rappresentati da alcune unità stratigrafiche di rango diverso tra loro legate sia in senso verticale che orizzontale: il Flysch di Pontida, la Formazione di Gavarno con i membri delle Peliti nere e delle Peliti Rosse ed un Banco Caotico III di estensione regionale, il Flysch di Colle Cedrina, i Conglomerati di M.Misma e di Valle dell'Acqua.

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

Le due successioni di torbiditi classiche, Flysch di Pontida e Flysch di Colle Cedrina, si sviluppano soprattutto ad ovest ed a est di Bergamo, rispettivamente nelle aree dei fogli Vimerate, l'una e Bergamo, l'altra. La Formazione di Gavarno con i membri delle Peliti Nere e delle Peliti Rosse affiora su tutto l'areale bergamasco tranne che alla sua estremità orientale ad est del F. Cherio. Il Conglomerato di M. Misma e di Valle dell'Acqua affiora unicamente nel settore centrale del Foglio, tra il Serio ed il Cherio.

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

6.1 - FORMAZIONE DI GAVARNO

6.1.1. - Membro delle Peliti Nere - GVR₁

Sinonimi. Questa denominazione informale è stata introdotta in Bersezio & Fornaciari, 1987 in riferimento all'intervallo stratigrafico già noto in letteratura come "scisti marnosi neri, carboniosi, a pesci" (VENZO, 1954), "scisti neri superiori" (AUBOUIN et al., 1970), "black shales" superiori (GELATI et al., 1982).

E' una formazione che nonostante l'esiguo spessore rappresenta un rimarchevole orizzonte-guida cartografato da BERSEZIO et al., (1992) dalla valle dell'Adda verso est sino oltre la Val Seriana nella zona di Gavarno.

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

Estensione degli affioramenti. Nell'area del Foglio Bergamo il Membro delle Peliti Nere costituisce due fasce orientate ONO-ESE dal limite occidentale del foglio sino all'altezza del M. Misma. In particolare esso sottolinea l'andamento della sinclinale (detta dei Giubilini) sviluppata a sud della Flessura Frontale tra M. Solino e Ponteranica e sul versante meridionale del Costone di Gavarno.

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

Le facies più significative, organizzate da FORNACIARI (1989), sono date da:

- peliti da grigie a verde oliva, normalmente massive, talora in orizzonti a lamine millimetriche alternati ad orizzonti bioturbati;

- argilliti nere, talora siltose, in strati sottili, di norma laminati e ricchi in materia organica ("black shales");

- alternanze arenaceo-pelitiche in strati da sottili a medi, con arenarie fini gradate e laminare (sequenze di Bouma Tc-e, Td-e) e peliti grigio-scure e nere;

- peliti grigie, verde oliva o giallastre in strati da medi a spessi finemente gradati e con laminazione piano-parallela diffusa.

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

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

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

Spessore dell'unità e sue variazioni. In destra del F. Serio il Membro delle Peliti Nere mantiene i caratteri osservati nella sezione tipo di Pisgà, con circa 20 m di emipelagiti grigie (facies 1), torbiditi fini e sottili (facies 3) e intercalati sottili livelli di "black shales" (facies 2).

Ad est del F. Serio il Membro risulta prevalentemente costituito dalle facies 4 e 1. In particolare in tutta l'area sopra Gavarno Rinnovata presenta una regolare successione spessa almeno 40 m formata da strati di facies 4; la stessa successione, talora rossastra, è presente a Giustiniana sul fianco meridionale della Sinclinale del Gavarno ove raggiunge i 30 m di spessore.

Lo spessore si riduce a circa 10 m a Gavarno sul fianco settentrionale dell'omonima struttura e va chiudendosi sotto il M. Misma.

Rapporti stratigrafici. Il Membro delle Peliti Nere si sviluppa in continuità sul Banco Caotico II dal limite occidentale del Foglio Bergamo, zona di Sorisole /Pisgà, verso Gavarno. In tutta questa zona il passaggio verso l'alto alle Peliti Rosse è caratterizzato soprattutto dal graduale ma rapido cambiamento di colore delle peliti. Ad est di Gavarno il Membro delle Peliti Nere viene a mancare, prima in parte sostituito da peliti rossastre (Bocche di Gavarno, Piazze), successivamente per lacuna (Foresto Sparso, Adrara).

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

Associazioni di Foraminiferi planctonici significative caratterizzano la parte basale del Membro nella zona di Sorisole ed a Gavarno. In particolare a Gavarno si segnalano: *Rotalipora cushmani*, *R. greenhornensis* (Morrow), *Praeglotruncana stephani*, *P. delrioensis*, *Shackoia cenomana*.

Atribuzione cronologica. In relazione all'associazione faunistica segnalata nella sua parte basale e nei livelli immediatamente sovrastanti del Flysch di Pontida, le Peliti Nere Superiori sono datate al Cenomaniano sommitale-Turoniano inferiore (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988; 1994).

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

Dominio paleogeografico di appartenenza. Il Membro delle Peliti Nere presenta una rimarchevole equivalenza-tempo con analoghi intervalli anossici, come il livello Bonarelli dell'Appennino Umbro-Marchigiano, che rappresentano il cosiddetto Evento Anossico Oceanico 2.

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

6.1.2. - *Membro delle Peliti Rosse* - **GVR₂**

Sinonimi. Questa unità stratigrafica è cartografata con la denominazione di Peliti Rosse in Bersezio et al., 1992:

Essa trova sostanzialmente riscontro nella “Scaglia marmosa rossa “ descritta da VENZO (1954) nel T. Sommaschio in Bergamasca occidentale così come negli “scisti argillosi rossi “ dello stesso autore ad est della Val Seriana nell’area del Foglio Bergamo. Altri riferimenti si trovano in: GNACCOLINI (in DESIO, 1968) come il Flysch pelitico arenaceo rosso; Bichsel ed Haring (1981) come Flysch rosso; GELATI et al. (1982) come Torbiditi pelitico-arenacee; BERSEZIO e FORNACIARI (1987) come Flysch di Pontida inferiore. Sezioni relativamente significative nell’area ad ovest del Foglio Bergamo sono osservabili sul T. Carpine (M.Marenzo) sul T. Ovrena (Torre de’ Busi), sul T. Sommaschio (Caprino Bergamasco).

Sezioni più rappresentative del foglio. L’esposizione più completa è osservabile a nord di Gavarno, lungo la strada che sale al Costone di Gavarno, a nord di quota 460 m s.l.m. Affioramenti significativi si osservano pure nella zona di Madonna del Mirabile a nord si Trescore Balneario.

Estensione degli affioramenti. Il Membro delle Peliti Rosse si presenta in genere in affioramenti limitati e discontinui. Nell’area del Foglio Bergamo occupa il nucleo della Sinclinale (detta dei Giubilini) ben delineata a sud della Flessura Frontale tra M. Solino e Ponteranica e sul versante meridionale del Costone di Gavarno. Costituisce inoltre più scaglie tettoniche allungate in direzione est-ovest ad est delle Bocche di Gavarno sopra Sant’ Ambrogio.

Caratteri litologici di terreno. Il Membro delle Peliti Rosse comprende una successione di argilliti con subordinati livelli arenacei a stratificazione sottile e orizzonti calcilitici normalmente silicizzati. Sul versante meridionale del Costone di Gavarno sono osservabili due litozone emblematiche.

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

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

Verso est il Membro delle Peliti Rosse perde progressivamente le facies arenacee che a Piazze e a Bocche di Gavarno sono rappresentate solo da sottili straterelli di siltiti/arenarie molto fini.

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

Le due litozone sopra descritte sono separate da un banco caotico, cartografato come Banco Caotico III (**GVRa**), i cui caratteri litologici sono analoghi a quelli dei banchi caotici I e II e la cui distribuzione areale coincide sostanzialmente con quella del Membro delle Peliti Rosse.

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

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

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

Spessore dell’unità e sue variazioni. Il Membro delle Peliti Rosse raggiunge gli spessori massimi in Bergamasca occidentale con 130 m nella zona di Sorisole. Nell’area del Foglio Bergamo dai 30 m di Gavarno l’unità si va rapidamente azzerando verso est in modo piuttosto difficile da considerare, anche per la sovrapposizione di possibili elisioni tettoniche; manca comunque nelle zone di Foresto Sparso e Valle Adrara.

Rapporti stratigrafici. Il Membro delle Peliti Rosse risulta comunemente comprese tra il Membro delle Peliti Nere e Flysch di Pontida; questo in particolare a ovest della Val Seriana. La transizione al Membro delle Peliti Nere è indicato da un rapido ma graduale cambiamento di colore. Anche il passaggio al sovrastante Flysch di Pontida è graduale tuttavia la transizione può essere seguita per mezzo di un caratteristico strato calcareo gradato riconoscibile in buona parte della Bergamasca occidentale. Si tratta di quanto indicato da VENZO (1954) come “Livello 8” (4m) nella sezione del T. Sommaschio, dove peraltro si colloca circa 5 m sotto la variazione di

colore delle peliti, da rosse a grigio- giallastre, indicante il limite tra le due unità.

Tra le Bocche di Gavarno e la Valle del Cherio il Membro delle Peliti Rosse risulta in eteropia parzialmente con quello delle Peliti Nere e con il Flysch di Colle Cedrina; giunge ad appoggiarsi direttamente sui banchi caotici cenomaniani per poi chiudersi in modo piuttosto rapido (BERSEZIO & FORNACIARI, 1994).

Fossili. Nella "scaglia marnosa rossa" del T. Sommaschio VENZO, (1954) segnala il rinvenimento di frammenti di piccoli Inocerami, placchette di Echini, articoli di Crinoidi, denti di Pesci, Briozoi e ooliti.

Elementi utili per la datazione del Membro delle Peliti Rosse consistono in microfaua a Foraminiferi planctonici che a Gavarno, in particolare, sono date da:

- nella litozona inferiore: Praeglobotruncana helvetica Schackoinea cenomana, Rotalipora cushmani, Whiteinella aprica;
- nella litozona superiore: Marginotruncana sigali, M. pseudolinneiana, M. schneegansi, Whiteinella archeocretacea.

Attribuzione cronologica. Le microfaua planctoniche segnalate consentono il riferimento alla zona a Praeglobotruncana helvetica ed una attribuzione cronologica estesa dal Turoniano inferiore al Turoniano Medio. Questa attribuzione trova conferma in diversi autori, in BERSEZIO et al. (1992) in particolare.

Ambiente deposizionale. Il Membro delle Peliti Rosse è costituito da depositi emipelagici e da torbiditi di diverso tipo. FORNACIARI (1989) parla in particolare di torbiditi classiche descrivibili attraverso la sequenza di Bouma, di torbiditi fini "fangose", di torbiditi carbonatiche intrabacinali. Rappresentano nel loro assieme un sistema che comincia a delinearsi tra le Bocche di Gavarno e Gavarno e diventa progressivamente più spesso verso ovest. La sua chiusura ad est può essere messa in relazione con la evoluzione tettono-sedimentaria di un margine che trova collocazione nella zona del Monte Misma.

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

Le torbiditi sarebbero immesse nel bacino attraverso l'erosione di M. Misma, già attiva nel Cenomaniano, e raggiungerebbero l'area bacinale

più profonda (Bergamasca occidentale e Brianza nel Foglio Vimercate) attraverso un pendio a leggerissima inclinazione.

6.2 - CONGLOMERATO DI MONTE MISMA E DI VALLE DELL'ACQUA - CGM

Sinonimi. Con la denominazione proposta vengono accomunate l'Unità di Monte Misma e l'Unità di Valle dell'Acqua cartografate in Bersezio et al. 1990; già descritte in FORNACIARI, 1989 (tesi di dottorato inedita). Quella di M. Misma (M. Misma sandstones ed conglomerates) è oggetto di accurata analisi stratigrafica da parte di BERSEZIO et al. 1989.

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

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

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

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

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore raggiunge lo spessore massimo di circa 40 m nell'area Spersiglio-Santa Maria del Misma.

La formazione mostra le più significative esposizioni nella fascia a sud del M. Misma con transizione da facies prevalentemente grossolane a fini, da est verso ovest in conformità con la direzione delle paleocorrenti: da corpi conglomeratici canalizzati ad arenarie fini e sottilmente stratificate via via prevalenti verso ovest.

Rapporti stratigrafici. La formazione è limitata alla base da una significativa superficie erosiva che ne determina la sovrapposizione, a

diversi livelli di profondità, sulle Marne di Bruntino e sulla Maiolica. Detta superficie rimarca una lacuna-tempo che arriva ad abbracciare l'intervallo Barremiano inferiore- Turoniano superiore. La formazione è troncata a tetto dalla superficie topografica.

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

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

Ambiente deposizionali. La formazione colma a partire dal Turoniano superiore una depressione formatasi ai margini del bacino a seguito di franamenti sottomarini.

Dominio paleogeografico di appartenenza. I Conglomerati di M. Misma e di Valle dell'Acqua sono collegabili alla crescita e all'evoluzione tettonica del margine del bacino lombardo durante il Cenomaniano e parte del Turoniano.

6.3 - FLYSCH DI COLLE CEDRINA - CDB

Sinonimi. Questa denominazione è introdotta da GELATI et al. (1982). Si riferisce a una formazione compresa da VENZO (1954) nel "Flysch scistosogrigio" e indicata da PIAT (1963) e AUBOUIN et al. (1970) come "Flysch pélito-gréseux" eteropico del Sass de la Luna. Come Flysch di Colle Cedrina la formazione è cartografata da BERSEZIO et al. (1992).

La sezione tipo può essere segnalata a nord di Villongo, sul versante meridionale del M. Dratto lungo la strada che sale a C.na Dratto.

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

Estensione degli affioramenti. L'estensione areale del Flysch di Colle Cedrina è praticamente circoscritta al Foglio Bergamo estendendosi ad est della Valle del Serio.

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

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

Caratteri litologici di terreno. Il Flysch di Colle Cedrina è costituito da una successione di alternanze marnoso-siltose in strati gradati e laminati o

massivi talora ricchi in "clay chips", in cui la porzione più grossolana basale si sviluppa con spessori al massimo di 40 cm, normalmente sui 25-30 cm, quella marnosa in intervalli da 1-3 m, talora fino a 10 m. Sono presenti livelli conglomeratici lenticolari e "slumpings".

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

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

A Foresto Sparso, in località Cave di Pietra, il Flysch di Colle Cedrina, con 200 m di spessore, presenta una successione di strati spessi e molto spessi marnoso-calcarei, gradati e laminati, cui si alternano banchi di spessore plurimetrico ancora calcareo-marnosi, massivi, e livelli lenticolare a struttura disturbata con ciottoli sparsi. Nella parte media dell'unità si intercala una lente conglomeratica potente fino a 2.5 m, con ciottoli comprendenti litologie sedimentarie mesozoiche tra cui calcari oolitici, calcilutiti, selci e calcari marnosi in facies tipo Scaglia.

Dati di laboratorio. I banchi marnosi a struttura caotica sono mudstones o wackestones a Foraminiferi planctonici (FORNACIARI, 1989).

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

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

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

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

In tutta l'area del Foglio Bergamo esso appoggia con un contatto netto e discontinuo sul Banco Caotico II. Verso l'alto passa al Membro delle Peliti Rosse ad ovest, Costone del Gavarno; al Flysch di Pontida o direttamente alle Arenarie di Sarnico ad est del T. Cherio. Pure il passaggio all'Arenaria di Sarnico può essere caratterizzato da una superficie erosiva di discontinuità sottolineata talora da un orizzonte di conglomerati residuali in matrice pelitica (BERSEZIO et al. 2000).

Verso ovest il Flysch di Colle Cedrina presenta un rapporto di eteropia rispetto al Membro delle Peliti Rosse e al Flysch di Pontida.

Particolarmente significativa la ricostruzione del litosoma che si può fare in corrispondenza di sezioni nord-sud trasversali alla Sinclinale di Foresto Sparso. Alla chiusura ovest di questa struttura, tra Colle Guina e M. Segà, il Flysch di Colle Cedrina si interpone tra il Banco Caotico II e il Flysch di Pontida in facies prevalentemente pelitica, conservando uno spessore di qualche decina di metri.

Nel settore centrale della sinclinale, da sud verso nord tra la zona dell'Ingannolo e la Costa dei Ronchi, il Flysch di Colle Cedrina si va gradualmente chiudendo, andando a disporsi in rapporti di onlap rispetto al sottostante Banco Caotico II; la stessa cosa si osserva ancora più ad est, dal M. Dratto verso Valle Adrara.

L'eteropia tra Flysch di Colle Cedrina e il Membro delle Peliti Rosse può essere apprezzata sia da est verso ovest che da nord verso sud in corrispondenza degli affioramenti più occidentali del Flysch di Colle Cedrina (Casa d'Alto, Ca' Pessino, Piazze). L'eteropia sia nell'una che nell'altra direzione è marcata dalla progressiva comparsa di marni emipelagiche rosse che si accompagna alla riduzione anche in spessori dei banchi marnosi.

Fossili. Si segnala la presenza diffusa di microfauna a Foraminiferi planctonici nella matrice di paraconglomeratiale base della formazione, a S. Giovanni della Formiche e a Colle Guina: Marginotruncana pseudolinneina, M. coronata, M. renzi e Helvetoglobotruncana helvetica. Le stesse microfaune con aggiunta di Marginotruncana sigali e M. schnegansi sono pure segnalate in diversi campioni da FORNACIARI (1989).

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

Ambiente deposizionale. Il Flysch di Colle Cedrina deriverebbe da frammenti sottomarini, originati da un pendio con caratteristiche di margine

collocato in posizione nord-orientale e accumulati all'interno del bacino di sedimentazione del Flysch di Pontida.

Si tratterebbe di apporti trasversali intrabacinali che si interdigitano con quelli extrabacinali longitudinali espressi proprio dal Flysch di Pontida. I frammenti sarebbero prodotti dalla crescita del margine suaccennato prodotta verosimilmente da tettonica compressiva (Besezio e FORNACIARI, 1987). Questo fatto sarebbe provato dall'assenza della successione turoniana tra 2° Banco Caotico e Arenaria di Sarnico al bordo orientale della Sinclinale di Foresto Sparso e dalla presenza di facies caotiche turoniane immediatamente più a sud dell'area presumibilmente denudata.

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

6.4 - FLYSCH DI PONTIDA - **PTD**

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

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

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

Estensione degli affioramenti. Il Flysch di Pontida risulta cartografato in un fascia di circa 3-5 Km orientata ONO-ESE sul versante settentrionale di M. Tomenone e in corrispondenza di un allineamento est-ovest di circa 6 Km sul versante meridionale della collina M. S. Stefano- M. dell'Ingannolo.

Sottolinea inoltre l'andamento dei fianchi della sinclinale di Foresto Sparso nel suo settore occidentale.

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

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

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

L'indicazione della paleocorrenti ("flute casts" e "parting lineation", in particolare) suggerirebbe una provenienza degli apporti da est (BERSEZIO e FORNACIARI, 1987).

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

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

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

Rapporti stratigrafici. Ad ovest dell'area del Foglio Bergamo (Bergamasca centrale e occidentale) il Flysch di Pontida si interpone tra le Peliti Rosse e le Arenarie di Sarnico. Nel Foglio Bergamo si interpone normalmente tra il Flysch di Colle Cedrina e Arenarie di Sarnico; con il Flysch di Colle

Cedrina verso est presenta rapporti di eteropia. Viene comunque a mancare anche per lacuna verso Valle Adrara.

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

Significative associazioni microfaunistiche si trovano nella parte basale e sommitale della formazione. Alla base, sul T. Sommaschio nel "Livello 8" di Venzo, questi autori segnalano una microfauna riferibile alla zona a Helvetoglobotruncana helvetica; nella parte superiore nella zona di passaggio alle Arenarie di Sarnico una associazione riferibile alla zona Marginotruncana sigali contenente oltre all'indicatore zonale Hedbergella delrioensis, Globigerinelloides asper, Heterohelix reussi (Cushman), H. moremani.

Erba e FORNACIARI (1988) segnalano una associazione a Nannofossili riferibile alla zona Eiffellithus eximius nella parte superiore della formazione.

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

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

Dominio paleogeografico di appartenenza. Con il Flysch di Pontida inizia la principale fase di riempimento dell'avansofa meridionale dell'incipiente catena alpina, collocata al fronte di unità sudvergenti.

Il sistema di alimentazione del Flysch di Pontida convoglia nel bacino sedimenti derivati dall'erosione di unità austroalpine la cui deformazione durante il Cretaceo è documentata da lungo tempo.

7. - I SISTEMI TORBIDITICI CONIACIANO-SANTONIANI

Costituiscono una successione stratigrafica tra le più tipiche del Bacino Lombardo di cui si hanno notizie e descrizioni accurate anche in studi

dell'ottocento (DE ALESSANDRI, 1899; De CRISTOFORIS, 1838). VENZO (1954) ne cartografa la distribuzione areale sul Foglio Bergamo alla scala 1:100000 utilizzando la denominazione di "Piano di Sirone".

Sono rappresentati da due unità in regolare successione stratigrafica, le Arenarie di Sarnico e il Conglomerati di Sirone, distribuite con continuità laterale dal Lago d'Iseo al fiume Adda, su tutto l'areale dei fogli Bergamo e Vimercate, tra cui localmente si interpone l'Unità di Colle Brianza.

7.1 - ARENARIE DI SARNICO - SAR

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

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

L'unità è indicata come "Flysch grèseux da Aubouin et al. (1970) e come Sarnico Sandstone da De Rosa e RIZZINI (1967); viene definita come Arenaria di Sarnico sul Foglio Treviglio alla scala 1:100000 (1969), da BICHSEL ed HARING (1981); come Arenarie di Sarnico da GELATI et al. (1982) e da BERSEZIO et al. (1992). E' praticamente impossibile indicare una sezione-tipo; gli affioramenti di Arenarie di Sarnico sono purtroppo limitati a causa della facile alterabilità delle rocce che la compongono e della conseguenze tendenza a ricoprirsi di coltri eluviali. Comunque successioni relativamente continue sono ricostruibili nell'area immediatamente ad ovest del Foglio Bergamo, sul versante settentrionale del Colle di Bergamo e su quello meridionale del M. Canto.

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

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

Estensione degli affioramenti. Sul Foglio Bergamo le Arenarie di Sarnico sono parte integrante di diversi elementi strutturali in destra e sinistra del F. Oglio.

In destra Oglio le aree di affioramento più significative costituiscono il nucleo della Sinclinale di Foresto Sparso e il fianco settentrionale di una

struttura antiforata allungata in direzione est-ovest dal M. Tomenone a Sarnico. Nella zona di Gandosso ancora più sud, l'Arenaria di Sarnico costituisce alcuni elementi strutturali controllati da tettonica tardiva di tipo distensivo, il graben di M. della Croce in particolare.

In sinistra dell'Oglio l'Arenaria di Sarnico, tra il M. S. Onofrio e Paratico è l'elemento più alto di una successione immersa a nord-ovest sotto la copertura quaternaria.

Caratteri litologici di terreno. La successione tipica delle Arenarie di Sarnico è costituita da un'alternanza di arenarie grigie in strati da sottili a spessi e peliti, si presentano essenzialmente con tre associazioni di facies, di seguito descritte in ordine di importanza.

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

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

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

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

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

Spessore dell'unità e sue variazioni. Le Arenarie di Sarnico costituiscono un litosoma relativamente uniforme distribuendosi con uno spessore massimo valutabili attorno ai 400 m.

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

Rispetto al Flysch di Pontida comunemente le Arenarie di Sarnico realizzano un contatto graduale marcato dalla comparsa di strati arenacei più spessi all'interno di quelli più sottili dell'unità sottostante.

La base delle Arenarie di Sarnico è talora caratterizzata da evidente superficie di discontinuità. Infatti, in corrispondenza del fianco settentrionale della Sinclinale di Foresto Sparso, poggiano direttamente sul Banco Caotico cenomaniano (M. Costa dei Ronchi e località Colle Piano/Villa Zucletto/Pizzigoni); al M.S. Onofrio poggiano su una successione marnosa calcarea cenomaniana prevalentemente pelitica varicolore.

Il contatto tra le Arenarie di Sarnico e il sovrastante Conglomerato di Sirone si mantiene netto su un ampio areale del Foglio Bergamo, comunemente di tipo erosivo. Nella zona di S. Pantaleone e Tribulina dei Santi nella zona Grumello del Monte – Gandosso si sviluppa un limite transizionale, sottolineato dalla presenza del Membro di Colle Brianza del Conglomerato di Sirone.

Fossili. Nelle Arenarie di Sarnico VENZO (1954) segnala un rinvenimento isolato di Ammonite svolta riferito a Anisoceras aff. pseudoarmatum-paderbornense Schluter nella parte basale della formazione al Monte S. Genesio in Brianza orientale.

Più significativi ai fini biostratigrafici i ritrovamenti nelle intercalazioni pelitiche di Foraminiferi planctonici e Nannoplancton calcareo

Attribuzione cronologica. Le Arenarie di Sarnico sono state attribuite al Coniaciano da VENZO (1954) e confermate in tale età da Erba e Fornaciari in base alle associazioni a Nanofossili relative alle zone a Marthasterites furcatus e Broinsonia lacunosa rispettivamente nelle parti inferiore e superiore della formazione.

Ambiente deposizionale. Le Arenarie di Sarnico appartengono al sistema torbiditico silicoclastico che si imposta nel Bacino Lombardo nel Cretaceo superiore.

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

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

Dominio paleogeografico di appartenenza. Le Arenarie di Sarnico documentano il protrarsi del riempimento della avanfossa sudalpina già ben individuata durante il Turoniano. Nella zona orientale la superficie erosiva alla base della formazione provverebbe il confinamento del sistema a nord,

probabilmente per la presenza di un rilievo tettonico la cui attività innescata nel Turoniano continua a protrarsi.

7.2 - CONGLOMERATO DI SIRONE - CSH

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

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

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

Comunque le località di più chiaro sviluppo del Conglomerato di Sirone si trovano ad ovest del F. Brembo, sul versante meridionale del M. Canto e nella zona di Colle Brianza nel contiguo Foglio Vimercate.

Sezioni più rappresentative del foglio. Affioramenti significativi, anche se di continuità limitata, sono osservabili tra Carrobbio degli Angeli, Chioduno e Gandosso e sul versante sud del M. Tomenone. In particolare nella prima area si segnalano le località di Tribulina dei Santi, Roccolo Gozzini, la strada che da Duria scende fino agli Angeli, i versanti nord e sud-ovest del Monte del Castello.

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

Caratteri litologici di terreno. Il Conglomerato di Sirone comprende una successione conglomeratici-arenacea alla cui base è localmente presente un membro transizionale alle Arenarie di Sarnico, definito Membro di Colle Brianza (CSH1). Il Conglomerato di Sirone è costituito da corpi conglomeratici lateralmente discontinui da medi a spessi, comunemente

organizzati in cicli plurimetrici arenacei verso l'alto. Nell'area del Foglio Bergamo i conglomerati che costituiscono la litologia dominante si presentano con facies diverse: conglomerati massivi disorganizzati, a supporto clastico, privi di gradazione; conglomerati a supporto clastico con gradazione inversa passante a normale; conglomerati a supporto clastico e gradazione normale con frequenti ciottoli embriciati; conglomerati "compositi" compresi tra superfici di stratificazione relativamente piano-parallelele talora con laminazioni oblique ad alto angolo.

La componente arenacea ha una facies del tutto simile a quella delle Arenarie di Sarnico.

Nella Sinclinale di Carobbio degli Angeli-Gandosso, nei Conglomerati di Sirone si riconoscono due principali orizzonti conglomeratici; uno alla base e l'altro a tetto dell'unità, separati da un orizzonte intermedio di arenarie.

L'orizzonte superiore è chiuso da un livello a slumping in cui sono contenuti brandelli di calcari marnosi rossi e di marne-marne siltose chiare stratificate.

La composizione dei ciottoli dei Conglomerati di Sirone è stata analizzata in particolare da Cadel (1974) che ne ha valutato la seguente percentuale relativa di frequenza: calcari 7%, dolomie 49%, selci varicolori 18%, quarzo 13%, arenarie fini 12%, porfiriti 1%.

7.2.1. - Membro di Colle Brianza - CSH₁

Si tratta di un Membro sviluppato in particolare ad ovest del F. Brembo verso l'abitato di Colle Brianza (foglio Vimercate). Nel foglio Bergamo esso costituisce affioramenti sporadici e limitati tra S. Pantaleone e Tribulina dei Santi nella zona Grumello del Monte – Gandosso.

I suoi caratteri litologici sono significativamente espressi nella zona di S. Pantaleone con sottili alternanze di peliti ed arenarie in rapporto di 1/1 a 1/2. Si tratta di arenarie comunemente in straterelli inferiori a 5 cm, al massimo di 10-15 cm, con laminazioni convolute, talora ad evidente chiusura laterale; la pelite è prevalentemente marnoso argillosa, talora calcarea alla sommità di sottili e sporadiche sequenze a base arenitica.

A Colle Brianza, nelle diverse scaglie tettoniche in cui la successione risulta scomposta, il Membro di Colle Brianza non supera i 40 m di spessore; in una della scaglie però il solo "pebbly mudstone" raggiunge i 60 m. Nel Foglio Bergamo si possono solo ipotizzare valori non superiori a quelli della zona tipo.

La presenza di Nannoplancton calcareo riferibile alla zona Reinardites anthroporus (FORNACIARI, 1989) ne consente la datazione al Santoniano.

La sua facies sedimentaria, caratterizzata da torbiditi sottili, potrebbe suggerirne lo sviluppo in posizione marginale rispetto ai sistemi più grossolani a cui risulta stratigraficamente associata.

Dati di laboratorio. CADEL (1974) in base alla microfacies dei ciottoli del Conglomerato di Sirone, ha tentato di ricostruire la provenienza. Si tratterebbe di:

- rocce clastiche, quali wackes quarzose, grovacche, siltiti e subarcose che possono provenire da unità carbonifere e/o permio-scitiche;
- litareniti con frammenti vulcanici da unità mesozoiche;
- dolomie e calcari da unità triassiche-giurassiche;
- selci nere e rosse da unità giurassiche tipo Medolo e anche da unità più antiche;
- calcari marnosi in facies di "scaglia" di età albiano-cenomaniana;
- calcari di scogliere a Rudiste e coralli di età santoniana
- rocce eruttive (rioliti, daciti e andesiti) provenienti per la maggior parte da unità permiane.

Le arenarie presenti nel Conglomerato di Sirone sono litareniti da fini a grossolane a cemento calcitico. I litici più rappresentati sono frammenti di rocce sedimentarie (dolomie, selci, siltiti,) e metamorfiche (slates, filladi e micascisti); rari sono i frammenti di rocce effusive acide e basiche.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Il Conglomerato di Sirone è un corpo sedimentario relativamente omogeneo da ovest verso est che può essere seguito dalla Brianza fin verso il Lago d'Iseo per almeno 40 km. Nella stessa direzione diminuisce gradualmente il suo spessore da circa 200 m a non oltre 50-60 m. Nell'area del Foglio Bergamo si registrano valori di 70-80 m sul Colle di Bergamo e variazioni in senso nord-sud all'altezza della Valle del Cherio dove il Conglomerato di Sirone presenta uno spessore di 70-80 m nella Sinclinale Carobbio degli Angeli-Gandosso e di non oltre 50 m al M. Tomenone.

Rapporti stratigrafici. Si è già ricordato il limite inferiore con le Arenarie di Sarnico che si manifesta con un contatto netto marcato talora da erosione oppure attraverso una facies di transizione – Membro di Colle Brianza - oggetto di trattazione specifica.

Il limite superiore del Conglomerato di Sirone è dato dalla comparsa delle facies calcarenitiche della Pietra di Credaro. Su entrambi i fianchi della Sinclinale di Carobbio degli Angeli-Gandosso al limite tra le due unità si interpone un banco calcareo di una decina di metri che presenta alla base un microconglomerato della stessa composizione del Conglomerato di Sirone. Questo banco si sovrappone al livello a slumping in precedenza descritto ed è limitato alla sommità da paraconcordanza.

Fossili. Una fauna di grande valore ad Ippuriti ed Ammoniti viene segnalata da VENZO (1954); si tratta in particolare di Ippuriti ed Acteonelle nei conglomerati, di Eupachydiscus isculensis, Inoceramus crippsi e Foladomie nelle arenarie della parete inferiore.

