



I S P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 096

SEREGNO

A cura di:

A. Bini(1), D. Sciunnach(2), R. Bersezio(1) G. Scardia(4), F. Tomasi(3).

con il contributo di:

G.P. Beretta(1), C. Carcano(6), S. Rogledi(6), A. Rovida(4), A. Strini(1), M. Stucchi(4), S. Miletta(5)

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

(2) Regione Lombardia

(3) Consulente del CNR –IDPA

(4) INGV – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

(5) Consulente di Regione Lombardia

(6) ENI – Divisione AGIP

Ente realizzatore:



**Regione
Lombardia**

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

Coordinatore Scientifico: Prof. A. Bini

Direttori di Rilevamento: Prof. A. Bini, Dott. D. Sciunnach

I. INTRODUZIONE.....	7
II. LETTERATURA E CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE	11
1. - CONOSCENZE RIGUARDANTI IL QUATERNARIO	11
1.1 - CONOSCENZE ANTERIORI AL 1909	11
1.2 - CONOSCENZE POSTERIORI AL 1909.....	13
2. - CONOSCENZE RIGUARDANTI IL SUBSTRATO	15
III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	17
1. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI	17
2. - SUBSTRATO ROCCIOSO	19
IV. CARATTERI GEOMORFOLOGICI	21
1. - INTRODUZIONE.....	21
1.1 - LOBO DI COMO.....	22
1.2 - LOBO DELLA BRIANZA.....	24
1.3 - SETTORE TRA IL LOBO DI COMO E IL LOBO DELLA BRIANZA	26
1.4 - SETTORE MERIDIONALE	26
V. STRATIGRAFIA	27
1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI..	27
1.1 - Gruppo del Medolo	27
1.1.1. - Calcare di Domaro (DOM).....	27
1.2 - Flysch Lombardo	28
1.2.1. - Sass de La Luna (SDL).....	29
1.2.2. - Formazione di Sorisole – Litofacies delle Marne Rosse(FSE_a)	30
1.2.3. - Formazione di Gavarno – Membro delle Peliti Rosse(GVR₂)	31
1.2.4. - Arenaria di Sarnico (SAR).....	32
1.2.5. - Conglomerato di Sirone (CSH).....	35
1.2.6. - Flysch di Bergamo (FBG)	37

1.3 - Scaglia Lombarda.....	41
1.3.1. - Formazione di Brenno (BNN).....	41
1.3.2. - Formazione di Tabiago (TAB).....	44
1.4 - Gruppo delle Marne di Gallare.....	48
1.4.1. - Formazione di Cibrone (CBR).....	48
1.5 - Gruppo della Gonfolite Lombarda.....	51
1.5.1. - Settore di Como.....	52
1.5.1.1. - Conglomerato di Como.....	52
1.5.1.2. - Peliti di Prestino (PPE).....	56
1.5.1.3. - Arenarie della Val Grande (VGS).....	58
1.5.1.4. - Conglomerati di Lucino (CGU).....	60
1.5.2. - Settore della Brianza.....	64
1.5.2.1. - Marne di Fornaci (MFO).....	64
1.5.2.2. - Arenarie di Briosco (BRI).....	66
2. - SUCCESIONE CONTINENTALE NEOGENICO- QUATERNARIA.....	69
2.1 - Formazione di Lambrugo (LMB).....	69
2.2 - Sabbie di Ponte Nuovo (PTU).....	69
2.3 - Ceppo di Portichetto (CPT).....	70
2.4 - Ceppo della Bevera (CBV).....	73
2.5 - Ceppo di Monguzzo (LBM).....	75
2.6 - Ceppo di Inverigo (LBI).....	76
2.7 - Ceppo della Molgora (OLG).....	79
2.8 - Ceppo di Calpuno (CNU).....	80
2.9 - Tillite di San Salvatore (SSV).....	82
2.10 - Supersintema del Bozzente.....	83
2.10.1. - Supersintema del Bozzente indifferenziato (BO).....	84
2.10.2. - Formazione di Cascina Ronchi Pella (BOP).....	86
2.10.3. - Sintema di Cascina Fontana (BOF).....	86
2.11 - Formazione di Monte Carmelo (MCX).....	89
2.12 - Sintema della Specola (PEO).....	90
2.13 - Sintema di Binago (BIN).....	93
2.14 - Supersintema di Besnate.....	95
2.14.1. - Supersintema di Besnate indifferenziato (BE).....	96
2.14.2. - Unità di Guanzate (BEZ).....	97
2.14.3. - Unità di Sumirago (BES).....	98
2.14.4. - Unità di Cadorago (BEC).....	99
2.14.5. - Unità di Minoprio (BMI).....	102
2.14.6. - Unità di Bulgarograsso (BEX).....	105
2.15 - Supersintema dei Laghi: Sintema di Cantu' (LCN).....	107
2.15.1. - Subsintema di Fino Mornasco (LCN₁).....	110

2.15.2. - Subsistema di Cucciago (LCN ₂)	111
2.15.3. - Subsistema della Cà Morta (LCN ₃)	113
2.16 - Sintema del Po (POI)	114
2.17 - Supersintema di Venegono (VE).....	116
2.18 - Supersintema della Colma del Piano (CM)	117

VI. TETTONICA 119

1. - TETTONICA REGIONALE	119
2. - STRUTTURE TETTONICHE.....	122
2.1 - Faglia di Bosisio (Presunta).....	123
2.2 - Faglia di Sirone (Presunta)	123
2.3 - Sistema di Faglie di Centemero	123
2.4 - Sovrascorrimento di Renate.....	124
2.5 - Retroscorrimento del M. Olimpino	124
2.6 - Età delle deformazioni.....	125

VII. ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI..... 127

1. - RISORSE IDRICHE	127
1.1 - Considerazioni generali sulla struttura idrogeologica.....	127
1.2 - Descrizione delle strutture idrogeologiche più importanti della zona collinare.....	129
1.2.1. - Acquiferi del sistema Faloppa-Lura	130
1.2.2. - Acquiferi del sistema Seveso - Acquanegra.....	130
1.2.3. - Acquiferi del sistema del Lambro.....	132
1.3 - Descrizione delle strutture idrogeologiche più importanti dell'alta pianura.....	133
1.3.1. - Zona a W del terrazzo della Groane	134
1.3.2. - Zona del terrazzo della Groane.....	134
1.3.3. - Zona tra il terrazzo delle Groane e il terrazzo di Monza	134
1.3.4. - Zona del terrazzo di Monza.....	135
1.3.5. - Zona ad W del terrazzo di Monza.....	136
2. - RISCHI NATURALI	136
2.1 - Frane.....	136
2.2 - Fenomeni alluvionali.....	137
2.3 - Sismicità	138
2.4 - Occhi Pollini	141
2.5 - Cave	143
2.5.1. - Cave d'argilla.....	143

2.5.2. - La Pianificazione provinciale in tema di cave.....	144
2.6 - Patrimonio Geologico.....	147
3. - GRANDI OPERE D'ARTE.....	149
3.1 - Gallerie.....	149
3.2 - Strade.....	149
3.3 - Ferrovie.....	149
BIBLIOGRAFIA.....	151
VIII. ANNEX I – ENGLISH LEGEND	169

I. INTRODUZIONE

Il Foglio 96 "Seregno" della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89), per mezzo di una convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Lombardia e tra questa e il C.N.R. "Istituto per la dinamica dei processi ambientali". Esso è localizzato in Lombardia nord-occidentale al margine meridionale delle Prealpi tra i due rami del Lario e comprende gran parte dell'Anfiteatro del Lario edificato dal ghiacciaio dell'Adda durante le glaciazioni plioquaternarie.

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali (Serie III Quaderni S.G.N.), adattandosi alle necessità e opportunità poste dai problemi geologici incontrati. Il rilevamento è stato eseguito alla scala 1:10.000 sulla Carta Tecnica Regionale della Regione Lombardia.

Durante la trasposizione per la scala 1:50.000 cui il foglio viene pubblicato, si sono dovute eseguire semplificazioni e accorpamenti. Tuttavia, eventuali dettagli non rappresentati sono conservati nella base informatizzata e potranno essere pubblicati nelle Sezioni 1:10.000 a cura della Regione Lombardia.

La mancanza della base topografica ufficiale del Foglio 96, non ancora pubblicata dall'Istituto Geografico Militare, è stata sopperita dall'utilizzo di una base topografica alla scala 1:50.000 derivata dalla Carta Tecnica Regionale della Regione Lombardia; per quanto riguarda i toponimi si è fatto riferimento alle tavolette 1:25.000 dell'Istituto Geografico Militare.

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati in parte rilevati ex novo da Ferruccio Tomasi e in parte acquisiti dalle tesi di laurea e di dottorato, rivedute e adattate, di LORELLA BABETTO ALFREDO BINI, PIETRO BREVIGLIERI, LAURA CISLAGHI, GRAZIANO CRINITI, FRAUSTO GUERRIERI, MASSIMILIANO KOVACS, ALBERTO LEZZIERO, NICOLA PELLIZZARI, MARCO REDAELLI, ANDREA STRINI, FERRUCCIO TOMASI.

Il substrato è stato rilevato da Giancarlo Scardia e Dario Sciunnach (Regione Lombardia, Infrastruttura per l'Informazione Territoriale), con il supporto scientifico di Riccardo Bersezio.

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati caratterizzati dal punto di vista sedimentologico, stratigrafico, petrografico e dell'alterazione.

I depositi, nel Foglio Seregno, non sono stati suddivisi in bacini in quanto l'intero foglio ricade nel bacino dell'Adda.

Nella cartografia dei depositi continentali neogenico-quadernari 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 USBU 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 USBU.

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. supersintema non suddiviso in sintemi);

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

La stesura delle Note è stata curata dagli Autori seguenti:

Introduzione (Cap. I): A. BINI

Letteratura e Cartografia Geologica Precedente (Cap. II): A. BINI e F. TOMASI (Unità Neogenico-Quaternarie continentali), D. SCIUNNACH (Substrato).

Inquadramento geologico e studi precedenti (Cap.III): A. BINI e F. TOMASI (Unità Neogenico-Quaternarie continentali) e D. SCIUNNACH (Unità di substrato)

Caratteri geomorfologici (Cap. IV): A. BINI e F. TOMASI

Stratigrafia (Cap. V): A. BINI e F. TOMASI (Successione continentale neogenico quaternaria), G. SCARDIA, D. SCIUNNACH e R. BERSEZIO (Successione sedimentaria delle Alpi Meridionali) con contributi dei rilevatori.

Tettonica (Cap. VI) G. SCARDIA, C. CARCANO, S. ROGLEDI, D. SCIUNNACH e R. BERSEZIO.

Aspetti ambientali e applicativi (Cap. VII): G.P. BERETTA (Idrogeologia), A. ROVIDA e M. STUCCHI (Sismicità); D. SCIUNNACH (Inventario delle frane, Fenomeni alluvionali, La pianificazione provinciale in tema di Cave e Patrimonio Geologico), F. TOMASI (Cave d'Argilla), A. STRINI (Occhi pollini).

II. LETTERATURA E CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE

1. - CONOSCENZE RIGUARDANTI IL QUATERNARIO

Il territorio Brianzolo, oggetto del Foglio Seregno, è stato al centro dell'interesse scientifico di molti ricercatori, sia italiani sia stranieri, sin dall'inizio del XIX secolo. Il motivo di questo interesse risiede in parte nell'importanza geologica che i depositi glaciali rivestono in questo territorio, qui ben conservati e nel fatto che il territorio era frequentato sia a scopo turistico sia soprattutto perchè posto nelle vicinanze di Milano, importante polo culturale che nell'800 attirava numerosi scienziati.

L'ingente produzione scientifica è stata segnata da due importanti lavori che hanno cambiato il modo di affrontare lo studio dei depositi glaciali alpini. Il primo di questi lavori è "*Die Alpen im Eiszeitalter*" del 1909, di PENCK & BRUCKNER, che ha influenzato tutte le successive ricerche, tanto che solo dal 1987 con il lavoro di BINI "*L'apparato Glaciale Wurmiano di Como*" ha cominciato ad essere messo in discussione.

1.1 - CONOSCENZE ANTERIORI AL 1909

Il primo periodo di studio dei depositi glaciali del comasco è caratterizzato da tre diversi momenti.

Nel primo periodo si dividono i terreni glaciali dai preglaciali e dalle alluvioni preglaciali; si discute sulle cause delle glaciazioni, sull'origine dei laghi prealpini e sulla dinamica stessa dei ghiacciai.

Il secondo momento è segnato da dispute nate da osservazioni parziali e interpretazioni erronee con le quali si costruirono teorie complicate, povere di verità scientifiche. Il tutto è poi ingigantito dalle figure coinvolte, la fama di taluni scienziati è fattore di garanzia.

Il terzo momento è infine caratterizzato da lavori di analisi puntuale senza produrre teorie generali. Grazie anche alla nuova cartografia IGM (1888) si cominciano ad analizzare in dettaglio le morfologie del territorio (terrazzi e morene); si cominciano a riconoscere varie glaciazioni e vari archi morenici al loro interno.

BREISLACK (1822), per primo, cita il gran numero di massi erratici o trovanti che coprivano tutto il territorio della Brianza e attribuisce il loro trasporto a correnti d'acqua. Contemporaneamente con la nascita della teoria glaciale inizia tutta la disputa sulla sua validità, destinata a esaurirsi solo alla fine del secolo. COLLEGNO (1844, 1845, 1847), contrario alla teoria glaciale, ritiene che i massi erratici siano stati trasportati da grandi correnti d'acqua discendenti dalle cime delle Alpi, originate da improvvisa fusione di ghiacci e neve che nel Pliocene coprivano le Alpi. Nel 1850 la teoria delle correnti viene ottimamente confutata da MARTINS & GASTALDI. VILLA (1844) abbraccia subito la teoria glaciale, mentre altri autori come OMBONI (1855, 1856) non prendono posizione ritenendo valide entrambe a seconda delle situazioni. Solo nel 1860 OMBONI accetta pienamente la teoria glaciale. Il 1861 segna la fine della disputa sulla teoria glaciale; DE MORTILLET (1861) ritiene che il ghiacciaio dell'Adda formasse un vasto semicerchio esteso da Mendrisio a Lecco fino a Nord del Parco di Monza. Distingue le alluvioni antiche (posteriori e conseguenza del sollevamento delle Alpi), i depositi glaciali e le alluvioni recenti. Da osservazioni fatte nella galleria ferroviaria presso Cucciago e in affioramenti presso Solzago e Paderno, ritiene che i depositi glaciali siano posteriori alle alluvioni antiche.

All'origine dei laghi prealpini, cui è legata anche la posizione stratigrafica del Ceppo, si interessano DESOR (1860), LOMBARDINI (1861), RAMSAY (1862), BALL (1863), STOPPANI (1866-67) e SACCO (1885).