Venzo segnala i ritrovamenti più significativi al Monte dei Frati (Bergamasca occidentale), al Colle di San Vigilio (Bergamo-città), in una cava di “molere” già allora abbandonata di Gandosso-Cressa Varinelli.

Erba e FORNACIARI (1988) caratterizzano l'età del Conglomerato di Sirone per la presenza di una nannoflora calcarea attribuita alle zone a Reinardites anthonphorus e a Calculites obscurus.

Attribuzione cronologica. Già Venzo aveva correttamente attribuito il Conglomerato di Sirone al Santoniano. Erba e Fornaciari ne precisano un'età estesa all'intero Santoniano in tutta l'area di affioramento tranne che nel settore orientale del foglio, zona della Sinclinale di Carobbio degli Angeli-Gandosso, dove l'assenza della Zona a Calculites obscurus permetterebbe di datare al Santoniano superiore la lacuna tra Conglomerato di Sirone e Pietra di Credaro.

Ambiente deposizionale. Il Conglomerato di Sirone forma un sistema torbiditico di materiali molto grossolani che le paleocorrenti indicano alimentato assialmente da ovest e da nord-ovest e nella zona di Chiuduno trasversalmente da nord; è possibile che almeno parzialmente si interdigiti con il sistema delle Arenarie di Sarnico che veniva invece alimentato da est. I materiali del Conglomerato di Sirone testimoniano una loro intensa elaborazione in ambienti continentali e marino-marginali, probabilmente in un apparato di fan-delta ubicato su un stretta piattaforma tettonicamente instabile e prossima al pendio di raccordo con il bacino. E' in tale contesto che si innescherebbero processi di risedimentazione in massa che giustificano la collocazione attuale degli stessi materiali in ambiente marino relativamente profondo.

Dominio Paleogeografico di appartenenza. Nell'ambito dell'avanfossa sudalpina il sistema torbiditico del Conglomerato di Sirone, costituito da materiali relativamente più grossolani, disattiva quello delle Arenarie di Sarnico. Secondo FORNACIARI (1989) tale disattivazione potrebbe essere stata prodotta da una forte modificazione dell'area sorgente in seguito ad intensa attività tettonica; la migrazione del fronte di deformazione sudalpino avrebbe determinato la creazione di una serie di rilievi tettonicamente attivi prossimi alla linea di costa con conseguente accumulo di materiali grossolani su una piattaforma stretta ai margini del bacino profondo in cui sarebbero poi risedimentati.

8. - I SISTEMI TORBIDITICI CAMPANIANI

I sistemi torbiditici campaniani sono rappresentati da una successione che Venzo (1954) definiva come Campaniano (“Piano di Brenno” Auct. – parte inferiore) riconoscendovi anche facies di “Flysch orogeno”.

Essi risultano comprensivi di Flysch di Bergamo e Pietra di Credaro.

Il Flysch di Bergamo, a cui si intercala il Megabed di Missaglia, nel Foglio Bergamo rientra del tutto marginalmente all'estremità orientale del Colle di Bergamo, dove peraltro non può che essere supposto per continuità stratigrafica con le aree contigue, in quanto del tutto coperto dall'urbanizzazione cittadina.

8.1 - PIETRA DI CREDARO - PCR

Sinonimi. L'identità di questa formazione è proposta con la denominazione di Pietra di Credaro da PASSERI (1965), per le stesse aree di affioramento dove nel Foglio Treviglio alla scala 1:100.000 si parla di Flysch di Bergamo (1969). La denominazione di Pietra di Credaro è confermata in GELATI e al. (1982) ed utilizzata in BERSEZIO et al. (1990). La Pietra di Credaro si sviluppa tipicamente nel Foglio Bergamo ove comunque è impossibile indicarne una sezione-tipo per mancanza di continuità di esposizione.

La denominazione introdotta è quella utilizzata nell'ambito di una attività estrattiva di cui si hanno testimonianze già nel Medio Evo.

Sezioni più rappresentative del foglio. Più che di sezioni per la Pietra di Credaro si ritiene più corretto parlare di spaccati connessi con l'attività estrattiva, nei comuni di Carobbio degli Angeli, Castelli Calepio e Credaro in particolare. Di particolare estensione lo spaccato della cava Ravelli in località Castel Rampino.

Estensione degli affioramenti. La Pietra di Credaro affiora tra i fiumi Cherio e Oglio su una distanza di circa 12 km in direzione est-ovest e al massimo 4 km in direzione nord-sud. Con giacitura monoclinale costituisce le propaggini meridionali del M. Tomenone a Bagnatica; occupa il nucleo orientato est-ovest della Sinclinale di Carobbio degli Angeli-Gandosso ove dà luogo alla sua area di maggiore estensione; forma due zone tettonicamente ribassate a Credaro e Grumello al Monte.

Caratteri litologici di terreno. La Pietra di Credaro è data da una successione relativamente uniforme di calcareniti a prevalente laminazione parallela, in sequenze di strati, sporadicamente amalgamati, al massimo dell'ordine del metro e limitate da superfici piano-parallele almeno alla scala dell'affioramento. Talora la base delle sequenze è più grossolana e gradata e la loro sommità, su spessori centimetrici, è data da calcisiltiti a

laminazione obliqua e sporadicamente da calciliti. L'intercalazione di intervalli marnosi e marnoso-argillosi non è comune. Al M. Tomenone, a circa un centinaio di metri dalla base della formazione, si intercalano due megastrati cartonatici, il più alto dei quali contiene blocchi di calcari oolitici fino a 50 cm. Analogo megastrato, spesso fino a 5 m, si intercala pure in tutta l'area più orientale.

A Celatica Tolari, lungo la strada per le Querce, si intercala un orizzonte a struttura caotica a cui si associa un "olistolite" di "Radiolariti" giurassiche, sviluppato su 12 m di lunghezza e 3 di altezza.

Dati di laboratorio. Nelle calcareniti i clasti carbonatici sono costituiti oltre che da frammenti di dolomie, da bioclasti di piattaforma (echinidi, alghe rosse, briozoi, frammenti di gusci, probabilmente di lamellibranchi e foraminiferi bentonici). Spesso la forte ricristallizzazione oblitera del tutto i componenti originari.

Spessore dell'unità e sue variazioni. Lo spessore della formazione è valutabile in oltre 350 m nell'area di sua maggiore estensione, al nucleo della Sinclinale di Carrobio degli Angeli-Gandosso. Comunque non sono possibili confronti in quanto l'unità è limitata a tetto dalla superficie topografica.

Rapporti stratigrafici. I rapporti tra la Pietra di Credaro e il sottostante Conglomerato di Sironè sono stati descritti nell'analogo capitolo relativo a quest'ultima unità.

Fossili. VENZO (1954) in una lastra calcarenitica nella zona di Credaro segnala il rinvenimento *Modiola* aff. tipica Forbes. Le associazioni a Foraminiferi planctonici si caratterizzano per la presenza di *Globotruncana*, *Globigerine*, *Heterohelicide*. Si segnalano in particolare *Globotruncana* linneiana e *Contusotruncana* fornicata

Attribuzione cronologica. A partire da VENZO (1954) per la Pietra di Credaro è sempre stata confermata un'età campaniana.

Ambiente deposizionale

La Pietra di Credaro è parte integrante di un sistema torbiditico complesso formato da più unità coalescenti; la zona occidentale con il Flysch di Bergamo si caratterizza per la maggior presenza di depositi silicoclastici, quella orientale per la prevalenza di detrito carbonatico. Questi fatti sarebbero confermati anche dall'andamento delle paleocorrenti, da nord e da nord-ovest per il Flysch di Bergamo, e con direzione est-ovest e anche con provenienza da sud-est per la Pietra di Credaro.

Dominio Paleogeografico di appartenenza. Il sistema torbiditico campaniano si configura ancora come depositatosi in un bacino di avampaese connesso alla nascente catena alpina. Secondo FORNACIARI

(1989) potrebbe trattarsi di un bacino più vasto di quello riempito in precedenza dai più antichi sistemi torbiditici. La varietà degli apporti testimonierebbe una variazione del sistema di drenaggio dell'area sorgente probabilmente a causa di attività tettoniche. Al riguardo si rileva che la comparsa del sistema torbiditico campaniano è coeva alla discordanza interna di Gosau che documenta la fase tettonica alpina Intra-Gosau.

Per la Pietra di Credaro in particolare non si esclude l'attivazione di aree sorgenti anche a sud-est, in settori di attuale dominio padano.

8.2 - FLYSCH DI BERGAMO - **FBG**

Sinonimi. Riferimenti relativi a questa formazione si trovano in diversi lavori già a partire dalla prima metà dell'800: A. e G.B. VILLA (1844), VARISCO (1881) e DE ALESSANDRI (1899) che nella sua Carta geologica 1:100000 estende la successione in esame a parte del Piano di Brenno. Analoga collocazione stratigrafica troviamo in VENZO (1954) il quale parla di Piano di Brenno in particolare per la parte superiore della successione, quella sovrastante l'orizzonte calcareo-marnoso in seguito definito come Missaglia Megabed (Megastrato) (BERNOULLI et. Al. 1981).

L'unità è formalizzata come Flysch di Bergamo da GELATI & PASSERI (1967); e come tale cartografata da BERSEZIO et al (1992).

Sezioni più rappresentative del foglio. Il Flysch di Bergamo, a cui si intercala il Megastrato di Missaglia, nel Foglio Bergamo rientra del tutto marginalmente all'estremità orientale del Colle Bergamo, dove peraltro non può che essere supposto per continuità stratigrafica con l'area del contiguo foglio Vimercate, in quanto del tutto coperto dall'urbanizzazione cittadina.

Estensione degli affioramenti. Sul Colle di Bergamo la formazione costituisce il fianco settentrionale, da subverticale a rovescio e diretto NW-SE, di una blanda sinforma che si riesce a delineare dagli sporadici affioramenti presenti nello sperone del Colle verso Mozzo nel foglio Vimercate.

Caratteri litologici di terreno. Il Flysch di Bergamo comprende una successione arenaceo-pellica che include il Megastrato di Missaglia, nella porzione medio-bassa. La Formazione è costituita da alternanze di arenarie e peliti in strati piano paralleli da sottili a spessi talora organizzati in cicli di ispessimento verso l'alto. Esse sono associate a calcari a tessitura fine pure in strati piano paralleli a base calcarenitica, talora microconglomeratica e calcari marnosi in banchi anche di notevole spessore. Nel foglio Bergamo si sviluppa la parte compresa tra il Conglomerato di Sironè alla base e il Megastrato di Missaglia alla sommità; supposta i continuità laterale con la

successione esposta sul versante meridionale della collina di Canto nella zona di Roncarro (foglio Vimercate).

8.2.1. - *Megastrato di Missaglia - FBGa*

Si tratta di una litozona calcareo-marnosa che già VENZO (1954) segnalava alla base del sovrastante Piano di Brenno. Illustrata da FRANCHINO (1958), da GELATI & PASSERI (1967) e da GALBIATI (1969) è istituzionalizzata da BERNOULLI et. Al. (1981) come Megabed di Missaglia.

Il Megastrato di Missaglia si sviluppa nella parte medio bassa del Flysch di Bergamo. Si tratta di un orizzonte chiaramente bipartito: un "pebbly mudstone" nella parte inferiore, un megastrato calcareo s.str. nella parte superiore.

Il "pebbly mudstone" costituisce un orizzonte di 5/ 6 m lateralmente discontinuo a matrice marnoso-argillosa con struttura fluidale, imballante caoticamente ciottoli di varia natura ed età (calcarei tipo Maiolica e Sass della Luna, calcari oolitici, selci etc.) nonché brandelli anche stratiformi di peliti vari colori e dello stesso Flysch di Bergamo.

Il megastrato calcareo s.str., che raggiunge i 30 m di spessore, consiste in un conglomerato basale, al massimo dello spessore di un metro, che passa gradualmente a calcarenite – calcisiltite e infine a calcilitite che costituisce gran parte dello spessore. Data l'intensità dell'urbanizzazione e molto difficile riconoscerne la continuità all'estremità orientale del Colle di Bergamo la sua distribuzione nell'areale del foglio sarebbe comunque estremamente limitata.

Dati di Laboratorio. Le arenarie del Flysch di Bergamo sono costituite sia da una frazione silicoclastica che da una carbonatica (FORNACIARI 1989), di norma separate a volte associate. I dati provengono dagli affioramenti del foglio Vimercate.

Le arenarie silicoslastiche corrispondono a litareniti feldspatiche micacee a cemento calcitico che a volte ingloba completamente i grani dell'ossatura. I litici di sono rappresentati da frammenti di rocce sedimentarie e metamorfiche: dolomie, selci, granuli quarzoso-micacei probabilmente derivati da micascisti.

Le calcareniti, spesso con frazione silicoclastica, sono costituite da clasti di dolomie, da bioclasti di piattaforma (echinidi, alghe rosse, briozoi, bivalvi) e da foraminiferi bentonici.

Particolarmente significativi i ciottoli degli orizzonti conglomeratici, soprattutto di quelli alla base degli strati carbonatici e del Megastrato di Missaglia in particolare in cui si segnalano calcari micritici ascrivibili a Maiolica e Sass della Luna, selci di diverso colore, dolomie

presumibilmente triassiche, calcari oolitici di provenienza controversa, frammenti nettamente subordinati di rocce cristalline.

Spessori dell'unità e sue variazioni. Lo spessore del Flysch di Bergamo è stimato da diversi autori tra Brianza e Bergamasca centrale nell'ordine del migliaio di metri. Misurazioni dirette sono state eseguite a Roncarro e Montevchia. Nella sezione di Roncarro la parte inferiore sottostante il Megastrato di Missaglia raggiunge i 370 m; lo stesso intervallo sul Colle di Bergamo è valutabile in circa 320 m. A Montevchia la parte superiore sovrastante lo stesso megastrato è di circa 700 m.

Rapporti stratigrafici. Nell'area del foglio Bergamo ne è supposta la continuità stratigrafica con il sottostante Conglomerato di Sirone.

Fossili. Nella sezione di Roncarro (foglio Vimercate), dall'alto al basso della formazione, si segnalano associazioni sempre a Globotruncane caratterizzate dai seguenti indicatori zonali: G. stuarti, G. fornicata, G. concavata. In tutta l'area di affioramento della formazione ERBA e FORNACIARI (1988) segnalano un'associazione a nannofossili riferibile alle zone ad *Aspidalitus parvus*.

Attribuzione cronologica. I reperti faunistici indicati consentono di estendere l'età del Flysch di Bergamo a tutto il Campaniano.

Ambiente deposizionale. I depositi del Flysch di Bergamo possono essere interpretati come depositi marini profondi di origine torbidityca. Si tratta di torbiditi di grande estensione areale presumibilmente accumulate in un bacino allungato, con indicatori di paleocorrenti suggerenti apporti dei materiali da nord in Brianza, da NO in Bergamasca occidentale e centrale. La deposizione del Megastrato di Missaglia sarebbe connessa ad un evento catastrofico legato a grandi processi di instabilità ai margini del bacino (BERNOULLI et Al. 1981).

Domio paleogeografico di appartenenza. Anche il sistema torbidityco rappresentato dal Flysch di Bergamo può essersi sviluppato nell'avanfossa prospiciente la nascente catena alpina nel Cretaceo superiore ed essere alimentato dall'erosione di tale catena.

9. - FILONI PORFIRITICI TERZIARI

Nel solo settore settentrionale del Foglio Bergamo sono presenti corpi subvulcanici e filoniani, inseriti all'interno della successione norico - retica, nella zona di Selvino e di Gaverina – Colle Gallo - Valle Rossa.

Nella *zona di Selvino – Amora* i corpi filoniani sono associati alla struttura estensionale nota come graben di Selvino, e si insediano, discordanti nelle Dolomie Zonate, Calcare di Zorzino, Argillite di Riva di Solto, Calcare di Zu, seguendo sciami di fratture e di faglie con giaciture subverticali e direzioni circa E-W (ZANCHI et al., 1990b). Si tratta di filoni da metrici a decametrici costituiti da porfiriti a composizione basaltica, fortemente alterate, con pochi fenocristalli di plagioclasio in una massa di fondo di plagioclasio, pirosseni ed opachi, microcristallina. I prodotti di alterazione sono abbondante calcite e clorite, zeoliti, epidoti. ZANCHI et al. (1990b) datarono un filone di questo gruppo (Amora) a 50.4 ± 0.6 Ma, con metodo K/Ar. FANTONI et al. (1999) datano un filone connesso a quello riportato a 36.3 ± 3.3 Ma, con metodo Ar/Ar.

Il filone più meridionale cartografato affiora nella Cava Italcementi di Pradalunga ed interseca in discordanza il contatto tra Formazione dell'Albenza e Calcare di Cedrina. Il filone è basculato e piegato in conseguenza dello sviluppo del fianco meridionale dell'anticlinale del Monte Misma (Flessura Pedemontana), confermando l'età per lo meno post-eocenica della struttura.

Nella *zona di Gaverina – Colle Gallo Valle Rossa* sono presenti veri e propri corpi intrusivi di bassa profondità, di dimensioni pluridecametriche, da cui si diramano sciami di filoni strato-concordanti o discordanti e subverticali. Questi corpi sono inseriti nel Calcare di Zorzino, nell'Argillite di Riva di Solto e lungo il contatto tra le due unità. Si tratta di porfiriti a composizione da andesitica a trachianandesitica a basaltica, talora con tessitura fortemente orientata ed allineata parallelamente alle salbande. Nelle andesiti, caratteristica tipica è la presenza di fenocristalli di orneblenda verde, fino a 2 mm, talora estremamente abbondanti, associati a plagioclasti, spesso geminati in modo complesso e zonati composizionalmente. La massa di fondo è un fine feltro microcristallino di plagioclasti ed opachi. I filoni sono spesso fortemente alterati, con prodotti di alterazione costituiti da calcite, argille (alterazione dei plagioclasti) e clorite (svilupata dall'orneblenda). Le rocce a composizione basaltica sono più rare, con fenocristalli di plagioclasio calcico a geminazione semplice e polisintetica, associati ad augite. La massa di fondo è un feltro olocristallino finissimo di plagioclasio, pirosseni ed opachi. L'alterazione, sempre profonda ed intensa, produce calcite, zeoliti, clorite e minerali argillosi.

Alcuni filoni di questo gruppo furono datati da ZANCHI et al. (1990b), con metodo K/Ar, che fornì età di 49.7 ± 1.3 Ma e di 55.2 ± 1.4 Ma. Fantoni et al. (1999) datano una trachiandesite del Colle Gallo a 54.8 ± 1.8 Ma con metodo Ar/Ar. Altri campioni dalla stessa area, prevalentemente basaltici per composizione, hanno fornito età comprese tra 31.4 ± 4.1 Ma e 38.9 ± 1.1 Ma, indicando la presenza di due famiglie di corpi magmatici distinte.

10. - SUCCESSIONE PLIOCENICA MARINA

10.1 - FORMAZIONE DI TORNAGO - TOG

Definizione. Argille grigio-azzurre, argille marnose e sabbiose, sabbie gialle. Depositi marini circa litorali e infralitorali.

Sinonimi. Argille grigie (STOPPANI 1873; VARISCO 1881; PARONA 1883; CORTI 1894; TARAMELLI 1880; PATRINI 1923; CAFFI 1923); Lembi Astiano-Piacenziani (VENZO & GUAITANI, 1943); "argille giallastre" e "Argille grigio-azzurre" con molluschi fossili (MALANCHINI 1953); Pliocene (BRAMBILLA e LUALDI 1987); Pliocene (SIDDI, MORA e PAGANONI, 1988).

Litologia. Argille grigie e grigio-azzurre, marnose, massive, spesso con lieve frazione sabbiosa fine; argille grigie finemente laminate alternate a sabbie fini; argille sabbiose; rare intercalazioni ghiaiose (depositi bacinali circolatori). Verso l'alto la serie passa a sabbie gialle con episodi ghiaiosi e rare intercalazioni marnoso-argillose fino a ghiaie, di colore giallastro (depositi infralitorali fino a paralici).

Fossili. Il contenuto paleontologico è abbondante sia in microfauna che macrofauna.

Microfauna: nell'analisi delle microfaune (BRAMBILLA e LUALDI, 1987, SIDDI, MORA & PAGANONI, 1988) sono segnalate:

Ammonia beccarii (Linné), *Ammonia beccarii parkinsoniana* (d'Orbigny), *Ammonia beccarii tepida* Cushman, *Ammonia tepida* (Cushman), *Amphicoryna scalaris* (Batsch), *Bolivina* sp., *Bolivina punctata* d'Orbigny, *Brizalina catanensis* Seguenza, *Brizalina dilatata* (Reuss), *Brizalina* cf. *spatulata* (Williamson), *Bulimina* sp., *Bulimina* cf. *aculeata* d'Orbigny, *Bulimina basispinosa* Tedeschi & Zanmatti, *Bulimina costata* d'Orbigny, *Bulimina exilis* Brady, *Bulimina fusiformis* Williamson sensu Fornasini, *Bulimina* cf. *lappa* Cushman & Parker, *Bulimina lappa* Cushman & Parker, *Bulimina* cf. *minima* Tedeschi & Zanmatti, *Bulimina minima*

Tedeschi & Zammati, *Cribrorhynchium decipiens* (Costa), *Dentammina mucronata* Neugeboren, *Ellipsopolymorphina fornasinii* Galloway, *Elphidium crispum* (Linné), *Eponides* cf. *bradyi* Earland, *Florilus* sp. *Florilus boueanum* (d'Orbigny), *Florilus citai* (di Napoli), *Fursenkoina* sp., *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek), *Globobulimina ovula* (d'Orbigny), *Gyrogonoides laevigatus* (d'Orbigny), *Gyrogonoides umbonatus* (Silvestri), *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny), *Heterolepa bellincioni* (Giannini & Tavani), *Heterolepa* cf. *floridana* (Cushman), *Lenticulina rotulata* (Lamarck), *Melonia soldanii* (d'Orbigny), *Nodosaria* cf. *radicala glanduloides* Dervieux, *Nonionella turgida* (Williamson), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Orthomorphina tenuicostata* (Costa), *Pandaglandulina dinapolii* Loeblich & Tappan, *Praeglobobulimina ovata* (d'Orbigny), *Protelphidium granosum* (d'Orbigny), *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Rectuvigerina siphogenerinoides* (Lipparini), *Reussella spinulosa* (Reuss), *Rosalina globularis* d'Orbigny, *Stainforthia* sp., *Stainforthia complanata* (Egger), *Textularia* cf. *flintii* Cushman, *Textularia* cf. *sagittula* DeFrance, *Textularia sagittula* DeFrance, *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli, *Orbulina universa* d'Orbigny

Macrofauna: nella facies argillosa sono segnalati soprattutto bivalvi, gasteropodi, briozoi, scafopodi, echinodermi, crostacei, antozoi e anterozoi. Sono segnalate in particolare tanatocenosi a *Corbula gibba* e *Amicyclina semistriata* e *Nassa semistriata*. Nella facies delle sabbie gialle sono predominanti faune a ostreidi (*Ostrea edulis* e *O. forskali*).

SCAPHOPODA: *Dentalium* sp.

BIVALVIA: *Acanthocardia* (A.) *aculeata* (L.), *Alectryonella plicatula* (Gmel.), *Anadara* (A.) *diluvii* (LK.), *Barbatia* (B.) *barbata* (L.), *Callista* (C.) *chione* L., *Clausinella scalaris* (Bronn), *Corbula* (*Caryocorbula*) *revoluta* (Br.), *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (Oliv), *Hyrtea* (M.) *spinifera* (Mtg.), *Gastrochaena* (G.) *dubia* (Penn.), *Glycymeris* sp., *Musculus* sp. (*discors*?), *Modiolus* sp. (*adriaticus*?), *Ostrea edulis* (L.), *Ostrea forskali* Chemnitz, *Plagiocardium* (*Papillicardium*) *papillosum* (Poli), *Spisula* (S.) *subtruncata* (Da Costa), *Tellina* (*Peronidia*) *albicans* (Gmel.), *Timoclea* (T.) *ovata* (Penn.), *Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella* (LK), *Gouldia* (G.) *minima* (Mtg.).

GASTROPODA: *Amicyclina semistriata* (Br.), *Bela* (B.) *brachistoma* (Phil.), *Bitium* (B.) *reticulatum* (Da Costa), *Caecum trachea* Mtg., *Charonia* (C.) *nodifera* (L.), *Cytherea* sp., *Lunatia helicina* (Br.), *Lunatia* sp., *Nassarius* (*Phrontis*) *mayeri* (Bell.), *Naticarius* (N. cf. *tigrinus* (defr.)), *Necerita josephina* (Risso), *Odostomia* (*Megastomia*) *conoidea* (Br.),

Ringicula (*Ringiculina*) *ventricosa* (Sow.), *Turbonilla* (*Pyrgiscus*) *rufa* (Phil.), *Pyramidella* (P.) *plicosa* (Bronn), *Amyclina semistriata* (Br.), *Turritella* (T.) *tricarinata tricarinata* (Br.), *Turritella* (*Zaria*) *spirata* (Br.), ECHINOIDEA: *Brissopsis* sp.

Aree di affioramento. Gli affioramenti sono di piccole dimensioni e labili; molte segnalazioni vengono da sondaggi e scavi temporanei allo sbocco della Val Seriana, da Bergamo e Albano S.Alessandro sui due lati della valle fino ad Albino..

Morfologie e paleogeografia. I depositi non sono caratterizzati da morfologia propria, essendo depositi marini bacinali reicinci dall'erosione valliva e coperti da serie successive di depositi paralici, lacustri e fluviali.

Le facies argillose sono deposte in un ambiente classificato circolitorale in base alle faune contenute, quindi con un battente d'acqua valutabile tra i 60 e i 100 m. Dai dati di sottosuolo risulta che in corrispondenza dell'asse della Val Seriana (Nembro e Albino) il Pliocene marino raggiunge 90 m di spessore con sedimenti argillosi testimonianza di un profondo "golfo seriano" in corrispondenza del quale la linea di costa si collocava sui 350 m di quota. La Valle Seriana doveva quindi essere strutturata come una vera e propria *ria*.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La formazione dei Tornago ricopre una paleosuperficie articolata incisa da un reticolato idrografico analogo all'attuale, costituita da unità del Cretaceo e del Giurassico. E' eteropica nella parte superiore a depositi continentali della transizione plio-pleistocenica (Conglomerato di Nese) ed è ricoperta da ghiaie alluvionali del Serio e da depositi lacustri.

Età. Le associazioni micropaleontologiche suggeriscono una età che va dal Pliocene medio al Pliocene superiore.

11. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE

11.1 - CRITERI ADOTTATI (A. BINI, C. FERLIGA, D. CORBARI)

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati rilevati ex-novo alla scala 1:10000 o 1:5000 (Bacini Serio e Oglio); in particolare essi sono stati: - caratterizzati dal punto di vista sedimentologico, stratigrafico, petrografico e dell'alterazione;

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

11.1.1. - Unità distinte in base al bacino di appartenenza

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

a) Depositi LGM:

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

- un sistema relativo ai sedimenti glaciali dell'asse vallivo principale e delle valli ad esso connesse,
- singoli sistemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate da ghiacciai 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 sistema (es. nel *sandur* dell'asse vallivo principale possono trovarsi miscelati i depositi fluvioglaciali di tutti i sistemi).

b) Depositi pre-LGM degli anfiteatri:

negli anfiteatri, come nelle aree ad essi assimilabili, e nella porzione bassa delle valli a ridosso degli anfiteatri, a differenza di quanto avviene nelle valli, i depositi glacialigenici corrispondenti alle glaciazioni pre-LGM sono

solitamente ben riconoscibili e cartografabili; pertanto per i differenti bacini sono stati istituiti specifici sistemi o supersistemi.

c) Depositi pre-LGM delle valli:

nelle valli le distinzioni dei depositi pre-LGM operate negli anfiteatri non sono più possibili a causa di vari fattori, tra cui la complessità dei processi sedimentari ed erosivi e la conseguente frammentarietà dei depositi. Per semplificare e risolvere i problemi di cartografia di tali depositi, si è scelto di riunirli all'interno di un'unica unità: il *supersistema 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 supersistema sono state istituite unità informali, a limiti inconformi o litostratigrafiche. Tali unità testimoniano alcune fasi degli eventi sedimentari avvenuti all'interno dell'arco temporale abbracciato dal supersistema, 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 sistemi/subsistemi (legati quindi ad un singolo evento sedimentario valido a livello bacinale) ma di unità con significato strettamente locale.

Dato che il *supersistema della Colma del Piano* comprende i depositi glacialigenici precedenti allo LGM presenti in tutte le valli glacializzate, esso assume apparentemente la valenza di una unità "ubiquitaria". In effetti i suoi depositi hanno significato sostanzialmente simile indipendentemente dal bacino di appartenenza; però, all'interno di un dato bacino, singoli depositi locali presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala locale.

11.1.2. - Unità non distinte in base al bacino di appartenenza

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

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

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

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

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 (non affiorante nel Foglio Clusone): comprende principalmente depositi colluviali e di conoide legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate, sia nei settori più meridionali delle Prealpi sia nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura, a partire dalle prime glaciazioni del Pliocene Superiore sino allo LGM. Nel corso delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilitazione della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario (fasi di resistasia). Si sono così originate generazioni di depositi colluviali non differenziabili, in quanto alimentati dalla stessa sorgente alteritica, e privi di espressione morfologica propria. Infatti i depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato ad un singolo periodo di resistasia, essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilitazione e ulteriormente alterati dopo la deposizione, sono indistinguibili l'uno dall'altro. Da ultimo l'urbanizzazione ha portato alla distruzione o al totale rimaneggiamento di molti limiti morfologici che spesso rappresentano l'unico elemento di correlazione tra ambiti fisiografici contigui.

- gruppo di Prato Grande: comprende depositi di versante, macereti e depositi di frana non cementati, alterati dopo la sedimentazione, e localizzati all'interno delle valli.

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

Il gruppo di Valle dei Tetti comprende depositi di versante cementati

concordanti con il versante sia a monte sia a valle.

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

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

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

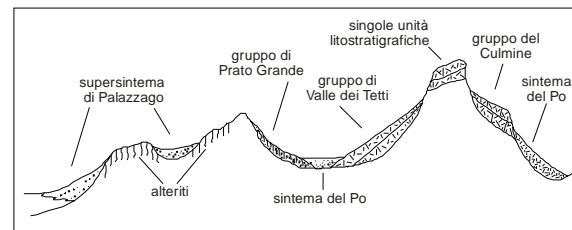


Fig. X - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura in media valle.

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):

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

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

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

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

- indistinto/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa in sottounità rispetto al tempo o ai rapporti stratigrafici (es. supersistema non suddiviso in sistemi);
- 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.

11.2 - SUCCESSIONE DELL'ANFITEATRO DELL'OGGIO (CORBARI D., BINI A.)

11.2.1. - Ceppo di Cremignane - CEM

Definizione. Ghiaie da massive a stratificate, con ciottoli arrotondati, discoidali; da moderatamente a ben selezionati; lenti di marne e limi laminati, spesso deformati; da molto ben cementate a litificate; petrografia poligenica, a dominante alpina: depositi alluvionali.

Sinonimi. Ceppo pre mindeliano (VECCHIA O., 1954); Ceppo (COMIZZOLI, 1966; area della forra dell'Oglio); Conglomerati glaciali e interglaciali di età imprecisata: Conglomerato di Cremignane (BONI A. e CASSINIS G., 1973); Ceppo villafranchiano (CHARDON M., 1975); Complesso di Tagliuno p.p. (AA.VV., 2000).

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

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

Area di affioramento. Affiora lungo la forra dell'Oglio nel settore compreso tra Paratico e Capriolo, soprattutto in sponda sinistra.

Morfologia e paleogeografia. I dati di terreno indicano che il gruppo racchiude più eventi deposizionali legati ad un ambiente fluviale di energia medio alta, la cui alimentazione proveniva da N e in qualche modo correlata alle avanzate glaciali. Tra un evento e il successivo si sarebbero create le condizioni idonee all'instaurarsi di una intensa pedogenesi; così sarebbe avvenuto al termine della sedimentazione del gruppo. Resta problematica la spiegazione della composizione petrografica dei conglomerati che costituiscono il gruppo, completamente dissimile per rapporto fra carbonati/clasti alpini da tutti gli altri depositi che si rinvengono in anfiteatro.

Età. Il Ceppo di Cremignane, per caratteri e posizione stratigrafica, è sicuramente più antico del Pleistocene medio e allo stato attuale delle conoscenze, non si può escludere una sua età nettamente più antica (Pliocene superiore?).

11.2.2. - Gruppo di Foppe - FO

Definizione. Ghiaie medio grossolane, arenarie e sabbie medio grossolane pulite, da moderatamente a molto ben cementati; petrografia poligenica, a dominante carbonatica: depositi alluvionali.

Nel Foglio Bergamo, il Gruppo di Foppe è stato suddiviso nelle seguenti unità informali di rango inferiore, non distinte cartograficamente: Unità di le Guardie, U. di Terzoletto, U. di Bustone.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, cartografata in precedenza come: Ceppo pre mindeliano p.p. (VECCHIA O., 1954); Ceppo p.p. (COMIZZOLI et alii, 1966; area forra Fiume Oglio); Conglomerati glaciali e interglaciali di età imprecisata: Conglomerato di Cremignane p.p. (BONI A. e CASSINIS G., 1973); Ceppo villafranchiano p.p. (CHARDON M., 1975); Complesso di Tagliano p.p. (AA.VV., 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è sempre erosiva, priva di qualsiasi connotazione morfologica; su di essa poggiano i depositi dei sintemi di Fantecolo, di Monterotondo e i depositi di versante del Sintema del Po. Il limite inferiore è una superficie erosiva complessivamente suborizzontale o debolmente immergente verso S, ma con andamento locale irregolare e molto ondulato che la pone in contatto con il Ceppo di Cremignane.

Litologia. Il gruppo è costituito da ghiaie a vario grado di cementazione, medio grossolane, organizzate in set di strati con spessore variabile. Ciottoli arrotondati o subarrotondati, discoidali; dimensioni fino a 60 cm; da poco a moderatamente selezionati. Sono presenti strati più fini costituiti da arenarie e sabbie medio grossolane pulite. I banchi hanno la superficie inferiore

erosionale, concava o irregolarmente ondulata. I depositi sono generalmente a supporto di matrice sabbiosa o sabbioso limosa; solo localmente sono a supporto clastico. I depositi sono di solito da moderatamente a molto ben cementati. La petrografia è poligenica, solitamente a dominante carbonatica. I caratteri sedimentologici (organizzazione dei depositi, forma dei ciottoli, embricature e isoorientazioni) indicano un ambiente deposizionale fluviale di tipo braided, di energia medio elevata. All'interno della successione sedimentaria si rinvengono suoli che consentono la suddivisione del supersistema in unità di rango inferiore. Vengono qui sinteticamente riportati i caratteri salienti delle tre unità in cui è stato suddiviso il gruppo:

- Unità di Le Guardie: ghiaie poligeniche con cementazione irregolare. Limite superiore netto, erosionale con l'Unità di Monterotondo. Limite inferiore netto, erosionale con l'Unità di Terzoletto.

- Unità di Terzoletto: conglomerato poligenico. Limite superiore: paleosuolo, con matrice 8,5YR4/6 (orizzonte pedologico BCK). Limite inferiore netto, erosionale con l'Unità di Bustone.

- Unità di Bustone: conglomerato poligenico. Limite superiore: paleosuolo, con matrice da 7,5 a 5YR4/4 (orizzonte pedologico Bt), argillans ben espresse e laccature FeMn; sono aslerati i clasti delle rocce intrusive e metamorfiche. Limite inferiore netto, erosionale, localmente con paleosuolo conservato, con il Ceppo di Cremignane.

Area di affioramento. Il gruppo affiora esclusivamente nel quadrante SE del Foglio in corrispondenza delle principali scarpate del Fiume Oglio, dei suoi paleovalvei e dei suoi affluenti.

Morfologia e paleogeografia. Il gruppo racchiude depositi legati ad un corso d'acqua braided probabilmente glaciale, alimentato da N; il ritrovamento di paleosuoli all'interno della successione sedimentaria testimonia l'esistenza di distinti eventi deposizionali con l'interposizione di condizioni idonee all'instaurarsi di pedogenesi significative. Il Gruppo di Foppe potrebbe rappresentare l'espressione deposizionale fluviale delle unità glaciali distinte in anfiteatro, sicuramente precedenti il Supersistema di Monterotondo e, dubitativamente, precedenti il Sintema di Fantecolo sino ad essere, nelle sue ultime fasi, almeno parzialmente coevo a quest'ultimo.

Età. Il gruppo di Foppe è probabilmente riferibile al Pleistocene medio.

11.2.3. - Sintema di Paderno di Franciacorta - PFR

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata: till d'alloggiamento. Ghiaie massive, a supporto di matrice limoso argillosa, decarbonatata: depositi fluviali e/o fluvioglaciali. Sabbie, limi sabbiosi, limi e limi argillosi: depositi lacustri.

limi e limi argillosi decarbonatati, normal consolidati o sovraconsolidati; depositi eolici. Limi argillosi con rari clasti derivanti dal substrato locale, fortemente pedogenizzati; depositi di versante. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie poco conservate, copertura loessica complessa, profilo di alterazione con profondità superiore a 7,7 m; colore 5+10YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici alterati o con cortex. Sinonimi. Unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Mindel p.p. (VECCHIA O.,1954); Riss p.p. (BONI A. e CASSINIS G., 1973; CHARDON M., 1975); Sedena moraine p.p. (CREMASCHI M., 1987).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è caratterizzata da forme blande, intensamente rimodellate dai processi erosivi, pedogenetici e dalla costante presenza di una coltre eolica multipla; si tratta quindi di una superficie almeno parzialmente poligenica e polifasica. Il profilo di alterazione sommitale mostra i seguenti caratteri: colore della matrice: 5 ÷ 10YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione: superiore a 5,8 m su till, a 4,4 m su ghiaie fluviali, a 7,7 m su sequenze complesse; coltre eolica multipla: loess 10YR su loess 7.5YR, su loess da 10YR a 7.5YR, con presenza di orizzonti multipli a fragipan; presenza di ferriargillans nei loess profondi; orizzonti pedologici diagnostici: orizzonti Bt e Btx multipli su depositi glaciali, fluviali e eolici; abbondante presenza di laccature FeMn e di ferriargillans negli orizzonti argillici; alterazione dei clasti: litotipi calcarei assenti (non più visibili) o argillificati; litotipi alpini alterati o con cortex; litotipi vulcanici alterati o con cortex.

Il sintema è ricoperto dai depositi del Sintema di Camignone, dai depositi fluvio-glaciali e/o fluviali del Sintema di Monte Piane e del Supersintema di Monterotondo e dai depositi di versante riferibili al Supersintema di Palazzago. Il suo limite inferiore è erosivo: su substrato, su alteriti (limite non visibile direttamente); in aree fuori Foglio ricopre i depositi del Supersintema di Valenzano.

Litologia. Il sintema è costituito da:

- till d'alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata, di colore 2.5Y delle Munsell Soil Color Charts (Value 6+7; Chroma 1+4). Clasti prevalentemente subarrotondati e subspigolosi. Presenza di ciottoli a ferro da stiro e di clasti striati.
- depositi fluviali e/o fluvio-glaciali: non è possibile fornire una descrizione dei depositi inalterati, in quanto tutte le sezioni descritte sono interessate da intensa pedogenesi. Ghiaie massive, a supporto di matrice limoso argillosa,

decarbonatata (per pedogenesi); ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali, con dimensioni massime fino a 40 cm, moda tra 3 e 5 cm.

- depositi lacustri: sabbie, limi sabbiosi, limi e limi argillosi, alterati nelle porzioni sommitali (area cava a Celatica Tolari); si tratta di depositi lacustri proglaciali e fluviali di ambiente a bassa energia.

- depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normal consolidati o sovraconsolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi centimetri (loess colluviati).

- depositi di versante: limi argillosi con rari clasti derivanti dal substrato locale, fortemente pedogenizzati.

Petrografia dei clasti: poligenica a dominante carbonatica, con presenza di clasti alpini.

La coltre eolica è continua e presenta spessori normalmente inferiori a 2,5 m, ma localmente anche superiori ai 4 m (depressioni colmate da loess colluviato).

Area di affioramento. Il sintema affiora significativamente sia nell'Anfiteatro di Sarnico – Paratico, in particolare nella valle di Celatica Tolari (depositi lacustri e fluviali) e lungo la valle del T. Uria (depositi glaciali e di versante), sia nel settore SW dell'Anfiteatro di Franciacorta.

Morfologia e paleogeografia. L'espressione morfologica del sintema è molto blanda, con lembi di depositi glaciali e eolici oppure con resti terrazzati di depositi lacustri, annegati dalle alluvioni di eventi sedimentari successivi. La cresta delle morene terminali appare debolmente accennata, con dislivelli di pochi metri rispetto al sandur circostante. Tutto questo dipende da numerosi fattori che tendono a regolarizzare le asperità e a diminuire l'energia del rilievo; tra i principali ricordiamo: l'azione erosiva operata dai torrenti glaciali che fuoriuscivano dall'anfiteatro, l'intensa azione della pedogenesi che tende a fare collassare i depositi, la presenza di una coltre eolica pressoché continua e di spessore variabile, i processi di colluvionamento delle coperture fini (loess e suoli) in condizioni periglaciali.

Un evento paleogeografico che merita di essere evidenziato è lo sbarramento delle valli dei T. Udriotto ed Uria nel corso della glaciazione Paderno di Franciacorta, con la formazione di laghi proglaciali, i cui depositi, si trovano oltre 50 m sopra l'attuale livello del Lago d'Iseo.

Età. Il Sintema di Paderno di Franciacorta è riferibile al Pleistocene medio. Dati palinologici derivanti dallo studio della sequenza lacustre di Celatica Tolari (tesi inedite di: Venturini L. -1988 e Galli M.- 1996) fanno ritenere che il sintema sia attribuibile alle porzioni basali del Pleistocene medio.

11.2.4. - *Sintema di Camignone* – CIO

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata: till d'alloggiamento. Diamicton massivi, localmente risedimentati, da caotici a gradati: depositi di contatto glaciale. Ghiaie massive, a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea o a supporto clastico: depositi fluviali e/o fluvioglaciali. Limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normal consolidati o sovraconsolidati: depositi eolici. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie poco conservate, seppellite da sedimenti più recenti; copertura *loessica* multipla, profilo di alterazione con profondità superiore a 3,6 m; colore 5+10YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici alterati o con *cortex*.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Mindel p.p. (Vecchia O., 1954); Riss p.p. (BONI A. e CASSINIS G., 1973; CHARDON M., 1975); Sedena moraine p.p. (CREMASCHI M., 1987).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore presenta morfologie con forme blande, erose o rimodellate a causa dei processi erosivi, pedogenetici e dalla presenza di coltre eolica continua, multipla, di con spessore variabile, solitamente maggiore nelle depressioni. Il profilo di alterazione sommitale presenta i seguenti caratteri: colore della matrice: 3.5 ÷ 5YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione: superiore a 2,2 m su till, 3,0 m su ghiaie fluviali e 3,6 m su sequenze complesse; coltre eolica multipla: *loess* 10YR, *loess* 7.5YR, *loess* da 5 a 10YR, *loess* da 5 a 7.5YR, con presenza di orizzonti multipli a fragipan; orizzonti pedologici diagnostici: orizzonti Bt multipli, su depositi glaciali e fluviali; orizzonti Btx su depositi fluviali e *loess*; Btx/Bt(x) discontinui sui depositi glaciali; abbondante presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici; alterazione dei clasti: litotipi calcarei assenti (non più visibili) o argillificati; litotipi alpini alterati o con *cortex*; litotipi vulcanici alterati o con *cortex*.

Il Sintema di Camignone è ricoperto dai depositi del Sintema di Fantecolo e del Supersintema di Monterotondo. La superficie limite inferiore marca il passaggio con il substrato o con i depositi del Sintema di Paderno di Franciacorta, secondo una superficie erosiva generalmente immergente verso il lago e localmente marcata dalla presenza di suoli sepolti. Nell'area posta a NW di Nigoline ricopre con superficie erosiva netta l'Unità di Corno Nero (Sintema di Valenzano compreso nel Supersintema della Colma del Piano) e depositi di versante del Supersintema di Palazzago.

Litologia. Il sintema è costituito da:

- till d'alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata, di colore 2.5Y delle Munsell Soil Color Charts (Value 6-7; Chroma 1-4). Clasti prevalentemente subarrotondati e subspigolosi. Presenza di ciottoli a ferro da stiro e di clasti striati.

- depositi di contatto glaciale: diamicton massivi, localmente risedimentati, da caotici a gradati; locale presenza di lenti di materiali fini (limi e sabbie)

- depositi fluviali e/o fluvioglaciali: ghiaie massive, a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea o a supporto clastico, con ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali; ghiaie da rozzamento a moderatamente selezionate, con dimensioni massime sino ad 80 cm, moda tra 4 e 8 cm. Locale presenza di livelli cementati. Lenti di sabbie e limi, da massivi a laminati.

- depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normal consolidati o sovraconsolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi centimetri (*loess* colluviati).

Petrografia dei clasti: poligenica a dominante carbonatica, con presenza di clasti alpini.

La coltre eolica è continua e presenta spessori variabili, normalmente inferiori a 2 m.

Area di affioramento. Le porzioni di sintema presenti nel Foglio sono localizzate esclusivamente nell'Anfiteatro di Franciacorta, lungo le pendici orientali del Monte Alto e nella porzione SW dell'anfiteatro stesso, e in particolare nell'area compresa tra Adro ed Erbusco.

Morfologia e paleogeografia. Il Sintema di Camignone, rispetto alla sua originaria continuità, appare smembrato in più parti in seguito a processi erosivo/deposizionali avvenuti successivamente alla sua messa in posto. In particolare l'unità è stata intensamente rimodellata dall'azione operata dai torrenti glaciali che fuoriuscivano dall'anfiteatro nel corso delle glaciazioni Fantecolo e Monte Piane. Accanto a questo va aggiunta l'azione della pedogenesi e la presenza di una coltre eolica pressoché continua, fattori questi che tendono a smussare le asperità e diminuire il contrasto morfologico.

Età. Il Sintema di Camignone è riferibile al Pleistocene medio.

11.2.5. - *Sintema di Fantecolo* – FAT

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata: till d'alloggiamento. Diamicton massivi, localmente risedimentati, da caotici a gradati: depositi di contatto glaciale. Ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea o a supporto clastico: depositi fluviali e/o fluvioglaciali. Limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normal consolidati o

sovracosolidati: depositi eolici. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie molto erose, con copertura *loessica* multipla, profilo di alterazione con profondità superiore a 3 m; colore 5+7.5 YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici alterati o con *cortex*.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Mindel p.p. (VECCHIA O.,1954); Riss p.p. (BONI A. e CASSINIS G., 1973; CHARDON M., 1975); Sedena moraine p.p.(CREMASCHI M., 1987), Unità di Grumello del Monte (AA.VV, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è una superficie di erosione, caratterizzata da una coltre eolica molto discontinua e da un profilo di alterazione quasi sempre troncato che, dove è conservato, presenta i seguenti caratteri: colore della matrice: 5÷7.5YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione: 2,2 m su till, 4,0 m su ghiaie fluviali, 3,2 m su sequenze complesse; coltre eolica multipla: *loess* 10YR, *loess* 7.5YR, *loess* da 7.5 a 10YR con presenza di fragipan; orizzonti pedologici diagnostici: orizzonti Bt multipli, su depositi glaciali e fluviali, orizzonti Btx su depositi fluviali e *loess*; presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici; alterazione dei clasti: litotipi calcarei argillificati, litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*, litotipi vulcanici alterati o con *cortex*.

L'unità è ricoperta dal Sintema di Monte Piane, dai depositi fluviali del Supersintema di Monterotondo, del Sintema di Cantù e dal Sintema del Po. È ricoperta dai depositi del Supersintema di Palazzago. Il limite inferiore è costituito da una superficie erosiva debolmente immergente verso il lago (per quanto riguarda le aree dell'anfiteatro), che lo pone a contatto con il Sintema di Camignone. Nel settore a SW di Paratico, lungo la forra dell'Oglio, il sintema ricopre i conglomerati del Gruppo di Foppe.

Litologia. Il sintema è costituita da:

- till d'alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovracosolidata, di colore 2.5Y delle Munsell Soil Color Charts (Value 6+7; Chroma 1+3). Clasti con dimensioni massime sino a 70 cm, moda compresa tra 4 e 7 cm. La percentuale dei clasti rispetto alla matrice varia tra il 30% e il 50% e la loro forma è prevalentemente subarrotondata e subspigolosa. Presenza di ciottoli a ferro da stiro e di clasti striati. Locali livelli di sabbie.

- depositi di contatto glaciale: diamicton massivi, localmente risedimentati, da caotici a gradati; locale presenza di lenti di materiali fini (limi e sabbie)

- depositi fluviali: ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea o a supporto clastico, con ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali; ghiaie da rozzamente a moderatamente selezionate, con dimensioni massime sino a 60 cm, moda tra 4 e 8 cm. Locale presenza

di livelli cementati, discontinui. Lenti di sabbie e limi, da massivi a laminati.

- depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normal consolidati o sovracosolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi centimetri (*loess* colluviati).

Petrografia dei clasti: poligenica a dominante carbonatica, con presenza di clasti alpini, fatto salvo per i depositi di conoide (area a NE di Chiuduno), la cui petrografia è dominante locale.

La coltre eolica che lo ricopre è discontinua, con spessore massimi inferiori ad 2 m.

Area di affioramento. I depositi glaciali di questo sintema sono attualmente confinati nell'Anfiteatro di Franciacorta nell'adiacente Foglio Iseo, completamente scollegati dai depositi fluviali e di conoide presenti nel Foglio e ad esso riferibili per correlazione di quota e per i caratteri dell'alterazione della superficie limite superiore.

Morfologia e paleogeografia. A questa unità sono stati riferiti i lembi di depositi fluviali/fluvioglaciali terrazzati esterni all'anfiteatro sebino. Questi sono testimoni relitti di un più ampio *sandur*, legato alle fasi glaciali medio antiche che si sono spinte fino alla pianura, che è stato in larga parte smantellato dai depositi fluviali e fluvioglaciali successivi.

Età. Il Sintema di Fantecolo è riferibile al Pleistocene medio.

11.2.6. - Sintema di Monte Piane – PAE

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovracosolidata: till d'alloggiamento. Depositati fini massivi o laminati, da normal consolidati a sovracosolidati, diamicton massivi, localmente risedimentati, da caotici a gradati: depositi di contatto glaciale. Ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbioso limosa calcarea o a supporto clastico: depositi fluviali e/o fluvioglaciali. Limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normal consolidati o sovracosolidati: depositi eolici. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie abbastanza ben conservate, copertura *loessica* multipla, profilo di alterazione con profondità superiore a 2,5 m; colore 5+7.5 YR; clasti calcarei argillificati, alpini e vulcanici alterati o con *cortex*.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Riss (VECCHIA O.,1954), Würm (BONI A. e CASSINIS G., 1973; CHARDON M., 1975); Solferino *moraine* p.p. (CREMASCHI M., 1987).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il sintema presenta una superficie limite superiore con morfologie abbastanza ben conservate. È presente una

coltre eolica multipla, discontinua. Il profilo d'alterazione è spesso troncato; dove il profilo è conservato, presenta i seguenti caratteri tipici: colore della matrice: 5-7.5YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione: 2,0 m su till, 2,5 m su ghiaie fluviali; coltre eolica multipla: *loess* 10YR, *loess* 7.5YR, *loess* da 7.5 a 5YR con locale presenza di fragipan; orizzonti pedologici diagnostici: orizzonti Bt multipli, su depositi glaciali e fluviali, orizzonte Bt(x) sul *loess* basale; presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici; alterazione dei clasti: litotipi calcarei argillificati, litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*, litotipi vulcanici con *cortex*.

L'unità è ricoperta dal Supersistema di Monterotondo e, localmente, dai depositi del Sistema del Po. La superficie limite inferiore pone l'unità a contatto: con il substrato carbonatico, con una superficie erosiva immergente verso il lago; nelle restanti porzioni dell'anfiteatro con il Sistema di Fantecolo, secondo una superficie prevalentemente erosiva, la cui geometria è probabilmente ondulata, localmente evidenziata da lembi conservati di suoli sepolti. Nell'estremità NE del Monte Alto ricopre depositi che sono stati riferiti al Supersistema della Colma del Piano. I suoi depositi fluvioglaciali e/o fluviali arrivano a sovrapporsi ai depositi più esterni e antichi dell'Anfiteatro di Franciacorta.

Litologia. Il sistema è costituito da:

- till d'alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa limosa calcarea, sovraconsolidata, di colore 2.5Y delle Munsell Soil Color Charts (Value 6+7; Chroma 1+3). Clasti con dimensioni massime sino a 150 cm, moda compresa tra 4 e 10 cm. La percentuale dei clasti rispetto alla matrice varia tra il 30% e il 60% e la loro forma è prevalentemente subarrotondata e subspigolosa. Presenza di ciottoli a ferro da stiro e di clasti striati.

- depositi di contatto glaciale: depositi fini (da sabbie a limi argillosi), di colore 2.5Y (Value 4+6; Chroma 2+4); massivi o laminati (laminazione da piano parallela a convoluta). Da normal consolidati a sovraconsolidati. Presenza di clasti subspigolosi e subarrotondati; dimensioni massime decimetriche. Locale presenza di lenti di diamicton massivi, di depositi fluviali e di depositi lacustri. Questi depositi mostrano spesso deformazioni legate a glacioteonica.

- depositi fluvioglaciali e/o fluviali: ghiaie da massive a stratificate, a supporto di matrice sabbiosa limosa calcarea, o supporto clastico (anche open-work), con ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali; ghiaie da rozzamente a moderatamente selezionate, con dimensioni massime sino ad 80 cm, moda compresa tra 4 e 8 cm. Locale presenza di livelli cementati, discontinui. Lenti di sabbie e limi, da massivi a laminati.

- depositi eolici: limi e limi argillosi decarbonatati (pedogenizzati), normal consolidati o sovraconsolidati, con rara presenza di clasti di dimensioni di pochi centimetri (*loess* coluviati).

La petrografia dei clasti è poligenica, a dominante carbonatica, con presenza di clasti alpini.

Area di affioramento. Il Sistema di Monte Piane struttura la cerchia morenica altimetricamente più elevata dell'anfiteatro, con quote massime comprese tra i 340 e 350 ms.l.m. Veniva per questo definito dagli A.A. come morenico delle "cerchie più elevate". I suoi depositi si rinvengono esclusivamente nell'Anfiteatro di Franciacorta. Nel Foglio Bergamo affiora tra Cortefranca ed Erbusco.

Morfologia e paleogeografia. Il carattere più evidente del sistema è l'accentuata espressione morfologica delle sue morene terminali: tale assetto è molto probabilmente dovuto alla presenza di morene di sovrapposizione. Piccoli lembi di un *sandur* riferibile al sistema (per quota e carattere del limite superiore) si rinvengono immediatamente a Sud di Capriolo.

Età. Il Sistema di Monte Piane è riferibile al Pleistocene medio.

11.2.7. - Supersistema di Monterotondo – RO

Definizione. Depositati glaciali, di contatto glaciale, lacustri, fluviali (localmente cementati) e di conoide, di versante, eolici e travertini. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, copertura *loessica*, profilo di alterazione con profondità massima di 2,8 m; colore 5+10YR; clasti: calcarei argillificati, alpini in parte alterati o con debole *cortex*, vulcanici raramente alterati.

Localmente è stato suddiviso nelle seguenti unità informali di rango inferiore: Unità di Torbiato (**ROO**), di Borgonato (**ROB**), di Timoline (**ROY**).

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come: Würm e Riss p.p. (Vecchia O., 1954); Würm p.p. (BONI A. e CASSINIS G., 1973; CHARDON M., 1975); Solferino *moraine* p.p. (CREMASCHI M., 1987), Complesso dell'Oglio p.p. (AA.VV., 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore nel suo complesso è perlopiù sindeposizionale, con morfologie evidenti, solitamente ben conservate (fatto salvo per l'attività antropica) e presenza di una coltre eolica fortemente discontinua. I principali caratteri delle superfici delle unità in cui è stato suddiviso il supersistema sono i seguenti:

- Unità di Torbiato: la superficie limite superiore è caratterizzata da colore della matrice: 5-10YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione:

1,9 m su till, 2,0 m su ghiaie fluviali, 2,8 m su sequenze complesse; coltre eolica multipla: *loess* 10YR, *loess* 7.5YR; orizzonti pedologici diagnostici: fino a tre differenti orizzonti Bt, su depositi glaciali e fluviali, presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici; alterazione dei clasti: litotipi calcarei argillificati, litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*, litotipi vulcanici raramente alterati. È ricoperta dai depositi dell'Unità di Borgonato, dal Supersistema di Palazzago e dal Sintema del Po. La superficie limite inferiore è erosiva con i depositi del Supersistema della Colma del Piano e del Sintema di Monte Piane, secondo una superficie a basso angolo immergente verso il lago. Nel settore dell'Anfiteatro di Sarnico – Paratico erode e terrazza i depositi (fluviali e lacustri) del Sintema di Paderno di Franciacorta.

- Unità di Borgonato: la superficie limite superiore è caratterizzata da colore della matrice: 7.5 ÷ 10YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione: 0,9 ÷ 1,5 m su till; 1,5 m su ghiaie fluviali; 2,1 m su sequenze complesse; coltre eolica multipla: *loess* 10YR e *loess* 7.5YR; orizzonti pedologici diagnostici: fino a due differenti orizzonti Bt, su depositi glaciali e fluviali, presenza di laccature FeMn negli orizzonti argillici; alterazione dei clasti: litotipi calcarei argillificati, litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*, litotipi vulcanici raramente alterati. È ricoperto dai depositi dell'Unità di Timoline e dal Sintema del Po.

La superficie limite inferiore è erosiva con i depositi dell'Unità di Torbiato, con i depositi del Sintema di Monte Piane e con i depositi del Supersistema della Colma del Piano. Nel settore dell'Anfiteatro di Sarnico – Paratico ricopre con limite erosivo i conglomerati del Gruppo di Foppe.

- Unità di Timoline: la superficie limite superiore è caratterizzata da colore della matrice: 7.5 ÷ 10YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione: 0,9 ÷ 1,5 m su till, 1,4 m su ghiaie fluviali, 2,1 m su sequenze complesse; coltre eolica: *loess* 7.5 ÷ 10YR; orizzonti pedologici diagnostici: fino a due differenti orizzonti Bt, su depositi glaciali e fluviali, orizzonti Btg e Bg sui depositi di contatto glaciale/glaciolacustri, presenza di laccature Fe-Mn negli orizzonti argillici; alterazione dei clasti: litotipi calcarei argillificati, litotipi alpini in parte alterati o con *cortex*, litotipi vulcanici raramente alterati. L'Unità è erosa e ricoperta dal Sintema di Cantù e dal Sintema del Po.

La superficie limite inferiore è erosiva con i depositi dell'Unità di Borgonato, secondo una superficie a basso angolo immergente verso il lago; con i depositi del Sintema di Monte Piane e del Supersistema della Colma del Piano secondo una superficie erosiva immergente verso l'anfiteatro. Nel

settore dell'Anfiteatro di Sarnico – Paratico ricopre con limite erosivo circa suborizzontale i conglomerati del Gruppo di Foppe.

Nelle aree dove non è stato distinto in unità, il supersistema è ricoperto dai depositi del Sintema del Po. I suoi depositi fluvio-glaciali/fluviali arrivano ad erodere e ricoprire le unità più esterne dell'anfiteatro (Sintemi di Fantecolo, Camignone, Paderno di Franciacorta).

Litologia. La litologia del supersistema è determinata da quella delle unità che lo compongono. Dove questo viene cartografato come indistinto, risulta costituito da depositi glaciali indifferenziati o da depositi fluvio-glaciali e/o fluviali. La petrografia dei clasti è a dominante carbonatica, con presenza di clasti alpini.

- L'Unità di Torbiato (**ROO**) è costituita da till d'alloggiamento, till di ablazione, depositi di contatto glaciale, di versante s.l., fluviali con locale cementazione.

- L'Unità di Borgonato (**ROB**) costituita da till d'alloggiamento, till di ablazione, depositi di contatto glaciale, fluviali con locale cementazione.

- L'Unità di Timoline (**ROY**) è costituita da till d'alloggiamento, till di ablazione, depositi fluviali, lacustri (ambiente proglaciale), travertini.

Area di affioramento. Il Supersistema di Monterotondo è arealmente l'unità maggiormente affiorante nell'Anfiteatro Sebino e nelle aree di piana fluviale/fluvio-glaciale ad esso esterne. Nella suddivisione operata dagli autori precedenti, rientrava tra le "cerchie elevate", è confinato esternamente dalla cerchia principale, dal punto di vista altimetrico, dello stesso (costituita dal Sintema di Monte Piane); i suoi depositi glaciali si rinvengono sino ad una quota massima di circa 300 ms.l.m.

Morfologia e paleogeografia. La morfologia della porzione interna dell'anfiteatro è in larga misura modellata sui depositi del supersistema, con presenza di cordoni morenici con vario grado di espressione morfologica, ampie piane fluvio-glaciali e lacustri - spesso sede di cave attive o riciclate in discariche - terrazzi di contatto glaciale.

Molte delle superfici morfologicamente classificabili come terrazzi di kame appartenenti all'Unità di Torbiato e di Borgonato sottendono in realtà una realtà più complessa: piani di scivolamento del ghiacciaio, immergenti verso il lago, strutturati su depositi glaciali di fondo (till plain) e localmente ricoperti da depositi riferibili ad un ambiente di contatto glaciale. Allo stato attuale delle conoscenze, non è possibile stabilire se le tre unità informali in cui è stato distinto il supersistema corrispondano a pulsazioni di una stessa glaciazione o appartengano a distinti eventi glaciali.

Età. Il Supersistema di Monterotondo è riferibile al Pleistocene medio – Pleistocene superiore (?).

Fig. MM – Unità dell' Anfiteatro dell'Oglio - Schema dei rapporti stratigrafici

11.3 - UNITÀ DEL BACINO DELL' OGLIO, SOTTOBACINO CHERIO (CORBARI D., FERLIGA C., ROSSI S.)

11.3.1. - Conglomerato di Torre Ripa - CTP

Definizione. Conglomerati a ciottoli arrotondati con matrice arenacea, grossolanamente stratificati; cementazione buona. Clasti costituiti da rocce carbonatiche locali, con subordinate rocce provenienti dalla Val Camonica.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, così definita dagli autori precedenti: Ceppo dell'interglaciale Mindel-Riss, Ceppo dell'interglaciale Riss-Würm (VENZO, 1945); Ceppo dell'Anaglaciata I-II (VENZO, 1949a); Ceppo (DESIO & VENZO, 1954).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. L'unità è limitata superiormente dai depositi glaciali e fluvioglaciali del Supersistema della Colma del Piano, che costituiscono sempre il limite superiore dell'unità entro l'asse vallivo, e dalle alluvioni del Sistema del Po. Inferiormente il limite è dato, in tutti i casi osservati, dal contatto con il substrato.

I dati delle stratigrafie dei pozzi per acqua mostrano situazioni molto variabili: zone dove i conglomerati raggiungono spessori anche di 50 m, altre dove sono intercalati con lenti di argilla e ghiaia ed altre ancora dove mancano totalmente; in tutte le stratigrafie sufficientemente profonde i conglomerati non appoggiano mai su roccia (che compare solo in alcune stratigrafie nella zona di Gorlago a profondità di circa 90 m) ma su argille o alternanze argilloso-ghiaiose con blocchi, delineando quindi una situazione complessa per cui non esistono sufficienti dati da consentire un'interpretazione.

Litologia. L'unità è costituita da depositi alluvionali caratterizzati da conglomerati a supporto clastico, localmente a supporto di matrice arenaceo siltitica; grossolana stratificazione suborizzontale; i ciottoli, da arrotondati a subspigolosi, hanno forme ellissoidali e subsferiche, con dimensioni medie tra 2 e 7 cm e dimensione massima osservata di 40 cm. Cemento carbonatico, con grado di cementazione da moderato a elevato. La composizione petrografica è dominata da rocce carbonatiche (fino ad 80 - 90%); seguono, in ordine di abbondanza rocce terrigene (Verrucano Lombardo, vulcanoclastiti) e, in quantità nettamente subordinata le metamorfiti (gneiss). Si tratta di depositi alluvionali con alimentazione prevalente dai versanti della Val Cavallina e solo parzialmente camuna, con probabile rimaneggiamento di depositi glaciali.