Il ritrovamento nel 1874, da parte di SPREAFICO, di conchiglie fossili marine nel terreno erratico presso Fino (in realtà Cassina Rizzardi), fornisce lo spunto a Stoppani di formulare la teoria del "Mare Glaciale". La sua teoria afferma la contemporaneità tra il mare Pliocenico e i

ghiacciai, che per l'appunto avevano le loro fronti in mare. Ovviamente per spiegare la presenza di molluschi di clima caldo contemporaneamente ai ghiacciai Stoppani deve ammettere “*che il clima dell'epoca glaciale fu un clima decisamente più dolce del clima attuale*”. Le critiche alla teoria di Stoppani non tardano ad arrivare; già nel 1875 GASTALDI si chiede come una fauna di mare caldo avrebbe potuto vivere in prossimità della foce dei torrenti glaciali con acqua dolce fredda e ricca di limo.

Gli oppositori alla teoria del “Mare Glaciale” sostengono che i fossili marini (principalmente rotti e mal conservati a differenza di quanto afferma STOPPANI) ritrovati a Cassina Rizzardi derivano dall'erosione di depositi pliocenici precedenti, poi trasportati dal ghiacciaio. La controversia tra oppositori e sostenitori della teoria di STOPPANI occupa la scena scientifica fin quasi la fine del secolo con SACCO (1893) che chiude la polemica dei fossili di Cassina Rizzardi.

In questo studio sull'Anfiteatro di Como, SACCO (1893) affronta, per la prima volta in maniera sistematica, la descrizione di varie unità: Villafranchiano, che comprende il ceppo, e Quaternario diviso in Sahariano, che comprende il Diluvium e il Morenico, e Terraziano. Il Diluvium corrisponde, per SACCO, al ferretto.

L'inizio del rilevamento della Carta Geologica d'Italia impone delle suddivisioni generali applicabili ad ambiti territoriali diversi. È in quest'ottica che STELLA (1895) compie un primo tentativo di suddividere tutti i terreni Quaternari della Valle del Po, riconoscendo l'Alluvium (Quaternario recente), che comprende il Diluvium recente, il Morenico e i conglomerati diluviali recenti, e il Diluvium (Quaternario antico) che comprende il Diluvium antico e i conglomerati diluviali antichi.

TARAMELLI (1903) compie una sintesi sulla geologia sposando i concetti di Stella.

In pratica SACCO, STELLA e TARAMELLI riconoscono da due a tre glaciazioni diverse separate da interglaciali ma non giungono, a causa di retaggi culturali e di un insufficiente visione d'insieme del problema, a comprendere l'importanza delle loro suddivisioni e ad inquadrarle in un modello organico come faranno invece gli autori stranieri, in particolare Penck e Bruckner, liberi da polemiche passate e con una mentalità scientifica più aperta. Stella riconosce tre avanzate glaciali.

1.2 - CONOSCENZE POSTERIORI AL 1909

Il 1909 segna la prima importante svolta nell'approccio allo studio dei depositi glaciali; il merito dei due autori austriaci PENCK e BRUCKNER è quello di aver formulato una teoria di correlazione delle

glaciazioni valida in tutto l'arco alpino, permettendo di riconoscere e datare le forme e soprattutto di correlarle con altre zone. Lo schema adottato si è rivelato talmente pratico e di facile utilizzo, pur basandosi su principi errati, che è stato universalmente accettato e utilizzato fin quasi ai giorni nostri.

Gli autori riconoscono quattro glaciazioni denominate dalla più recente: Würm, Riss, Mindel e Gunz separate da tre interglaciali denominati: Riss-Würm, Mindel-Riss, Günz-Mindel.

I primi lavori pubblicati da autori italiani sono rivolti ad adattare i vecchi studi allo schema di PENCK e BRUCKNER (VANNI, 1933; SACCO, 1936) e solo verso la fine degli anni trenta ricominciano ad essere pubblicate ricerche dettagliate ed originali su tutto il Quaternario lombardo e comasco.

NANGERONI (1940) riconosce i depositi delle quattro glaciazioni classiche di PENCK e BRUCKNER e dei rispettivi interglaciali. I concetti di NANGERONI influenzeranno tutti gli autori seguenti. Egli distingue:

I glaciazione (Günz): costituita da morenico fangoso sottostante al ceppo;

I interglaciale: costituito dal ceppo;

II glaciazione (Mindel): costituita dal ferretto;

II interglaciale: costituito da terrazzi del Diluvium medium;

III Glaciazione (Riss): costituita dalle cerchie moreniche più esterne;

III interglaciale;

IV Glaciazione (Würm).

Il territorio del Foglio Seregno è stato poi oggetto di studio da parte di RIVA (1949, 1953, 1957) che nell'ultimo lavoro pubblica la Carta geologica degli anfiteatri morenici a Sud del Lario e le pianure diluviali tra Adda e Olona. Il modello, pur con qualche variazione, ricalca quello di NANGERONI. Con RIVA il quadro stratigrafico sembra completo e la sua carta viene considerata come la carta definitiva della zona, tanto che molto spesso si fa ancora riferimento alla sua opera. Tuttavia dieci anni dopo, con il progredire delle conoscenze in campo geologico, si fa strada una visione leggermente diversa dell'analisi del quaternario, che porterà sul finire degli anni 80 al secondo radicale cambiamento dello studio dei depositi glaciali prealpini e pedemontani.

Nel 1968 UGOLINI & OROMBELLI iniziano ad analizzare i depositi tra Adda e Olona da un punto di vista pedologico. Nel 1987 BINI affronta il problema del rilevamento del Quaternario da un punto di vista differente abbandonando il modello delle quattro glaciazioni di PENCK e BRUCKNER. Viene effettuato per la prima volta un rilevamento di

dettaglio suddividendo i corpi sedimentari in “complessi glaciali”, seguendo il modello americano dei “*Drifts*”.

I complessi glaciali sono riconosciuti per le caratteristiche dei profili di alterazione, presenza di loess, cementazione e morfologia. Nell’anfiteatro di Como, settore occidentale, BINI riconosce i Complessi Glaciali di Cantù, di Muselle e della Specola. Con gli anni viene proseguito il lavoro di rilevamento degli anfiteatri morenici lombardi. Ai complessi glaciali vengono sostituite le Alloformazioni e risulta sempre più evidente l’impossibilità di correlare direttamente depositi appartenenti ad anfiteatri differenti. Le espansioni glaciali riconosciute non sono più le 4 del modello classico ma aumentano fino a 13.

Infine BINI & ZUCCOLI (1999) sottolineano come sia preferibile abbandonare il termine ferretto. Questo nome, che per oltre cento anni è stato uno dei punti cardine della geologia dell’alta pianura, in realtà non è univoco e con esso vengono indicati depositi di natura e significati diversi, che hanno una propria identità e che devono essere distinti in una moderna visione del territorio.

2. - CONOSCENZE RIGUARDANTI IL SUBSTRATO

In corso di redazione (D. Sciunnach)

III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

Il Foglio Seregno comprende gran parte dell'Anfiteatro morenico del Lario, edificato, durante le glaciazioni plioquaternarie, dal grande ghiacciaio dell'Adda. Ad ogni glaciazione il ghiacciaio aveva estensione differente, anche se, nelle linee generali, il suo andamento era sempre il medesimo. In considerazione di ciò e per il maggior numero di dati a disposizione si farà riferimento all'ultima glaciazione.

Durante l'ultima glaciazione non esisteva sulle Alpi un'unica calotta glaciale ma grandi ghiacciai vallivi (BINI *et alii* in stampa); uno di questi era il ghiacciaio dell'Adda proveniente dall'alta Valtellina e formato dalla coalescenza di più ghiacciai, i principali dei quali erano il ghiacciaio del Bernina proveniente dalla Valle di Poschiavo, il ghiacciaio dell'Oglio proveniente dall'Aprica, il ghiacciaio Bregaglia proveniente dalla Val Bregaglia ed Engadina e il ghiacciaio della Val San Giacomo (Fig.1).

Questo grande ghiacciaio scendeva poi il Lago di Como e nella zona di centro lago si divideva in più lingue; una lingua percorreva la Valsassina, una lingua percorreva la Val Menaggio verso il Lago di Lugano, dove entrava in coalescenza con il ghiacciaio del Ticino, una lingua percorreva il ramo di Como del lago e una il ramo di Lecco. Queste ultime due lingue formavano, in area pedemontana, un grande

anfiteatro che durante alcune glaciazioni antiche (Glaciazione Bozzente) era unico, mentre durante le glaciazioni più recenti era diviso a formare quattro lobi, denominati da W verso E Lobo del Faloppio, Lobo di Como, Lobo della Brianza e Lobo di Lecco (Fig. 2).

Il Foglio Seregno comprende marginalmente il Lobo del Faloppio, gran parte dei lobi di Como e della Brianza, mentre il Lobo di Lecco è compreso nel contiguo Foglio Vimercate. Dalle morene terminali dei lobi dell'anfiteatro si dipartono grandi piane fluvioglaciali che contraddistinguono la parte meridionale dell'area studiata.

Il centro lago si divideva in più lingue; una lingua percorreva la Valsassina, una lingua percorreva la Val Menaggio verso il Lago di Lugano, dove entrava in coalescenza con il ghiacciaio del Ticino, una lingua percorreva il ramo di Como del lago e uno il ramo di Lecco. Queste ultime due lingue formavano, in area pedemontana, un grande anfiteatro che durante alcune glaciazioni antiche (Glaciazione Bozzente) era unico, mentre durante le glaciazioni più recenti era diviso a formare quattro lobi, denominati da W verso E Lobo del Faloppio, Lobo di Como, Lobo della Brianza e Lobo di Lecco (Fig. 2).

Il Foglio Seregno comprende marginalmente il Lobo del Faloppio, gran parte dei lobi di Como e della Brianza, mentre il Lobo di Lecco è compreso nel contiguo Foglio Vimercate. Dalle morene terminali dei lobi dell'anfiteatro si dipartono grandi piane fluvioglaciali che contraddistinguono la parte meridionale dell'area studiata.

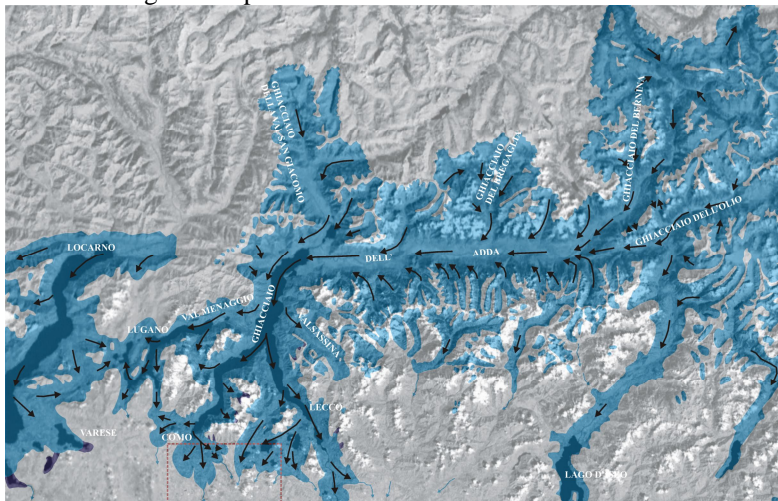


Fig. 1 – LGM-Ghiacciaio dell'Adda (in tratteggio il limite del Foglio 096 Seregno)

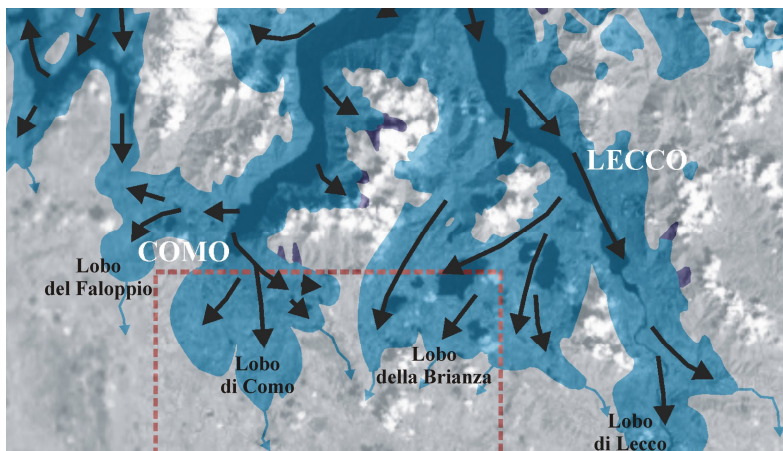


Fig. 2 – LGM-Ghiacciaio dell'Adda, dettaglio (in tratteggio il limite del Foglio 096 Seregno)

2. - SUBSTRATO ROCCIOSO

Il substrato roccioso limita i suoi affioramenti alla parte settentrionale e centrale del Foglio. Si riconosce una successione di unità litostatigrafiche cretaceo-mioceniche note dalla letteratura.

Nella parte nord-orientale (Brianza lecchese) la classica successione flyschoida della Bergamasca comprende successioni ritmiche arenaceo-marnose (Arenaria di Sarnico, Flysch di Bergamo) alle quali si intercalano corpi grossolani (Conglomerato di Sirone) e depositi legati a franamenti sinsedimentari di estensione bacinale (Megabed di Missaglia).

Muovendo verso Sud, tale successione è suturata da emipelagiti (Formazione di Brenno e Formazione di Tabiago in prevalente facies di "Scaglia"; Formazione di Cibrone), che presentano ancora intercalazioni di cunei clastici grossolani (Membro di Montorfano della Formazione di Tabiago) e, verso la sommità, di sottili letti piroclastici. L'intera successione, la cui età si estende complessivamente dal Coniaciano all'Eocene Medio (Zone P11-NP15), accompagna una fase di strutturazione precoce dell'orogene alpino. Nella parte nord-occidentale dell'area del Foglio affiora invece il Gruppo della Gonfolite Lombarda (Oligocene Sup. – Serravalliano), che rappresenta un imponente apparato castico marino (Conglomerati di Como e Lucino, Peliti di

Prestino, Arenaria della Val Grande) deposto durante una fase di intenso smantellamento della catena Alpina in sollevamento. Vale la pena di sottolineare che l'attribuzione biostratigrafica al Miocene Medio (Langhiano-Serravalliano) dei termini sommitali della Gonfolite è stata verificata nel settore centrale del Foglio e confermata per il settore nord-occidentale. Il substrato carbonatico mesozoico (Gruppo del Medolo) trova esigue esposizioni all'estremità settentrionale del Foglio, tra Albavilla e Tavernerio.

IV. CARATTERI GEOMORFOLOGICI

1. - INTRODUZIONE

Il territorio del Foglio Seregno è localizzato al margine meridionale delle Prealpi lombarde interessate, tra l'Oligocene e il Messiniano, da attività deformativa che ha determinato un sistema di pieghe, faglie e sovrascorrimenti. Le strutture a pieghe che interessano le unità cretatiche presenti nel settore nordorientale del foglio si riflettono sulla morfologia dell'area con una successione di colline allungate NW-SE, la cui presenza e disposizione ha spesso condizionato la dinamica dei ghiacciai nelle fasi di ritiro. Le morene risultano spesso edificate sulle pieghe mantenendone la stessa direzione.

Questa zona è separata dalle Prealpi da una depressione strutturale allungata NE-SW che si estende nel sottosuolo fino all'altezza di Montorfano; attualmente sull'asse della depressione sono presenti i laghi di Alserio, Pusiano e Annone. Lungo la depressione sono evidenti attività di neotettonica: sul versante NE della collina di Monguzzo, più ripido rispetto al versante S, come ad indicare una scarpata di faglia, sedimenti del Pliocene inferiore-medio sono sollevati a circa 300 metri di quota; evidenze si hanno anche in alcuni tratti del Cosia (OROMBELLI, 1976) e nel contiguo Foglio Como dove affiorano depositi glaciali

verosimilmente Pliocenici interessati da faglie inverse (OROMBELLI, 1976; ZANCHI *et alii*, 1997).

Il settore nordoccidentale del foglio, in cui affiora il Gruppo della Gonfolite, è invece caratterizzato dalla presenza di colline arrotondate, la cui morfologia è il risultato dell'alterazione iniziata nel Messiniano e proseguita fino al Pliocene. Il passaggio dei ghiacciai ha asportato quasi completamente le alteriti formate, lasciandole visibili solo localmente, come a Malnate nei contigui fogli Busto Arsizio e Varese (CORSELLI *et alii*, 1985).

Le colline, nel territorio compreso tra Como, Grandate e Capiago, formano un arco di circonferenza con versante nordorientale molto ripido; questa disposizione è l'espressione morfologica del retroscorrimento del M. Olimpino che ha interessato il Gruppo della Gonfolite. L'arco delimita, in parte, verso W il prolungamento della depressione strutturale citata in precedenza. Le colline sono inoltre tra loro separate da un sistema di paleovalli formatesi, in tempi diversi, quando l'Adda percorreva la valle ora occupata dal ramo di Como del Lario, che potrebbe indicare attività recente del sovrascorrimento.

L'influenza che l'assetto strutturale del substrato ha sui caratteri geomorfologici del territorio si manifesta solo nella parte più settentrionale del foglio perchè più prossima al margine prealpino; nel resto del territorio i caratteri morfologici predominanti sono legati invece ai depositi glaciali.

Lo sguardo d'insieme dell'area in studio permette di distinguere quattro aree principali: un'area, ad W e ad E del foglio, con presenza di morene disposte a formare ampi semicerchi denominati Lobo di Como e Lobo della Brianza, un'area meridionale caratterizzata dalla presenza di ampie piane fluvioglaciali e un'area centrale con morene allungate N-S e piane fluvioglaciali.

1.1 - LOBO DI COMO

Il Lobo di Como è caratterizzato, nella sua parte più recente a partire dal Sintema della Specola, da morene ad andamento semicircolare, separate le une dalle altre da piane fluvioglaciali ad identica disposizione. La morfologia assunta dalle morene è ben riconoscibile tra Senna Comasco e Figino Serenza, mentre diviene più articolata spostandosi verso W dove il fitto reticolo di piane fluvioglaciali ha smantellato e frammentato le morene, dando origine a quattro importanti valli; da E verso W: valle del Seveso, valle tra S. Michele e Cermenate, valle della Lura e valle tra Cirimido e Lomazzo.

La valle del Seveso costituisce il principale scaricatore del ghiacciaio del ramo di Como del Lario e si è formata durante le prime glaciazioni che hanno interessato il territorio, mentre è stata più volte riempita di sedimenti e reincisa durante le glaciazioni più recenti.

Il percorso della valle del Seveso, da N a S, è divisibile in tre settori:

- un settore settentrionale, comprendente l'ampia piana tra Grandate e Luisago, costituita dal *sandur* del Ghiacciaio della Cà Morta;

- un settore centrale in cui la valle, incisa nei conglomerati del Ceppo di Portichetto, si presenta a *canyon* (ben visibile tra Abbadia e Cucciago) profondo circa 100 metri, largo (alla base) circa 150 metri e con versanti subverticali; nella parte centrale della valle del Seveso confluisce la valle ora occupata dal Rio Acquanegra, che ha origine dalla cosiddetta "soglia di Camerlata". La valle dell'Acquanegra, ampia in proporzione alle attuali portate del torrente, rappresenta lo scaricatore del Lago di Como quando questo, durante il ritiro dell'ultima glaciazione, aveva un livello delle acque superiore di 70 metri rispetto agli attuali 200 m s.l.m., livello dettato proprio dalla quota della soglia di Camerlata. In corrispondenza della dorsale di Baraggia la valle dell'Acquanegra assume un andamento meandriforme; questa dorsale non è però una barra di meandro ma una morena-delta formatasi quando, nelle fasi di ritiro del ghiacciaio, l'area era occupata da un grande lago; testimonianze di questo lago sono visibili nei ripiani di Navedano a S e del nuovo carcere di Como a N, dove affiorano (BINI, 1987; BERSEZIO et alii, 1999) depositi limosi laminati (Fornace del Gaggio, Torbiera del Bassone);

- un settore meridionale, posto a S di Carimate, caratterizzato da un'ampia valle larga circa 2,5 km che taglia la continuità del pianalto di Meda e delle Groane, portandosi verso S fino al margine del foglio.

La valle tra S. Michele e Cermenate drenava invece le acque di uno scaricatore minore del ghiacciaio, sicuramente attivo durante le glaciazioni Binago e Besnate. La morfologia attuale della valle è data da un solco poco inciso, bordato da ampi terrazzi, che perde di evidenza a S di Misinto.

La valle della Lura rappresenta il principale scaricatore del Lobo del Faloppio, solo marginalmente rientrante nel Foglio Seregno. La conformazione del lobo stesso suggerisce che lo scaricatore glaciale doveva avere notevoli portate solo nella fase di massima avanzata dell'ultima glaciazione e durante alcune fasi di ritiro delle glaciazioni precedenti; in tempi diversi il drenaggio del Lobo del Faloppio era sottoglaciale verso N.

Tra Bulgarograsso e Lomazzo, la valle della Lura, incisa nei conglomerati del Ceppo di Portichetto e della Bevera (eteropici lungo la Lura), si presenta a *canyon* profondo circa 30-40 metri e con larghezza non superiore a 500 metri. A S di Lomazzo, pur essendo incisa, la valle della Lura non è più a *canyon* ma è occupata da una sequenza di ampi terrazzi fluvio-glaciali.

La valle tra Cirimido e Lomazzo drenava un intricato sistema di piccole valli fluvio-glaciali attive durante gli episodi Binago e Besnate-Guanzate; il suo *sandur* si perde tra i terrazzi della Lura, ciò fa pensare che si trattasse di uno scaricatore glaciale minore con limitate portate.

La presenza di dorsali in roccia nel settore nordorientale del Lobo di Como ha fatto sì che il ghiacciaio si dividesse in due sublobi, di Montorfano e di Albese.

I sublobi sono caratterizzati da una serie di depressioni poste tra una morena e l'altra, formatesi durante le fasi di ritiro dell'ultima glaciazione; queste depressioni erano tutte occupate da laghi ora completamente interrati ad esclusione del Lago di Montorfano. Le attuali valli del Robbia, del Terrò, di Brenna e della val Sorda costituivano i principali scaricatori glaciali dei sublobi di Montorfano e Albese; questi scaricatori, uniti in un'unica valle all'altezza di Cabiato, confluiscono nella valle del Seveso. Come per le valli precedentemente descritte, anche queste presentano la parte centrale del proprio percorso a *canyon* molto stretto con profondità di circa 30 metri (valle di Brenna).

1.2 - LOBO DELLA BRIANZA

Il Lobo della Brianza è stato formato dalla lingua glaciale proveniente dal ramo di Lecco del Lario che trasfluiva in territorio brianteo attraverso la sella di Valmadrera (220 m s.l.m.), da Pianrancio (970 m s.l.m.), dal Ghisallo (800 m s.l.m.), dai Piani di Crezzo (800 m s.l.m.) e dalla Valbrona (500 m s.l.m.) scendendo lungo la valle del Lambro. Le differenze di quota delle trasfluenze facevano sì che il ghiacciaio che scendeva dalla valle del Lambro fosse di dimensioni minori (ghiacciaio sottoalimentato) rispetto a quello che scendeva dalla Valmadrera.

Il Lobo della Brianza è formato, soprattutto nella parte sudorientale (Morena di Monticello), da grandi morene disposte a semicerchio, tagliate da una serie di scaricatori glaciali: tra Beldosso e Besana Brianza, valle del Lambro e valle di Fabbrica Durini.

Il settore di NE del Lobo della Brianza è caratterizzato da pochi archi morenici ma da estese piane lacustri marginoglaciali e proglaciali drenate dai vari torrenti Bevera. I depositi lacustri presenti tra Brioso e

Inverigo sono causa di frane di scivolamento e sono stati oggetto in passato di attività estrattiva nell'industria dei laterizi.

Gli scaricatori presenti tra Beldosso e Fabbrica Durini, attivi durante la fase Besnate-Cadorago, formano valli a fondo subpianeggiante, con versanti ripidi ma brevi e ampie non più di 200 metri che tagliano verso S le morene più antiche.

Il Lambro, che ha origine nel Triangolo Lariano presso Pianrancio (Foglio Como), forma tra gli abitati di Erba e Merone un ampio delta-conoide; questo si è formato al ritiro del ghiacciaio Cantù quando i laghi di Alserio e Pusiano erano uniti, molto più vasti e profondi degli attuali. Il Lambro si apre la strada tra vari cordoni morenici, piane lacustri e dossi in substrato, attraversando tutto il Lobo della Brianza. Tra Inverigo e Sovico la valle del Lambro si presenta profondamente scavata, incidendo i conglomerati del Ceppo di Inverigo e il substrato roccioso; presso Agliate il canyon del Lambro ha una profondità di circa 50 metri e una ampiezza di 150-200 metri.

Nel tratto a canyon la valle del Lambro riceve da NE diversi affluenti che costituivano gli scaricatori glaciali attivi durante le glaciazioni Besnate e Binago; questi incidono profondamente le unità più antiche del Lobo della Brianza (Sintema della Specola, Supersintema del Bozzente), raccordandosi poi con il fondovalle del Lambro. Al margine SE del Foglio Seregno la valle del Lambro si allarga ed è occupata da una serie di terrazzi fluvioglaciali.

La valle di Fabbrica Durini, affluente della val Sorda, drenava un sistema di laghi marginoglaciali, presenti nei pressi di Anzano del Parco, formati nelle fasi di ritiro dei ghiacciai.

Tutti gli scaricatori glaciali che attraversano in senso N-S il Foglio Seregno presentano un tratto del loro percorso profondamente inciso che corrisponde ad una fascia che tra Bulgarograsso e Brenna ha andamento E-W e da Brenna a Sovico ha andamento NW-SE. Lungo questa fascia affiorano le unità conglomeratiche (ceppi) che rappresentano le unità continentali più antiche del territorio; poichè i ceppi si trovano a quote superiori rispetto alle aree circostanti, costituendo una monoclinale immersa verso S, indicano che il territorio ha subito un sollevamento verso N dovuto ad attività tettonica recente o al sollevamento isostatico della catena alpina. Il località Portichetto il Ceppo di Portichetto, unità più bassa della successione, a contatto con il substrato, forma una collina rilevata rispetto alle unità più recenti, indice pertanto di sollevamento.

Le aree poste all'esterno delle morene morfologicamente più evidenti dei lobi di Como e della Brianza sono costituite da depositi dalle glaciazioni più antiche riconosciute nel territorio (Sintema della Specola,

Supersintema del Bozzente). Queste aree sono caratterizzate da litotipi particolarmente alterati con aumento nel contenuto di argilla e da potenti coperture loessiche. La marcata alterazione e le coperture loessiche hanno provocato uno “sgonfiamento” e addolcimento delle originali morfologie a creste moreniche, dando origine a ripiani suborizzontali o debolmente inclinati, rilevati rispetto alle piane circostanti, che in Lombardia prendono il nome di Pianalti (Pianalto delle Groane, Pianalto di Meda, Pianalto di Brenna). I pianalti sono attualmente ridotti a lembi isolati a causa dei processi erosivi apportati dagli scaricatori glaciali in epoche successive.

La superficie dei pianalti era ricoperta da una spessa copertura loessica che per l'intensa attività estrattiva, che ha interessato in passato l'alto milanese nella produzione di mattoni, è stata quasi completamente asportata e ridotta a spessori di 2-3 metri. Nel pianalto ubicato ad W del Ticino in Piemonte, lontano dalle grandi città dove la richiesta di mattoni era maggiore, la copertura loessica raggiunge i 20 metri di spessore.

L'idrografia dei pianalti è caratterizzata da corsi d'acqua ad andamento parallelo che nella maggior parte dei casi è legata alla paleoidrografia che si sviluppa negli spazi tra le morene e lungo gli antichi scaricatori glaciali (ZUCCOLI, 1997).

1.3 - SETTORE TRA IL LOBO DI COMO E IL LOBO DELLA BRIANZA

I lobi di Como e della Brianza, durante le glaciazioni più antiche erano uniti, mentre durante le glaciazioni più recenti i due lobi erano separati individuando un'area allungata N-S di ampiezza limitata posta al centro del foglio. Questo settore è occupato da resti di morene antiche e dai depositi fluviali e fluvio-glaciali del Cosia che durante le glaciazioni non si dirigeva verso Como, come attualmente, ma verso S, costituendo una piana tra i due lobi ampia circa 1,5 km che tende a stringersi verso S fino a confluire nella val Sorda-valle di Brenna.

1.4 - SETTORE MERIDIONALE

Tutta l'area meridionale del foglio è occupata dai *sandur* dei ghiacciai che a partire dagli scaricatori sopra descritti, si aprono a ventaglio verso la pianura. In quest'area i depositi dell'ultima glaciazione sono poco estesi ed interessano solo il fondovalle degli attuali fiumi.

V. 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. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI

1.1 - GRUPPO DEL MEDOLO

1.1.1. - Calcarea di Domaro (DOM)

Denominazione: Il Calcarea di Domaro è una formazione geologica giurassica appartenente al Gruppo del Medolo ed affiorante diffusamente nelle Alpi Meridionali lombarde. Costituita da depositi pelagici selciferi, l'unità è celebre per la sua ricca fauna ad Ammoniti. La denominazione prende il nome dal Monte Domaro, in Val Trompia, dove questa unità fu originariamente studiata per il suo ricco contenuto fossilifero. La determinazione delle Ammoniti permise a BONARELLI (1894) di istituire il sottopiano Domeriano. Studiata in seguito con moderni criteri stratigrafici, l'unità prese il nome di Calcarea di Domaro in BONI *et alii* (1968) ed è stata formalizzata da SCHIROLI (2002).

Sinonimi: Nell'area del Foglio Seregno, il Calcarea di Domaro è stato

precedentemente identificato come “Domeriano” nel Foglio Como (NOVARESE, 1937) e coincide con parte del *Lombardischer Kieselkalk* di BERNOULLI (1964).