Area di affioramento. L'unità si rinviene principalmente lungo le scarpate dei terrazzi di Colognola e di Berzo S. Fermo. In affioramenti arealmente modesti si osserva anche a Sud di Grone e sul fondovalle tra Borgo di Terzo e Luzzana. Affiorano inoltre lungo l'incisione fluviale del Torrente Tadone e, a piccoli lembi, lungo l'alveo attuale del Cherio.

Morfologia e paleogeografia. I depositi fluviali dell'unità formano l'ossatura della porzione centro settentrionale del principale terrazzo della Val Cavallina (Colognola e Berzo S. Fermo). La composizione petrografica dei conglomerati evidenzia la presenza di litotipi camuni che potevano derivare da un'alimentazione glaciale diretta o da un rimaneggiamento di precedenti depositi glaciali e fluvioglaciali. Testimoniano inoltre antichi eventi fluviali che hanno interessato lo sbocco in pianura del F. Cherio; la profondità cui si ritrova il substrato roccioso nella zona pedemontana indica la presenza di una forte incisione esistente già prima della messa in posto dell'unità. La forte dominanza dei litotipi derivanti dalle successioni sedimentarie calcaree, affioranti lungo la bassa Val Cavallina, indicano una alimentazione da parte della Valcamonica estremamente ridotta, dando così all'unità una connotazione molto locale. L'unità, inoltre, non sembra essere il più antico evento dell'area, vista la presenza alla sua base (se i dati delle stratigrafie di pozzo sono attendibili) di depositi indicativi di ambienti continentali.

Età. I dati a disposizione non permettono una precisa attribuzione cronologica; sulla base dei rapporti stratigrafici si propone una età Pleistocene medio e, dubitativamente, al Pleistocene inferiore.

11.3.2. - Supersistema del Cherio - CH

Definizione. Ghiaie a supporto clastico o di matrice con ciottoli da subarrotondati ad arrotondati; ciottoli prevalentemente carbonatici locali, in netto subordine i litotipi siliceo-quarzosi di provenienza camuna (depositi fluvioglaciali); diamicton a supporto di matrice, clasti locali da subangolosi a subarrotondati e matrice argilloso-limoso (depositi di *debris flow*). Profilo di alterazione di spessore variabile, massimo 1,8 m, e colori tra 5 e 7.5YR; copertura loessica assente.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, indicata dagli autori precedenti come: fluvioglaciale ghiaioso, alterato per circa 1 m "livello fondamentale della Pianura" (Riss) p.p. (DESIO et alii, 1954); Wurm p.p. (CHARDON, 1975); Livello fondamentale della Pianura p.p. (Pleistocene superiore) (CREMASCHI, 1987); Unità di Spinone (Complesso dell'Oglio) p.p. e Unità di Trescore p.p. (FERLIGA et alii, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite superiore poligenico e polifasico, caratterizzato sulle superfici più alte, sino allo sbocco della valle, da suoli con orizzonti argillici rubefatti di spessore massimo osservato sino a 180 cm, con rubefazione molto probabilmente legata alla forte componente calcarea delle ghiaie; clasti carbonatici alterati, con *cortex* argillificato sino a 180 cm di profondità, silicoclasti arenizzati, colore della matrice tra 5YR e 7.5YR; fra Costa di Mezzate e Gorlago profili di alterazione di spessore sino a 120 cm, con clasti calcarei debolmente alterati e colore della matrice 7.5 YR.

Le superfici alte ed intermedie sono localmente ammantate da depositi di colata dal versante, attribuiti al supersistema di Palazzago. L'unità è inoltre troncata dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del supersistema del Po.

Limite inferiore non osservato direttamente; l'unità si appoggia lateralmente sulla successione mesozoica, e copre in discontinuità depositi glaciali attribuiti al supersistema della Colma del Piano e il conglomerato di Torre Ripa.

Litologia. Ghiaie massive a supporto di matrice sabbioso-limoso o argillosa pedogenizzata, con clasti sino a decimetrici, da subarrotondati ad arrotondati, selezione da discreta a buona; ghiaie stratificate, a supporto clastico, matrice sabbiosa, clasti arrotondati da centimetrici a decimetrici ben selezionati; intercalazioni di sabbie medie e fini; prevalenti clasti carbonatici della successione mesozoica, nettamente subordinati sia i clasti terrigeni (arenarie non calcaree e Verrucano) sia quelli endogeno-metamorfici (porfidi, quarzoscisti, micascisti, rari ciottoli di litotipi granitoidi molto alterati) (depositi fluvio-glaciali). Diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limoso pedogenizzata, con clasti sino a decimetrici da subarrotondati a subpigolosi, quasi esclusivamente di alimentazione locale, con esotici estremamente rari (depositi di *debris flow*).

Area di affioramento. Lembi isolati entro la valle del Cherio da Grone sino allo sbocco in pianura; da Gorlago e Carobbio in destra e sinistra dell'alveo attuale sino al margine meridionale del foglio.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie ben conservate, con orli di terrazzo netti allo sbocco della valle, via via meno evidenti scendendo verso Sud. Nell'area di Trescore-Zandobbio scarpate di altezza sino a 4-5 m, che si riduce ad 1-3 m fra Gorlago e *Tri Plok*; fra Montello e Costa di Mezzate scarpate erosionali anche sul margine occidentale, in corrispondenza dell'incisione del T. Zerra; verso Sud si attenuano sino a blando gradino morfologico digradante verso la valle dello Zerra. Lateralmente verso Est il

paleoalveo del torrente Rillo segna il passaggio alla piana fluvio-glaciale dell'Oglio (supersistema di Monte Rotondo)

Il supersistema riunisce almeno tre ordini di superfici morfologicamente e pedologicamente ben distinguibili. Il più antico ed alto costituisce lembi terrazzati isolati entro la valle, il terrazzo di Zandobbio e i terrazzi di Trescore, sospesi sino a 20 metri sull'alveo attuale. Entro esso è incassata la superficie che si estende fra Torre Ripa e *Tri Plok*, articolata in gradini minori e sospesa sino a 15 m sull'alveo attuale; essa appare troncata verso Sud da paleoalvei dello Zerra affluenti verso il Cherio. Fra Gorlago, S. Antonio e Carobbio si apre su ambedue le sponde l'ordine di superfici più basso, con articolazione interna via via minore e dislivello che si riduce ad un paio di metri rispetto all'alveo attuale. Il supersistema rappresenta quindi più fasi di deposizione alluvionale e/o fluvio-glaciale, ben distinguibili a scala locale.

Età. Pleistocene medio e superiore.

11.3.3. - *Supersistema dello Zerra - ZR*

Definizione. Ghiaie a ciottoli arrotondati con prevalenti clasti della successione cretacea e di poco subordinati silicoclasti con evidenze di alterazione, intercalazioni sabbiose (depositi alluvionali). Profilo di alterazione non osservato; morfologie conservate.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come Würm p. p. (DESIO, 1945; DESIO, 1952); complesso del Serio p.p., unità post-glaciale p.p. (FERLIGA et alii, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Profilo di alterazione non osservato. Il limite inferiore del Supersistema dello Zerra non è mai osservabile. Esso si giustappone a ovest alla superficie erosionale che tronca i depositi del Supersistema di grassobbio, e a est a quella che tronca i depositi del supersistema del Cherio, annegandone verso sud le superfici. Limite superiore coincidente con la superficie topografica.

Litologia. Il Supersistema dello Zerra comprende: -depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa, con clasti arrotondati, ben selezionati, calcareomarnosi prevalenti, subordinati calcari e silicoclasti alterati.

Area di affioramento. Valle dello Zerra tra Albano Sant'Alessandro e Montello sino a Costa di Mezzate; da qui sino al limite meridionale del foglio entro una fascia ampia sino a 3 km e comprendente il comune di Calcinato.

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben conservata. Entro la valle in corrispondenza di Albano Sant'Alessandro sono riconoscibili più ordini di

terrazzi con scarpate di altezza sino a 3 m; analogamente fra Montello e Costa di Mezzate; a sud di tale località l'alveo è riconoscibile solo come ampia depressione con i bordi smussati.

Il supersintema riunisce depositi ben distinguibili in base alla morfologia, caratterizzata da un'evidente gradonatura che entro l'abitato di Albano scende verso SE troncando nettamente la superficie attribuita al sintema del Serio che in questo tratto pende verso SSW.

Successivamente a tale troncatura il corso dello Zerra si è incanalato verso SE superando il M. Tomenone presso Montello, per poi proseguire verso sud; entro il limitrofo foglio Chiari, il corso d'acqua attuale confluisce nel corso del Cherio.

In località *Tri Plok* sono inoltre riconoscibili una serie di orli di terrazzo di altezza sino a 3 m, che delineano un primo alveo orientato direttamente verso il Cherio, in cui lo Zerra doveva confluire appena a sud di Gorlago, e successivamente disattivato.

Data la scarsità degli spaccati osservati e la locale obliterazione a causa dell'attività antropica degli orli dei terrazzi, non è stato possibile distinguere ulteriormente unità di rango minore all'interno del supersintema.

Età. La deviazione dello Zerra verso il suo corso attuale appare successiva alla deposizione del supersintema di grassobbio nonché a quella delle unità più antiche del supersintema del Cherio. Su tale base il Supersintema è attribuito ad un intervallo di tempo esteso dal Pleistocene medio sino all'Olocene.

11.4 - UNITÀ DEL BACINO DEL SERIO (C. FERLIGA)

11.4.1. - Conglomerato di Semonte - SEM

Definizione. Conglomerati stratificati a supporto di matrice arenacea grossolana o a supporto clastico, ciottoli arrotondati e selezionati, prevalentemente carbonatici; sabbie e arenarie grossolane (depositi alluvionali). Diamictiti a clasti eterometrici spigolosi e matrice litificata (depositi di frana). Depositati da ottimamente cementati a litificati.

Sinonimi. Unità di Semonte (FERLIGA, 2000)

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica (Calcere di Zorzino presso il cimitero di Gazzaniga); limite superiore erosionale polifasico, su cui poggia il Sintema di Masserini oppure coincidente con la superficie topografica.

Litologia. I Conglomerati di Semonte sono costituiti da depositi alluvionali:

- conglomerati stratificati in banchi metrici pianoparalleli, a supporto di matrice arenacea grossolana con abbondanti ciottoli di dimensioni da centimetriche a decimetriche, ben arrotondati e a sfericità ridotta; frequente embricazione, talora stratificazione obliqua a basso angolo;

- conglomerati grossolanamente stratificati a supporto di matrice limosa ocreacea con abbondanti ciottoli da 2 a 7 cm, subarrotondati, prevalentemente locali con sporadici elementi provenienti dall'alta valle.

Cementazione da ottima sino a completamente litificati. Le superfici esposte si presentano sempre alterate, con decarbonatazione preferenziale dei clasti rispetto alla massa di fondo, che si presenta in genere litificata; clasti riferibili al Verrucano Lombardo si presentano da molto alterati a completamente argillificati; marne e siltiti micacee ocree risultano argillificate; metamorfiti del basamento cristallino seriano pressoché iriconoscibili; ciottoli carbonatici di dimensioni inferiori al centimetro completamente disciolti, con nucleo argillificato e sottile guscio esterno intatto quelli più grandi.

Vengono attribuite ai Conglomerati di Semonte anche diamictiti a matrice carbonatica litificata e clasti eterometrici spigolosi carbonatici di dimensioni sino a metriche (depositi di frana), presenti presso Ca del Colle, per le caratteristiche di litificazione e alterazione analoghe e non confrontabili con altre unità presenti.

Area di affioramento. Affioramenti discontinui presso il cimitero di Gazzaniga e a ovest di questo; inoltre fra Ca del Colle - Vallalta e l'alveo del Serio.

Età. Terziario

11.4.2. - Formazione di Brugali - RUG

Definizione. Argille e argille limose compatte, di colore 5YR, con rari ciottoli arenizzati residuali (alteriti su depositi continentali neogenico-quadernari).

Sinonimi. Unità non cartografata in precedenza

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore sulla successione norica sommitale, limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica..

Litologia. L'unità riunisce lembi discontinui di argille e argille limose molto compatte, spesso con patine di ossidi di Fe-Mn, di colore 5YR, derivate da pedogenesi di depositi preesistenti di cui restano fantasmi di clasti solo alla base. Molti lembi mostrano spessore esiguo e vengono riconosciuti pertanto solo perché non derivati dall'alterazione della roccia sottostante (Argillite di Riva di Soto); in alcuni casi sono invece stati osservati, a profondità

superiori ai 5 m (scavi edilizi) ciottoli arrotondati sino a dm da arenizzati ad argillificati, con riconoscibili clasti di Verrucano Lombardo, porfiriti mesozoiche e marne scure.

Area di affioramento. Affioramenti discontinui entro i comuni di Leffe e Peia, e fra Vertova e Semonte (foglio Clusone; quivi non cartografati poiché osservati solo in scavo edilizio).

Età. L'alterazione interessa depositi più alti ed anteriori ai conglomerati presenti nell'area di Leffe, e posteriori ai conglomerati di Semonte (foglio Clusone, lembi non cartografabili). Si ipotizza quindi un suo sviluppo a partire dal Neogene e nel corso del Pleistocene.

11.4.3. - *Conglomerati del torrente Nese - TNE*

Definizione. Conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea con clasti subarrotondati carbonatici e terrigeni della successione mesozoica locale; cementazione ottima (depositi alluvionali).

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, indicata da RAVAZZI come conglomerati XXXXXXXX p.p. (19yy lavoro su Ranica).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato. Limite superiore erosionale con depositi del sintema di Fiorano o del gruppo di Vertova. Lateralmente si indentano con le argille marine della Formazione di Tornago.

Litologia. L'unità riunisce depositi alluvionali locali che si indentano lateralmente con le argille marine plioceniche: conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea, rozzamente stratificati; clasti da subangolosi a subarrotondati a selezione variabile, costituiti da litotipi della successione mesozoica locale; cementazione ottima.

Area di affioramento. Alveo del torrente Nese presso Nese di Alzano.

Età. Pliocene, sulla base dell'indentazione con le argille marine della Formazione di Tornago.

11.4.4. - *Formazione di Leffe - LEF*

Definizione. Limi, limi argillosi, sabbie fini, limi calcarei laminati, con livelli ricchi in gasteropodi dulciacquicoli; depositi lacustri. Torbe e ligniti in banchi metrici con macrofossili vegetali e resti di mammiferi: depositi palustri e di torbiera.

Sinonimi. Villafranchiano lacustre (f. 33, Bergamo); Formazione di Leffe (FERLIGA et alii, 2000)

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore con il substrato alterato (sondaggio Fornace Martinelli, nel limitrofo foglio Clusone); limite superiore erosionale con il Gruppo di Cazzano (fig. 1).

Litologia. La Formazione di Leffe riunisce una complessa successione di sedimenti, legati in gran parte a situazioni di bassa energia (lacustre-torbiera) noti nella loro successione stratigrafica completa solo attraverso dati puntiformi di sottosuolo (gallerie di miniera, grandi scavi edilizi, sondaggi).

Entro il foglio Bergamo affiora solo una porzione dell'unità, costituita da depositi lacustri: limi calcarei chiari, laminati, con gusci di molluschi dulciacquicoli.

Sotto l'abitato di Leffe è inoltre segnalata Ravazzi (1903; a cui si rimanda per la vasta bibliografia esistente sul bacino lacustre di Leffe) la presenza dei sottostanti depositi di torbiera, affioranti estesamente nel limitrofo foglio Clusone: livelli metrici di torbe e ligniti, talora con tronchi deformati per il carico, intercalati a banchi di limi argillosi nerastri con abbondante materia organica (gyttja).

Area di affioramento. Esposta in scarpata ed osservata in scavi edilizi sino a tutto l'abitato di Leffe.

Contenuto paleontologico. Caratteristica dei depositi della Formazione di Leffe è la presenza di una ricca fauna fossile a vertebrati. Entro i limi calcarei sono frequenti le associazioni a molluschi dulciacquicoli (ESU & GIROTTI, 1991). Abbondanti sono stati inoltre in passato i rinvenimenti, entro i banchi di lignite, di faune a vertebrati, fra cui *Archidiskon meridionalis* Nesti e *Rhinoceros etruscus* Falc. (VIALLI, 1956). Di notevole significato stratigrafico sono inoltre il contenuto palinologico e i macroresti vegetali (VENZO, 1950; LONA, 1950; RAVAZZI, 1992).

Età. Sulla base del contenuto palinologico e delle analisi paleomagnetiche (Bucha & Sibrava, 1986; Ravazzi, 1992) la deposizione dell'unità si estende dalla parte terminale del Pliocene al Pleistocene inferiore (Ravazzi, 1993).

11.4.5. - *Conglomerati di Seriate - SRT*

Definizione. Conglomerati a supporto clastico, matrice arenacea, ciottoli arrotondati, ben selezionati, cementazione da ottima sino a completamente litificati. Presenti sia litosomi a clasti carbonatici e silicei, sia a clasti prevalentemente carbonatici con silicoclasti dell'alta valle nettamente subordinati, separati da un paleosuolo (depositi alluvionali).

Sinonimi. Ceppo di varia età (DESIO et alii, 1954); Conglomerati del Serio (CHARDON, 1975); Conglomerati di Seriate p.p. (CORBARI et alii, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore non osservato; dati di pozzi ad uso idropotabile a sud di Seriate indicano la presenza sotto il livello conglomeratico di alternanze di sabbie e argille. Limite superiore erosionale, su cui poggiano depositi dei supersintemi della Selva di

Clusone, del Serio e di Gorle. Lungo l'alveo del Serio inoltre il litosoma conglomeratico è coperto dai depositi del sistema del Po, spesso in placche discontinue non cartografate a questa scala.

Litologia. I conglomerati di Seriate riuniscono almeno due litosomi conglomeratici di facies alluvionale ed alimentazione seriana, diversi per significato paleogeografico e stratigrafico e non distinguibili alla scala della carta. La distinzione appare evidente presso Grassobbio, ove i piloni del ponte dell'autostrada A4 poggiano su una successione di due diversi conglomerati, separati da un paleosuolo intercalato. Si distinguono due membri, non cartografabili separatamente:

- Conglomerati inferiori: conglomerati massivi a supporto di matrice arenacea, clasti ben arrotondati, di dimensioni medio-grandi; prevalenti clasti carbonatici (71% a Grassobbio, Corbari et *alii*, 2000), nettamente subordinati i clasti silicatici; cementazione da ottima sino a litificati. Alla sommità livelli discontinui di ghiaie a supporto di matrice limoso-argillosa pedogenizzata di colore 7.5YR, con alterazione sia dei clasti carbonatici che di quelli silicatici, e limite inferiore a pinnacoli incipienti, interpretate come paleosuolo sepolto.

- Conglomerati superiori: conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea, rozzamente stratificati, a clasti arrotondati, spesso a disco; prevalenti silicoclasti terrigeni e metamorfici dall'alta valle, di poco subordinati i clasti carbonatici; cementazione da ottima sino a completa litificazione. Poggianti, ove visibile, sui conglomerati inferiori a carbonati prevalenti.

I due corpi rappresentano quindi due fasi distinte di sedimentazione del corso d'acqua principale, separate da un'importante fase di emersione, durante la quale si assiste a monte ad un significativo cambiamento nell'alimentazione.

Area di affioramento. Scarpare del fiume Serio e alveo attuale, da Villa di Serio sino a Cavernago.

Età. Pleistocene inferiore?

11.4.6. - Formazione di Masserini - MAS

Definizione. Diamicton a supporto di matrice argillosa di colore 5YR con radi ciottoli residuali da appiattiti a disco, carbonati assenti, vulcaniti arenizzate, decolorate e con *cortex* di ossidi di Fe-Mn, Verrucano arenizzato e decolorato: alterite su depositi alluvionali.

Sinonimi. Unità di Casnigo p.p. (FERLIGA, 2000)

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il *parent material* dell'unità ha limite inferiore erosionale sulla successione norica o sui Conglomerati di

Semonte; la pedogenesi interessa l'intero spessore del deposito, e si spinge nei sottostanti Conglomerati di Semonte generando una superficie ad organi geologici. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, troncato dalla superficie erosionale entro cui è deposto il Sistema di Piodera.

Litologia. L'unità è da considerarsi un'alterite sviluppata su depositi alluvionali seriani: diamicton massivo a supporto di matrice argillosa di colore 5YR con abbondanti patine e noduli sino acentimetrici di Fe-Mn; radi ciottoli residuali arrotondati ed appiattiti: carbonati assenti, vulcaniti del Monte Cabianca decolorate, arenizzate e con *cortex* sino a 2 mm di ossidi Fe-Mn nero, arenarie del Verrucano arenizzate e decolorate, fantasmi di clasti argillificati chiari con patine di ossidi neri e rossi.

Area di affioramento. Superficie attorno a q. 470-500, a nord di Gazzaniga e a N di Ca del Colle (Vallalta).

Età. Pleistocene inferiore?

11.4.7. - Argille di Ranica - RNC

Definizione. Limi e argille grigi laminati, talora con resti vegetali (depositi palustri e lacustri)

Sinonimi. Argille lacustri (RAVAZZI, 2003).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La formazione poggia direttamente sul substrato alterato; il limite superiore coincide con la superficie topografica. Essa viene inoltre interpretata (Ravazzi et *alii*, 2001) come eteropica a conglomerati alluvionali di alimentazione seriana costituenti il locale terrazzo di q. 311 ("terrazzo di Borgosale", in carta attribuito al gruppo di Vertova). Le argille fra Grumello e il cimitero di Nese vengono cartografate (RAVAZZI et *alii*, 2001) come poggianti sulla Formazione del Tornamento, e limitate a tetto da una superficie erosionale entro cui sedimentano conglomerati di alimentazione seriana.

Litologia. La Formazione di Ranica è costituita da depositi caratteristici di un ambiente palustre-lacustre: argille limose grigie laminate, limi e limi argillosi con subordinate intercalazioni di sabbie fini. Alcuni livelli si presentano ricchi di resti vegetali. La porzione medio-bassa dell'unità è stata analizzata attraverso un sondaggio e numerosi scavi (RAVAZZI et *alii*, 2001), che evidenzia la presenza di diamicton a clasti centimetrici chiari o verdastri alterati, interpretati come depositi di colata dal limitrofo versante; alla base sono altresì segnalate intercalazioni di ghiaie attribuite dagli autori ai cosiddetti "Conglomerati di Casnigo" (sensu FERLIGA et *alii*, 2000).

Area di affioramento. Destra idrografica del Serio, a Nord dell'abitato di Ranica. Vengono inoltre riunite nella medesima unità le argille di età

analoga e affioranti a quotesimiliari, cartografate fra Grumello e il cimitero di Nese (RAVAZZI et alii, 2001) come ""*inoxic grey-blue clay and brown coals*". Un lembo analogo, di dimensioni non cartografabili è altresì segnalato in corrispondenza del campo sportivo di Alzano.

Morfologia e paleogeografia. Le argille di Ranica, note in letteratura già dal XIX secolo per l'attività estrattiva della locale fornace e per il ritrovamento di frammenti di cranio di *Libralces* sp., rappresentano la sedimentazione entro un'area di ristagno racchiusa fra la piana del Serio e le locali vallette incise nel substrato. Le argille sono cartografate (RAVAZZI et alii, 2001) entro le due vallette che delimitano il dosso di Bergamina sino a q. 330, per uno spessore totale di circa 36 m. Tale quota massima è circa 20 m più alta rispetto a quella della superficie di Borgosale, che secondo tali autori rappresenterebbe lo sbarramento seriano responsabile dell'aggradazione dei depositi lacustri. Data la non concordanza delle quote, si ritiene pertanto più plausibile uno sbarramento legato ai lembi discontinui di depositi alluvionali profondamente alterati presenti sopra Alzano fra quota 330 e q. 340, attribuiti al Sintema di Piodera; i conglomerati alluvionali sottesi alla superficie del "terrazzo di Borgosale" vengono invece qui interpretati come giustapposti entro una superficie erosionale successiva all'esaurimento del lago di Ranica, e pertanto appaiono diversi per età dai depositi alluvionali descritti negli scavi da RAVAZZI et alii (2001). La correlazione delle argille di Ranica ai depositi alluvionali pedogenizzati del sintema di Piodera concorda anche con le considerazioni cronostratigrafiche proposte da RAVAZZI et alii (2001).

Età. Sulla base delle analisi palinologiche e paleomagnetiche, l'unità è attribuita alla fine del Pleistocene inferiore.

11.4.8. - Sintema di Piodera - PID

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice, derivati dalla pedogenizzazione di ghiaie per spessori superiori ai dieci metri; matrice argillosa di colore 5YR, clasti da appiattiti a disco, carbonati assenti, vulcaniti acide da arenizzate ad argillificate, Verrucano arenizzato; patine e croste di ossidi di Fe-Mn: alteriti su depositi alluvionali.

Sinonimi. Fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse "ferretto" (Mindell) p.p. (DESIO et alii, 1954); Unità di Casnigo p.p. (FERLIGA, 2000)
Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica. Limite superiore coincidente con la superficie topografica; troncata dalla superficie erosionale su cui poggiano i depositi del gruppo di Vertova (fig. 2). Profilo di alterazione di spessore superiore ai

10 m, carbonati assenti, con arenarie del Verrucano arenizzate, arenarie del Gruppo dei Laghi Gemelli con *cortex* pluricentimetrico arenizzato e nucleo friabile, vulcaniti acide da arenizzate ad argillificate, metamorfiti scure arenizzate ed ossidate, diffuse patine, noduli e croste millimetriche di ossidi Fe-Mn, colore matrice 5YR.

Litologia. Il Sintema di Piodera è costituito da diamicton massivo a supporto di matrice argillosa, con sparsi ciottoli residuali silicei ben selezionati ed arrotondati, da appiattiti sino a disco; ciottoli carbonatici presenti come fantasmi argillificati solo nella porzione più profonda dell'ammasso. Si tratta quindi di un'alterite, sviluppata a spese dell'intero spessore di un originario deposito alluvionale di alimentazione seriana.

Morfologia. Non conservata; lembi discontinui o tasche di depositi completamente alterati tappezzano limitati ripiani o gradini morfologici in roccia.

Area di affioramento. In destra del Serio sino a Nese di Alzano, in sinistra sino a Cornale; ripiani compresi fra i 415 e i 370 m s.l.m..

Età. Pleistocene inferiore

11.4.9. - Gruppo di Cazzano Sant'Andrea - AZZ

Definizione. Conglomerati stratificati a supporto clastico e ciottoli ben selezionati ed arrotondati; depositi alluvionali. Diamictiti a supporto di matrice con clasti spigolosi. Cementazione da buona a ottima.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione; comprende una serie di terrazzi conglomeratici già indicati come Unità di Peia-Gandino (RAVAZZI, 2003), Unità di Casnigo (FERLIGA, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale, inciso profondamente entro le argille della Formazione di Leffe sino ad appoggiare direttamente sulla "serie biogenica" (Leffe, via Europa; fig. 1 già citata prima); limite superiore con materiali di alterazione attribuiti alla Formazione di Tribulina del Castello.

Litologia. Nell'area del foglio il Gruppo di Cazzano comprende depositi alluvionali di alimentazione locale: conglomerati a stratificazione orizzontale, supporto clastico, ciottoli ben selezionati, sino a decimetrici arrotondati ed appiattiti; embricazione frequente. Cementazione da buona a ottima.

Area di affioramento. Leffe, fra q. 460 e q. 475.

Morfologia. Ben conservata; nell'area del foglio il Gruppo di Cazzano è rappresentato dai depositi alluvionali locali che costituiscono i terrazzi più bassi e recenti entro gli abitati di Leffe e di Peia.

Età. Pleistocene medio?

11.4.10. - Formazione di Tribulina del Castello - TRI

Definizione. Limi arrossati (alteriti su depositi eolici); argille e limi argillosi con sparsi ciottoli silicatici residuali (alteriti su depositi alluvionali seriani); colore 7.5YR.

Sinonimi. Fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse “ferretto” (Mindel) p.p. (DESIO et alii, 1954), comprende le coltre di alterazione e di loess pedogenizzati cartografata come parte sommitale del Conglomerato di Casnigo in FERLIGA, 2000; e descritta in RAVAZZI, 19xx.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore ad organi geologici sui sottostanti conglomerati del Gruppo di Cazzano. Limite superiore coincidente con la superficie topografica.

Litologia. La Formazione di Tribulina del Castello riunisce una complessa sequenza di:

- alteriti: limi argillosi e diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limoso con sparsi ciottoli silicei residuali, spesso a disco; clasti da alterati ad arenizzati: litareniti verdi e rosse con *cortex* pluricentimetrico estremamente friabile e rubefatto, gneiss friabili, marne ocracee argillificate, conglomerati permiani con clasti quarzosi in rilievo; colore della matrice 7.5YR5/6

- depositi eolici: limi pedogenizzati.

Area di affioramento. Superficie dell'abitato di Peia.

Età. Pleistocene medio

11.4.11. - Gruppo di Vertova - VET

Definizione. Conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea con clasti silicei e carbonatici arrotondati, da appiattiti a disco, ben selezionati; intercalazioni decimetriche di arenarie; Cementazione ottima; spesso carsificati e con scavernamenti (depositi alluvionali). Diamicton massivi a supporto di matrice pedogenizzata argilloso-limoso con clasti residuali silicei da arenizzati ad argillificati, patine di Fe-Mn, spessore superiore a 10 m (alterite su depositi alluvionali).

Il Gruppo di Vertova comprende depositi sottesi a una evidente superficie terrazzata riconoscibile con continuità lungo ambedue i versanti della valle del Serio, e posta fra q. 400 m s.l.m. (Gazzaniga) e q. 300 (Ranica). Sono stati distinti (in carta ove possibile e solo come facies) i conglomerati di alimentazione seriana affioranti lungo la scarpata principale che tronca l'unità (Conglomerati di Vertova), dai diamicton massivi con ciottoli residuali alterati (Formazione di Colzate) presenti negli scavi edilizi in superficie, che verosimilmente risultano dalla completa alterazione del

litotipo conglomeratico, dato che in nessun caso è stato possibile osservare la transizione dal litosoma conglomeratico al suo profilo di alterazione.

Età. - Pleistocene medio

Formazione di Colzate (non distinta in carta)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice pedogenizzata argilloso-limoso con clasti residuali silicei da arenizzati ad argillificati, patine di Fe-Mn, spessore superiore a 10 m (alterite su depositi alluvionali).

Sinonimi. Unità di Vertova p.p. (FERLIGA, 2000)

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La Formazione di Colzate appoggia con limite erosionale sulla successione mesozoica affiorante; in particolare su litotipi carbonatici si osserva un limite ad organi geologici, con alterazione che si spinge per parecchi decimetri entro il sottostante. Il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Litologia. Diamicton a supporto di matrice argilloso-limoso con ciottoli esclusivamente silicatici: nuclei di Verrucano residuale con superficie molto scabrosa o clasti interamente arenizzati, micascisti da friabili ad arenizzati, siltiti ocracee completamente argillificate; fantasmi di ciottoli argillificati e deformati presenti al di sotto di almeno 7 m dal piano campagna; frequenti patine di Fe-Mn attorno ai ciottoli ed entro la matrice, colore 7.5YR. L'unità è il prodotto dell'alterazione di ghiaie alluvionali del fiume Serio, riconducibili per quota ai Conglomerati di Vertova.

Area di affioramento. Lembi isolati su dossi o superfici terrazzate, compresi tra 400 e 300 m s. l. m., sino a Nese di Alzano.

Conglomerati di Vertova

Definizione. Conglomerati a supporto clastico o di matrice arenacea con clasti carbonatici e silicei arrotondati, da appiattiti a disco, ben selezionati; intercalazioni decimetriche di arenarie; Cementazione ottima; spesso carsificati e con scavernamenti (depositi alluvionali).