Area di affioramento: il Calcare di Domaro affiora al limite Nord del Foglio, lungo il margine meridionale del Triangolo Lariano, tra Albavilla e Tavernerio.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore non è mai osservabile nell’ambito del Foglio Seregno, ma, nelle aree adiacenti il Foglio, l’unità poggia sul Calcare di Moltrasio con limite transizionale. Verso l’alto, l’unità passa al Calcare di Morbio con limite netto.

Spessore

Lo spessore massimo del Calcare di Domaro non è valutabile nell’ambito del Foglio Seregno. A causa dell’articolata fisiografia del bacino lombardo, che nel Giurassico prevede un’articolata sequenza di bacini separati da alti strutturali, lo spessore del Calcare di Domaro è estremamente variabile da 0 m, in condizioni di alto strutturale, fino a circa 350 m in aree depocentrali.

Litologia

Il Calcare di Domaro è costituito da due litozone, di cui solo la superiore è presente nel Foglio Seregno. Tale litozona è costituita da una successione di calcilutiti e calcari marnosi selciferi di colore nocciola o grigio chiaro, organizzati in strati generalmente piano-paralleli e separati da interstrati marnoso-argillosi. La selce, di colore grigio o nocciola, si presenta in liste, più raramente in noduli. Gli interstrati sono costituiti da marne e marne pelitiche a stratificazione sottile, spesso amalgamata.

Età

In base alla biostratigrafia ad ammoniti ed a nannofossili calcarei, il Calcare di Domaro è attribuibile nell’area-tipo (Bacino Trumplino-Sebino) al Pliensbachiano (Carixiano sommitale-Domeriano)–Toarciano basale.

1.2 - FLYSCH LOMBARDO

Sotto la denominazione informale di Flysch Lombardo sono comprese diverse unità stratigrafiche databili al Cretacico, di origine prevalentemente torbiditica. Sebbene il termine non sia mai stato usato in senso formale (ad es. con rango di gruppo), è utile per identificare in modo collettivo una successione eterogenea di sedimenti terrigeni ed emipelagiti estesa tra il Varesotto occidentale e il Lago d’Iseo, con le aree di affioramento di gran lunga più continue e significative localizzate in Bergamasca. Nell’interpretazione qui proposta, vengono

incluse nel Flysch Lombardo anche formazioni prevalentemente pelitiche (Marna di Bruntino) o ricche di torbiditi calcaree (Sass de la Luna) in virtù delle analogie di significato paleotettonico o di modalità de posizionale con i flysch propriamente detti. Così inteso, il Flysch Lombardo avrebbe una base coincidente con il tetto stratigrafico della sottostante Maiolica.

All'interno del Flysch Lombardo si vanno definendo, con sempre maggiore precisione e rigore formale, unità litostratigrafiche aventi rango di gruppo, formazione e membro.

1.2.1. - Sass de La Luna (SDL)

Denominazione

Termine introdotto da VARISCO (1881) e ripreso da VENZO (1954). La denominazione "Sass de la Luna" deriva da un'espressione dialettale lombarda probabilmente utilizzata per definire la scarsa resistenza di tale roccia all'azione degli agenti atmosferici, che la rende pertanto inutilizzabile come pietra da costruzione (VENZO, 1954). In CHERUBINI (1841), il termine viene riportato per indicare la Formazione di Brenno presso Montevicchia. L'unità è stata formalizzata da BERSEZIO (2005).

Sinonimi

Si trovano in letteratura variazioni grafiche del termine:

"Sass della Luna", VENZO (1954), VICENTE (1966)

"Sass de la Lùna", BONI *et alii* (1970), CASTELLARIN *et alii* (2005)

"Sasso della Luna", COMIZZOLI *et alii* (1969), BIANCHI *et alii* (1971)

Area di affioramento

Il Sass de la Luna affiora al limite Nord del Foglio, lungo il T. Cosia.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore è osservabile lungo il T. Cosia poco a Nord del limite del Foglio Seregno, dove il Sass de la Luna giace con limite transizionale e concordante sulla Marna di Bruntino. Il limite superiore, osservabile nel Foglio Seregno lungo il T. Cosia, è concordante ed è definito dal passaggio di facies da marne calcaree e calcilutiti grigio-azzurre del Sass de la Luna alle marne rosse della Formazione di Sorisole.

Spessore

Lo spessore massimo del Sass de la Luna, intorno a 350 m, è riscontrabile nell'area bergamasca. Nell'area del T. Cosia, lo spessore dell'unità, valutabile poco a Nord del limite del Foglio Seregno, è intorno ai 20 m. Tale variazione di spessore era già stata messa in evidenza da BERSEZIO (1989; 1992) e BERSEZIO & FORNACIARI (1994), i quali osservarono un generale assottigliamento del Sass de la Luna

verso Nord e Nord-Ovest rispetto alla Bergamasca.

Litologia

Nel Foglio Seregno il Sass de la Luna è caratterizzato da una successione di torbiditi pelagiche marnoso-calcaree grigio-azzurre con intercalazioni di marne scagliose. La stratificazione è piano-parallela con strati di spessore variabile da decimetrico a pluri-decimetrico, organizzati in sequenze di Bouma con intervallo “e” molto sviluppato e solo eccezionalmente complete (T_{a-e}).

Paleocorrenti

Le paleocorrenti non sono valutabili nell’ambito del Foglio Seregno, ma, altrove, BERSEZIO (1992) BERSEZIO & FORNACIARI (1994) riportano provenienze da Sud e Sud-Est.

Età

L’età del Sass de la Luna, definita nell’area bergamasca sulla base della biostratigrafia a Foraminiferi planctonici è Albiano superiore-sommitale (BERSEZIO, 1989; BERSEZIO *et alii*, 1990; BERSEZIO, 1992).

1.2.2. - Formazione di Sorisole – Litofacies delle Marne Rosse(FSE_a)

Denominazione

La Formazione di Sorisole è stata definita nei nuovi Fogli in scala 1: 50 .000 076 “Lecco”, 097 “Vimercate” e 098 “Bergamo” con l’obiettivo di formalizzare un intervallo stratigrafico, complesso e articolato, di cui ricorrono in letteratura diverse denominazioni comunemente riferite ad aspetti specifici, difficilmente estrapolabili arealmente. La località e la sezione tipo della Formazione di Sorisole sono ubicate nel settore bergamasco centrale, dove l’unità risulta espressa dalla sue litozone più significative, che da qui possono essere estese anche ai Fogli geologici adiacenti.

Sinonimi

Nel Foglio Seregno, l’unica litofacies riconosciuta è quella delle Marne Rosse, indicata come:

“Scaglia marnosa e scistosa rossa cenomaniana”, VENZO (1954)

“pelites rouges” o “scaglia rossa”, VICENTE (1966)

“torbiditi pelitico-arenacee e peliti variegate”, GELATI *et alii* (1982)

“Marni Rosse”, BERSEZIO & FORNACIARI (1989) BERSEZIO *et alii* (1990)

Area di affioramento

La Formazione di Sorisole affiora al limite Nord del Foglio, lungo il T. Cosia.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore, osservabile nel Foglio Seregno lungo il T. Cosia, è

concordante e marcato da un cambio di facies dalle alternanze di marne calcaree e calcilutiti grigio-azzurre del Sass de la Luna alle marne rosse della Formazione di Sorisole. Il limite superiore non è stato osservato nell'area di studio; la prima unità che affiora superiormente è il Membro delle Peliti Rosse della Formazione di Gavarno.

Spessore

Lo spessore della Formazione di Sorisole, valutabile lungo il T. Cosia, è intorno ai 30 m. Nelle aree adiacenti il Foglio Seregno lo spessore complessivo viene stimato intorno a 80 m.

Litologia

La Formazione di Sorisole nell'area-tipo è costituita da quattro litozone (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988), dal basso: le Marne Rosse, i due Banchi Caotici e le Torbiditi Sottili.

Nel Foglio Seregno, l'unica litofacies riconosciuta è quella delle Marne Rosse. Tale litofacies è costituita da marne e calcari marnosi rossi a stratificazione piano-parallela da media a molto spessa, con tracce di bioturbazione e laminazioni.

Età

L'età della Formazione di Sorisole, definita nell'area bergamasca sulla base della biostratigrafia a Foraminiferi planctonici, è Cenomaniano (BERSEZIO & FORNACIARI, 1989).

1.2.3. - Formazione di Gavarno – Membro delle Peliti Rosse(GVR₂)

Denominazione

La Formazione di Gavarno è stata definita nel Foglio 098 “Bergamo” della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ove affiorano sia le sezioni depocentrali, continue e complete, che le sezioni marginali, ridotte, discontinue ed incomplete. La definizione è stata poi adottata, nelle sue varianti, nei fogli 097 “Vimercate” e 076 “Lecco” della stessa Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, e per i limitati affioramenti compresi nella presente edizione del Foglio “Seregno”.

Sinonimi

Nel Foglio Seregno è stata osservata solo una litozona della Formazione di Gavarno, il membro delle Peliti Rosse, precedentemente indicata come:

“Flysch scistoso-argilloso grigio”, “Scisti argillosi rossi”, VENZO (1954)

“flysch rouge calcaro-pelitique”, VICENTE (1966)

“Flysch pelitico arenaceo rosso”, GNACCOLINI (in DESIO, 1968)

“Flysch rosso”, BICHSEL & HÄRING (1981)

“Torbiditi pelitico-arenacee”, GELATI *et alii* (1982)

“peliti rosse”, BERSEZIO *et alii* (1990)

Area di affioramento

Il Membro delle Peliti Rosse della Formazione di Gavarno affiora al limite Nord del Foglio, lungo il T. Cosia.

Rapporti stratigrafici

Né il limite inferiore né il limite superiore della Formazione di Gavarno sono osservabili nel Foglio Seregno. Inferiormente, la prima unità affiorante è la Formazione di Sorisole. Superiormente, nell'ambito del limitrofo Foglio Como, la prima unità affiorante è il Flysch di Pontida, osservabile nel versante destro della Valle del T. Cosia, tra Lora e l'ex Fornace.

Spessore

Lo spessore della Formazione di Gavarno nella Valle del T. Cosia è valutabile intorno ai 30 m. Nelle aree adiacenti il Foglio Seregno lo spessore massimo viene stimato intorno ai 215 m.

Litologia

Nell'ambito del Foglio Seregno sono state osservate areniti medie quarzoso-micacee in strati piano paralleli da sottili a medi, con strutture tipiche delle sequenze di Bouma Tb-e e Tc-e, con intercalazioni pelitiche sottili. VICENTE (1966) riporta inoltre la presenza di controimpronte basali. Le litologie più fini sono costituite da marne laminate scagliose di colore da rosso cupo a rosato.

Età

L'età del Membro delle Peliti Rosse della Formazione di Gavarno è Turoniano inferiore-medio definita principalmente per inquadramento stratigrafico con le unità sotto e soprastanti, datate in base ai Foraminiferi planctonici e ai nannofossili calcarei (BERSEZIO *et alii*, 1990, BERSEZIO & FORNACIARI, 1994; BERSEZIO *et alii*, 2000).

1.2.4. - Arenaria di Sarnico (SAR)

Denominazione

Pietra lombarda d'antica tradizione, impiegata sin dal Medioevo come pietra da mola nel lecchese ("pietra di Oggiono") e come pietra da costruzione nell'area sebina ("pietra di Sarnico"), viene descritta per la prima volta da DE ALESSANDRI (1899). Con VENZO (1954), e quindi FERNANDEZ (1963) e PIAT (1963), l'Arenaria di Sarnico viene inquadrata stratigraficamente.

Sinonimi

"Flysch grèseux", VICENTE (1966)

"arenarie grigio-verdi", VENZO (1954)

"Sarnico Sandstone", DE ROSA & RIZZINI (1967)

"Arenaria di Sarnico", BICHSEL & HÄRING (1981)

“Arenaria di Sarnico”, GELATI *et alii* (1982)

Area di affioramento

L’Arenaria di Sarnico affiora limitatamente e in modo discontinuo nel settore NE del Foglio tra Oggiono e Bosisio Parini. L’unità costituisce l’ossatura del Poggio Stolegarda e dei rilievi a NE di Bosisio, nonché di un’ampia piattaforma d’abrasione lungo la costa meridionale del Lago di Pusiano a SW di Bosisio.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore non è stato osservato nell’ambito del Foglio Seregno, ma, nelle aree adiacenti, l’Arenaria di Sarnico è stratigraficamente sovrastante al Flysch di Pontida, mediante un contatto netto, benché mal esposto, sottolineato dalla presenza di calciliti grossolane. Il passaggio superiore al Conglomerato di Sirone avviene tramite un’unità transizionale (“Sarnico-Sirone transition” di BERSEZIO *et alii*, 1990; Unità di Colle Brianza nelle Note Illustrative dei Fogli 097 “Vimercate” e 098 “Bergamo”), costituita nell’area rilevata da alternanze di peliti e torbiditi sottili con superfici piano-parallele, talvolta con base erosiva e sequenze di Bouma troncate (Tb-e, Tc-e), caratterizzate da apporti settentrionali o da Nord-Ovest. Sebbene lo spessore di questa unità transizionale la renda cartografabile alla scala 1:10.000, per il momento ci si è limitati ad accorparla, senza evidenziarla in modo distinto, alla base del Conglomerato di Sirone.

Spessore

Lo spessore dell’Arenaria di Sarnico non può essere valutato nell’ambito del Foglio Seregno; nelle aree adiacenti viene stimato intorno a 350–450 m. (BERSEZIO *et alii*, 1990; BERSEZIO & FORNACIARI, 1994).

Litologia

Nell’area rilevata l’Arenaria di Sarnico è organizzata in alternanze di areniti e peliti fini, in strati da sottili a medi, con strutture tipiche della sequenza di Bouma generalmente complete (Ta-e), superfici di stratificazione piano-parallele, base netta con controimpronte di fondo. Alle sequenze ritmiche sottili, s’intercalano strati medi, talvolta massivi, con frequenti lamine piano-parallele, oblique o convolute e strutture da fuga d’acqua.

Petrografia

Le Arenarie di Sarnico del foglio Seregno sono costituite da litareniti fini e medie (FOLK, 1980), ben selezionate, con cemento calcitico tardivo. La moda detritica (DICKINSON, 1970) è $Q = 31 \pm 10$, $F = 7 \pm 2$, $L = 62 \pm 9$. Il rapporto quarzo mono/policristallino è circa 3:1, tra i pochi feldspati dominano i k-feldspati sui plagioclasti. I litici comprendono rocce sedimentarie (selci, siltiti e dolomiti) e metamorfiche (filladi e

scisti). La frazione carbonatica è significativa per la presenza di litici calcarei e dolomitici (CE: $27\pm 13\%$ dello scheletro detritico) e di intraclasti calcarei (CI: $3\pm 1\%$ dello scheletro detritico). L'associazione a minerali pesanti presenta modeste quantità di granato (7-25% della suite), mentre i minerali ultrastabili sono dominanti (indice ZTR = 42-57%). La matrice (epimatrice, DICKINSON, 1970) è scarsa, mentre abbondante è la pseudomatrice, derivata dalla deformazione da carico dei frammenti litici meno competenti (carbonati). I dati riportati confermano quanto già descritto da FORNACIARI (1989), BERSEZIO *et alii* (1990), BERSEZIO & FORNACIARI (1994).

Il principale processo diagenetico è la compattazione meccanica con diffusa produzione di pseudomatrice. Il cemento è composto da calcite, diffusa sia come riempimento intragranulare che come sostituzione della pseudomatrice.

Tenuto conto della bibliografia sopracitata, i risultati composizionali ottenuti nei limitati affioramenti compresi nel Foglio Seregno si inseriscono nel quadro regionale di alimentazione dell'Arenaria di Sarnico verosimilmente provenienti da erosione di un substrato epimetamorfico e di una copertura sedimentaria, genericamente identificabile con il dominio Austro-Sudalpino, come configurati durante il Cretacico.

Paleocorrenti

La misura delle paleocorrenti, su controimpronte basali da impatto e trascinalamento, indica invariabilmente una provenienza orientale degli apporti. Secondo FORNACIARI (1989), si osservano nell'area rilevata anche sporadici apporti da Ovest.

Fossili

Il contenuto macrofossilifero è estremamente povero, limitato a frammenti di Rudiste (*Hippurites*) rimaneggiati e a un unico esemplare di Ammonite (*Anisoceras* aff. *pseudoarmatum-paderbornense* Schluter) segnalato da VENZO (1954). Più frequenti sono le tracce fossili da nutrizione e residenza (*Ophiomorpha* sp.) osservate presso Bosisio.

Paleogeografia.

L'Arenaria di Sarnico costituisce un sistema torbidoitico silicoclastico alimentato da Est e progradante verso Ovest. (CASTELLARIN, 1976; BICHSEL & HAERING, 1981; GELATI *et alii*, 1982; FORNACIARI, 1989; BERSEZIO *et alii*, 1990; BERSEZIO & FORNACIARI, 1994; BERSEZIO *et alii*, 1993). Tenuto conto della bibliografia citata, la configurazione del bacino dell'Arenaria di Sarnico prevede un rilievo marginale di natura tettonica a N ed un bacino di forma allungata, orientato E-O attualmente preservato dalle Giudicarie al Varesotto. Nella zona rilevata, le

associazioni di facies a torbiditi sottili sono interpretabili come lobi arenacei, passanti a depositi di tracimazione, descritti da MUTTI & NORMARK (1987).

Età

La determinazione dei nannofossili calcarei ha evidenziato un'associazione a *Marthasterites furcatus*, *Eiffellithus eximius* e *Lithastrinus septenarius*, riferibile alla zona CC13b; in particolare, l'assenza di *Micula staurophora* (marker della zona CC14) suggerisce l'assegnazione alla zona CC13b. Coniaciano.

1.2.5. - *Conglomerato di Sirone (CSH)*

Denominazione

L'unità prende il nome dall'abitato di Sirone, in Brianza orientale, dove, storicamente, la roccia era cavata per la produzione di macine da mulino.

Sinonimi

“puddinga di Sirone”, DE CRISTOFORIS (1838)

“Piano di Sirone”, DE ALESSANDRI (1899)

“conglomerati poligenici”, VENZO (1954)

“Sirone conglomerate”, HÄRING (1978)

“Conglomerati di Sirone”, GNACCOLINI (1971), GELATI *et alii* (1982), BERSEZIO *et alii* (1990)

Area di affioramento

Il Conglomerato di Sirone costituisce l'ossatura delle colline di Sirone e di Molteno.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore è stato localmente osservato presso la collina di Sirone ed è costituito da un passaggio transizionale all'Arenaria di Sarnico tramite la cosiddetta Unità di Colle Brianza (BERSEZIO *et alii* 1990), caratterizzata da alternanze di peliti e torbiditi sottili con apporti settentrionali o da nordovest. Il limite superiore, non osservabile nell'area rilevata, è caratterizzato da un passaggio presumibilmente netto al Flysch di Bergamo.

Spessore

Il Conglomerato di Sirone costituisce un corpo sedimentario di spessore variabile lungo una fascia di circa 40 km dalla collina di Molteno al Lago d'Iseo. Lo spessore diminuisce verso Est da circa 200 m fino a 50-60 m.

Litologia

Nell'area rilevata il Conglomerato di Sirone è caratterizzato da facies conglomeratiche e arenaceo-conglomeratiche, massive. Si osservano

frequentemente conglomerati a supporto clastico, disorganizzati, con ciottoli localmente embricati e stratificazione molto grossolana, di solito evidenziata da interstrati pelitici discontinui o allineamenti di ciottoli. Le dimensioni dei clasti variano da centimetriche a decimetriche. Meno frequentemente si osservano strati spessi di arenite massiva intercalati ai conglomerati.

Petrografia

La petrografia del Conglomerato di Sirone può essere definita in base alla composizione dei ciottoli della facies conglomeratica e dei clasti arenitici della facies arenacea. La petrografia dei ciottoli riportata da CADEL (1974) è calcari 7%, dolomie 49%, selci 18%, quarzo 13%, arenarie 12%, porfiriti 1%; BICHSEL & HÄRING (1981) riportano invece quarzo+basamento cristallino 40%, dolomite 22%, selce 21%, calcari pelagici 4%, calcari di piattaforma 6%, detrito biogenico grossolano 5%. Oltre alle precedenti litologie sono stati osservati anche ciottoli di conglomerati provenienti dal Verrucano. Le arenite presenti nel Conglomerato di Sirone hanno la seguente composizione media: Q = 57, F = 3, L = 40 (FORNACIARI, 1989). I litici sono costituiti da rocce sedimentarie (dolomie, selci, siltiti), metamorfiche (filladi e micascisti) e sporadici frammenti di vulcaniti intermedie e acide; i litici carbonatici sono assenti. Il materiale intragranulare è rappresentato da pseudomatrice, prodotta a spese dei clasti meno competenti (litici metamorfici), e da calcite tardiva, che tende a sostituire la pseudomatrice e i clasti quarzosi. Il principale processo diagenetico è attribuibile alla compattazione meccanica che deve aver prodotto la dissoluzione dei clasti più chimicamente instabili (litici carbonatici), attualmente assenti nella facies arenacea, ma abbondanti in quella conglomeratica. Sulla base della composizione petrografica di ciottoli e arenite si può identificare un'area sorgente identificabile con i domini Australpino e Sudalpino.

Paleocorrenti

La misura delle paleocorrenti, eseguita su embricature, impronte di fondo e pebble cluster, indicano una provenienza da Nord e Nord-Ovest.

Fossili

Il contenuto macrofossilifero è costituito principalmente da Ippuriti, Acteonelle e *Inoceramus crispus*, rinvenuti da DE ALESSANDRI (1899) e VENZO (1954). È stata osservata presso il colle di Sirone una *pascichnia* meandriforme attribuibile all'ichnofacies nereites (*Cosmorhaphé*), tipica di ambienti marini batiali.

Paleogeografia.

Il Conglomerato di Sirone forma un sistema torbiditico continuo, ma di

spessore variabile, tra la Brianza Orientale e il Lago di Iseo, prodotto da flussi gravitativi ad alta densità, alimentato da Nord e Nord-Ovest e progredente verso i quadranti orientali. L'ambiente di sedimentazione è profondo, come dimostrato dall'ichnofacies, ma il grado di arrotondamento dei ciottoli lascia supporre una precedente fase di elaborazione fluviale e deltizia.

Età

La determinazione dei nannofossili calcarei ha evidenziato associazioni riferibili alle zone CC15 (Unità di Colle Brianza), CC16 e CC17 (Conglomerati di Sirone). Santoniano.

1.2.6. - *Flysch di Bergamo* (FBG)

Denominazione

Il Flysch di Bergamo è un'unità litostratigrafica istituita da GELATI & PASSERI (1967) e successivamente descritta da DE ROSA & RIZZINI (1967), GALBIATI (1969), BICHSEL & HÄRING (1981), BERSEZIO *et alii* (1990). Tale unità era precedentemente accorpata nella "serie campaniana" di VENZO (1954) e nei piani di Brenno e Sirone *Auct.* Storicamente, le litofacies più arenitiche alimentavano una fiorente attività estrattiva legata alle pietre da mola ("molere") nell'area di Garbagnate Monastero e Viganò.

Sinonimi

"Gruppo di Breno e Sirone", VILLA & VILLA (1844)

"Creta superiore", CURIONI (1877), VARISCO (1881)

"Piano di Sirone" e "Piano di Brenno", DE ALESSANDRI (1899)

"Piano di Brenno", MARIANI (1899)

"Flysch campaniano", "Flysch orogeno", VENZO (1954)

"Flysch gréso-pelitique", "Flysch pelito-gréseux", "Flysch pelito-gréseux micace", "Flysch pelito-micace", VICENTE (1966), AUBOUIN *et alii* (1970)

Area di affioramento

L'unità affiora diffusamente in tutto il quadrante NE del Foglio Seregno. Essa costituisce l'anticlinale rovesciata sud-vergente della collina di Montevecchia, la fascia di rilievi tra Merone, Rogeno, Costa Masnaga, Garbagnate Monastero e Barzago.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore non è mai stato osservato nell'ambito del Foglio Seregno; nelle aree adiacenti l'unità può passare in modo netto (Colle di Bergamo) o mediante una transizione di circa 50 m (Monte Canto) ai sottostanti Conglomerati di Sirone. Il Flysch di Bergamo passa superiormente alla Formazione di Brenno, mediante una facies

transizionale, caratterizzata da alternanze di peliti e torbiditi sottili con almeno un'intercalazione (para)conglomeratica e locali slump nella parte stratigraficamente più alta. GELATI & PASSERI (1967) fissarono indicativamente il tetto del Flysch di Bergamo alla comparsa di banchi conglomeratici seguiti da marne grigio-cineree alternate ad areniti sottili, attribuite alla Scaglia. A Montevecchia, GALBIATI (1969) pone lo stesso contatto alla base di un intervallo di marne siltose rossastre in strati decimetrici, in una posizione stratigrafica più alta rispetto a quella suggerita da GELATI & PASSERI (1967). Alla luce del presente rilevamento, si accoglie la proposta di GALBIATI, attribuendo le litologie ad alternanze sottili pelitico-arenitiche e il livello (para)conglomeratico di GELATI & PASSERI (1967) al membro di Rogeno (v. infra) del Flysch di Bergamo.

Spessore

Lo spessore del Flysch di Bergamo non è stimabile con certezza nell'area rilevata per via delle ampie coperture e dell'intensa deformazione. Nelle aree adiacenti il Foglio Seregno, sulla base delle sezioni misurate da GELATI & PASSERI (1967) e GALBIATI (1969), si può stimare lo spessore dell'unità a circa un migliaio di metri.

Litologia

Nell'area rilevata il Flysch di Bergamo presenta tipicamente alternanze di peliti e arenarie in strati da sottili a spessi, talora organizzati in cicli *coarsening-upward*; gli strati arenitici risultano gradati e laminati (sequenze di Bouma Ta-e e Tb-e); alla loro base mostrano frequenti controimpronte e tracce di bioturbazione. Nell'area orientale del Foglio Seregno (Viganò e Garbagnate Monastero) prevale la componente arenitica, costituita da areniti medie e grossolane organizzate in spessi strati massivi o laminati con sequenze di Bouma più o meno troncate, di spessore pluridecimetrico, fino a metrico, con intercalazioni di alternanze decimetriche peliti-areniti. Nell'area di Missaglia-Viganò si osservano inoltre intercalazioni di calcilutiti fini biancastre, in strati piano-paralleli da sottili.

Oltre alla facies arenitica appena descritta, caratteristica dell'area di Montevecchia-Lissolo (GALBIATI, 1969), nel Flysch di Bergamo si possono distinguere due membri.

Megabed di Missaglia. Si tratta di un megastrato intercalato nella porzione inferiore del Flysch di Bergamo e affiorante nell'adiacente Foglio Vimercate. Il Megabed di Missaglia è costituito da un paraconglomerato basale passante verso l'alto a una successione calcarea gradata, da rudite a calcilutite, per uno spessore di circa 30 m (VENZO, 1954; GALBIATI, 1969; BERNOULLI *et alii*, 1981).

Membro di Rogeno (FBG₁). Nella parte alta del Flysch di Bergamo si osserva una sensibile diminuzione della componente arenitica, che scende a un rapporto pari o inferiore a 1:1 rispetto alla componente pelitica e, nel complesso, prevale un'organizzazione caratterizzata da alternanze di peliti e areniti in strati sottili; nella parte sommitale di tale litozona, inoltre, si osservano intercalazioni metriche di conglomerati e paraconglomerati canalizzati medio-grossolani (Premoli Silva e LUTERBACHER, 1966; BERSEZIO & FORNACIARI, 1994). Tale litologia rappresenta la transizione verticale alla soprastante Formazione di Brenno e mostra uno spessore crescente da Sud-Est (Montevecchia-Lissolo) a Nord-Ovest (Rogeno-Merone).

Petrografia

La petrografia del Flysch di Bergamo può essere definita in base alla composizione delle areniti e dei banchi conglomeratici. Le areniti presentano composizione ibrida con una frazione silicoclastica e una carbonatica spesso distinte, talvolta associate. La frazione silicoclastica rientra nel campo delle litareniti feldspatiche (FOLK, 1980) con $Q = 56$, $F = 19$, $L = 25$, abbondante muscovite tra i minerali accessori e cemento calcitico (FORNACIARI, 1989). Il quarzo monocristallino è più abbondante di quello policristallino (4:1), il k-feldspato predomina sul plagioclasio e i litici sono costituiti da rocce sedimentarie e metamorfiche, in subordine vulcaniche. La cementazione calcitica è estremamente pervasiva.

I livelli conglomeratici del membro di Rogeno presentano una composizione prevalentemente carbonatica con rari ciottoli cristallini: Calcari (40%), Dolomie (37%), Selce (1%), Gneiss e Micascisti (6%), Quarzo e Quarziti (14%), Arenarie (1%).

Paleocorrenti

Nell'area rilevata, su controimpronte basali da impatto e trascinamento, si riscontrano paleocorrenti indicanti invariabilmente apporti da nord.

Fossili

Nel membro di Rogeno si segnala la presenza di un livello con diffusi frammenti di Inocerami, osservati presso la cava di Brenno della Torre e in affioramenti sparsi presso Merone. MARIANI (1899) riporta nello stesso livello anche la presenza di *Belemnitella mucronata* e, più in generale, le ammoniti *Mortoniceras texanum*, *Pachydiscus colligatus*, *P. negrii*, *P. galicianus*, *Pachydiscus sp.*, *Hauericeras pseudo-gardeni*, *Hamites*. Le associazioni a foraminiferi sono caratterizzate dai seguenti indicatori zionali: *Globotruncana calcarata*, *G. stuarti*, *G. fornicata*, *G. concavata*. Tra le specie riconosciute si segnalano:

Planctonici:

Globigerinelloides

subcarinatus

G. caseyi

Globotruncana hilli

Heterohelix globulosa

Heterohelix sp.