Sinonimi. Unità di Vertova p.p. (FERLIGA, 2000)

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica; a nese di Alzano inoltre le facies alluvionali locali dell'unità poggiano sulla formazione di Ranica o sui Conglomerati del torrente Nese. Limite superiore erosionale con la superficie topografica

Litologia. L'unità è costituita da depositi alluvionali: conglomerati in banchi sino a plurimetrici, composti da più episodi amalgamati, a supporto clastico, localmente con matrice arenacea, ciottoli da centimetrici sino a 20 cm, selezione da discreta a buona, ben arrotondati, da subsferici ad appiattiti, spesso a disco, embricazione frequente; intercalazioni sino a metriche di arenarie

medie e grossolane, in strati sino a decimetrici laminati e gradati. Clasti prevalentemente carbonatici, verso Sud aumentano gradualmente i ciottoli provenienti dalla successione retico-giurassica, subordinati (30% circa) i silicoclasti provenienti dall'alta valle; nella valle del T. Nese sono presenti inoltre conglomerati di alimentazione locale, a clasti terrigeni cretacei, correlabili al litosoma dell'asse principale seriano. Cementazione ottima. Localmente carsificati e con scavamenti alla base dei banchi di maggiore potenza.

Area di affioramento. Destra idrografica del fiume Serio, ben osservabili fra q. 400 e q. 380 presso Gazzaniga e Comenduno, inoltre in piccoli lembi entro i centri abitati sino alla valle del T. Nese..

11.4.12. - *Supersintema di Fiorano - FIR*

Definizione. Conglomerati in corpi stratoidi, a supporto clastico o di matrice e ciottoli ben arrotondati, cementazione da buona ad ottima: depositi alluvionali. Profilo di alterazione troncato, spessore osservato superiore ai 3 m.

Sinonimi. Unità di Albino p.p. (Ferliga, 2000)

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Profilo di alterazione troncato, non osservato sino alla base, matrice argilloso-limoso 5YR, sparsi clasti silicatici residuali arenizzati, decarbonatazione in tutto lo spessore. Limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica, oppure per giustapposizione entro la superficie erosionale che tronca i depositi del gruppo di Vertova; limite superiore coincidente con la superficie topografica.

Litologia. L'unità comprende depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi a supporto clastico, con matrice arenacea da media a grossolana, ciottoli ben arrotondati, appiattiti o a disco, da centimetrici sino a 20-30 cm, ben selezionati; conglomerati a supporto clastico con abbondante matrice sabbiosa, clasti da subarrotondati ad arrotondati, mal selezionati. Clasti carbonatici e silicei provenienti dall'alta valle. Cementazione da buona a ottima.

Area di affioramento. Sponda sinistra del Serio sino a Cornale, e destra sino alla valle della Morla (Valtesse, toponimo IGM 1:25000 33ISW ed. 19yy).

Morfologia. Ben conservata; evidenti terrazzi con scarpate di altezza sino a 3 m, incassati entro i terrazzi del Gruppo di Vertova.

Età. Pleistocene medio

11.4.13. - *Sintema di Torre Boldone - TBO*

Definizione. Ghiaie pedogenizzate in corpi stratoidi, con ciottoli residuali silicei arrotondati (depositi alluvionali). Profilo di alterazione evoluto, con

spessore superiore ai 3.5 m, silicoclasti arenizzati, carbonati assenti, patine di Fe-Mn, colore della matrice 5YR, presenza di copertura *loessica* pedogenizzata e con orizzonti a *fragipan*. Morfologia conservata.

Sinonimi. Fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse "ferretto" (Mindel) p.p. (DeSio et alii, 1954); Unità di Torre Boldone p. p. (FERLIGA, 2000)

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Limite inferiore erosionale su substrato o per giustapposizione alla superficie erosionale che incide i depositi del sintema di Fiorano; limite superiore coincidente con la superficie topografica. Profilo d'alterazione di spessore superiore ai 3.5 m, argilloso-limoso con colore della matrice 5YR, silicoclasti residuali alterati: Verrucano Lombardo arenizzato, vulcaniti acide arenizzate e decolorate, carbonati assenti; abbondanti patine di Fe-Mn; copertura *loessica* pedogenizzata di colore sino a 7.5YR, con sviluppo di orizzonti a *fragipan*.

Litologia. L'unità comprende depositi alluvionali pedogenizzati: ghiaie in corpi stratoidi, con clasti arrotondati, ben selezionati, talora a disco, passanti verso a diamicton massivo a supporto di matrice limoso argillosa con clasti residuali silicei.

Area di affioramento. Sponda destra e sinistra del Serio, sino a Torre Boldone e Villa di Serio.

Morfologia. Ben conservata; lembi di terrazzo con scarpata netta, alta sino a 3 m rispetto alla superficie sottostante, via via riducentesi verso meridione, sino a 1.5 m presso Torre Boldone.

Età. Pleistocene medio

11.4.14. - *Sintema di Scanzorosciate - SNZ*

Definizione. Diamicton passivo a supporto di matrice con ciottoli arrotondati (depositi alluvionali pedogenizzati). Profilo di alterazione evoluto, di spessore osservato superiore ai 2 m, troncato, con silicoclasti arenizzati, carbonati assenti, colore matricer 5YR con glosse 2.5YR, e diffuse patine Fe-Mn. Morfologie parzialmente conservate.

Sinonimi. Fluvioglaciale ghiaioso ad argille arancio in tutta la massa ("Diluvium medio" auctorum), Riss, p.p. (DESIO et alii, 1954)

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Profilo di alterazione troncato; spessore osservato sino a 2 m, completamente decarbonato; matrice argilloso limosa di colore 5YR4/6 con glosse 2.5YR4/8; clasti residuali concentrati in orizzonti, più frequenti alla base; Verrucano Lombardo arenizzato, vulcaniti acide friabili e decolorate, fantasmi di clasti (gneiss?) bianchi arenizzati; abbondanti patine di Fe-Mn (fig. 3).

Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è annegato da depositi di colata dal versante attribuiti al gruppo di Pazzalago. Il limite inferiore non è stato osservato. L'unità si giustappone alla superficie erosionale che incide i depositi del Sintema di Torre Boldone.

Litologia. Il Sintema di *Scanzorosciate* comprende depositi alluvionali completamente pedogenizzati: diamicton massivo a supporto di matrice con clasti residuali arrotondati sino a decimetrici, da appiattiti a disco. Ciottoli silicoclastici dell'alta valle, carbonati assenti a causa della pedogenesi che interessa tutto lo spessore osservabile.

Area di affioramento. Sinistra e destra idrografica del Serio, sino a Bergamo (Valtesse) e a Scanzorosciate.

Morfologia e paleogeografia. Il Sintema di *Scanzorosciate* costituisce lembi di terrazzi discontinui entro il tratto vallivo del Serio, con orlo netto e ben riconoscibile. Presso Torre Boldone, Villa di Serio e Scanzorosciate, la sua superficie appare articolata da paleoalvei locali entro cui si incanalano depositi raccordabili alle superfici del Supersintema di Gorle.

Età. Pleistocene medio.

11.4.15. - Supersintema di Gorle - GO

Definizione. Conglomerati in strati suborizzontali, supporto clastico, ciottoli calcarei e silicei arrotondati, cementazione da buona a ottima; ghiaie a ciottoli arrotondati, sabbie e limi (depositi alluvionali). Profilo di alterazione di spessore variabile; morfologie conservate.

Sinonimi. Würm p. p. (DESIO, 1945; DESIO, 1952); fluvio-glaciale ghiaioso alterato per circa 1 metro "livello fondamentale della pianura" (Riss) p.p. (DESIO et alii, 1954); Complesso del Serio ? p. p. (CORBARI, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Profilo di alterazione di spessore variabile, in genere troncato o rimaneggiato dall'attività agricola, clasti silicatici dell'alta valle alterati, colore della matrice 7.5YR.

Il limite inferiore del Sintema di Gorle non è mai osservabile. Esso si giustappone alla superficie erosionale che tronca i depositi del Sintema di *Scanzorosciate*, annegandone la superficie nella porzione più prossimale; fra Seriate e Villa di Serio inoltre sotto i depositi del supersintema sono presenti conglomerati riferibili al gruppo di Seriate. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del Supersintema di grassobbio. Presso Torre Boldone le superfici più alte attribuite all'unità sono annegate da colate di depositi provenienti dai versanti e attribuiti al gruppo di Palazzago.

Litologia. Il Supersintema di Gorle comprende depositi alluvionali: conglomerati a supporto clastico con clasti arrotondati, ben selezionati, silicatici e carbonatici, e cementazione da buona a ottima; ghiaie a supporto clastico o di matrice sabbiosa, con ciottoli sino a decimetrici, arrotondati, con intercalate di sabbie e limi. Ciottoli prevalentemente carbonatici, subordinati silicoclasti dell'alta valle.

Area di affioramento. Dallo sbocco della valle principale sino a Sud di Seriate, e in senso ovest-est dal margine orientale di Bergamo sino alla piana tra Scanzorosciate e Albano Sant' Alessandro.

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben conservata, con più ordini di terrazzi e scarpate di altezza sino a 4 m, che si attenua verso sud e per le superfici più recenti.

Il Supersintema riunisce due ordini di superfici morfologicamente ben distinguibili. La più antica ed alta costituisce lembi isolati, troncati da paleoalvei successivi, allo sbocco della valle del Serio in corrispondenza di Pedregno e Torre Boldone; essa è delimitata da una scarpata netta, alta presso Gorle sino a 4 m e lungo la quale affiorano i conglomerati. Entro questo livello è incassata la superficie più recente, che si sviluppa a sud, articolata a sua volta in più ordini di terrazzi con scarpate sino a 2 m, spesso attenuate o mascherate dalla successiva attività antropica.

L'unità complessivamente costituisce a ovest una zona di alto che fa da spartiacque fra l'area di pertinenza della Morla e quella del Serio, solcata da due evidenti paleoalvei che incanalano le acque della valle Cardellone e della valletta sopra Ranica verso l'alveo del Morla. Sul lato Morla il limite è segnato da un gradino morfologico alto sino a 3 m, ben evidente entro l'abitato di Bergamo anche se rimaneggiato dal tracciato viario.

Ad Ovest del Serio, la superficie più recente si estende invece sino alle alture di M. Bastia – Monti d'Argon, ed è segnata presso Comonte da un paleoalveo piuttosto evidente, attribuito al torrente Zerra che in queste fasi confluiva nel Serio a nord del rilievo del M. Tomenone. Tra Albano Sant' Alessandro e Cascinotto del Lupo un netto gradino morfologico, rilevabile nonostante l'edificazione recente, tronca la superficie dell'unità, delimitandola verso sud, e segnando una fase di deviazione dello Zerra attraverso la sella occidentale del gruppo del Tomenone.

Età. Pleistocene medio.

11.4.16. - Supersintema di Grassobbio - BB

Definizione. Ghiaie a ciottoli arrotondati, sabbie e limi (depositi alluvionali). Profilo di alterazione di spessore variabile; morfologie ben conservate. Cementazione da assente a buona.

Sinonimi. Fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1 metro “livello fondamentale della pianura” (Riss) p.p. e fluvioglaciale ghiaioso terrazzato (Wurm) p. p. (DESIO et alii, 1954); alluvioni fluvioglaciali Wurm-Riss (“Diluvium recente”) p.p. (DESIO, 1962); Complesso del Serio ? p. p. (CORBARI, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Profilo di alterazione di spessore variabile, in genere troncato o rimaneggiato dall’attività agricola.

Il limite inferiore del Supersistema di grassobbio non è mai direttamente osservabile. L’unità poggia entro la superficie erosionale che tronca i depositi del supersistema di Gorle; lungo le scarpate del Serio, fra Gorle e Seriate, sotto ad essa sono riconoscibili conglomerati attribuiti al gruppo di Seriate. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del Supersistema della Selva di Clusone.

Litologia. Il Supersistema di grassobbio comprende depositi alluvionali: ghiaie in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto di matrice sabbiosa fine o a supporto clastico, con ciottoli sino a decimetrici, arrotondati. Intercalate sabbie e limi in sequenze laminate e gradate. Lungo le scarpate del Serio si osservano superfici erosionali con paleosuoli intercalati, e cementazione da buona ad ottima. Ciottoli prevalentemente carbonatici, subordinati silicoclasti dell’alta valle.

Area di affioramento. Da Seriate sino al margine meridionale del foglio.

Morfologia e paleogeografia. Il Supersistema di grassobbio costituisce una zona di alto simmetria rispetto all’alveo attuale del Serio e che fa da spartiacque fra l’area di pertinenza Morla e quella della valle dello Zerra. All’interno essa si presenta articolata in una serie di superfici terrazzate con orli sino ad un paio di metri a nord, e che si attenuano verso sud sino a scomparire tra Zanica e Cassinone; fra Grassobbio e Zanica essi disegnano un evidente paleoalveo inciso sino a 2-3 m di profondità rispetto alle superfici principali. In questo tratto verso ovest il gradino morfologico che delimita la valle del Morla appare poco evidente, obliterato dall’attività antropica e ricostruibile solo parzialmente sulla base della cartografia antica. Verso est invece gli orli di terrazzo disegnano nettamente una paleovalle che da Albano Sant’Alessandro supera il M. Tomenone uscendo presso località *ol Bù* e piega poi verso Cassinone, interpretata come paleoalveo dello Zerra, drenante verso il Serio, e successivamente catturato e deviato verso Est.

Età. Pleistocene medio – superiore?.

11.4.17. - *Supersistema della Selva di Clusone - SU*

Definizione. Ghiaie a ciottoli arrotondati, sabbie e limi (depositi alluvionali). Profilo di alterazione poco evoluto, colore 10YR; morfologie ben conservate.

Sinonimi. Fluvioglaciale ghiaioso terrazzato (Wurm) p.p. (DESIO et alii, 1954); alluvioni fluvioglaciali Wurm-Riss (“Diluvium recente”) p.p. e in destra Serio anche alluvioni ghiaioso-sabbioso-limose degli alvei abbandonati ed attivi (Olocene) p.p. (DESIO, 1962); Complesso del Serio ? p. p. (CORBARI, 2000).

Il Supersistema riunisce depositi legati all’ultima avanzata glaciale (LGM) entro il bacino del Serio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice 10YR.

Il limite inferiore del Supersistema della Selva di Clusone non è mai direttamente osservabile. L’unità risulta incassata entro la superficie erosionale che tronca i depositi del Supersistema di grassobbio (fig. 4); lungo le scarpate del Serio inoltre, fra Seriate e Grassobbio, sotto ad essa affiorano i conglomerati del gruppo di Seriate. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del Sistema del Po.

Litologia. Il Supersistema della Selva di Clusone comprende depositi alluvionali: ghiaie stratificate a supporto di matrice sabbiosa fine con ciottoli sino a decimetrici, arrotondati; ghiaie in corpi stratoidi o lenticolari a supporto clastico, matrice assente, ciottoli da centimetrici a decimetrici ben selezionati, localmente parzialmente cementate con pellicole di cemento calcifico che rivestono i clasti; intercalati livelli sabbiosi privi di strutture. Ciottoli prevalentemente carbonatici, subordinati silicoclasti dell’alta valle.

Area di affioramento. Da Seriate a Nord sino al margine meridionale del foglio, tra Urganano e Malpaga.

Morfologia e paleogeografia. Superficie incassata sino a 4-5 m entro la scarpata che corre in destra fra Seriate e Capannelle, in sinistra fra Seriate e Cavernago, con dislivello che tende a attenuarsi verso Sud, sino a scomparire del tutto tra C.na Costantina di Zanica e Malpaga, dove la superficie stessa annega quella attribuita al Supersistema di grassobbio. La superficie appare troncata dall’alveo postglaciale, con scarpata netta, di altezza sino a 5 m nel tratto settentrionale e via via riducentesi verso Sud.

Al suo interno la superficie presenta evidenti tracce di paleoalvei e di dossi maggiormente rilevati.

Età. Pleistocene superiore.

Fig. MM – Unità del Bacino del Serio - Schema dei rapporti stratigrafici (da inserire)

11.5 - UNITÀ DEL BACINO DELLA MORLA (C. FERLIGA)

11.5.1. - *Supersintema della Morla* - **MR**

Definizione. Ghiaie a ciottoli arrotondati con prevalenti clasti della successione cretacea e di poco subordinati silicoclasti con evidenze di alterazione, intercalazioni sabbiose (depositi alluvionali); argile, limi e sabbie (depositi lacustri). Profilo di alterazione di spessore variabile; morfologie conservate.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1 metro “livello fondamentale della pianura” (Riss) p.p. (DESIO et alii, 1954); alluvioni fluvioglaciali Wurm-Riss (“*Diluvium recente*”) p.p., (DESIO, 1962); unità di Torre Boldone p.p., antropico (FERLIGA et alii, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Profilo di alterazione di spessore variabile, in genere troncato o rimaneggiato dall'attività antropica; ove è stato possibile osservare spaccati (scavi edilizi) si caratterizza per un'alterazione nettamente maggiore dei clasti silicatici provenienti dall'alta Valle Seriana rispetto a quelli marnosi o calcareo marnosi della successione cretacea locale, elemento che porta ad interpretare gli apporti silicoclastici come “riciclati” da depositi seriani precedenti entro cui la Morla ha scavato il proprio alveo. Colore della matrice da 7.5YR, per i terrazzi più alti ed esterni, a 10YR in prossimità dell'alveo olocenico.

Il limite inferiore del Supersintema della Morla non è mai osservabile. Esso si giustappone alla superficie erosionale che tronca i depositi del Supersintema di “Gorle”, annegandone la superficie. Limite superiore coincidente con la superficie topografica.

Litologia. Il Supersintema della Morla comprende:

-depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa, con clasti arrotondati, ben selezionati, calcareomarnosi prevalenti, subordinati calcari e silicoclasti alterati di provenienza seriana.

-limi, limi sabbiosi e sabbie, osservati in scavo edilizio (Rigamonti I., com. pers. presso località ValVerde (toponimo IGM 1:25000 33ISO ed. 19yy) in sponda destra del Morla) (depositi di bassa energia e lacustri)

Area di affioramento. Valle della Morla a Nord dei Colli di Bergamo, e fra Bergamo bassa sino a Boccaleone a est e Azzano San Paolo a sud.

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben conservata, con più ordini di

terrazzi e scarpate di altezza sino a 3 m entro la valle a nord di Bergamo, che si attenua verso sud e per le superfici più recenti.

Il Supersintema riunisce una serie di episodi deposizionali distinti in base alla morfologia, caratterizzata da un'evidente gradonatura, “fossilizzata” dagli interventi edilizi sino agli inizi del secolo scorso, che fra il cimitero di Bergamo e Boccaleone scende nettamente a ovest verso un deponetro riconoscibile fra Via del Casalino e via Maglio del Lotto, passando appena a monte della stazione ferroviaria. In corrispondenza di Orio al Serio le morfologie risparmiate dall'aeroporto, confrontate con la cartografia precedente, permettono di riconoscere una superficie più alta, correlabile per quota all'Unità di “Gorle”.

Data la scarsità degli spaccati osservati e la locale obliterazione a causa dell'attività antropica degli orli dei terrazzi, non è stato possibile distinguere ulteriormente unità di rango minore all'interno del supersintema.

Età. La deviazione del corso della Morla appare successiva alla deposizione del supersintema di Gorle, e, data l'impossibilità di ulteriori distinzioni al suo interno, si protrae sino al XIV secolo circa (età presunta della disattivazione del corso d'acqua naturale). Su tale base il Supersintema è attribuito ad un intervallo di tempo esteso dal Pleistocene medio sino al XIV secolo.

11.6 - UNITÀ DEL BACINO DEL BREMBO (S.C.A. ROSSI, A. BINI)

11.6.1. - *Sintema di Endenna* - **END**

Definizione. Facies alluvionali intensamente alterate, localizzate a quote elevate. Sinonimi: unità di nuova istituzione non riconosciuta dagli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è costituito dalla superficie di contatto con il substrato eroso, ed è visibile nell'affioramento più alto dell'unità, al tornante a q. 500 lungo la carrozzabile che porta a Somendenna. Il limite superiore è sempre costituito da una superficie erosionale, coincidente con la superficie topografica.

Litologia. L'unità è costituita da depositi alluvionali caratterizzati da ghiaie a supporto clastico con ciottoli ben arrotondati fino a 30 - 40 cm di diametro; abbondanti i ciottoli discoidali; matrice sabbiosa abbondante. I clasti più abbondanti provengono dai porfidi della formazione di Collio, seguito da Verrucano Lombardo e terrigeni fini; clasti arenizzati e fantasmizzati. Verso S aumenta la frazione carbonatica. Il deposito è intensamente alterato: in pratica restano lembi dell'orizzonte C dei suoli sviluppatissimi sulle ghiaie e successivamente troncati. In corrispondenza dei

corsi d'acqua laterali si osservano clasti carbonatici e terrigeni locali con abbondante matrice (*debris flow*).

aree di affioramento: area di Endenna, a valle di Somendenna e su entrambe le sponde del Fiume Brembo, lungo i terrazzi fino a Cornello dei Tassi (Foglio Lecco) fino a q.670 m.

morfologie e paleogeografia: L'Unità di Endenna è costituita da depositi intensamente erosi, caratterizzati da svariati terrazzi con scarpate fino a 10 m di altezza. Le scarpate si sviluppano sia parallelamente al Brembo sia parallelamente ai corsi d'acqua che vi confluiscono. In Val Bruciata, tra Endenna e Grumello dei Zanchi, al vertice NW del Foglio, l'Unità di Endenna presenta una sola scarpata erosionale che va dalla sommità degli affioramenti al fondovalle, attraversando senza discontinuità morfologiche il limite inferiore dell'Unità di Endenna al contatto con il substrato litico (Argilliti di Riva di Solto, Dolomia Principale). Questo lineamento morfologico, che taglia sia l'Unità di Endenna che la successiva Unità di Stabello del Supersintema della Colma del Piano e del Supersintema di Lenna, nonché tutte le morfologie erosionali descritte, appare dunque correlabile ad un livello di base dell'erosione più vicino all'attuale che non a quelli riscontrati nelle unità di Endenna e Stabello: la Val Bruciata si è quindi evoluta più recentemente del resto dell'area.

Età. In questa unità sono compresi sicuramente eventi deposizionali separati.

Attualmente non esistono dati paleontologici o geocronometrici che possano fornire indizi per attribuire un'età, anche approssimata, al Conglomerato di Endenna. Per avanzare un'ipotesi occorre dunque riferirsi principalmente a considerazioni di carattere geometrico, essendo di scarso aiuto l'analisi del livello di alterazione delle ghiaie.

L'Unità di Endenna è costituita da depositi fluviali, la cui superficie di massima aggradazione si trova fino a quasi 200 m di quota più in alto dell'attuale livello medio del Fiume Brembo. Tenendo in considerazione il gradiente medio calcolato, ipotizzando per semplicità che i movimenti di carattere tettonico siano stati omogenei su tutto il corso del fiume, anche se in realtà vi sono state differenze, si desume che il limite superiore dell'Unità di Endenna potrebbe "sfociare" sulla pianura alla quota attuale di circa 410 m, se ne fosse rimasta traccia. Tale livello, che si trova a circa 165 m al disopra del corso attuale del Brembo, non è in equilibrio morfologico con alcuna superficie conosciuta al margine della pianura. E' inoltre più alta di 135 m rispetto ai depositi Plioceni della Formazione del Tornago e del Conglomerato di Madonna del Castello. Di conseguenza

l'Unità di Endenna è da considerarsi anteriore anche a queste due unità, e potrebbe quindi essere riferita al Pliocene inferiore.

11.6.2. - *Supersintema di Lenna* - **LE**

Il Supersintema di Lenna è costituito da sintemi che esprimono le fasi LGM di singoli apparati vallivi, mai entrati in coalescenza tra di loro o con i principali sistemi glaciali riferiti alla fase LGM. Tali depositi sono localizzati nel Bacino del Brembo, sia lungo la valle principale ed i suoi affluenti sia in valloni minori nei massicci afferenti allo stesso bacino. Nell'area del Foglio è presente solamente il Sintema di Zogno, costituito da depositi fluvioglaciali.

Definizione. Depositati alluvionali terrazzati lungo il Fiume Brembo da San Pellegrino a Zogno

Sinonimi. Unità di recente istituzione, descritta come Unità di Zogno del Complesso del Brembo da ROSSI S.C.A. et alii, 2000.

Superficie limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è sempre costituito da una superficie erosionale, che tronca il substrato e unità di età anteriore come il Conglomerato di Endenna ad Ambria. Il limite superiore è costituito in gran parte dalla superficie topografica, che frequentemente è una superficie erosionale, come sulle scarpate lungo il Fiume Brembo. Raramente il limite superiore è dato dal contatto con depositi di versante del Sintema del Po. L'alterazione di questi depositi è pressoché nulla: si osserva decarbonatazione solo nei primi centimetri dalla superficie. Localmente si presenta parzialmente decarbonata la matrice sabbiosa delle ghiaie, ma solo in aree ristrette.

Litologia. L'unità è costituita, nell'ambito del Foglio Bergamo, da depositi fluvioglaciali e depositi di versante ad essi eteropici: ghiaie a ciottoli arrotondati, fino a 20 cm di dimensione massima, a supporto clastico, con abbondante matrice sabbiosa grossolana e media, organizzate in letti grossolani a laminazione obliqua a scala metrica. Presenti ciottoli isoorientati e ciottoli embricati dove i letti sono meno inclinati. I ciottoli sono prevalentemente carbonatici, con percentuale di metamorfiti, porfidi e arenarie intorno al 30%; ghiaie a ciottoli eterometrici ben arrotondati, a supporto clastico con matrice sabbiosa estremamente abbondante, organizzate in grossolani letti planari, con rari ciottoli embricati e cluster; sabbie grossolane, più rare sabbie medie, prevalentemente in corpi lenticolari a laminazione incrociata, con lamine planari; sabbie fini, talora intercalate a limo, con laminazione pianoparallela da centimetrica a subcentimetrica; diamicton a ciottoli e blocchi fino a 80 cm immersi in

abbondante matrice limoso sabbiosa, grezzamente stratificati in banchi planari e letti lenticolari clinostratificati.

Area di affioramento. I depositi sono localizzati grossomodo lungo tutto il corso del Brembo tra Zogno, prevalentemente in destra idrografica, ed Antea, a N di S. Pellegrino, prevalentemente in sinistra idrografica. Gli affioramenti arrivano a q. 310 a Zogno, grossomodo a metà del paese, mentre a S. Pellegrino e ad Antea raggiungono q. 380 circa.

Morfologia e paleogeografia. Il sintema è caratterizzato da morfologie ridotte, essenzialmente terrazzi di erosione sviluppati sia lungo gli affluenti del Brembo, sia lungo il corso del fiume stesso. Il dislivello maggiore tra il tetto dell'unità e il corso attuale del fiume raggiunge i 20 m a S. Pellegrino, e si attesta intorno ai 10 m nell'area di Zogno. Si tratta di depositi di aggradazione del Fiume Brembo correlati, per quota, litologia e caratteristiche di alterazione, alle fasi LGM. Il limite superiore dell'Unità di Zogno aumenta di quota, procedendo verso nord, con un gradiente dello 0.7%.

Età. L'attribuzione al Pleistocene superiore deriva dall'ipotesi di correlazione geometrica e dei profili di alterazione con i depositi del Supersintema affioranti nei fogli superiori.

11.7 - UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGGIO (CORBARI D., BINI A.)

11.7.1. - *Supersintema dei Laghi*: Sintema di Cantù - LCN

Definizione. Depositii glaciali (till d'alloggiamento e in netto subordine till d'ablazione), di contatto glaciale, fluviali e di conoide alluvionale, lacustri. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, copertura loessica assente, profilo di alterazione con profondità inferiore a 1,2 m; colore 7,5+10 YR; clasti: calcarei alterati o con *cortex*, alpini inalterati o con debole *cortex*, vulcanici inalterati.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come Würm p.p. (VECCHIA O., 1954; NANGERONI G., 1965; BONI A. e CASSINIS G., 1973; CHARDON M., 1975); Solferino moraine p.p. (CREMASCHI M., 1987).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è deposizionale, caratterizzata da morfologie evidenti, solitamente ben conservate (attività antropica a parte) e dall'assenza di coltre eolica. Il profilo d'alterazione è molto spesso troncato o completamente asportato, sia per il suo limitato spessore sia per la intensa attività antropica che ha intensamente rimodellato l'originaria superficie topografica. Dove il profilo

è conservato, presenta le seguenti caratteristiche distintive: colore della matrice: 7,5-10YR; profondità massima del fronte di decarbonatazione: 1,0 m su depositi di contatto glaciale, 1,2 m su ghiaie fluviali; orizzonti pedologici diagnostici: Bt su depositi glaciali e fluviali, Btg: su depositi di contatto glaciale; alterazione dei clasti: litotipi calcarei alterati o con *cortex* da millimetrico a centimetrico, litotipi alpini inalterati o con debolissimo *cortex* decolorato, litotipi vulcanici inalterati.

è ricoperto dal Sintema del Po, situazione particolarmente evidente nell'area delle torbiere. Il suo limite inferiore, quasi mai visibile, è caratterizzata da una superficie di erosione suborizzontale o, per i depositi glaciali, blandamente immergente verso il lago, superficie che lo pone in contatto diretto con il substrato carbonatico oppure con i depositi dell'Unità di Timoline (Supersintema di Monterotondo). Lungo la forra del Fiume Oglio ricopre erosionalmente i conglomerati del Gruppo di Foppe.

Litologia. Il sintema è costituito da:

- depositi glaciali (till d'alloggiamento, dominanti): diamicton massivi a supporto di matrice limoso sabbiosa calcarea, sovraconsolidata, di colore 2.5Y delle Munsell Soil Color Charts (Value 6+7; Chroma 1+3). Clasti con dimensioni massime variabili dai 20 ai 100 cm, moda compresa tra 2 e 8 cm. La percentuale dei clasti rispetto alla matrice varia tra il 15% e il 50% e la loro forma è prevalentemente subarrotondata e subspigolosa. Presenza di ciottoli a ferro da stiro e di clasti striati.

- depositi fluviali e/o fluvioglaciali: ghiaie da massive a rozzamente stratificate, a supporto di matrice sabbiosa calcarea, o supporto clastico, con ciottoli subarrotondati, arrotondati e discoidali; ghiaie moderatamente selezionate, con dimensioni massime comprese sino a 70 cm, moda compresa tra 2 e 10 cm. Locale presenza di livelli cementati, discontinui. Sabbie da massive a laminate. Limi massivi e laminati.

- depositi di contatto glaciale: depositi fini limoso argillosi massivi, di colore compreso tra le pagine 10YR e 2.5Y (Value 4+6; Chroma 1+4), con presenza di screziature da idromorfia. Rari clasti subspigolosi e subarrotondati; dimensioni massime decimetriche. Locale presenza di lenti diamicton massivi, depositi fluviali e depositi lacustri.

- depositi lacustri: depositi fini limoso argillosi calcarei, da massivi a laminati, di colore compreso tra le pagine 2,5 e 5Y (Value 3+5; Chroma 1+4), con presenza di screziature da idromorfia. Di ambiente sia marginoglaciale che proglaciale.

La petrografia dei clasti è poligenica, a dominante carbonatica.

Area di affioramento. Il Sintema di Cantù struttura la porzione più interna dell'Anfiteatro sebino, con cordoni morenici la cui quota massima è

compresa tra i 200 e i 220 m s.l.m. Nel Foglio Bergamo il sintema affiora solo marginalmente: in corrispondenza del settore NW dell'Anfiteatro di Franciacorta, con limitati lembi di depositi fluviali/fluvioglaciali a SW di Paratico e con terrazzi incastrati che bordano la forra dell'Oglio.

Morfologia e paleogeografia. La morfologia di questa unità è rappresentata da cordoni morenici non particolarmente espressi dal punto di vista altimetrico, terrazzi di kame e piane fluvioglaciali.

Il Sintema di Cantù rappresenta lo LGM e risulta essere meno esteso rispetto a quanto cartografato dagli autori precedenti; la massa glaciale che fluiva a S del Mont'Isola era di limitate dimensioni e la sua parte terminale probabilmente galleggiava, senza riuscire ad arrivare a fondo lago, fermandosi poco ad W di Clusane. In corrispondenza del rilievo conglomeratico di Cremignane (Foglio Iseo) la lingua glaciale subiva una divisione in due lobi a causa del suo limitato spessore: il lobo orientale, compreso tra i rilievi giurassici di Provaglio (lato E) e Cremignane (lato W), chiuso a S dai cordoni dell'Unità di Timoline (Supersintema di Monterotondo); quello occidentale, compreso tra il dosso di Cremignane (lato E) e le prime pendici del Monte Alto (lato W), sempre chiuso a S dalla cerchia di Timoline. I sedimenti lacustri/palustri che si rinvengono nell'area delle torbiere e delle Lame non rappresentano altro che la sequenza di chiusura dell'evento sedimentario instauratosi in questi lobi (laghi terminoglaciali).

Il drenaggio delle acque di fusione del ghiacciaio avveniva attraverso due porte: ad W attraverso l'Oglio ed a S grazie al paleoalveo del Longherone (fuori carta).

Età. Uno studio palinologico di dettaglio condotto da Bertoldi R. su di una successione pollinica campionata nelle torbiere di Iseo (1989) ha fornito una datazione 14C eseguita su di un livello di torbe situato base di tale successione, poggiate direttamente sui depositi glaciali riferibili al Sintema di Cantù, fornendo una età di 9.000 ± 175 anni BP Sulla base di questi dati, il Sintema di Cantù è riferibile al Pleistocene superiore.

11.8 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

11.8.1. - Alteriti - **b6** (Bini A.)

Definizione. Argilla e argilla limosa talora con clasti sparsi, più o meno alterati, appartenenti al litotipo parentale; patine di Fe - Mn; colore 2,5YR o 5YR.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. I materiali che costituiscono l'unità non sono mai stati considerati dagli autori precedenti o al massimo inseriti nella "copertura eluvio-colluviale".

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è una superficie di marcata erosione che in gran parte dell'area ha completamente asportato l'unità e che corrisponde all'attuale superficie topografica o è coperta da depositi di versante. Il limite inferiore è dato dal passaggio graduale alla roccia sana con formazione di organi geologici.

Litologia. La litologia delle alteriti varia a seconda del litotipo parentale, a spese del quale si sono sviluppate le alteriti stesse. Quando il litotipo parentale è costituito dalle Argilliti di Riva di Solto o dal Calcarea di Zu, l'unità è costituita da argille e argille limose massive o argille con clasti sparsi. I clasti, quando presenti, sono rappresentati da carbonati completamente alterati, con dimensioni comprese fra 5 mm e 4 cm; localmente sono presenti scaglie millimetriche di marne nere, isorizzate negli orizzonti colluviali. Sono presenti patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn e miche. Il colore è compreso nelle pagine 2.5Y e 10YR delle tavole Munsell. Il materiale ha sempre aspetto massivo, consolidato e non si osservano variazioni dell'alterazione lungo la verticale. Spesso è visibile una bandatura dovuta all'alternanza di colori più rossastri e più grigi che riflette l'alternanza di litotipi più carbonatici e più marnosi come nella roccia originaria.

Quando il litotipo parentale è costituito dalla Dolomia Principale, l'unità è costituita da argilla oppure da argilla limosa con clasti sparsi, sono presenti patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn. Il colore varia tra bruno rossastro 2.5YR4/4 e 5YR4/4, rosso 2.5YR4/6 e rosso giallastro 5YR4/6. I clasti, quando presenti, sono costituiti da carbonati molto alterati e hanno dimensioni comprese fra 5 mm e 3 cm. L'unità è consolidata, con aggregazione prismatica oppure con aspetto massivo; non si osservano variazioni dell'alterazione lungo la verticale. Lo spessore massimo osservato è di 1,1 m.

Quando il litotipo parentale è costituito da litotipi selciferi, Calcarea di Domaro, Calcarea di Moltrasio e Calcarea di Sedrina, l'unità è costituita da argilla limosa con clasti sparsi o più raramente da limo argilloso con clasti sparsi. Il colore è rosso giallastro 5YR4/6, localmente tendente a bruno forte 7.5YR5/6. Sono presenti patine nere, millimetriche, di ossidi di Fe e Mn. L'unità può essere massiva o avere aggregazione prismatica. Per quanto riguarda la petrografia dei ciottoli, predominano le selci, grigie, se l'unità è sviluppata sul Calcarea di Moltrasio, o bianche, se l'unità è sviluppata sul Calcarea di Sedrina, con 60 - 80% rispetto ai carbonati, 40 - 20%, entrambi

con dimensioni comprese fra 5 mm e 5 cm. Le selci presentano un *cortex* di alterazione millimetrico, mentre i carbonati sono molto alterati. l'unità è consolidata e non si osservano variazioni dell'alterazione lungo la verticale.

Quando il litotipo parentale è costituito dalle Arenarie di Sarnico e altre rocce cretache ad alto contenuto terrigeno o su rocce terrigene a cemento carbonatico, si osservano litosomi che mantengono l'aspetto delle rocce originarie, ma risultano estremamente friabili e si frantumano con facilità, spesso anche a mano. Lo spessore dell'unità è di alcuni metri.

Area di affioramento. Data la forte erosione che hanno subito, le alteriti sono conservate in zone pianeggianti o a debole pendenza, nelle depressioni a monte delle contropendenze e in "tasche" a tetto del substrato. Gli affioramenti sono poco continui e con scarsa estensione areale. Si rinvengono principalmente lungo la fascia pedemontana, in corrispondenza delle unità cretache (Arenarie di Sarnico e Pietra di Credaro in modo particolare) tra Celatica Tolari e Sarnico e su unità mesozoiche come il Calcare di Zorzino come, ad esempio sul versante N del M.Crocione, o presso Castelli Calepio).

Morfologia e paleogeografia. Le alteriti testimoniano una lunga fase di alterazione del substrato in regime di biostasia. In passato lo spessore dell'unità doveva essere molto maggiore. Quanto si osserva attualmente è 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.

11.8.2. - *Supersistema di Palazzago - PA* (Bini A. - Ferluga C.)

Definizione. Limi e argille limose, massivi o rozzamente stratificati, con clasti di provenienza locale da millimetrici a centimetrici (depositi di versante); diamicton con abbondante matrice sabbioso-limosa e argillosa e clasti locali sino a centimetrici (depositi di *debris flow*). Superficie limite superiore poligenica e polifasica, con morfologie da ben conservate ad erose, profilo di alterazione con profondità molto variabile.

Sinonimi. Complesso di Palazzago (ROSSI et alii, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore coincide solitamente con la superficie topografica e presenta caratteri molto variabili: da situazioni in cui questa è ben conservata, erosa solamente dai

processi sedimentari legati al Sistema del Po, ad altre in cui è stata ripetutamente erosa e smembrata. I caratteri dell'alterazione sono anch'essi variabili, con situazioni molto dissimili fra di loro, pur nel quadro di una pedogenesi che determina un fronte di decarbonatazione solitamente superiore ad 1 m (dove questo non è troncato superiormente) e con caratteri idromorfi comuni. Spesso la determinazione del parametro alterazione risulta di difficile valutazione in quanto i depositi del supersistema derivano dalla mobilizzazione di suoli evoluti su substrato nel corso del Terziario (o ne ricevono un significativo apporto) per poi essere ulteriormente sottoposti all'azione degli agenti pedogenetici successivamente alla loro messa in posto.

La sua superficie di appoggio basale è erosiva, ondulata e a vario angolo; i depositi ammantano direttamente la successione mesozoica o depositi continentali neogenico-quadernari.

Litologia. Il supersistema è costituito da depositi di versante nel senso più ampio del termine, che rielaborano materiali prevalentemente fini derivati dall'alterazione e dalla pedogenesi delle unità presenti a monte - siano essi litotipi mesozoici più o meno competenti, depositi neogenico-quadernari incoerenti e pedogenizzati o coltri di origine eolica (*loess*) - e clasti residuali, spesso già alterati, delle medesime provenienze. Esso comprende quindi:

- depositi colluviali: limi e argille limose massivi o rozzamente stratificati, con sparsi clasti di provenienza locale da millimetrici a centimetrici, da subangolosi ad angolosi, spesso concentrati in orizzonti planari a debole inclinazione;
- depositi di *debris flow*: diamicton massivi o rozzamente stratificati, a supporto di matrice sabbioso-limosa e argillosa e clasti locali sino a centimetrici.

All'interno dell'unità si intercalano talvolta livelli di ghiaie a supporto clastico o di matrice, e clasti a selezione discreta, da centimetrici a decimetrici, da subangolosi a subarrotondati, legati all'azione di correnti trattive: si tratta di episodi alluvionali a scala locale e di durata limitata, non cartografabili separatamente, e che comunque rientrano nelle dinamiche caratteristiche delle fasce di raccordo fra rilievi pedemontani e pianura.

La petrografia dei depositi rispecchia quella dei versanti di alimentazione, ivi comprendendo anche clasti non locali ma derivati dalla rielaborazione di precedenti depositi alluvionali, con prevalenza dei litotipi più resistenti all'alterazione.

Area di affioramento. Valli tra Ranica e Torre Boldone; vallecole al raccordo fra margine pedemontano e pianura fra Scanzorosciate, Brusaporto e Cenate sopra; valle di Zandobbio; area fra Grumello del Monte e Telgate.

Morfologia e paleogeografia. Morfologia ben conservata, con coni e lobi di colata spesso coalescenti, che ammantano le morfologie preesistenti annegadole; superfici lateralmente continue, con inclinazione entro pochi gradi (tipo *glacis* d'accumulo); spesso reinciati e terrazzati, con cicli di sedimenti successivi incassati entro le superfici più vecchie.

I processi responsabili della genesi e messa in posto di questi depositi sono in relazione a condizioni periglaciali e di denudamento dei versanti, e pertanto si sarebbero ripetuti nel corso di ogni glaciazione, con complesse dinamiche di interazione e sovrapposizione. La polifasicità delle superfici e l'omogeneità sedimentologica e pedologica dei depositi non consentono quindi una correlazione ragionevolmente certa con le altre unità continentali presenti a scala locale.

Nel settore orientale del foglio, i depositi del supersistema colano formando superfici a basso angolo che colmano quasi completamente la valle dello Zerra fra Albano S. Alessandro e Montello, la valle di Cenate, la valle di Zandobbio; essi inoltre annegano, con netta discordanza, le scarpate dei terrazzi presenti fra San Paolo d'Argon e Cenate; fra Carobbio e Chiuduno e nell'area di Grumello-Telgate infine, le colate del supersistema di Palazzago ammantano superfici più alte rispetto all'antistante pianura, e sono a loro volta terrazzati da depositi delle fasi più recenti del supersistema del Cherio e da depositi del supersistema di Monterotondo.

Età. Il Supersistema di Palazzago comprende sedimenti messi in posto in un intervallo di tempo esteso dal Pliocene sino a tutto il Pleistocene.

11.8.3. - *Supersistema della Colma del Piano - CM (Bini, Rossi, Ferlita)*

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

Sinonimi. unità raduna tutti i depositi glaciali indicati dagli Autori precedenti come anteriori all'ultima avanzata glaciale ("preWürmiani"), nonché lembi di conglomerati interglaciali, in genere non segnalati da tali Autori; Unità di Piano, Unità di Monte Fossana (Complesso del Monte di Lovere), Unità di Spinone (Complesso dell'oglio) p.p.(CORBARI *et alii*, 2000)

Entro il foglio Bergamo il supersistema della Colma del Piano comprende depositi legati alle glaciazioni anteriori all'LGM presenti in due distinti bacini: il bacino del Brembo e il bacino dell'Oglio. In particolare in quest'ultimo si distingue una diffidenza del ghiacciaio camuno che nelle fasi anteriori all'LGM scendeva lungo la Valle del Cherio, e che ha lasciato una successione di depositi articolata e complessa. I tre ambiti geografici vengono pertanto trattati separatamente.

Bacino del Brembo

Solo un piccolo settore del Bacino del Brembo è incluso nel vertice NW del Foglio Bergamo. Questo tratto di valle, distale dal fronte del MEG identificato per il Ghiacciaio Brebano, è interessato da sequenze di sedimenti alluvionali alcuni dei quali vengono correlati agli episodi di glacialismo, e possono essere quindi considerati fluvio-glaciali distali.

L'unica unità riferibile al Supersistema della Colma è il Sistema di Stabello, costituito da facies alluvionali terrazzate che affiorano diffusamente nell'area situata in sinistra idrografica del Fiume Brembo nella conca di Zogno, dove ricopre terrazzi erosionali in roccia ed è troncato dalla superficie erosiva suturata poi dai depositi più recenti correlati allo LGM.

In Val Brebana l'Unità di Stabello risulta terrazzata dall'erosione, con una successione di scarpate alte fino a 2 m pressoché continua tra q. 390 e q.365, ove la topografia è complessivamente più ripida; tra q. 365 e q. 350 invece le scarpate sono più ridotte, e separate da pianori molto più ampi caratterizzati da pendenze verso valle conformi all'andamento dei torrenti che scendono dal versante sudorientale della valle.

La forma di ampie conoidi che assumono i depositi dell'Unità di Stabello, che appaiono evidenti soprattutto intorno all'abitato di Stabello, è puramente illusoria, in quanto il deposito alluvionale su un dosso in roccia che ha assunto forma di conoide per l'erosione di due corsi d'acqua adiacenti sui litotipi calcarei ben stratificati intercalati da peliti del calcare di Zu e delle Argilliti di Riva di Soltò. La successiva reinceisione del deposito alluvionale da parte dei medesimi corsi d'acqua ha poi ulteriormente rafforzato l'aspetto di conoide alluvionale.

Bacino dell'Oglio e anfiteatro dell'Iseo

Nell'ambito della valle dell'Oglio il supersistema costituisce estese placche di depositi glaciali e di contatto glaciale annidati entro le valli laterali di Vigolo (Unità di Paullo, non distinta in carta) e di Fonteno.

In esse sono presenti sia till d'alloggiamento che di ablazione: diamicton massivi sovraconsolidati, a supporto di matrice carbonatica variabile da

limoso sabbiosa a sabbioso limosa, con clasti di dimensioni da centimetriche a metriche; diamicton a supporto clastico o di matrice non sovraconsolidati. I depositi costituiscono coperture piuttosto continue, incise e terrazzate successivamente, presenti sino a q. 1000 m s.l.m. circa in valle di Fonteno e 800 m s.l.m. circa nella valle di Vigolo. Essi testimoniano ripetute fasi durante le quali il ghiacciaio della valle principale entrava nelle valli laterali, occupandole completamente.

Nell'area dell'anfiteatro il supersistema comprende depositi glacialigeni affioranti lungo i versanti del Monte Alto (Sistema di Valenzano, non distinto in carta), esternamente alle cerchie moreniche più esterne o a quote superiori a quelle da loro raggiunte. Si tratta di diamicton massivi a supporto di matrice, privi di morfologia propria conservata, caratterizzati da profili di alterazione troncati con orizzonti argillici multipli, diffuse laccature di Fe-Mn e di argilla, orizzonti a fragipan, clasti calcarei assenti o argillificati, clasti silicei con *cortex* o arenizzati, colore della matrice 2,5÷7,5YR; spesso sono coperti da coltri eoliche multiple caratterizzate da sequenze complesse in buona parte colluviate. Nell'area dell'anfiteatro, i depositi del supersistema della Colma (Sistema di Valenzano) assumono il significato di limie maimo raggiunto dal ghiacciaio dell'Oglio durante le glaciazioni plio-pleistoceniche (MEG).

Bacino del Cherio

Nella valle del Cherio il supersistema della Colma riunisce una successione complessa di unità, non distinte alla scala della carta, legate alle ripetute avanzate di trasfluente del ghiacciaio dell'Oglio attraverso la slla di Endine Gaiano.

La superficie limite superiore del supersistema è quindi di natura erosiva, poligenica e polifasica.

I depositi delle singole unità mostrano profili di alterazione via via più evoluti alle quote maggiori e in posizione più esterna e/o distale, permettendo talora di confermare la distinzione su base geomorfologico-stratigrafica di unità che testimoniano avanzate glaciali successive; analogamente anche le morfologie presentano grado di conservazione via via minore verso l'esterno, sino a coperture prive di morfologia propria o singoli erratici sparsi.

Il supersistema è localmente ricoperto dai depositi del Supersistema di Ranzanico e dell'Unità Postglaciale. La superficie limite inferiore è erosiva e pone il supersistema a contatto con le formazioni mesozoiche.

I depositi presenti sono costituiti da:

till d'alloggiamento e di ablazione: diamicton massivi solitamente

supraconsolidati, a supporto di matrice carbonatica variabile da limoso sabbiosa a sabbioso limosa, con clasti di dimensioni da centimetriche a metriche, passanti superiormente a diamicton a supporto clastico o di matrice non sovraconsolidati (depositi di contatto glaciale e più raramente till d'ablazione); sono inoltre presenti lenti di depositi fini limosi o limoso argillosi da massivi a laminati con *dropstone* (depositi lacustri marginoglaciali).

depositi fluvioglaciali e/o fluviali: ghiaie a supporto clastico o di matrice sabbiosa o sabbioso limosa, moderatamente organizzati e selezionati, con clasti da subarrotondati ad arrotondati;

depositi di conoide s.l.: ghiaie da massive a stratificate, a supporto sia clastico che di matrice, con clasti meno selezionati e arrotondati rispetto ai depositi fluvioglaciali e/o fluviali.

Estremamente caratteristica è la petrografia dei clasti, che riflette in qualche modo l'alimentazione dalla diffuente del ghiacciaio dell'Oglio: pur essendo prevalenti i clasti carbonatici e terrigeni locali, infatti, si ritrovano in percentuali variabili silicoclasti "esotici", trasportati direttamente dal ghiacciaio oppure rielaborati dalle acque di fusione.

Porzioni estese sia di depositi fluvioglaciali che di conoide si presentano localmente cementate, con cementazione variabile da irregolare ad elevata. Numerose sono inoltre le evidenze di deformazioni sindeposizionali e di glacioteonica, in prevalenza a spese dei depositi glaciali di fondo e di quelli fluvioglaciali/fluviali e lacustri.

In particolare sono distinguibili entro la valle del Cherio unità locali (tab. xy) con facies diversa, morfologia peculiare, grado di alterazione caratteristico, non sempre correlabili tra loro se non in base ai rapporti puramente geometrici. Sulla base di esse la valle appare riempita dal ghiacciaio durante la massima espansione (MEG) sino a quote attorno ai 760 m in corrispondenza del Lago di Endine, con un'estensione massima della fronte sino ad Entratico (unità di Monte Fossana); le fasi più recenti anteriori all'LGM sono invece testimoniate dalla morena terminale che sbarrò il lago, a cui si raccorda la piana fluvioglaciale (*sandur*) antistante (unità di Carice).

Età: Il Supersistema raduna corpi di età molto varia, compresa tra il Pliocene superiore e il Pleistocene medio

Tab. xx – supersistema della Colma. Valle del Cherio: Unità distinte ma non cartografate

11.8.4. - Gruppo del Culmine - CU (Ferliga C)

Definizione. Conglomerati e diamictiti massivi o rozzamente clinostatificati, con clasti spigolosi, mal selezionati, locali; da ottimamente cementati a litificati (depositi di versante). Piastroni clinostatificati sospesi rispetto al fondovalle attuale.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione; comprende placche cartografate come Unità di Comenduno p.p. (Albino), Unità Postglaciale p.p. (Ranzanico) (FORCELLA et alii, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite superiore erosionale, in gran parte coincidente con la superficie topografica attuale, sulla quale localmente poggiano depositi glaciali del supersistema della Colma del Piano (Ranzanico). Superficie limite inferiore erosionale sulla successione mesozoica.

Litologia. Il gruppo del Culmine comprende depositi di versante in genere clinostatificati: conglomerati a supporto clastico con matrice arenacea e clasti spigolosi eterometrici (detrito di versante); diamictiti massive a supporto di matrice fine con clasti di dimensioni sino a metriche (trasporto in massa); alternanze regolari di conglomerati a supporto clastico, scarsa o nulla matrice e clasti spigolosi a selezione discreta, e di conglomerati a supporto di matrice, clasti spigolosi a minore selezione, con cementazione minore (facies tipo *grezes lité*). Clasti alimentati dai versanti soprastanti, costituiti da rocce carbonatiche. Cementazione da discreta ad ottima, variabile talora nei singoli livelli in funzione della percentuale di matrice.

Area di affioramento. Placche isolate dall'erosione sul versante meridionale del Monte Rena, a SE di Peia e lungo il versante attorno a Ranzanico.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie parzialmente conservate, in erosione. I depositi si presentano come piastroni clinostatificati che rivestono il versante, troncati verso valle da scarpate erosionali nette, e sospesi anche di parecchie decine o centinaia di metri rispetto al fondovalle attuale.

Essi rappresentano quindi lembi residui di sedimenti non in equilibrio rispetto all'attuale topografia.

Età. I depositi riuniti nel Gruppo del Culmine non presentano elementi per poter essere datati se non in maniera relativa. La loro messa in posto si estende entro un arco di tempo compreso tra il Pliocene e l'intero Pleistocene.

11.8.5. - Gruppo di Prato Grande (GR) (Ferliga C.)

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

Sinonimi. Unità di nuova istituzione. Unità Postglaciale p.p. (FORCELLA et alii, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica; limite inferiore, erosivo sulla successione mesozoica o su depositi continentali precedenti. Profilo di alterazione troncato.

Litologia. Il Gruppo di Prato Grande è costituito da depositi di versante e di frana: diamicton massivi pedogenizzati, a supporto clastico o di matrice con clasti spigolosi derivati dalle pareti soprastanti o da depositi glaciali più antichi; ammassi rocciosi disarticolati e ribassati per gravità, entro cui appare ancora riconoscibile la successione stratigrafica ma con limiti dislocati; coperture di blocchi accatastati in situ alla sommità di ammassi disarticolati.

Morfologia. Il gruppo comprende singoli corpi di frana, con superficie convessa, contropendenza a monte e nicchia di distacco; estesi macereti a blocchi alla sommità di versanti ribassati per gravità; lobi e colate di materiale da piccole nicchie sul versante, con morfologie sempre ben riconoscibili.

Area di affioramento. Grandi corpi di frana parzialmente articolati, passanti verso l'alto a macereti di blocchi disarticolati presenti in valle del Lujò fra Villa del Dosso, Abbazia e Ponte Lujò; lobi e colate locali in valle del Cherio e del Serio.

Età. Pleistocene

11.8.6. - Sintema del Po - POI

Definizione. Diamicton e ghiaie con clasti spigolosi (depositi di versante, di frana e di *debris flow*); ghiaie e sabbie stratificate (depositi alluvionali); limi laminati, argille, torbe (depositi lacustri e di torbiera). Superficie limite superiore caratterizzata da alterazione assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione.

Sinonimi. Alluvioni attuali, recenti, antiche e tardive (BONI e CASSINIS, 1970); Alluvioni sabbiose ghiaiose, terrazzate, postglaciali antiche (Carta geologica d'Italia, F. 47 e 34, 1970); Alluvioni di fondovalle localmente passanti a depositi lacustri, Detrito sciolto e cementato p.p., Torbe e terreni

torbosi recenti (BONI e CASSINIS; 1973); Unità postglaciale (ROSSI *et alii*, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Superficie limite superiore con caratteri variabili in funzione dell'ambiente considerato e dei processi sedimentari e pedologici in atto. In generale si osserva alterazione dei clasti molto ridotta, con *cortex* millimetrico sui clasti carbonatici e blanda alterazione di micascisti e filladi, profondità del fronte di decarbonatazione solitamente inferiore a 0,5 m, colore della matrice 10YR-2,5Y; localmente è possibile però trovare suoli maggiormente rubefatti. I suoli sviluppati sulla superficie limite superiore variano da Entisuoli ad Inceptisuoli sino ad Alfisuoli poco evoluti, tipici delle superfici più antiche e stabili.

Dato che rappresenta l'ultimo evento sedimentario, il sintema del Po non è coperto da altri depositi, mentre ricopre tutte le altre unità presenti nel foglio.

Area di affioramento. Seppure in modo non continuo i depositi riferibili all'unità sono presenti in modo diffuso su tutta l'area del Foglio, dal fondovalle attivo dei principali corsi d'acqua sino alle falde detritiche presenti alla base e lungo le pendici di tutte le principali scapate e pareti in roccia; analogamente avviene per alcuni corpi di frana cartografati nell'area del Foglio.

Litologia. Il sintema comprende:

- depositi alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico con matrice sabbiosa; ghiaie stratificate a supporto di matrice, con clasti da centimetrici a decimetrici da subspigolosi ad arrotondati e tabulari; corpi lenticolari di sabbie; limi e argille di esondazione. Clasti che rispecchiano le petrografie presenti a monte.

- depositi di *debris flow*: diamicton massivi o rozzamente stratificati, a prevalente supporto di matrice e clasti da centimetrici sino a blocchi, spigolosi o subspigolosi.

- depositi di versante: diamicton talora stratificati parallelamente al pendio, a supporto sia clastico che di matrice sabbioso-limosa; matrice argillosa quando derivata da rimaneggiamento di sedimenti più antichi pedogenizzati; clasti eterometrici, sino a blocchi metrici, in genere spigolosi, arrotondati solo se provenienti da precedenti depositi glaciali o alluvionali, alimentati dai versanti soprastanti di cui riflettono le litologie.

- depositi colluviali: limi e limi argillosi con sparsi clasti spigolosi.

- depositi lacustri e di torbiera: limi, limi argillosi e argille laminati e talora gradati; limi di colore scuro ricchi in materia organica; torbe in banchi sino a metrici.

Morfologia e paleogeografia. Morfologie nette e ben conservate, anche terrazzate, il più delle volte ancora in evoluzione

L'unità struttura le superfici recenti ed attuali, in un articolato insieme di ambienti e di depositi in stretta connessione fra di loro, sia per eteropia sia secondo superfici erosive di vario ordine. Essa registra l'evoluzione del territorio a partire dal termine dell'ultimo evento glaciale e nel corso dell'Olocene. Buona parte di queste superfici sono attualmente urbanizzate e presentano chiare evidenze di rimaneggiamento antropico che spesso stravolge la morfologia originaria.

Lungo l'alveo del Serio i depositi appaiono discontinui e spesso molto mobili entro il tratto montano; allo sbocco in pianura, a Sud di Seriate la piana alluvionale attuale diviene evidente e continua, incassata al massimo di un paio di metri entro la superficie del supersintema della Selva di Clusone.

Nella valle del Cherio molto evidenti sono le ampie falde di detrito di versante presenti a N del lago di Endine, mentre lungo i versanti sono molto diffusi i fenomeni di colata e trasporto in massa, spesso con piccoli conoidi impostati allo sbocco delle valli. La piana a N di Casazza è solo parzialmente attribuibile a dinamiche fluviali, in quanto buona parte del riempimento è dovuto all'attività del versante. A N del Lago di Endine vengono attribuiti all'Unità Postglaciale l'intera piana lacustre e i due grandi conoidi che si raccordano ad essa.

Età. Olocene – Pleistocene superiore.

12. - GEOLOGIA SUBACQUEA

Nel corso del 2002 *Regione Lombardia*, in collaborazione con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste (OGS), ha realizzato uno studio morfo-batimetrico e geofisico del Lago d'Isèo (Piccin *et alii*, 19xx). In particolare sono stati eseguiti:

- rilievo batimetrico del fondale del lago (tecnologia *multibeam*) integrato nel 2003, relativamente alla fascia costiera e al Mont'Isola, da un rilievo aereo con *laser scan* (tecnologia LIDAR);
- prospezione sismica monicanale ad altissima risoluzione;
- prospezione sismica multicanale ad alta risoluzione.

Il DTM e la carta batimetrica - con accuratezza di 10 cm in verticale - da essa derivato hanno consentito uno studio fisiografico e morfologico dell'intero lago; mediante l'analisi del coefficiente di retrodiffusione

(*backscattering*) del sistema *multibeam* è stata anche determinata la riflettività del fondo, ottenendo quindi indicazioni indirette sulla litologia dei sedimenti ivi presenti. I dati delle linee sismiche monocanale hanno permesso lo studio dell'architettura dei sedimenti pleistocenici, ottenendo informazioni in un intervallo compreso tra il fondo del lago e circa 120 ms (in tempi doppi). L'interpretazione delle linee sismiche multicanale ha consentito di individuare la presenza del basamento acustico e di indagare la struttura del *bedrock* terziario.

Integrando i dati del rilevamento delle aree emerse con quelli derivanti dai rilievi geofisici è stato possibile ricostruire la geologia del fondale, cartografando i principali corpi sedimentari pleistocenici e la successione rocciosa mesozoica. In tale ricostruzione la componente interpretativa è ampiamente dominante e, a *fortiori*, il dettaglio delle unità cartografate non è dello stesso ordine di accuratezza di quello delle porzioni di territorio emerse (Cassinis et alii, F. 99 Iseo, in stampa). I fogli 99 – Iseo e 98 - Bergamo rappresentano il primo esempio italiano in ambito continentale di cartografia geologica di unità sommerse.

12.1 - GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA

La morfologia

Il fondo del Lago d'Iseo può essere suddiviso in base alla morfologia e alla batimetria in cinque parti (Bini *et alii*, 2007). Considerando anche la porzione di lago esterna al Foglio, da Nord a Sud si distinguono i seguenti ambiti fisiografici (fig-kk)

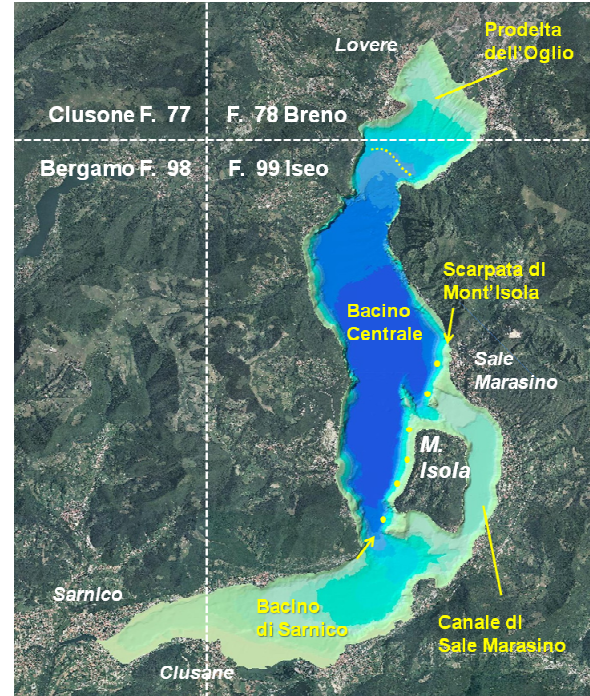


Fig. kk. morfologia del fondo del Lago, derivata dal DEM, con indicate le varie aree distinte.

- Prodelta dell'Oglio, caratterizzato sino all'isobata -160 m da un pendio relativamente ripido, inciso da canali di torbidità, passante in profondità a una fascia a inclinazione inferiore di raccordo al bacino. Il prodelta è

costituito da sedimenti di delta-conoide, prevalentemente fini nella porzione superficiale del corpo sedimentario e più grossolani in profondità.

- Bacino Centrale, subpianeggiante e contornato da scarpate subverticali che scendono sino a circa -250 m; esso è caratterizzato da sedimenti fini postglaciali (Sequenza A), sovrapposti a depositi glaciali presumibilmente dello LGM (Sequenza B), e a depositi lacustri pre-LGM (Sequenza C).

- Scarpata di Mont'Isola, lineamento molto netto, a decorso NNE-SSW, che delimita verso ESE il Bacino Centrale.

- Canale di Sale Marasino, bacino subpianeggiante blandamente degradante verso S, con fondo a profondità non superiore ai -100 m e costituito da sedimenti autigeni.

- Bacino di Sarnico, costituito - dallo sbocco del lago verso Est sino a Clusane - da un *plateau* a profondità non superiore ai 15 m, per poi approfondirsi in un'ampia valle a decorso SW-NE, che all'altezza di Mont'Isola incide l'omonima scarpata e si raccorda al più profondo Bacino Centrale.

Il tratto in approfondimento presenta profilo concavo, privo di *talweg*, ed appare inciso entro sedimenti pleistocenici, probabilmente depositi glaciali pre-LGM affioranti lungo le scarpate, mentre il fondo è occupato da sedimenti fini da decantazione.

Il *plateau* – quasi interamente compreso entro il presente Foglio - si estende immediatamente all'esterno rispetto alla fronte del ghiacciaio durante l'LGM, ricostruita sulla base dei dati rilevati lungo i versanti sopra il livello del lago. L'ampia superficie sommersa a debole profondità può quindi essere legata a depositi originati da scaricatori glaciali entro un lago marginoglaciale localizzato presso Sarnico, alla fronte del ghiacciaio in ritiro.