Pseudoguembelina costulata

Bentonici:

Lepidorbitoides sp.

Nodosariidae

Orbitoides sp.

Quinqueloculina sp.

Siderolites sp.

Paleogeografia.

Il Flysch di Bergamo è un sistema complesso, composto dalla coalescenza di diversi centri deposizionali torbiditici. Nella parte orientale del Foglio Seregno, la maggior consistenza della facies arenitica suggerisce la presenza di un centro deposizionale prossimale (conoide di Montevecchia), che, spostandosi verso Ovest, si sfrangia lateralmente nella litozona del Membro di Rogeno, indicativa di una facies di conoide distale, in prossimità della base scarpata.

La comparsa del Flysch di Bergamo segna un cambiamento nell'assetto deposizionale del bacino lombardo Cretacico in quanto, sulla base delle scarse evidenze stratigrafiche raccolte, sembra configurarsi un bacino di avampaese più vasto di quello precedentemente riempito dalle unità torbiditiche fin qui descritte (BERSEZIO & FORNACIARI, 1994). Verso la sommità stratigrafica del Flysch di Bergamo, il Membro di Rogeno è trasgressivo sulla conoide di Montevecchia, suggerendo una graduale disattivazione del sistema.

Nel complesso, la fase tettonica regionale responsabile della deposizione dei Flysch Cretacei si esaurisce gradualmente con il Campaniano, lasciando spazio alla deposizione emipelagica/pelagica, con dominanti apporti intrabacinali, propria del successivo ciclo deposizionale (Scaglia Lombarda).

Età

La determinazione del nannoplankton calcareo ha permesso di distinguere le seguenti associazioni:

- *Calculithes obscurus*, *Rucinolithus hayi*, *Micula staurophora*, *Lithastrinus grillii*, *Micula decussata* e *Tranolithus orionatus* (CC17);
- *Micula concava*, *Broinsonia parca* e marker zonale *Ceratolithus aculeus* (CC20)
- *Arkhangelskiella cymbiformis* e marker zonale *Quadrum sissinghii* (CC21)
- contemporanea presenza di *Uniplanarius trifidus*, *Broinsonia parca*, *Eiffellithus eximius* e *Tranolithus orionatus* (CC22a);
- Reinardthites levis*, *Uniplanarius trifidus* e *Tranolithus orionatus* con assenza di *Broinsonia parca*, *Reinardthites antophorus* e *Eiffellithus*

eximius (CC23b);

- presenza di *Reinardtithes levis* e la contemporanea assenza di *Uniplanarius trifidus*, *Tranolithus orionatus*, *Eiffellithus eximius* (CC24);

- *Lithastrinus quadratus* con assenza di *Micula murus* (CC25b).
Campaniano-Maastrichtiano medio.

1.3 - SCAGLIA LOMBARDA

1.3.1. - Formazione di Brenno (**BNN**)

Denominazione

L'unità, storicamente riferita alla "Scaglia Lombarda" *Auct.*, prende il nome dall'antico Piano di Brenno *Auct.* (DE ALESSANDRI, 1899), così denominato dalla località di Brenno della Torre (Frazione di Costa Masnaga, LC) dove affiorano i calcari marnosi bianchi e rosati, attualmente soggetti ad attività estrattiva per cemento. Con KLEBOTH (1982) si abbandona la generica denominazione di Scaglia (PREMOLI SILVA & LUTHERBACHER, 1966), riprendendo la denominazione Piano di Brenno. Con il lavoro di TREMOLADA *et alii* (2008) la dicitura Piano di Brenno è stata modificata a favore della più corretta denominazione Formazione di Brenno, sottolineando il criterio litostratigrafico (e non cronostatigrafico, come l'uso del termine "piano" suggerirebbe) adottato nella definizione dell'unità.

Sinonimi

"Piano di Brenno", DE ALESSANDRI (1899), KLEBOTH (1982), BERSEZIO *et alii* (1993)

"Scaglia grigia", VENZO (1954)

"Piano di Brenno", "Scaglia cinerea", VICENTE (1966), AUBOUIN (1970)

"Scaglia cinerea", GELATI & PASSERI, (1967)

"Scaglia", PREMOLI SILVA & LUTHERBACHER (1966), GALBIATI (1969)

"Brenno Formation", TREMOLADA *et alii* (2008)

Area di affioramento

La Formazione di Brenno affiora prevalentemente nelle vaste cave per cemento di Bulciago-Cassago, Baggero e Brenno della Torre e lungo il tracciato della SS 36 all'altezza di Tabiago e Costa Masnaga.

Rapporti stratigrafici

L'unità segue in modo estremamente graduale il sottostante Flysch di Bergamo. Nel presente lavoro si è accolta la proposta di GALBIATI (1969) e il limite inferiore dell'unità viene fissato alla prima comparsa del livello a marne calcaree rosate, al tetto del Membro di Rogeno del Flysch di Bergamo. Le associazioni a nannofossili identificate alla base

della formazione sembrano indicare una parziale eteropia con il tetto del Flysch di Bergamo, che nell'ambito dell'area rilevata si sviluppa da Nord-Ovest verso Sud-Est. Il limite superiore è netto ed è materializzato da un brusco passaggio di facies da calcari marnosi rosa a peliti rosse. Tale limite coincide il limite cronostratigrafico Cretaceo/Paleocene.

Spessore

L'unità, misurata presso la sezione di Tabiago lungo la SS 36, presenta uno spessore di circa 100 m e, sebbene il limite inferiore nella sezione di Tabiago non sia stato osservato direttamente, si ritiene sulla base di altre sezioni osservate durante il rilevamento geologico che lo spessore reale della Formazione di Brenno superi per non più di una decina di metri il valore misurato a Tabiago.

Litologia

La Formazione di Brenno consiste in calcari marnosi e marne calcaree di colore bianco, grigio o rosato, con subordinate calcilutiti bianche, grigie o nocciola. La stratificazione è generalmente regolare, caratterizzata da strati piano-paralleli da sottili a medi. Alla litologia marnoso-calcareo di base s'intercalano sottili livelli arenitici a composizione ibrida, composti da quarzo, carbonati, selce e frammenti di rocce granitoidi. PREMOLI SILVA & LUTERBACHER (1966) riportano la presenza di uno strato conglomeratico nella parte bassa dell'unità, composto da calcari micritici, dolomie, calcareniti, radiolariti, gneiss migmatitici e paragneiss. Tale conglomerato è in realtà attribuito, sulla base della suddivisione litostratigrafica adottata nel presente rilevamento, al Flysch di Bergamo e corrisponderebbe ad uno dei corpi grossolani che si intercalano nella parte sommitale del membro di Rogeno.

Petrografia

I termini lutitici della formazione sono rappresentati da calcilutiti, più o meno marnose, riccamente bioclastiche (*wackestones* secondo Dunham, biomicriti secondo Folk). La maggior parte dei bioclasti è costituita da foraminiferi planctonici, in subordine si segnalano rari foraminiferi bentonici e ostracodi.

I termini arenitici sono rappresentati da calcareniti medio-fini, marnose, con selezione scarsa, ricche di foraminiferi planctonici ("globotruncane" in senso lato) e con subordinati foraminiferi bentonici (calcarei e agglutinati), ostracodi, echini, alghe corallinacee. La frazione extrabacinale è rappresentata da raro quarzo, in prevalenza monocristallino, mica e selce. Tra i componenti intrabacinali non calcarei si segnala la glauconia, tra gli autigeni la pirite. È diffusa la bioturbazione.

I termini ruditici consistono in biocalciruditi ibride con sparite

interstiziale e intraclasti micritici localmente ridotti a pseudomatrice. Per la frazione carbonatica intrabacinale sono comuni grandi Foraminiferi, piccoli bentonici calcarei e agglutinati, globotruncane; subordinati echini, frammenti di alghe corallinacee, briozoi, ostracodi; rari frammenti di Rudiste (Radiolitidi). Frequenti anche gli intraclasti calcarei, in maggioranza intraformazionali (micriti a globotruncane) ma talora di dubbia interpretazione (micriti a radiolari e bivalvi pelagici). Per la frazione extrabacinale sono relativamente abbondanti il quarzo, mono- e policristallino, e i litici gneissici (orto- e parametamorfici); anche litoclasti, probabilmente in dolomia, e selci. Rari pellets fosfatici.

Fossili

Il contenuto fossile della Formazione di Brenno è costituito da abbondanti foraminiferi, spesso osservabili a occhio nudo o con l'aiuto di lente. Tra le specie riconosciute si segnalano:

Planctonici:

Abatomphalus mayaroensis

A. intermedius?

Archaeoglobigerina cretacea

Contusotruncana contusa

C. patelliformis

C. walfishensis?

Globigerinelloides messinae

G. bollii

G. subcarinatus

G. ultramicrus

G. prairiehillensis

Globotruncana petaloidea

G. arca

G. bulloides

G. elevata

G. gansseri

G. hilli

G. linneiana

G. orientalis

G. pseudolinneiana?

G. stuarti

G. stuartiformis

G. ventricosa

Globotruncanella pschadae?

Globotruncanita pettersi

G. angulata?

Gublerina sp.

Hedbergella holmdelensis

Heterohelix striata

Planoglobulina sp.

Pseudoguembelina costulata

Pseudotextularia nuttalli

P. elegans

Racemiguembelina fructicosa

Tenuitella minutissima

Tristix excavata

Ventilabrella sp.

Bentonici:

Hellenocyclina sp.

Lepidorbitoides sp.

Omphalocyclus sp.

Orbitoides media

O. apiculatus

Orbitolinidae

cf. *Melonis* sp.

Siderolites sp.

Stensioina sp.

Un frammento di *Inoceramus* sp. è stato osservato nella parte bassa

dell'unità.

Paleogeografia.

La Formazione di Brenno rappresenta una successione prevalentemente emipelagica di piana bacinale, caratterizzata da una monotona deposizione di sedimento intrabacinale con subordinati apporti extrabacinali.

Età

Sulla base delle determinazioni di foraminiferi disponibili in letteratura (Premoli Silva e Luterbacher, 1966; Kleboth, 1982) la Formazione di Brenno si estende dalla zona a *Radotruncana calcarata* alla zona a *Abatomphalus mayaroensis*. La determinazione del nannoplankton calcareo ha evidenziato la presenza delle zone CC23b-CC25c (TREMOLADA *et alii*, 2008). Maastrichtiano.

1.3.2. - Formazione di Tabiago (TAB)

Denominazione

La Formazione di Tabiago prende il nome dall'abitato di Tabiago (frazione di Nibionno, LC), dove l'unità affiora in relativa continuità lungo il tracciato della SS 36; storicamente accorpata nella "Scaglia Lombarda" Auct., l'unità è stata introdotta da KLEBOTH (1982).

Sinonimi

"formazione eocenica lombarda", DE ALESSANDRI (1899)

"Scaglia rossa marnosa", VENZO, 1954

"Scaglia rossa", VICENTE (1966), CITA *et alii* (1968), AUBOUIN (1970)

"Tabiago-Formation", KLEBOTH (1982), BERSEZIO *et alii* (1993)

Area di affioramento

La Formazione di Tabiago affiora nel quadrante NE del Foglio Seregno in numerosi affioramenti di limitata estensione, ad eccezione dell'area di Tabiago, dove affiora quasi interamente lungo la SS 36, e del fronte N della cava per cemento "Rio Gambaione Nord" presso Bulciago-Cassago.

Rapporti stratigrafici

L'unità sovrasta la Formazione di Brenno con un limite netto e concordante, legato a un evidente cambio litologico da calcari marnosi rosa a peliti rosse e coincidente con il limite cronostratigrafico Cretaceo/Paleogene. Il passaggio alla soprastante Formazione di Cibrone, osservato solo in località Cibrone, è netto e concordante e legato alla variazione di facies da marne scagliose rosse-violacee a marne grigie con frattura a poliedri rettangolari.

Spessore

Lo spessore della Formazione di Tabiago, misurato a Tabiago, è di circa

130 m (110 m secondo KLEBOTH, 1982). Purtroppo la sezione di Tabiago è rappresentativa, in termini di tempo, della metà inferiore, o poco più, dell'unità e lo spessore della metà superiore è difficilmente valutabile per la mancanza di serie continue. Estrapolando i tassi di sedimentazione rilevati a Tabiago (~15m/Ma), si può valutare per la Formazione di Tabiago uno spessore complessivo di circa 300 m.

Litologia

La parte inferiore della Formazione di Tabiago consiste in marne calcaree e subordinati calcari marnosi rossi, rosati o violacei, talvolta ciclicamente alternati a marne pelitiche, con frequenze interpretabili come legate alle variazioni orbitali dell'obliquità (POLETTI *et alii*, 2004). La stratificazione non è sempre regolare con strati da sottili a molto spessi, piano-paralleli nelle facies emipelagiche e talvolta lenticiformi nei risedimenti. Nella porzione mediana dell'unità si osserva un banco marnoso pelitico rosso di 11 m, seguito da circa 20 m di torbiditi intrabacinali costituite da strati lenticiformi da medi a molto spessi di calciruditi e calcareniti, con abbondanti foraminiferi bentonici (*Assilina*, *Asterocyclina*, *Discocyclina*, *Nummulites*, *Operculina*) e subordinate glauconia e fosfato (collofane). I risedimenti possono costituire strati di medio spessore, strati lenticolari alla scala dell'affioramento e corpi canalizzati; in essi sono presenti comunemente gradazioni normali con base erosiva o laminazioni piano-parallele. Nella parte superiore della formazione si osservano, intercalati in marne calcaree rosse, paraconglomerati e conglomerati in strati decimetrici con intraclasti marnosi, appartenenti alla porzione sottostante della Formazione di Tabiago, e bioclasti.

Verso il settore Ovest del Foglio Seregno affiora un rilievo isolato, il Montorfano, composto prevalentemente da conglomerati. Tali depositi risultano essere coevi con la Formazione di Tabiago (LANTERNO, 1958; KLEBOTH, 1982), senza peraltro dividerne la tipica litofacies. Tali condizioni hanno portato KLEBOTH (1982) a considerare questi depositi come un membro della Formazione di Tabiago, il membro di Montorfano.

Membro di Montorfano (TAB₁). Il membro è costituito da conglomerati e biocalcareni a nummuliti in strati ondulati o piano-paralleli, da medi a molto spessi, e in banchi metrici. KLEBOTH (1982) riporta una slump nella parte basale della serie. Tra i clasti sono diffusi i ciottoli carbonatici e frammenti di selci, con subordinati ciottoli quarziticci. Nella parte mediana della serie si osserva un livello caotico con diffusi *clay chips* rosso-violacei, provenienti dalla litofacies marnosa della Formazione di Tabiago.

Petrografia

Non sono state effettuate campionature a scopo petrografico nella frazione marnosa. Le torbiditi intrabacinali sono rappresentate da calcareniti, da fini a molto grossolane, e da biocalciruditi fini. I sedimenti si presentano per lo più “poco lavati”, con presenza di matrice e selezione da moderata a scarsa. La facies tipica, soprattutto nei suoi termini più grossolani, vede una netta prevalenza dei frammenti di alghe corallinacee sui grandi Foraminiferi e su subordinati foraminiferi planctonici (spesso con muricocarena evidente), piccoli bentonici (miliolidi), briozoi, echini, ostracodi e poriferi; molto ridotta la frazione extrabacinal, costituita da quarzo mono- e policristallino, miche, selce. Presente una frazione intrabacinal non carbonatica (glauconia, fosfato). Nei termini più fini i rapporti di abbondanza nella frazione bioclastica si modificano a favore di foraminiferi planctonici ed echini.

Due campioni alla base dell'unità presentano caratteri del tutto analoghi a quelli descritti per le ruditi ibride della Formazione di Brenno (es. i grandi foraminiferi cretacei), ma contengono già rare forme del Paleogene. L'interpretazione è che i livelli sommitali della Formazione di Brenno siano stati parzialmente riciclati nelle prime fasi di sedimentazione della Formazione di Tabiago.

Paleocorrenti

Sulla base di controimpronte da impatto e trascinamento osservate esclusivamente nelle torbiditi bioclastiche presenti nella metà superiore della Formazione di Tabiago, gli apporti detritici sono legati a due direttrici principali: la prima presenta provenienze prevalenti da Ovest-Nord-Ovest, probabilmente legata alla deposizione del prisma bioclastico del Montorfano (Paleocene Medio-Superiore), la seconda invece mostra provenienze da Nord-Est ed è legata probabilmente alla deposizione del prisma bioclastico del Monte Giglio (Paleocene Superiore-Eocene Medio).

Fossili

I Foraminiferi planctonici, seppure localmente abbondanti, sono difficilmente distinguibili anche alla lente. Comuni e riconoscibili, spesso ad occhio nudo, i grandi Foraminiferi bentonici. Tra le specie riconosciute si segnalano:

Planctonici:

Acarinina topilensis
A. bullbrooki
A. mckannai
A. nitida

A. rohri
A. soldadoensis?
Chiloguembelina sp.
Cyclammmina cancellata
Eoglobigerina eobulloidis

<i>Globanomalina</i>	<i>Subbotina senni</i>
<i>pseudomenardii</i>	<i>S. cancellata inconstans</i>
<i>G. compressa</i>	<i>S. gortanii</i>
<i>Globoconusa daubjergensis</i>	<i>S. spiralis</i>
<i>Globorotalia ehrenbergi</i>	<i>S. triangularis</i>
<i>G. uncinata</i>	<i>S. tricolulinoides</i>
<i>Guembelina</i> sp.	<i>S. velascoensis</i>
<i>Igorina pusilla</i>	<i>Truncorotaloides crassatus</i>
<i>I. albeari</i>	<i>Turborotalia cerroazulensis</i>
<i>Morozovella lehneri</i>	<i>T. pomeroli</i>
<i>M. abundocamerata</i>	<i>T. boweri/possagnoensis</i>
<i>M. aequa</i>	<i>T. altispiroides</i>
<i>M. angulata</i>	<i>Woodringina</i> sp.
<i>M. conicotruncata</i>	
<i>M. gracilis</i>	Bentonici:
<i>M. occlusa</i>	<i>Assilina</i> sp.
<i>M. praeangulata</i>	<i>Daviesina</i> sp.
<i>M. velascoensis</i>	<i>Discocyclina</i> sp.
<i>Parasubbotina psedobulloides</i>	<i>Nummulites?</i> sp.
<i>Praemurica pseudoinconstans?</i>	<i>Operculina</i> sp.,
<i>P. uncinata</i>	<i>Planorbulina</i> sp.

Bentonici cretacei rimaneggiati: *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus*, *Siderolites*

Paleogeografia

La Formazione di Tabiago è composta da emipelagiti e torbiditi intrabacinali, deposte in un contesto paleogeografico di piana bacinale prossima alla base del paleopendio. I depositi torbiditici rappresentano generalmente l'espressione di corpi canalizzati che riciclano sedimenti provenienti da una o più piattaforme ubicate a Nord, presso il margine attivo alpino ma probabilmente isolate dall'orogene vero e proprio (*starved foredeep*): in questo sta la maggiore differenza rispetto allo scenario paleogeografico che accompagnò la deposizione della Formazione di Brenno, nella quale le intercalazioni grossolane sono più ricche di silicoclasti. Si veda in proposito l'interpretazione proposta da BERSEZIO *et alii*, 1993. Sono individuate almeno due aree prossimali: una a Nord-Est legata ai depositi arenitici e conglomeratici del Monte Giglio e di Paderno d'Adda, e una a Ovest-Nord-Ovest, legata al Montorfano. L'origine della progradazione dei cunei clastici è verosimilmente legata ad instabilità della scarpata, indotta da abbassamenti eustatici relativi e al conseguente denudamento della

piattaforma.

Età

Sulla base delle determinazioni di foraminiferi presenti in letteratura (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; KLEBOTH, 1982) la Formazione di Tabiago si estende dalla zona a *Globorotalia pseudobulloides* probabilmente fino alla zona a *G. aragonensis*. La determinazione del nannoplankton calcareo ha evidenziato le zone dalla NP2 alla NP15 (TREMOLADA *et alii*, 2008). Daniano–Luteziano inferiore.

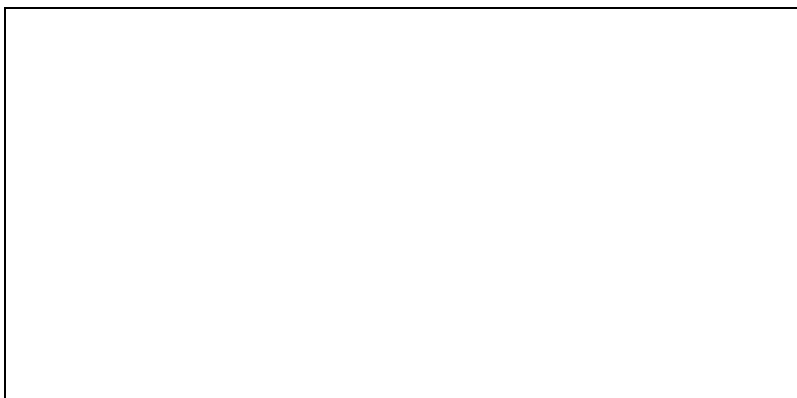


Fig. 3 - Sezione stratigrafica della Formazione di Tabiago lungo la SS. 36

1.4 - GRUPPO DELLE MARNE DI GALLARE

1.4.1. - *Formazione di Cibrone* (CBR)

Denominazione

La Formazione di Cibrone è stata istituita nel presente lavoro e prende il nome dalla località di Cibrone (frazione di Nibionno, LC), dove l'unità affiora con maggiore continuità.

Sinonimi

“Tabiago-Formation”, KLEBOTH (1982)

“Gallare Marls”, GAVAZZI *et alii* (2003)

Area di affioramento

La Formazione di Cibrone affiora in modo limitato nel Foglio Seregno. Gli unici affioramenti osservati sono ubicati nell'area di Cibrone, Tabiago e Bulciago e, più a Sud, nei pressi dell'abitato di Veduggio. Poco a Est del Foglio Seregno, nell'adiacente Foglio 097 “Vimercate”,

affioramenti di questa unità sono stati individuati lungo il T. Molgoretta, presso Missaglia, mentre FRANCHINO & CAIRO (1985) segnalano ulteriori affioramenti di facies eoceniche del tutto confrontabili presso la località Colombina a Montevicchia.

Rapporti stratigrafici

L'unità poggia con limite netto e concordante, peraltro visibile in un solo affioramento, sulla sottostante Formazione di Tabiago. Il limite superiore non è stato osservato nell'ambito del Foglio Seregno, dove l'intervallo Eocene Superiore-Oligocene Inferiore non è rappresentato da affioramenti. Nell'adiacente Foglio 074 "Varese" si segnala la presenza dei litosomi torbidity della Formazione di Ternate (BERNOULLI, 1980), costituiti da calciruditi a bioclasti, calcareniti e paraconglomerati, attribuiti all'Eocene superiore-Oligocene basale (MANCIN *et alii*, 2001).

Spessore

Lo spessore della Formazione di Cibrone non è valutabile con certezza, a causa dell'estrema frammentazione degli affioramenti. Sulla base delle sezioni misurate, si stima in almeno un centinaio di metri lo spessore minimo per l'unità.

Litologia

Marne grigie pelitiche o siltose, con frequenti intercalazioni di strati arenitici pluricentimetrici, caratterizzati da laminazioni piano-parallele con base e tetto netti. Le marne presentano una caratteristica sfaldatura a poliedri rettangolari, talvolta a saponetta. Si osservano intercalazioni di peliti ricche in materia organica.

Petrografia

I depositi a grana arenitica attribuibili alla Formazione di Cibrone possono essere suddivisi in due petrofacies, che si differenziano nettamente in base agli apporti e, presumibilmente, alla provenienza da aree sorgenti distinte. Non è chiarito se a queste evidenti differenze si sommi una differenza sistematica anche nella posizione stratigrafica degli intervalli petrologici che corrispondono a ciascuna petrofacies.

La Petrofacies Eo1 è rappresentata da calciliti quarzose fini, con calcite interstiziale. Il quarzo monocristallino prevale su quello policristallino, mentre i litici calcarei e dolomitici prevalgono nettamente sulla selce. Più rari litici metamorfici (filladi), mica bianca e tormalina. Ridotta e mal conservata la frazione bioclastica, ridotta a frammenti di Foraminiferi planctonici e bentonici.

La petrofacies Eo2 è caratterizzata da Pl-areniti ("Feldspat-Areniten" di KLEBOTH, 1982) molto fini, con interstizio calcitico e sparsa matrice marnosa. Lo scheletro detritico è costituito per la massima parte da

plagioclasio in cristalli freschi ed euedrali (24-54% del volume della roccia), comunemente geminato e/o zonato; il quarzo di origine vulcanica (0-5%) e i litici vulcanici (1-12%) sono subordinati, mentre gli accessori femici (anfibolo, biotite e opachi) sono presenti con abbondanze assai variabili (2-30%). Gli altri minerali pesanti sono limitati a zircone e apatite. Per la frazione intrabacinale si segnalano grossi *mudclasts* e sparsi frammenti di foraminiferi planctonici. La microanalisi EDS sui cristalli di plagioclasio ha evidenziato una composizione mediamente basica (labradorite/bytownite: An₅₅₋₈₅).

Paleocorrenti

Sulla base di controimpronte da impatto e trascinalamento, osservate nei livelli vulcanoclastici presso Cibrone, gli apporti detritici presentano direzioni circa Est-Sud-Est /Ovest-Nord-Ovest e Nord-Est/Sud-Ovest, con verso invariabilmente ad Ovest.

Fossili

Si limitano a rari foraminiferi planctonici, rimaneggiati all'interno delle areniti.

Planctonici:

Acarinina topilensis

A. pseudotopilensis

cf. *A. bullbrocki*

cf. *A. rohri*

Globigerinatheka sp.?

Morozovelloides crassatus

M. aragonensis?

Subbotina senni

Turborotalia cf. *cerroazulensis*

Bentonici:

Lenticulina sp.

Paleogeografia.

La Formazione di Cibrone è costituita da emipelagiti che si depositano in un contesto di piana bacinale simile a quello delineato per le formazioni di Brenno e Tabiago. Tuttavia, lo scenario paleogeografico sembra differenziarsi, a partire dall'Eocene Medio, per la natura degli apporti extrabacinali, legati a materiale terrigeno fine prodotto, nell'interpretazione di DI GIULIO *et alii* (2001), da un aumento delle precipitazioni nell'area della protocatena alpina e a detriti vulcanoclastici, prodotti dall'adiacente e penecontemporanea attività vulcanica ("magmatismo periadriatico": FANTONI *et alii*, 1999).

Età

Sulla base delle determinazioni di foraminiferi presenti in letteratura (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; KLEBOTH, 1982) la Formazione di Cibrone fu attribuita alla zona *Hantkenina aragonensis*. La determinazione del nannoplankton calcareo, estesa a tutti gli affioramenti osservati nel corso del presente rilevamento, ha evidenziato

l'appartenenza alle zone NP15 e NP16 (Fig. 3) Luteziano medio-Bartoniano inferiore.

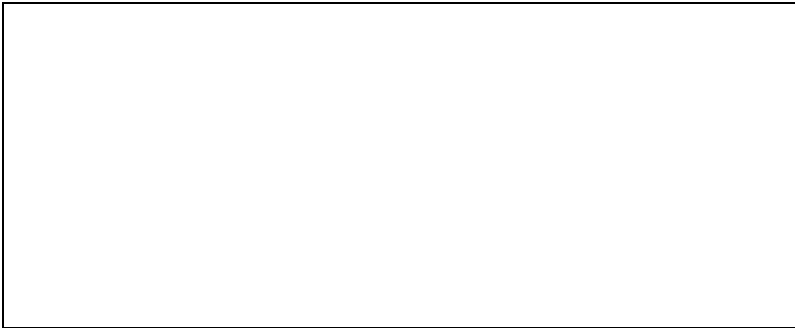


Fig. 4 – Range chart e figura sezione

1.5 - GRUPPO DELLA GONFOLITE LOMBARDA

Introduzione

Il termine *gompholite* (gr. gomphos, chiodo + lithos, pietra) fu introdotto da BRONGNIART (1827) come traduzione letterale del termine geologico svizzero *Nägelfluh* (*Nägel*, chiodo + *fluh*, roccia o parete rocciosa) di incerta grafia. Questo ultimo era utilizzato dai geologi svizzeri per indicare quei conglomerati, i cui ciottoli sporgono dalla parete rocciosa come teste di chiodi in un portone medievale (ROBERTS, 1839). In Italia, i conglomerati di Como sono denominati “Gonfolite di Como” per la prima volta da CATTANEO (1844).

Gonfolite diviene quindi nella prima metà del XX secolo la denominazione informale della molassa subalpina affiorante tra Como e Varese. Nel 1957, è definita come un'unica formazione nella sintesi stratigrafica di CITA (1957). In seguito, con il lavoro di GELATI *et alii* (1988) la Gonfolite viene elevata al rango di gruppo. Nella ricerca di idrocarburi in Pianura Padana, il termine è stato poi esteso informalmente a tutti i depositi grossolani di età Oligo-Miocenica identificati nel sottosuolo tra Torino e il Lago di Garda (DONDI & D'ANDREA, 1986).

Il Gruppo della Gonfolite affiora parzialmente nel Foglio Seregno e pertanto è stato necessario estendere il presente rilevamento anche al quadrante sud-occidentale dell'adiacente Foglio Como. Sulla base della distribuzione geografica degli affioramenti si possono distinguere due settori, che saranno descritti separatamente.