La successione sedimentaria

I caratteri e le geometrie dei riflettori individuati nei profili sismici monocanale, integrati con dati derivati dalle linee sismiche multicanale, mostrano, a centro lago, una successione sedimentaria potente sino a 200 m. Essa è caratterizzata da una porzione superiore (Sequenza A), deposta dopo l'ultima avanzata glaciale (LGM) e interpretabile come depositi lacustri autigeni e/o sedimenti terrigeni fini torbiditici; da una porzione intermedia (Sequenza B) costituita da probabili till e attribuita all'LGM; e da una porzione profonda (Sequenza C) analoga alla prima e quindi interpretabile come depositi lacustri e/o glaciolacustri, legati ad eventi deposizionali anteriori all'LGM.

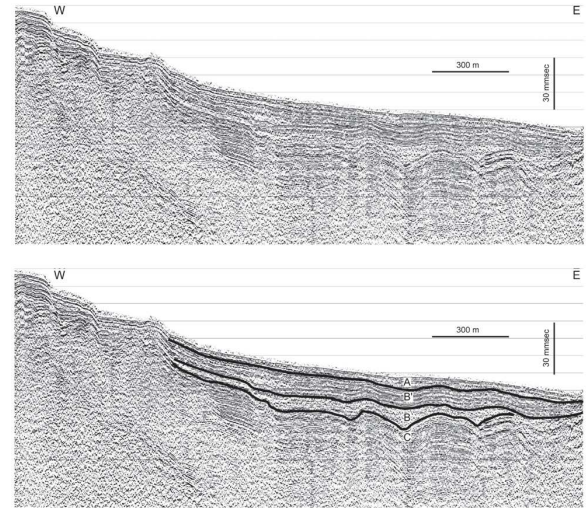


fig. kk1. Profilo sismico monocanale attraverso il Bacino di Sarnico: le Sequenze A e B ammantano una preesistente topografia; la Sequenza B' è coperta in discordanza dai depositi della sequenza A (da Bini *et alii*, 2007).

Nel settore meridionale del lago (Bacino di Sarnico) - compreso in gran parte entro il presente Foglio - in corrispondenza del limite dell'LGM tracciato sulla base dei depositi emersi, le Sequenze A e B mostrano caratteristiche e geometrie peculiari (fig. kk1), ammantando una topografia preesistente legata a movimenti gravitativi e a morfologie glaciali (Bini *et alii*, 2007). La Sequenza A giace in discordanza su di una facies sismica caratterizzata da riflettori continui e subparalleli, interpretabile come sedimenti glaciolacustri (Sequenza B' in Bini *et alii*, 2007). Si tratterebbe quindi del corpo di sedimenti corrispondente alla piana lacustre marginoglaciale ipotizzata sulla base di batimetria e morfologia.

In tale interpretazione, i sedimenti glaciali più antichi, entro cui la piana occidentale del bacino di Sarnico è incisa e che costituiscono la scarpata che la contorna verso l'esterno, sono da riferire a eventi precedenti lo LGM; vengono quindi attribuiti nella cartografia in scala 1:50000 al supersistema della Colma del Piano.

V. DINAMICA GEOMORFOLOGICA ED EVOLUZIONE DEL TERRITORIO

1. - CENNI GENERALI

Nell'areale del Foglio Bergamo morfologicamente sono distinguibili tre settori disposti in direzione est-ovest a cui si sovrappongono 4 principali assi vallivi orientati da NE-SW a nord-sud. Si tratta di due fasce con morfologia da montuosa a collinare chiuse a sud da una vasta area di pianura. Gli assi vallivi da est a ovest corrispondono: ad un tratto di circa 10 km del fiume Oglio all'uscita del Lago d'Iseo, a tratti di circa 25 km dei fiumi Chero e Serio.

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

Il paesaggio del settore montuoso settentrionale è modellato nelle formazioni calcaree e dolomitiche del Triassico superiore e del Giurassico, essenzialmente dall'azione erosiva dei corsi d'acqua. Versanti dirupati a coperture boschive nelle formazioni più massive si associano con tratti di

versante meno acclivi a copertura prativa su formazioni a maggiore componente marnosa.

Le quote più alte, fino ad oltre 300 m di quota, sono raggiunte alla Corna Bianca e al M. Poieto, rispettivamente in Dolomia Principale e in Formazione dell'Albenza, in destra del Serio; nella zona di crinale del M. Torrezzo in Calcari di Moltrasio, sulla sinistra del Lago d'Endine. In particolare sul versante SW del M. Poieto si osservano avvallamenti di cresta ed una serie di cretine e pinnacoli separati da profonde trincee interconnesse ("il labirinto") interpretate come deformazioni gravitative profonde oppure come strutture dovute ad attività tettonica (CAVALLIN e TORNAGHI, 1987; ZANCHI et al., 1990).

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

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

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

Il modellamento del paesaggio ad opera dell'attività glaciale trova ancora riscontro soprattutto nella zona del Lago d'Endine, non solo per l'ampliarsi del profilo trasversale della valle ma anche per la presenza, su entrambi i lati della stessa, di depositi di origine glaciale che occupano vaste aree in genere a morfologia relativamente dolce.

Le valli del Cherio (Val Cavallina) e del Serio tagliano il settore montuoso settentrionale con direzione NE-SW. La prima, tra Casazza e Gaiano, presenta estesi tratti di fondovalle pianeggianti dati, non solo da depositi alluvionali, ma anche da depositi lacustri, palustri e torbiere, a cui si raccordano ampie conoidi alluvionali. La seconda è caratterizzata da una piana di fondovalle la cui larghezza supera anche i 500 m, localmente fiancheggiata da superfici terrazzate, sia fluviali che fluvioglaciali, a morfologia ben conservata. Risulta rilevante la zona di Albino con un potente accumulo di depositi continentali di varia origine (fluviale, glaciale, lacustre, di versante) a morfologia intensamente erosa.

Il paesaggio da montuoso a collinare di raccordo alla pianura è modellato in gran parte nelle formazioni calcaree e marnoso-arenacee del Cretaceo, con contrasti morfologici non molto marcati dovuti non solo alla loro diversa natura ma anche alla loro condizione di giacitura. In questo ambito la zona di Zandobbio si colloca come una eccezione.

Le forme a rilievo più accentuato sono date da Sass de la Luna, Arenaria di Sarnico e Conglomerati di Sirone.

Il Sass de la Luna dà luogo a tratti di versante a pendenza anche notevole con coperture sia boschive che a prato, discontinue per l'affiorare sparso e diffuso di ammassi rocciosi; analoga morfologia è dovuta a banchi calcarei (Banche Caotici della Formazione di Sorisole) intercalati alle formazioni marnoso-arenacee. Il Sass de la Luna, in relazione alle sue condizioni di giacitura, forma un esteso pianalto nella zona del C.le di Ranica (parco de "la Maresana") in destra del Serio e tra Cenate Sotto e Villa di Serio in sinistra del Serio; oppure rilievi orientati E-W tra le valli Serio e Adrara. Tra questi ultimi spicca il Costone di Gavarno. Sul versante meridionale del Costone di Gavarno e di Corna Clima i suaccennati "Banchi Caotici" formano più balze, ripetute a diversa quota.

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

Versanti ad acclività relativamente accentuata, boscosi, localmente con spesse coperture di suolo rossoastro, sono legati alla presenza delle Arenarie di Sarnico, verso il Lago d'Isèo in particolare.

Forme del rilievo relativamente depresse sono date dalle formazioni a più forte componente argillosa quali: le il Membro delle Peliti Nere Superiori e quello delle Peliti Rosse (Formazione di Gavarno) a cavallo delle Bocche di Gavarno; la Marna di Bruntino, con insellature allineate tra Olera e F.te Marcia in destra del Serio, sul versante meridionale di M.Pranza, tra Berzo S. Fermo e Col Croce.

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

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

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

Nel settore collinare e di bassi rilievi formato dalle formazioni cretacee spicca morfologicamente la zona di Zandobbio con il rilievo de "i Sommi", impostato in corrispondenza della culminazione anticlinale descritta dalla

Dolomia di Zandobbio, peraltro vistosamente "cariata" da una forte e diffusa attività estrattiva.

Le valli Serio e Cherio tagliano il settore con direzione NE-SW, fiancheggiate da superfici terrazzate di origine fluvioglaciale; descrivono un'ampia curvatura disponendosi nord-sud allo sbocco in pianura.

La pianura occupa circa 1/3 dell'areale del Foglio Bergamo. E' tagliata dagli alvei dei fiumi Oglio, Cherio e Serio, a cui si aggiunge con incidenza minore quello del Torrente Zerra nella parte centrale del Foglio. Vi si affiancano estese piane alluvionali che nel Serio possono raggiungere i 3 km di larghezza. Queste fasce alluvionali risultano più o meno sensibilmente incassate in ripiani di origine fluvioglaciale di pertinenza dei diversi bacini: le piane di Grumello e di Chiuduno del bacino dell'Oglio, la piana di Cenate Sotto-Trescore del bacino del Cherio, quella del bacino del Serio in sinistra e in destra del fiume. Quest'ultima, in sinistra, costituisce una fascia di larghezza sui 3 km estesa da Brusaporto-Bagnatica sino al limite meridionale del foglio; in destra, prende origine all'altezza di Seriate e si allarga progressivamente verso sud. Sempre al bacino del Serio, in destra del fiume, si connette il tratto di pianura-alta, sempre di origine fluvioglaciale e con coperture di suolo, che inizia a Torre Boldone e si sviluppa verso Zanica-Comun Nuovo.

2. - ASSETTO STRUTTURALE

La struttura a pieghe e sovrascorrimenti del Subalpino Lombardo risulta chiaramente esposta nei settori montuoso e collinare del Foglio Bergamo, sino al contatto con i sedimenti pleistocenici e olocenici della pianura. Essa si manifesta nella forma di una pila di embrici, coinvolgenti le unità triassico-cretaciche scollate a vari livelli e traslate verso S e/o SSE durante differenti fasi di accavallamento, comprese tra il Cretacico superiore ed il Miocene superiore (GAETANI et al., 1981; LAUBSCHER, 1985; PIERI & GROPPI, 1981; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). La terminologia delle unità strutturali affioranti segue gli schemi proposti in GAETANI et al. (1981) e più recentemente in BERSEZIO et al. (1990; 1997) e nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (2000). Per quanto riguarda la struttura sepolta nel sottosuolo della pianura, la terminologia descrittiva si basa fondamentalmente sui dati AGIP, pubblicati in PIERI & GROPPI, 1981, CASSANO et al., 1986, recentemente dettagliati nel territorio del Foglio Bergamo da BERSEZIO et al., 2001.

2.1 - LE UNITÀ STRUTTURALI ALPINE

Il Foglio Bergamo comprende differenti unità strutturali alpine, disposte in fasce a direzione circa E-W, delimitate da superfici di accavallamento, scollamento e/o da zone di taglio ed intensa deformazione, parallele o trasversali agli allineamenti tettonici prevalenti. In estrema sintesi, da Nord verso Sud, nel Foglio si riconoscono:

1) Parautoctono delle Prealpi (GAETANI & JADOUL, 1979; Gaetani et al., 1981); costituito da un sistema di embrici sud-vergenti, coinvolgenti i potenti corpi di piattaforma carbonatica del Norico (Dolomia Principale) scollati alla base ed accavallati o incuneati sulle/nelle unità della sovrastante successione retico - giurassica. Nel Foglio Bergamo sono ben individuate le unità sovrascorrenti del:

Sovrascorrimento di Albino; una struttura il cui fronte meridionale decorre con direzione N110 dal M.Canto Alto fino ad Albino, presso il Fiume Serio. Essa conserva in posizione alloctona il Graben di Selvino, struttura distensiva a direzione meridiana intersecata da filoni di porfiriti terziarie (FANTONI et al., 1999).

Sovrascorrimento di Gaverina - M.Bronzone; estremo occidentale del Sovrascorrimento di Predore (Gaetani et al., 1981). Si tratta di accavallamenti sud-vergenti che proseguono verso oriente la struttura meridionale del Parautoctono, coinvolgendo, oltre alla Dolomia Principale, le formazioni bacinali noriche (Gruppo dell'Aralalta) e le successioni Norico-Retiche, scollate e scomposte in lembi alloctoni embricati di minore spessore ed estensione laterale.

2) Flessura Pedemontana; il termine ha caratterizzazione fisiografica, riferita al fascio di pieghe e sovrascorrimenti, diretti circa N110, che definisce le relazioni strutturali tra il Parautoctono e la Zona delle Colline Pedemontane. Dal punto di vista orografico questa zona strutturale si identifica con una cintura di rilievi di medie quote, ben separati ed identificati rispetto alle aree adiacenti ("catena cordiera). Recentemente il termine ha acquisito la connotazione cinematica di fascio di strutture fuori sequenza, rispetto ai tempi di propagazione dei sovrascorrimenti sudalpini verso l'avampaese padano, a causa delle relazioni di intersezione osservate nei confronti dei sovrascorrimenti alla base della pila di embrici delle Grigne e delle unità del Parautoctono (SCHONBORN, 1992). Questo fascio di strutture risulta scomposto in differenti segmenti delimitati e connessi da zone di trasferimento dirette NNW-SSE, lungo le quali spesso si impostano gli assi vallivi trasversali alla catena (Val Seriana, Val Cavallina, Valle Adra).

A ridosso dei sovrascorrimenti del Parautoctono la Flessura comprende gli sciami di pieghe di trascinamento, già definite come fascio delle pieghe di Ubiale - Lonno (GAETANI et al., 1981), del M. Misma - M. Pranzo, della Valle Adrara. Questo sciame di pieghe-faglie, rovesciate verso SSW, coinvolge le formazioni giurassiche e rideforma le strutture distensive legate alla principale fase di rifting (Liassico), preservata nel Sudalpino Lombardo. Le stesse si traducono in una complessa zona di faglie inverse, pieghe e sovrascorrimenti S-vergenti e N-vergenti (retroscorrimenti), accavallate sul prisma clastico del Cretacico superiore, che possono esprimere raccorciamenti anche notevoli, giustappoando domini paleogeografici non adiacenti in origine. E' il caso dei sovrascorrimenti impostati alle pendici meridionali del M. Misma, dove differenti embrici S-vergenti contengono successioni Turoniane di ambiente prossimale, altrove ignote, a contatto con i propri equivalenti distali (BERSEZIO et al., 1989). In generale questo sciame di faglie si imposta in corrispondenza della Marna di Bruntino, costituenti il principale livello, affiorante, di scollamento tra le formazioni cretatiche e la successione mesozoica più antica.

3) Zona delle Colline Pedemontane (BERSEZIO & FORNACIARI, 1987); struttura a pieghe e sovrascorrimenti dell'area meridionale degli affioramenti sudalpini già evidenziata da DESIO (1929), e VENZO (1954). Si sviluppa a sud della Flessura Pedemontana ed è costituita dalla successione cretacea caratterizzata da una struttura pellicolare con pieghe sinformi-antiformi, regionali, vergenti verso i quadranti meridionali, con lunghezza d'onda chilometrica e dimensioni longitudinali di alcuni chilometri. Le tracce delle superfici assiali di queste strutture presentano direzione prevalente da E-W a WNW-ESE ed anche gli assi delle mesopieghe associate si conformano a questo andamento. E' possibile la distinzione di tre aree: un'area settentrionale, direttamente connessa alla Flessura Pedemontana, un'area centrale, sviluppata all'altezza di Zandobbio, un'area meridionale che si va affondando sotto i sedimenti Plio-quadernari della pianura.

L'area settentrionale mostra caratteri diversi in destra ed in sinistra del Chero. In destra, verso il Fiume Serio, adiacente alla Flessura presso il M. Misma, domina una struttura a pieghe e pieghe fagliate, dirette da N90 a N110, chiaramente sovrascorsa verso i quadranti meridionali. Tra Bocche di Gavarno e Sant' Ambrogio risultano chiaramente delineati i nuclei turoniani di strutture sinclinaliche, ripetute per faglie inverse, immerse a Nord. Nella sinclinale settentrionale, sviluppata subito a meridione del M. Misma, le unità turoniane, ricoprono in discontinuità la Maiolica. In sinistra del Chero, verso la Valle Adrara, la struttura perde l'identità sopra descritta,

per dar luogo ad una serie di embrici retrovergenti che coinvolgono in particolare le formazioni aptiano-albiane.

L'area centrale è dominata da una struttura antiforme aperta, con superficie assiale diretta N110/N130, con assi immergenti verso WNW ed ESE: l'anticlinale di Zandobbio. Questa struttura culmina nella zona di Zandobbio, ove presenta il fianco meridionale verticalizzato, portando in affioramento unità carbonatiche giurassiche. A NE di Zandobbio, tra l'anticlinale di Zandobbio e gli embrici dell'area settentrionale, si interpone la sinclinale di Foresto Sparso. E' una struttura aperta, diretta N110, simmetrica, con al nucleo le unità coniaciane, scollata alla base al livello delle peliti albiane e leggermente retroscorsa in corrispondenza del fianco settentrionale. La struttura di Zandobbio - Foresto Sparso è svincolata verso Est, dall'anticlinale serrata del M. Dratto, per mezzo della linea di Credaro, trasversale agli assi strutturali con direzione NNW-SSE, che interseca anche le strutture dell'area meridionale.

L'area meridionale è caratterizzata da pieghe aperte e chilometriche, asimmetriche, con fianchi settentrionali verticalizzati; sinformi e antiformi, tra cui la sinclinale di Carobbio - Gandosso, seguita a Sud dall'anticlinale di Chiuduno - Grumello, con assi diretti tra N110 ed E-W. Le pieghe coinvolgono le unità cretacee fino alla Pietra di Credaro (Campaniano), immergendosi sotto i depositi clastici delle conoidi del Chero e dell'Oglio. La sinclinale di Carobbio - Gandosso è scomposta da un sistema di faglie normali con direzione circa N-S che determinano lo sviluppo di strutture che isolano in particolare un alto strutturale nella zona di Monte della Croce, rispetto al quale sono ribassati i settori occidentale ed orientale. Nel sottosuolo di questo settore l'interferenza tra fronti di limitato sovrascorrimento e pieghe, osservati in sismica, determina una struttura complessa con orientazioni degli elementi tettonici in direzione WNW-ESE e WSW-ENE, cui è riconducibile la struttura monoclinale affiorante al M. Tomenone, presso Brusaporto.

4) Strutture sepolte del margine meridionale della catena subalpina; unità terziarie embricate del sottosuolo (Fantoni et al., 1999; Bersezio et al., 2001). Nel sottosuolo della zona meridionale del Foglio Bergamo si sviluppa il raccordo tra la pila affiorante degli embrici sudalpini e l'avampaese padano, ben rappresentato dalla sismica petrolifera (PIERI & GROPPI, 1981). Si tratta di una fascia contigua e parallela al margine sudalpino, sottostante alle unità pleistoceniche ed oloceniche delle conoidi del Serio e del Chero. Ampia circa 15 km, è caratterizzata dalla deformazione ad embrici del prisma clastico terziario della Gonfolite e delle unità equivalenti, a tetto di un substrato mesozoico fortemente ribassato

verso Sud. La struttura ad embrici è sostenuta da un livello di scollamento ubicato al tetto della Scaglia paleocenica e/o entro le Marne di Gallare (BERSEZIO et al., 2001). Il livello di scollamento appare geneticamente correlato alle superfici che al margine sudalpino deformano la successione mesozoica.

VI. ASPETTI AMBIENTALI ED APPLICATIVI

1. - RISORSE NATURALI. CENNI ALLE CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE

All'interno dello schema di circolazione idrica sotterranea che caratterizza il territorio bergamasco, partendo da Nord verso Sud si possono incontrare diversi complessi idrogeologici che danno luogo all'immagazzinamento di risorse idriche nel sottosuolo; preliminarmente si possono differenziare i territori montuosi, caratterizzati da rocce rispetto a quelli di pianura dove si hanno terreni.

Un importante serbatoio è costituito dalle unità triassiche, soprattutto dalla Dolomia Principale e dal Calcarea di Zu ed in parte giurassiche.

La circolazione idrica avviene per fessurazione e carsismo, cosicché si originano importanti sorgenti come quella del Rio del Re (Albino), Travasco (Nembro) e Pizzo Formico (Alzano).

Più a Sud si hanno gli affioramenti di rocce cretatiche in cui la prevalenza di litioi marnoso-argillosi non consente di immagazzinare acque nel sottosuolo e le manifestazioni sorgentizie sono diffuse, stagionali e di bassa portata.

Le maggiori sorgenti si originano in corrispondenza di un contrasto di permeabilità causato da condizioni strutturali e/o tettoniche.

Particolari condizioni di emergenza si hanno nelle cosiddette “sorgenti minerali” ed in particolare quelle di Gaverina e di Trescore-Zandobbio, che sono caratterizzate per il contenuto di solfuri e sono note probabilmente fino da epoca romana.

Le sorgenti di Gaverina, in cui si ha anche un elevato contenuto di Stronzio, sono costituite da diverse emergenze ed attualmente è presente un pozzo che si spinge all'interno del Calcere di Zu.

Le sorgenti di Trescore-Zandobbio (denominate S.Pancrazio e Beroa) sono costituite da emergenze naturali nella zona di pianura a valle dell'anticlinale di Zandobbio; la presenza dell'elevato contenuto di solfuri (oltre 100 gradi solfidrometrici) e di Sodio, cloruri e bromuri verbo?.

L'origine delle sorgenti sembrerebbe costituita da acque salate in un particolare ambiente redox di degradazione della sostanza organica; la Dolomia di Zandobbio in cui sono state individuate mineralizzazioni bituminose, costituisce peraltro la roccia serbatoio di idrocarburi nella zona di Malossa (Castrate d'Adda).

Gli studi sull'area di pianura risalgono a Goltara, 1939, mentre interpretazioni più recenti sul sottosuolo dell'area sono di Bersezio et al., 2001 e Pomicino et al., 2001.

Lo studio generale di Regione Lombardia-Eni, 2002, che ha classificato nuove unità idrostratigrafiche definite dall'alto verso il basso come gruppi acquiferi A, B, C e D, copre solo una parte dell'area (Fig. 1).

La ricostruzione della geometria di queste unità idrostratigrafiche evidenzia una generale giacitura con immersione da Nord verso Sud.

Nell'area di studio le isobate della base dei diversi gruppi variano da circa 200 a 150 m s.l.m. (A), da circa 150 a 75 m s.l.m. (B); al limite meridionale dell'area di studio la base del gruppo acquifero C al contatto con il sottostante gruppo acquifero D viene individuato a circa 50 m s.l.m..

L'andamento dei limiti delle diverse unità risulta comunque interessato da anomalie che dovranno essere meglio definite in quanto nella parte di alta pianura mancano riferimenti stratigrafici e dati geofisici profondi.

A scala di maggiore dettaglio nella parte meridionale dell'area di studio Beretta et al., 1989 e Pomicino et al., 2001, sulla base di dati stratigrafici di pozzi profondi hanno individuato un alto morfologico della base dei depositi continentali, probabilmente legato a strutture tettoniche più profonde.

L'area di studio è posta sul fianco settentrionale di tale alto, che influenza la circolazione idrica sotterranea in quanto la sezione di deflusso della acque sotterranee delle falde più superficiali viene consistentemente ridotta.

Dal punto di vista idrogeologico le diverse unità presenti nel sottosuolo sono state caratterizzate da FRANCANI, LORANDI, 1978, BERETTA 1987, BERETTA et al., 1989 e DENTI et al., 1988.

Sono state sostanzialmente individuate tre tipologie di falde: contenute nei depositi ghiaiosi sabbiosi superficiali, nei conglomerati (gruppi A e B) e nei livelli ghiaiosi, sabbiosi e conglomeratici della sottostante unità argillosa (gruppi C e D).

Le acque sotterranee nei gruppi A e B sono vulnerabili all'inquinamento, mentre sono maggiormente protette quelle presenti nei gruppi C e D in relazione alla presenza di litotipi fini (limi e argille) che danno origine a falde semiconfinite e confinate e per tale ragione hanno incominciato ad essere utilizzate a scopo potabile.

SCALA REGIONALE (metri di anni)	SCALA REGIONALE STRATIGRAFICA	SOSTRATIGRAFIA (SARONNO) (metri di anni) CALCIARE	UNITÀ STRATIGRAFICHE	UNITÀ IDROSTRATIGRAFICHE E IDROGEOLOGICHE TRADIZIONALI	NUOVE UNITÀ IDROSTRATIGRAFICHE GRUPPO ACQUIFERO
PLEISTOCENE SUPERIORE	MNZ/1a	MNZ/1a	FLUVIOGLACIALE "WERS" Aqt (ID/Non in roccia)	I ACQUIFERO	UNITÀ GHIAIOSA SABBIOSA
PLEISTOCENE MEDIO	MNZ/1b	MNZ/1b	FLUVIOGLACIALE "SARONNO" Aqt (ID/Non in roccia)	II ACQUIFERO	UNITÀ GHIAIOSA SABBIOSA LITOSA
PLEISTOCENE INFERIORE	MNZ/1c	MNZ/1c	"CEPPO" Aqt		UNITÀ A CONGLOMERATI E ARGILLE BASALI
SCIABANO	JAN/1a	JAN/1a	LITODOMA SABBIOSA ARGILLOSA	ACQUIFERO PROFONDI	UNITÀ SABBIOSA ARGILLOSA (Rocce confinate e D transporale)
EVOLANO	JAN/1b	JAN/1b	VILLAFRANCHINO?	II ACQUIFERO	
SAVERNAVANO	JAN/1c	JAN/1c	LITODOMA ARGILLOSA		UNITÀ ARGILLOSA (Rocce non)
LOCONE SUPERIORE	JAN/1d	JAN/1d			

Fig.1: Unità idrostratigrafiche introdotte dalla Regione Lombardia-Eni, 2002

Al fine di valutare e quantificare la disponibilità di risorse idriche presenti all'interno dell'area si possono considerare le portate specifiche dei pozzi.

Le falde contenute nei gruppi acquiferi A e B hanno portate specifiche variabili che comunque possono raggiungere anche oltre 70 l/s/m; la diversità di valori è legata allo spessore saturo degli acquiferi e al grado di fessurazione e cementazione dei conglomerati.

Il deflusso delle acque nel sottosuolo avviene con prevalente componente direzione Nord Sud, con gradienti che variano nella stessa direzione da valori di 1-2% a valori di 0.2-0.4% .

Si osserva una situazione di drenaggio per quanto riguarda il F.Oglio; per il F.Serio si osserva una struttura drenante anche se il corso d'acqua risulta sospeso rispetto al livello della falda.

L'intera fascia pedemontana viene considerata di alimentazione per le falde della pianura: i maggiori apporti si localizzano in corrispondenza dell'uscita dei maggiori corsi d'acqua dalle zone montane (F.Serio e F. Cherio) e dagli affiteatri glaciali (F.Oglio)

In base alle rilevazioni della rete di monitoraggio delle acque sotterranee si osserva che le facies delle acque sotterranee della pianura, generalmente bicarbonato-alcalino-terrose, si diversificano in relazione alla profondità di prelievo: le acque provenienti dalle falde più superficiali contenute nelle ghiaie e conglomerati rispetto a quelle da quelle contenute nei sedimenti di marina o transizionale presentano un maggior contenuto salino, anche in conseguenza dell'apporto di acque contaminate da attività umane. Si ha ad esempio un incremento nella concentrazione di nitrati.

Negli scorsi anni l'area di studio è stata infatti interessata da contaminazione di fitofarmaci (atrazina) determinando onerosi interventi per garantire l'approvvigionamento idrico potabile (BERETTA et al., 1989).

Inoltre nelle falde profonde si hanno tracce di idrogeno solforato.

2. - MATERIALI INERTI (°)

Nell'ambito del Foglio Bergamo l'attività estrattiva è distribuita in tre aree: la Val Seriana, la Val Cavallina e la Valle del F. Oglio.

a- Val Seriana:

In destra idrografica del F. Serio, sulle pendici orientali del M. Astrusa, ad una quota media di circa 500 m s.l.m., nel Comune di Nembro, vengono coltivati, per la produzione di cemento, i calcari e i calcari marnosi ascritti alle formazioni del Calcare di Moltrasio e del Calcare di Domaro. La destinazione finale prevista per l'impianto è di tipo naturalistico-forestale.

In sinistra idrografica, circa 2 km più a monte, sulle estreme pendici occidentali del M. Misma, nel Comune di Albino, vengono coltivati per la produzione di cemento i calcari micritici e oolitici quasi puri relativi alla Formazione dell'Albenza. Nello stesso comune, sul versante nord di Costa Misma, vengono coltivati in sotterraneo per sottolivelli, calcari micritici con intercalazioni silicizzate, per la produzione di "pietre da coti". Le formazioni geologiche coinvolte appartengono al Calcare di Moltrasio e al Calcare di Domaro; in questo caso è previsto un recupero finale dell'impianto con l'istituzione di un museo storico-culturale.

b- Val Cavallina:

In sinistra idrografica del F. Cherio, alle pendici sud-occidentali del M. Ballerino, nel Comune di Grone, è attiva una cava ad una quota media di 700 m s.l.m., dove viene coltivato un calcare per la produzione di calce idrata; si tratta ancora della formazione della Formazione dell'Albenza. La destinazione finale prevista per l'impianto è di tipo naturalistico-forestale e di tipo insediativo per i piazzali di base.

In sinistra idrografica del F.Cherio, circa 5 km più a valle, sulle pendici sud-occidentali del M. Sega, nel Comune di Zandobbio, ad una quota media di circa 450 m s.l.m., viene coltivata la Dolomia di Zandobbio conosciuta commercialmente come "Pietra di Zandobbio". Si tratta di un calcare dolomitico saccharoide, utilizzato sia per la produzione di pietra da taglio nei livelli compatti e sia per granulati ad uso industriale.

c- Valle del F. Oglio:

L'area in destra idrografica del F. Oglio, compresa nei Comuni di Castelli Caleppio, Credaro e Carobbio degli Angeli, è interessata da alcune cave attive, nelle quali vengono coltivate le calcareniti appartenenti alla formazione della Pietra di Credaro, utilizzate nell'edilizia sia per rivestimenti interni che esterni. Le località più importanti sono ubicate a nord-est del M. della Croce, sul M. del Castello e a sud-ovest del M. Stefano.

In sinistra idrografica sulle pendici di M. S. Onofrio, nei Comuni di Paratico e Capriolo vengono estratte le Arenarie di Sarnico sempre per rivestimenti nell'edilizia.

Nel Foglio Bergamo, l'estrazione di argilla avviene in due siti: in destra idrografica del T. Urria, nel Comune di Villongo, dove si coltivano materiali eterogenei con predominanza di quelli fini e appartenenti all'Unità Villongo; sulle pendici meridionali del rilievo di Torre dei Roveri nel Comune di Albano S. Alessandro, dove si utilizzano i depositi colluviali con

scheletro residuale appartenenti al Complesso di Ponte della Selva. La destinazione finale prevista per i poli estrattivi è naturalistico-agricola.

Per quanto riguarda l'estrazione di sabbia e ghiaia, materiale solitamente utilizzato per la produzione di inerti per calcestruzzo e rilevati, essa avviene nei depositi di origine fluvioglaciale: nel Complesso del Serio, nei Comuni di Seriate, Brusaporto, Bagnatica, Calcinata; nel Complesso dell'Oglio, presso il Fiume Cherio nei Comuni di Costa di Mezzate, Montello e Telgate.

(°) Dati: Revisione e aggiornamento del piano delle attività estrattive - settori merceologici I, II, III, IV. BURL

BIBLIOGRAFIA

- ALLASINAZ A. (1962) – *Il Trias in Lombardia- III Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bg)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 68, 307-376.
- ALLASINAZ A. (1968) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. XXIV. Il Carnico nella Lombardia occidentale. Riv. Ital. Paleont. Strat., 74, 1007-1056.
- ARTHUR M. A. & PREMOLI SILVA I. (1982) – *Development of organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys*. In : S. O. Schlanger & M.B. Cita (Eds) : Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. 7-55.
- ASSERETO R. (1963) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. IV *Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 72, 3-123.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) – *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 71, 999-1097.
- AUBOUIN J. (1963) - *Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie)*. Bull. Soc. géol. de France, V, 730-766
- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P. L., LACOUR A., PIAT B. & VICENTE J.C. (1970) – *Sur un bassin de flysch : stratigraphie et paléogéographie des flysch crétaqués de la Lombardie (versant sud des Alpes orientales, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, 12, 4, 612-658.
- BARBERIS A., FOSSATI S., BERSEZIO R. & ERBA E. (1990) – *Litostratigraphy and biostratigraphy of the Maiolica Formation from the Lombardy Basin (Southern alps)*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 111-117.
- BAUMGARTNER P.O. (1987) – *Age and genesis of Tethyan Radiolarites*. Ecl. Geol. Helv., 86, 831-879.
- BELOTTI B. (1959) - *Storia di Bergamo e dei bergamaschi*. 7 v. Banca Popolare di Bergamo, Poligrafiche Bolis, Bergamo.
- BELLONI S. (1960) – *La serie retica del M. Rena (Prealpi Bergamasche)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 66, 155-172.
- BERNOULLI D. (1964) – *Zur geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpe)*. Mat. Descr. Carta Geol. Svizzera, 118, 134 pp.
- BERETTA G. P. (1987) – *Primo contributo per la stesura di una carta idrogeologica della Lombardia. Studi idrogeologici sulla Pianura Padana*. 3, Milano

- BERETTA G. P., GALLI A. & PEZZERA G. (1989) – *Influenza della struttura idrogeologica della pianura bergamasca sull'inquinamento da atrazina delle acque sotterranee*. Acque Sotterranee, 4, 22, 45-62, Geograph, Milano.
- BERNOULLI D., BICHSEL, M. BOLLI H.M., HAERING M.O. HOCHULI, P.A. & KLEBOTH, P.(1981) - *The Missaglia megabed, a catastrophic deposit in the Upper Cretaceous Bergamo Flysch, northern Italy*. *Ecol. Geol. Helv.*, 74 (2), 421-442.
- BERSEZIO R. (1988) – *La Successione Cretacica del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali): caratteri stratigrafici delle unità Aptiano-Cenomaniane ed assetto tettonico dell'area compresa tra il Fiume Adda ed il Lago d'Iseo (Bergamo – Italia)*. Tesi di dottorato inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano.
- BERSEZIO R. (1992) – *La successione Aptiano- Albiana del Bacino Lombardo*. *Giorn. di Geol.*, 54 (1), 125-146.
- BERSEZIO R.(1993) - *Sedimentary events and rhythms in an Early Cretaceous pelagic environment: the Maiolica Fm. of the Lombardy Basin*. *Giorn. di Geol.*, 55 (1), 5-20.
- BERSEZIO R. & BELLENTANI G. (1997) – *The thermal maturity of the Southalpine Mesozoic succession north of Bergamo, by vitrinite reflectance data*. *Atti Tic. Sc. Terra*, s.s.5, 1101-114.
- BERSEZIO R. & CALCAGNI D. (1994) – *La successione Giurassica dell'alto di Zandobbio (Bacino Lombardo, Alpi Meridionali)*. *Atti Tic. Sc. Terra*, 37, 17-38.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M.(1987) - *Cretaceous sequences in the Lombardy Basin: stratigraphic outline between the lakes of Lecco and Iseo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, 187-197.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M.(1988) - *Tectonic framework of the Lombardy Foothills (Southern Alps), between Brianza and Lake Iseo*. *Rend. Soc. Geol. It.*, 11, 75-78.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M.(1989) - *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 94 (3), 425-454.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1994) - *Syntectonic Upper Cretaceous deep-water sequences of the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy)*. *Ecol. Geol. Helv.*, 87/3: 833-862
- BERSEZIO R. & LAROTONDA G. (1998) – *Constraints on sedimentary and tectonic burial from organic matter maturity in Southalpine Mesozoic successions (Parautoctone delle Prealpi, Lombardy)*. *Geol. Insubrica*, 3, 1, 35 - 42.
- BERSEZIO R. & MENSINI, L.(1992) - *Le relazioni tra le Arenarie di Sarnico (Conticiano) e le unità Cenomaniano-turoniane nell'area di Capriolo-Corno Pendita (BS) (Bacino Lombardo, Alpi Meridionali)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 98 (1), 45-60.
- BERSEZIO R., ERBA E., & FORNACIARI M.(1989) - *The Barremian-Turonian erosional unconformity in the M. Misma area (Lombardy Basin, Southern Alps)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 94 (4), 619-630.
- BERSEZIO R., FANTONI R. & PESSINA C. M.(2001) – *L'assetto strutturale del margine Sudalpino-Padano: Contributo alla conoscenza del sottosuolo nel settore Bergamasco*. *Geol. Insubrica*, 6, 1, 81-93.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M. & GELATI R. (1990) - *Carta geologica della fascia collinare Sudalpina tra la Brianza e il lago d'Iseo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45 (1990), 107-110, 1 tav.
- BERSEZIO R., JADOUL F. & CHINAGLIA N. - (1997) - *Geological map of the Norian-Jurassic succession of the Southern Alps north of Bergamo*. Dipartimento Sc. Della Terra Univ. Studi di Milano, CNR Centro Studi per la Geodinamica Alpina e Quaternaria di Milano. Carta geologica, alla scala 1:25.000, allegata al Boll.Soc.Geol.It., 116, 363-378.
- BERSEZIO R., ERBA E., GORZA M. & RIVA A. (2002) – *Berriasian – Aptian black shales of the Maiolica Formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180, 253 – 275.
- BERSEZIO R., FELLETTI F., LOZAR F., & RUGGERI M.(1996) - *The Concesio Formation of the Lombardian rifted basin (Southern Alps, Italy)*. *Stratigraphy of a Jurassic calcareous turbidite unit*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 102 (1), 49-64.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M., GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A.(1993) - *The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian Southern Alps*. *Géologie Alpine*, 69, 3-20
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D., & CASTELLARIN A.(1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. *Sed. Geol.*, 86, 53-76.
- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI E., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ G.B., GIUSEPPETTI G., MARTINA E., PASSERI L.D., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIPOLI G. (1971) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio 34 – Breno*. *Serv. Geol. Italia*, 134 pp., Roma.
- BICHSEL, M. & HAERING, M.O. (1981) - *Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (northern Italy)*. *Ecol. Geol. Helv.*, 74, 383-420.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M, SARTORI R. & SCANDONE P. (1991) – *Structural Model of Italy*. *Scala 1: 500.000*. C. N. R., Prog. Final. Geodinamica.
- BINI 1978 manca

- BINI A., CORBARI D., FALLETTI P., FASSINA M., PEROTTI C. R., PICCIN A., 2007 – *Morphology and geological setting of Iseo Lake (Lombardy) through multibeam bathymetry and high-resolution seismic profiles*. Swiss J. Geosci. 100, pp. 23-40, Basel.
- BLANCHET R.(1965) - *Contribution a l'étude géologique de la région de l'Adamello (Alpes Méridionales, province de Bergame, Italie)*. Bull. Soc. Géol. de Fr., VII , 152-159.
- BONARELLI G. (1894) – *Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo*. Atti Acc. delle Scienze, 30, 18 pp.
- BONI A. & CASSINIS G. (1973) – *Carta Geologia delle Prealpi Bresciane a sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 23, 119-159.
- Brack P. (1981) – *Structures in the Southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi Bresciane, Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 61, 37-50.
- BRAMBILLA G. & LUALDI A. (1986) – *Il Pliocene della Provincia di Bergamo (Italia settentrionale). Analisi faunistica ed inquadramento cronologico e paleoambientale*. Boll. Soc. Paleont. It., 25, 237-266.
- BURCHELL M.T., STEFANI M. & MASETTI D. (1990) – *Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions*. Sedimentology, 37, 795-816.
- CACCIAMALI G.B. (1901) – *Studio geologico della regione montuosa Palosso-Conche a nord di Brescia*. Boll. Soc. Geol. It., 20, 80-110.
- CACCIAMALI G. B. (1930) – *Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della provincia di Brescia*. 308 pp, 1 carta tettonica al 250.000, Tip. Geroldi Brescia.
- CADEL (1974) – *Composizione e significato paleogeografico del Conglomerato di Sirone*. Tesi di laurea inedita, Università degli Studi di Padova.
- CANTALUPPI G. & CASSINIS G. (1970) – *Ritrovamento di un'ammonite del Lias inferiore nella "Corna" di Mazzano (Brescia)*. Natura, 61, 325-330.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle Unità Formazionali Italiane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, 101: 343-542.
- CASATI P. (1964) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. VI. Osservazioni stratigrafiche sull'Infraretico delle Prealpi Bergamasche. Riv. Ital. Paleont. Strat., 70, 447-465.
- CASATI P. (1970) – *Alcuni aspetti della silicizzazione di calcari oolitici della Lombardia e del Veneto*. Natura, 61, 197-211
- CASATI P. E GAETANI M. (1968) – *Lacune nel Triassico superiore e nel Giurassico del Canto Alto-Monte di Nese (Prealpi Bergamasche occidentali)*. Boll. Soc. Geol. it. 87, 719-731.
- CASATI P., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1976) – *Età (K/Ar) di intrusioni porfirittiche e leucogabbri nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 32, 215-226.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) – *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. 73° Congr. S. G. I., 62 pp.
- CASSINIS G. (1968) – *Stratigrafia e tettonica dei terreni mesozoici compresi tra Brescia e Serle*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 19, 50-152.
- CASSINIS G. (1978) – *Punto delle conoscenze sul Giurassico bresciano e relative considerazioni*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27, 37-68.
- CASSINIS G. & FORCELLA F. (1981) – *Foglio 34 Breno. Carta tettonica delle Alpi meridionali*. C.N.R., Prog. Final. Geodinamica, 166-173
- CASTELLARIN A. (1972) – *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria al limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino Lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol. 38. 11-212.
- CASTELLARIN A. (a cura di) (1981) – *Carta tettonica delle Alpi meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R., Prog. Final. Geodinamica, 220 pp.
- CASTELLARIN A. CANTELLI L. FESCE A.M. MERCIER J.L. PICOTTI V. PINI G.A. PROSSER G. & SELLI L.(1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apenines*. Ann. Tect., VI (1) , 62-94.
- CASTELLARIN A.(1984) - *Schema delle deformazioni tettoniche sudalpine*. Boll. Ocean. Teor. e Appl., II (2) , 105-114.
- CASTELLARIN A.(1982a) - *Lineamenti ancestrali sudalpini*. In: Castellarin A. & Vai G.B. (Ed): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale., Guide geol. reg. S.G.I., Bologna , 41-55.
- CASTELLARIN A. MORTEN L. & BARGOSSO G.M.(1976) - *Conglomerati di conoide sottomarina nel Flysch insubrico di Malè e Rumo (Trento)*. Boll. Soc. Geol. It., 95 , 513-525.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI G. (1990) – *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombard Basin* . Ecl. Geol. Helv., 83, 683-700.
- CATASTO LOMBARDO-VENETO, 1850 e seg. - Comune di Boccaleone; Comune di Bergamo. Documenti originali. Archivio di Stato, Bergamo.
- CAVALLIN A. & TORNAGHI M.E. (1987) – *La "struttura" del M. Cornagiera (Prealpi bergamasche): problematiche interpretative*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 239-351.

- CHANNEL J. E. T. & ERBA E. (1992) – *Early Cretaceous polarit  chron CM to CM11 recorded in northern Italian land sections near Brescia*. Earth Planet. Sc. Lett., 95, 501-511.
- CHANNEL I. E. T., LOWRIE W. & MEDIZZA F. (1979) – *Middle and Early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Cismon section (northern Italy)*. Earth Planet. Sc. Lett., 42, 153-166.
- CHIESA S. (2001) – *Sul significato di depositi pliocenici della Bergamasca*. Geol. Insubrica, 6, 109-112.
- Chinaglia N. (1988) – *Analisi stratigrafico-paleogeografica e strutturale dell'area di Selvino*. Tesi di Laurea inedita, Universit  degli Studi di Milano, 215 pp.
- CITA M.B. & al, et.(1968) - *Le Pal oc ne et l'Eoc ne de Paderno d'Adda (Italie septentrionale)*. M m. BRGM, 58 , 611-627.
- COBIANCHI M. (1992) – *Sinemurian-Early Bajocian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Lombardy Basin (Southern Calcareous Alps; Northern Italy)*. Atti Tic. Sc. Terra, 35, 61-106.
- COCCIONI F., FRANCHI R., NESCI O., WEZEL F., BATTISTINI F. PALLECCHI P. (1987) – *Stratigraphy and mineralogy of the Selli Level (Early Aptian) at the base of the Marne a Fucoidi in the umbro-marchean Apennines (Italy)*. 3rd. Int. Cretaceous Symp., Tubingen.
- DE ALESSANDRI G. (1899) – *Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 38, 253-320.
- DE CRISTOFORIS (1838) – *Sulla puddinga di Sirona*. Bibl. Ital., 89.
- DE JONG K. A. (1967) – *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It. 86, 749-776.
- DE JONG K. A. (1979) – *Overthrusts in the Central Bergamasca Alps, Italy*. In W. J. M. Van der Linden (Ed.): *Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony*. Geol. En. Mijn., 58, 2, 277-288.
- DENTI E., FRANCANI V., FUMAGALLI L., PEZZERA G. & SALA P. (1988) – *Studio idrogeologico del foglio Vimercate I.G.M. 1:50.000, Studi idrogeologici sulla Pianura Padana*. 4, Milano.
- DE ROSA E.(1965) - *Su alcuni caratteri sedimentologici del flysch Turoniano della Bergamasca occidentale*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., 33 (2), 425-429.
- DE ROSA E. & RIZZINI A. (1967) – *Prealps Flysch near Bergamo*. Geologica Romana, 6, 356-362.
- DE SITTER L. U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) *The Geology of the Bergamasca Alps (Lombardia, Italy)*. Leid. Geol. Meded. 143, 1-257, Leida.

- DESIO A. (1929) – *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (prov. Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., 10, 1-156.
- DESIO A. & VENZO S. (1954) – *Carta geologica d'Italia: scala 1:100.000* – Foglio 33 Bergamo. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- DESIO A. (1968) – *Geologia dell'Italia*. 1081 pp., UTET, Torino.
- DOGLIOSI C. & BOSELLINI A. (1987) – *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rund., 76, 735-754.
- DOMMERGUES J. L., MEISTER C. & SCHIROLLI P. (1997) – *Les successions des ammonites du Sinemurien au Toarcien basal dans les Prealpes de Brescia (Italie)*. Mem. Sc. Geol., 49.
- ERBA E. & FORNACIARI M. (1988) – *Age of the Cretaceous turbidite systems of the Lombardy Basin (Southern Alps)*. Ist. IGCP 262 Meeting, Urbino.
- DONDI L. & D'ANDREA M. G. (1986) – *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giorn. Geol., 3, 48, 197-225.
- ERBA E. & QUADRIO B. (1987) – *Biostratigrafia a nannofossili calcarei, Calpionellidi, e Foraminiferi planctonici della Matolica (Turoniano superiore – Aptiano) affiorante nelle Prealpi Bresciane (Italia settentrionale)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 93, 3-108.
- ERRICO G., GROPPI G., SAVELLI S. & VAGHI C.G. (1979) – *Malossa field, deep discovery in the Po Valley*. In: "Giant Oil and Gas Field of the decade 1968-1978". Mem. Ass. Am. Petrol. Geol. Bull., 30, 525-538.
- FANTONI R., BERSEZIO R. & FORCELLA (2004) – *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps-Po plain border in Lombardy*. Boll. Soc. Geol. It. 123 (3), 463 – 477.
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F., GORLA L., MOSCONI A. & PICOTTI V. (1999) – *New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearings on the interpretation of the Alpine tectonic history*. Mem. Sc. Geol. Padova, 51/1, 47-61
- FANTONI R., MASSARI F., MINERVINI M., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2001) – *Il Messiniano del margine subalpino lombardo: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico deposizionale*. Geol. Ins., 6 (1), 95 – 108.
- FERNANDEZ D.(1963) - *Depositati di correnti di torbidit  nelle Prealpi Bergamasche: le arenarie del Cretacico superiore (Coniaciano)*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 102 (1), 83-12
- FRANCANI V. & LORANTI F. (1978) – *Studio idrogeologico sul territorio bergamasco fra i fiumi Adda e Oglio*. Quaderni Ist. Ricerca sulle Acque, 34, 10, 247-257.

- FORCELLA F, BELLENTANI G., BERSEZIO R. & JADOU F. (1996) – *Cinematica e collasso estensionale dei sovrascorrimenti subalpini della Val Serina (Prealpi Bergamasche)*. Geol. Insubrica, 1, 1/2, 79-88.
- FORNACIARI M. NOLLI V. & REDAELLI M.(1988) - *Le unità cretache tra Montevecchia e Colle Brianza (prov. di Como): caratteri stratigrafici e lineamenti strutturali*. Ist. Lomb. (Rend. Sc.), 122 , 159-184.
- FORNACIARI M., (1989) – *Stratigrafia ed assetto strutturale delle unità cretaco-superiori del Bacino Lombardo tra la Brianza e il lago d’Iseo*. Tesi dottorato inedita. Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università degli Studi di Milano.
- FRANCANI V. (1967) – *Il Calcare di Sedrina: una nuova formazione dell’Hettangiano lombardo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 73, 1161-1180.
- GAETANI M. (1970) – *Faune hettangiane della parte orientale della provincia di Bergamo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 76, 355-442.
- GAETANI M. (1975) – *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review*. In: Geology of Italy. Earth Sc. Soc. Libyan Arab Rep., 377-402.
- GAETANI M. & ERBA E. (1990) – *La successione pelagica giurassica delle prealpi bergamasche occidentali*. 75° Congresso Soc. Geol. It., Guida alle escursioni post-Congresso.
- GAETANI M., GELATI R. & JADOU F. (1981) – *Foglio 33 Bergamo. Carta tettonica delle Alpi meridionali*. C.N.R., Prog. Final. Geodinamica (a cura di A. Castellarin), 174-178.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOU F. & GARZANTI E. (1999) – *Multiordeer Sequenze Stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps*. S. E. P. M. spec. vol. Journ. Sed. Petr., 60, 701-717.
- GAETANI M. & JADOU F. (1979) – *The structure of the Bergamas Alps*. Accad. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat., Ser. VIII, 46, 411-416.
- GAETANI M. & POLIANI G. (1978) – *Il Toarciano ed il Giurassico medio in Albena (Bergamo)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 84, 349-382.
- GALLI M.T. (2002) – *Il limite Triassico-Giurassico nelle Prealpi Bergamasche: un approccio stratigrafico integrato*. Tesi di dottorato inedita. Dipartimento di Scienze della Terra. Università degli Studi di Milano, 99 pp.
- GALLI M.T., Jadoul F., Bernasconi S.M., Birilli S & Weissert H. (2007) – *Stratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the Triassic – Jurassic transition in the Western Southern Alps (Northern Italy)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244, 52 – 70.
- GELATI R., CASCONI, A., & PAGGI L.(1982) - *Le unità stratigrafiche Aptiano-maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., 88, 75-112.

- GELATI R. & FERRERIO P.G. (1967) – *Carta Geologica del Comune di Bergamo*. Scala 1:10.000. Istituto di Geologia dell’Università di Milano. Istituto Italiano d’Arti Grafiche, Bergamo.
- GELATI, R. & PASSERI, L.D.(1967) - *Il flysch di Bergamo, nuova formazione cretacea delle prealpi lombarde*. Riv. It. Paleont. Strat., 73 (3), 835-849.
- GELATI R. & OROMBELLI G.(1967) - *Oggettività e interpretazione nelle carte geologiche*. Estr. Riv. It. Geol. Tec., n.1, 3-4.
- GNACCOLINI M. (1964) – *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) VII. Il Retico nella Lombardia occidentale*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 467-522.
- GNACCOLINI M. (1965) – *Il Calcare di Zu e le Argilliti di Riva di Solto: due formazioni del Retico lombardo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 74, 1099-1121.
- GNACCOLINI M.(1971) - *Sedimentologia dei conglomerati di Sirone*. Riv. It. Paleont. Strat., 77 (1), 1-9.
- JADOU F. (1986) – *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 91, 479-512.
- JADOU F. & DONISELLI T. (1987) – *La successione del Lias Inferiore di Mortirone (Lecchese)*. Mem. Soc. Geol. It., 32, 49-66.
- JADOU F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S. (1994) – *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamas Alps)*. In G. Carannante e R. Torelli (Eds.) “ Escursione B1, Guida post IAS Meeting di Ischia, 3-38.
- JADOU F. & ROSSI P.M. (1982) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In Castellarin A. (Ed.): Guida alla geologia del Subalpino centro-occidentale. Guide Geol. Reg. S. G. I., 143-155.
- JADOU F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C. (2000) – *Carta Geologica della Provincia di Bergamo*. Note Illustrative. Grafiche Monti, 313 pp.
- JADOU F., GALLI M.T., BERRA F., CIRILLI S., RONCHI P & PAGINONI A. (2004) – *The Late Triassic – Early Jurassic of the Lombardy Basin: stratigraphy, palaeogeography and palaeontology*. 32nd International Geological Meeting, Florence 2004. Field Trip Guide Book P68, 36 pp., APAT (Roma).
- KLEBOTH P. (1982) – *Stratigraphie und sedimentologie der hoheren Oberkreide un des Altertiars der Brianza, (Provinz Como, Italien)*. Mem. Sc. Geol. Padova, 35, 213-292.
- KRONEKER W. (1910) – *Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Sudalpen*. Centr. Min. Geol. Paleont., 1-124.

LAKEW T. (1990) – *Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Calcare di Zu (Southern Alps)*. Facies, 22, 187-232.

LAUBSCHER H. P. (1985) – *Large scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models*. Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 710-718.

Laubscher H. P. (1988) – *Material balance in Alpine orogeny*. Geol. Soc. Amer. Bull., 100, 1313-1328.

LEPSIUS R. (1876) – *Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur Ausseralpinen*. N. Jahrb. Min. Geol. Paleont., 742-744.

LEZZE, GIOVANNI DA, (1596) – Descrizione di Bergamo e del suo territorio. A cura di Vincenzo Marchetti e Lelio Pagani, 1988 (1989). Centro documentazione Beni Culturali, Provincia di Bergamo, Lucchetti, Bergamo. 574 pp.

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 inedita. Dipartimento di scienze della Terra, università degli Studi di Milano. 189 pp.

LOZAR F. (1995) – *Calcareous nannofossil biostratigraphy of Lower Liassic From Western Tethys*. Palaeontographia Italica, LXXXII, 91 – 121.

MARCHETTI V., OSCAR P., (1996) - Confini dei comuni del territorio di Bergamo, 1392-1395. Trascrizione del Codice Patetta n. 1387 della Biblioteca apostolica Vaticana (testo in latino). Fonti per la storia del territorio bergamasco, 13. Centro per la documentazione dei Beni Culturali, provincia di Bergamo, Bergamo.

MARCHETTI, BUELLI - Media e bassa pianura bergamasca : appunti di bibliografia / a cura di Vincenzo Marchetti ed Emilia Buelli. - Bergamo : Provincia.Assessorato istruzione e cultura.Centro documentazione beni culturali, [1982]. - 50 p. ; 30 cm.

MARSON L., ORLANDO L. & STOKA M. (1994) – Gravity Model on the CROP Profile. In: Montrasio A. & Sciesa E. Editors, Proceedings of Symposium CROP Alpi Centrali, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, 2, 161 – 171.

MARTINIS, Pliocene Albino.

MASETTI D., STEFANI M. & BURCHELL M. (1989) – *Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of Southern Alps: platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 94, 401-424.

MONTRASIO A. (1990) – *Carta Geologica della Lombardia*. Scala 1:250.000. Ser. Geol. Naz.

MONTRASIO, A., BERSEZIO, R., FORCELLA, F., JADOU, F., & SCIESA, E.(1993) - *Geological interpretation of the profile CROP - Central Alps (Passo Spluga - Bergamo)*. Quad. Geod. Alp. e Quat., 2, 171-186.

PAGANI L., MARCHETTI V., COMPAGNIA DELLA ROGGIA MORLANA, 1989 - La roggia Morlana : dalla medioevale "Societas et universitas Seriolae Murgulanae" ad oggi : mostra documentaria dal 21 ottobre al 13 novembre 1988 : Bergamo, Centro culturale S. Bartolomeo / Compagnia della roggia Morlana . Quaderni del Centro di documentazione Beni Culturali, n. 3. Provincia di Bergamo, Bergamo. 58 pp.

PARONA C.F. (1897) – *Contribuzione alla conoscenza di alcune ammoniti liassiche di Lombardia. Parte II: di alcune ammoniti del Lias medio*. Mem. Soc. Paleont. Suisse, 24, 1-19

PASQUARÉ G. (1965) – *Il Giurassico superiore nelle Prealpi lombarde*. Mem. Riv. It. Paleont., 11, 217pp.

PASSERI L. D. (1965) – *Cenni sulla tettonica delle colline cretache a sud di Zandobbio*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., 99, 716-724.

PASSERI L. D. (1969) – *Marna di Bruntino*. Studi III. Carta Geol. Italiana, 2, 9 pp.

PICOTTI V., CASOLARI E., CASTELLARIN A., MOSCONI A., CAIRO E., PESSINA C. & SELLA M. (1997) – Structural evolution of the Eastern Lombardian Prealps: Alpine inversion of a Mesozoic rifted margin. Centro Stampa AGIP S.p.A., 102 pp.

PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1985) – *Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sc. Geol., 47, 95-100.

PICCIN A., COREN F., 2002 – *Acquisizione e trattamento di dati morfobatimetrici ad alta risoluzione nel bacino del Lago Sebino (Lombardia)* – Atti VI Conf. Naz. ASITA. pp. xy-yx, Perugia

PROVINCIA DI BERGAMO (2000) – *Carta Geologica della Provincia di Bergamo*. 1: 50.000. Note Illustrative.

PIAT B. (1963) – *Etude géologique de la région de Trescore Balneario (Alpes Méridionales, Province de Bergamo, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, 7/5, 767/774.

PIERI M. & GROPPI G. (1981) – *Subsurface geological structures of the Po Plain, Italy*. Pubbl. 414, Prog. Finalizzato Geodinamica.

POMICINO N., BINI A., VIOLANTI D., RIVA R. & ZUCCOLI L. (2001) – *Geologia di sottosuolo della pianura bergamasca compresa tra i fiumi Serio e Brembo*. Geol. Insubrica, 6, 113-124.

RASSMUSS H. (1912) – *Zur Geologia der Val Ad rara*. Zeit. Deut. Geol. Ges., 64, 322-341.

RAVAZZI ET AL (2001) su ranica cercare biblio completa

RAVAZZI C., (2003) – *gli antichi bacini lacustri e i fossili di Lefte, Ranica e Pianico-Sellere*. Quad. geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR, Milano.

- REGIONE LOMBARDIA, ENI DIVISIONE AGIP (2002) – *Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia* (a cura di Carcano C. e Piccin A.) S.E.L.C.A. Firenze
- RIZZINI A. & DONDI L. (1978) – *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian Plain (Italy)*. Mar. Geol., 27, 303-325.
- ROBERTS C.A. (1994) – *Triassic-Jurassic ecostratigraphic in the Lombardian Alps, Italy*. Palaeoclimat. Palaeoecol., 110, 145-166.
- ROSSI RONCHETTI C., FANTINI SESTINI N. & GAETANI M. (1968) – *Su una fauna Liassica nei dintorni di Zandobbio (Bergamo)*. Nota preliminare. Boll. Soc. Geol. It., 87, 743-746.
- SACCO F. (1900) – *La Valle Padana. Schema geologico*. Annali R. Accad. Agric. Torino, 36, 252 pp.
- SALVI F., STERLACCHINI S. & ZANCI A. (2007) – Ricostruzione 3-D dai dati di terreno: la struttura del M.Misma, Subalpino Centrale. Rend Soc. Geol. It., 4, 111 – 115.
- SARTI M., BORSELLINI A. & WINTERER E.L. (1992) – *Basin geometry and architecture of the Tethyan passive margin. Implications for rifting mechanism*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 53, 241-258.
- SCHIROLLI P. (1994) – *La successione bacinale giurassica tra la Corna e le Radiolariti, del Bresciano centro-occidentale: ricerche stratigrafiche ed evoluzione paleogeografico-strutturale*. Tesi di dottorato inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia.
- SCHIROLLI P. (1997) – *L asucessione liassica nelle Prealpi Bresciane centro occidentali*. Atti Tic. Scienze Terra, s.s. 6, 136 pp.
- SCHONBORN G. (1990) – *A kinematic model of the western Bergamasc Alps, Southern Alps, Italy*. Ecl. Geol. Helv., 83, 665-682.
- SCHONBORN G. (1994) – *Evolution and deep Structure of Val Brembana based on surface data (Southern Alps, Italy)*. Quad. Geod. Alpina e Quaternaria., 2, 197-212
- SCHONBORN G. (1992) – *Alpine tectonics and kinematics models of the Central Southern Alps*. Mem. Sc. Geol. Padova, 229-393.
- SCHURMAN W.R.L. (1979) – *Aspects of Late Triassic palinology*. Rev. Paleobot. Palynol., 27, 53 – 75.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1993) - Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III - Carta Geologica d'Italia - 1: 50000 - Guida al rilevamento, Roma.
- SIDDI F., MORA C. & PAGINONI A. (1988) – *Nuove considerazioni sul Pliocene della Valle Seriana Inferiore*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi Bergamo, 13, 249-299.

- STELLA A. (1895) – *Sui terreni quaternari della Valle del Po in rapporto alla carta geologica d'Italia*. Boll. R. Comit. Geol., 26, 108-136.
- STOPPANI A. (1857) – *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. Turati, 16 pp., Milano.
- TINTORI A. (1995) – *The Norian Calcarea di Zorzino fauna from Lombardy: state of the art*. *Int. Ind. Symp on Lithographic Limestones*. Ext. Abs., 139 – 142, Lleida-Cuenca.
- VECCHIA O. (1948) – *Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici. I: introduzione*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 54, 1-18
- VECCHIA O. (1949) – *Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici. II: regione tra il Sebino e la Val Canonica*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 55, 89-113.
- VECCHIA O. (1950) – *Stratigrafia retica del Sebino occidentale*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Geogr. Fis. Univ. Milano, s. G, 17 pp.
- VENZO, S. (1954) - *Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretacico-Eocene) del Bergamasco e della Brianza occidentale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Ital., 31, 123 pp.
- VENZO S. (1951) - *Ammoniti e vegetali Albiano-cenomaniani nel Flysch del Bergamasco occidentale. (Condizioni stratigrafiche e tettoniche della serie Barremiano-Turoniana)*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 90 (2-3), 174-236.
- VIALLI V. (1949) – *Nuova fauna ad Ammoniti del Barremiano superiore Lombardo*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 88/1-2.
- WEISSERT H. (1981) – *Depositional processes in an ancient pelagic environment: the lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps*. Ecl. Geol. Helv., 74, 339-352.
- WEISSERT H. & LINI A. (1991) – *Ice age interclades during the time of Cretaceous greenhouse climate? In Controversies in modern geology*. Academic Press Limited, 173-191.
- WEISSERT H., MCKENZIE J. & CHANNEL J. E. T. (1985) – *Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous*. In Sundquist E.T. & Broecker W. S. (Eds.) – *The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations* Archeson to Present. Geophys. Monogr., 32, 531-545.
- WEISSERT H., MCKENZIE J. & HOCHULI P. (1979) – *Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean*. Geology, 7, 147-151.
- WILD R. (1989) – *Aetosaurus Reptilia: Thecodontia) from the Upper Triassic (Norian) of Cene (Bergamo, Italy)*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi Bergamo, 14, 1-24.

WINTERER E. L. & BOSELLINI A. (1981) – *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 65, 393-421.

ZANCHI A., CHIESA S. & GILLOT P.Y. (1990a) – *Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobian chain : structural and geochronological indications for pre-Tertiary compressive tectonics*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 77-82.

ZANCHI A., CHINAGLIA N., CONTI M., DE TONI S., FERLIGA C., ABEBE T., VALENTI L. & BOTTIN R. (1990b) – *Analisi strutturale lungo il fronte della Dolomia Principale in bassa Val Seriana (Bergamo)*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 83-92.

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.

ZANCHI ET AL., 1995 Manca

ZANZUCCHI G. (1963) – *Le Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) di Entraticoin Val Cavallina (Bergamasco orientale)*. Mem. Soc. It. Scienze Nat., 13(3), 101 – 141.

VII. APPENDICE I – ABBREVIAZIONI DEI MINERALI

Ab	Albite
Aln	Allanite
Amp	Anfibolo
Ap	Apatite
Bt	Biotite
Chl	Clorite
Czo	Clinozoisite
Ep	Epidote
Grt	Granato
Ilm	Ilmenite
Kfs	K-feldspato
Mag	Magnetite
Mnz	Monazite
Ms	Muscovite
Pl	Plagioclasio
Qz	Quarzo
St	Staurolite
Tnt	Titanite
Zo	Zoisite
Zrn	Zircone