1.5.1. - Settore di Como

1.5.1.1. - Conglomerato di Como

Denominazione

Nei numerosi studi che si sono succeduti negli ultimi 150 anni il Conglomerato di Como, forse l'espressione più caratteristica della Gonfolite, ha avuto molteplici denominazioni, significati e ranghi stratigrafici. L'attuale denominazione formazionale è stata originariamente proposta da RÖGL *et alii* (1975).

Sinonimi

“Conglomerato di Como”, DE LA BECHE (1837), CHELUSSI (1903), REPOSSI (1922)

“Gonfolite di Como”, CATTANEO (1844)

“Miocene bunte Nagelfluh”, SPREAFICO *et alii* (1873)

“conglomerati principali”, SANTINI (1956), NAPOLITANO (1985)

“conglomerato di base”, FIORENTINI POTENZA (1957)

“membro di Como”, CITA (1957)

“Conglomerat polygenique”, VICENTE (1966)

“hauptkonglomerat”, LONGO (1968)

“Como Formation”, RÖGL *et alii* (1975), BERNOULLI *et alii* (1989)

“Conglomerati di Como”, GELATI *et alii* (1988)

“Como Conglomerate”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1993), BERNOULLI & GUNZENHAUSER (2001), CARRAPA & DI GIULIO (2001), BERSEZIO *et alii* (2003)

Area di affioramento

Il Conglomerato di Como affiora nel quadrante NO del Foglio Seregno, costituendo l'ossatura del Monte Tre Croci e della Spina Verde.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore non è osservabile nel Foglio Seregno, ma nell'adiacente Foglio Como l'unità giace sulla Formazione di Chiasso con limite erosivo e concordante a scala dell'affioramento. A scala più regionale, si ipotizza una transizione per alternanza di facies tra la base della Formazione di Como e la sommità della Formazione di Chiasso: il presente rilevamento ha permesso infatti di riconoscere una sostanziale similarità biostratigrafica, sedimentologica e petrografica tra il Konglomerate von Villa Olmo (LONGO, 1968), intercalato nella Formazione di Chiasso, e la porzione inferiore dei sovrastanti Conglomerati di Como *Auct.*; si è ritenuto che tale similarità costituisse un criterio sufficiente per accorpate il Konglomerate von Villa Olmo

con i sovrastanti conglomerati in un unico membro della Formazione di Como, pur non essendo osservabile sul terreno una chiara continuità stratigrafica. Il passaggio tra la Formazione di Chiasso e la Formazione di Como dovrebbe avvenire per progredazioni successive di corpi grossolani canalizzati, evolventi in un apparato conglomeratico più importante.

Il passaggio alle sovrastanti Peliti di Prestino è difficilmente apprezzabile per la mancanza di affioramenti, ma, grazie alle osservazioni effettuate durante lo studio del tunnel ferroviario Monte Olimpino 2, GELATI *et alii* (1988, 1991) riportano un limite superiore transizionale per alternanza di facies.

Spessore

Lo spessore del Conglomerato di Como non è valutabile direttamente all'interno del Foglio Seregno, non affiorando il limite con la sottostante Formazione di Chiasso. Sulla base di calcoli stratimetrici eseguiti sugli affioramenti del Foglio Como si possono stimare circa 1000 m di spessore.

Litologia

Il Conglomerato di Como è costituito da dominanti conglomerati grossolani con rare intercalazioni pelitiche. Sulla base delle evidenze petrografiche e sedimentologiche è possibile distinguere due membri:

Membro di Villa Olmo (FCM₁). Tale unità fu originariamente distinta da LONGO (Konglomerate von Villa Olmo, 1968) ed è stata estesa con il presente rilevamento alla porzione inferiore della Formazione di Como; corrisponde in parte alla Lithozone 1 di GELATI *et alii* (1991). Tale membro è costituito da conglomerati a supporto clastico e cemento carbonatico con stratificazione generalmente grossolana e mal distinguibile. La classazione è complessivamente buona e i clasti sono da medi a grossolani (da 5 a 40 cm), talvolta con dimensione massima superiore a 1 m; clasti pelitici sono stati osservati, ma nel complesso sono poco frequenti. Gli strati, quando distinguibili, hanno generalmente base netta, forma lenticolare e possono essere internamente disorganizzati o inversamente gradati; più rara è la gradazione normale. Clasti pelitici sono poco frequenti, ma sono stati rinvenuti all'interno dei conglomerati due intervalli pelitici grigio-verdastri con intercalazioni pluricentriche di areniti laminate e frustoli vegetali; tali intervalli sono ubicati lungo la SP17 a Sud-Est di Villa Eros e presso la Villa a Sud-Est del cimitero di Como.

Membro di Camerlata (FCM₂). Tale unità, di nuova istituzione, corrisponde alla lithozone 2 di GELATI *et alii* (1991). Si differenzia dal precedente membro per facies e composizione petrografica. Il membro

di Camerlata è costituito da conglomerati a supporto clastico con abbondante matrice arenitica e cemento carbonatico, passanti superiormente a paraconglomerati prevalenti con clasti e blocchi (spesso di dimensioni metriche fino a 2 m) dispersi in matrice arenitica grossolana disorganizzata. Verso l'alto si osservano anche livelli di areniti massive e di conglomerati bipartiti, costituiti da una base conglomeratica a supporto clastico passante verso l'alto a pebbly sandstone. La classazione è generalmente scarsa e sono frequenti clasti pelitici anche di dimensioni pluridecimetriche. In tale membro sono stati rinvenuti due intervalli pelitici grigio-bruni: il primo affiora a Est del Castello di Baradello, presso la località Respaù, il secondo è stato osservato ad Albate, lungo la SP28 presso Villa Mirabello.

Petrografia

Un ulteriore criterio per la suddivisione del Conglomerato di Como in due membri è costituito dalla composizione petrografica dei conglomerati e delle areniti. Già REPOSSI (1922) aveva osservato qualitativamente variazioni verticali nella composizione petrografica del Conglomerato di Como. FIORENTINI POTENZA (1957) confermò tale osservazione mediante un dettagliato studio quantitativo sui ciottoli, individuando nel settore di Como della Gonfolite tre intervalli petrologici sovrapposti, di cui due nel Conglomerato di Como. Più recentemente, CARRAPA E DI GIULIO (2001) hanno esteso l'analisi petrografica quantitativa anche ai livelli arenitici intercalati nei conglomerati, confermando le osservazioni degli autori precedenti. Nell'ambito del presente rilevamento i dati pregressi sono stati integrati e completati da nuove analisi petrografiche quantitative sulle areniti. Le areniti del Conglomerato di Villa Olmo sono caratterizzate da quarzo e feldspati con presenza di carbonati (dolomie su calcari) e soprattutto con presenza di vulcanici intermedi (porfirici a plagioclasio) tipo "andesiti". Verso l'alto la composizione cambia e le areniti del membro di Camerlata sono caratterizzate da abbondante quarzo e feldspati.

Paleocorrenti

Le misure di orientazione dei ciottoli embricati, eseguite da NAPOLITANO (1983) in due stazioni ubicate rispettivamente in entrambi i membri della Formazione di Como, hanno indicato invariabilmente correnti provenienti da Nord-Est (N50°). In FIORENTINI POTENZA (1957) è riportata una direzione Nord/Nord-Est – Sud/Sud-Ovest per il membro di Camerlata.

Fossili

Il Conglomerato di Como è generalmente sterile, salvo i pochi foraminiferi e nannofossili calcarei rinvenuti negli intervalli pelitici di

cui sopra (TREMOLADA *et alii*, 2008).

Paleogeografia.

Il carattere marino profondo del Conglomerato di Como era già stato dedotto in RÖGL *et alii* (1975), suggerendo che si trattasse di una conoide marina. Tuttavia l'insieme delle facies osservate ed il loro sviluppo verticale suggeriscono che il Conglomerato di Como sia interpretabile nel complesso come uno *slope fan-delta*, costituito da un limitato *shelf*, non preservato, e uno *slope* acclive e batimetricamente sviluppato. Tale *fan-delta* prograda durante il Cattiano superiore sui depositi emipelagici di pendio della Formazione di Chiasso (GUNZENHAUSER, 1985), con sparsi corpi canalizzati che verso l'alto divengono coalescenti. Localmente si sono preservate aree di intercanale, costituite da peliti con intercalazioni di sottoli strati arenitici. Verso l'alto, il passaggio al membro di Camerlata testimonia una retrogradazione del sistema contemporaneamente a un cambio petrografico, legato all'esumazione del plutone della Val Masino-Bregaglia.

Nel Conglomerato di Como si osservano consistenti tassi di sedimentazione, legati ad un'importante fase di strutturazione della catena alpina, la Fase Insubrica dei geologi svizzeri (SCHUMACHER *et alii*, 1996; PFIFFNER *et alii*, 2002) o Fase Gonfolite di CASTELLARIN *et alii* (1992).

Età

La datazione del Conglomerato di Como è stato un problema geologico che ha attirato l'attenzione di numerosi studiosi, producendo età biostratigrafiche indirette ed età radiometriche a partire da SANTINI (1956). La determinazione del nannoplankton calcareo nei campioni prelevati dagli intervalli pelitici e dai clasti pelitici intercalati nei conglomerati ha permesso di datare direttamente il Conglomerato di Como, attribuendo il membro di Villa Olmo alla biozona NP25 e il membro di Camerlata alle biozone NP25 superiore e NN1 basale. La datazione biostratigrafica è in accordo con le datazioni radiometriche fornite da GIGER & HURFORD (1989). Cattiano superiore.



Fig. 5 - Sezione schematica della Gonfolite nel Settore di Como

1.5.1.2. - Peliti di Prestino (**PPE**)

Denominazione

L'unità litostratigrafica Peliti di Prestino è stata proposta da NAPOLITANO (1985) come membro del Conglomerato di Como e quindi elevata al rango di formazione in GELATI *et alii* (1988); prende il nome dall'abitato di Prestino (frazione di Como).

Sinonimi

“Serie di Cavallasca”, SANTINI (1956), CITA (1957)

“Marnes greso-micacees a debris vegetaux”, VICENTE (1966)

“Merlige Tone und Sandsteine von Brecciago, S. Fermo, Cavallasca”,
“Tonmergel mit Sandsteineinschlungen von Casate - Villa Piazza
bei Cavallasca”, LONGO (1968)

“Cavallasca Formation”, RÖGL *et alii* (1975)

“Prestino Formation”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii*
(1989), BERSEZIO *et alii*, (1993), BERNOULLI & GUNZENHAUSER
(2001)

“Prestino Mudstone”, BERNOULLI *et alii* (1993), CARRAPA & DI GIULIO
(2001)

Area di affioramento

Le Peliti di Prestino affiorano nel quadrante NW del Foglio Seregno, lungo il margine SW della Spina Verde e del Monte Tre Croci. L'area di affioramento si estende da Casate (NW) fino ad almeno Senna Comasco (SE). Limitati affioramenti, attribuibili dubitativamente alle Peliti di Prestino, sono osservabili presso la collina di Specola.

Rapporti stratigrafici

Entrambi i limiti sono contenuti nel Foglio Seregno, ma sono difficilmente valutabili a causa delle estese coperture. Grazie alle osservazioni effettuate durante lo studio del tunnel ferroviario Monte Olimpino 2, GELATI *et alii* (1988, 1991) riportano un limite inferiore transizionale per alternanza di facies con la sottostante Formazione di Como e un limite superiore transizionale per aumento graduale del rapporto arenaria-pelite con le sovrastanti Arenarie della Val Grande.

Spessore

Le Peliti di Prestino costituiscono a scala regionale un corpo lentiforme che si assottiglia verso Nord-Est. Nel Foglio Seregno lo spessore è grossolanamente costante ed è stato calcolato intorno ai 450-535 m (LONGO, 1968; GELATI *et alii*, 1988, 1991).

Litologia

Le Peliti di Prestino sono costituite da argille marnose siltose di colore grigio-verde ad alterazione grigio-nocciola con intercalazioni di areniti fini in strati da fini a medi, con base netta, a laminazione piano parallela e a ripples; tali intercalazioni sono più frequenti nella porzione inferiore. La stratificazione è generalmente sottile, ma spesso vi sono intervalli amalgamati dove la stratificazione è mal distinguibile. Frustoli vegetali limonitizzati o carbonificati sono comuni. Nella parte bassa della formazione si osservano alcuni pebbly mudstones con ciottoli di medie dimensioni (5-10 cm), GELATI *et alii* (1991) riportano la presenza di uno slump nella parte mediana dell'unità. Verso Nord-Ovest, nel Foglio Como, le Peliti di Prestino passano lateralmente per intercalazione di facies a conglomerati, ascrivibili secondo GELATI *et alii* (1988) alla Formazione di Como.

Petrografia

Nel componente pelitico si rinvencono quarzo e mica. La petrografia delle areniti mostra rispetto alla Formazione di Como una diminuzione dei feldspati, la ricomparsa dei carbonati (calcarei su dolomie) e soprattutto per la comparsa di frammenti di serpentiniti e di abbondante granato e staurolite. I ciottoli rinvenuti nei *pebbly mudstones* basali mostrano qualitativamente una sensibile diminuzione dei clasti granitoidi e un aumento dei clasti carbonatici rispetto al sottostante Conglomerato di Camerlata. La stazione X di FIORENTINI POTENZA (1957) analizza una di queste intercalazioni conglomeratiche nelle Peliti di Prestino e l'ascrive al terzo livello petrografico, confermando le osservazioni quantitative sulle areniti.

Paleocorrenti

Non sono stati osservati indicatori utili alla definizione delle

paleocorrenti.

Fossili

Le Peliti di Prestino mostrano frequentemente tracce di bioturbazione, sono stati inoltre rinvenuti Molluschi ed Echinoidi con evidenze di autoctonia (GELATI *et alii*, 1988).

Paleogeografia.

Le evidenze sedimentologiche e il contenuto macrofaunistico suggeriscono un ambiente di deposizione emipelagico in prossimità della base del pendio, dove si verificavano episodicamente deposizioni di torbide diluite, fenomeni di rimobilizzazione lungo pendio e colate detritiche. RÖGL *et alii* (1975) e VALDISTURLO in GELATI *et alii* (1988) riferiscono le Peliti di Prestino alla zona batiale superiore (500-1000 m).

Età

Le analisi biostratigrafiche del nannoplankton calcareo eseguite nell'ambito del Foglio Seregno hanno evidenziato la presenza della sola biozona NN1 (MARTINI, 1971). L'analisi dei foraminiferi planktonici ha permesso di identificare anche la biozona N4 e la parte basale della biozona N5 (GELATI *et alii*, 1988). Aquitaniano.

1.5.1.3. - Arenarie della Val Grande (VGS)

Denominazione

La denominazione deriva dalla Val Grande, ubicata tra S. Fermo della Battaglia e Lucinasco e percorsa da un affluente di destra del F. Seveso. L'unità litostratigrafica Arenarie della Val Grande è stata proposta da NAPOLITANO (1985) come membro della Formazione di Como e quindi elevata al rango di formazione in GELATI *et alii* (1988); la denominazione riprende l'originale definizione di LONGO (1968), che però comprendeva solo la parte inferiore dell'attuale unità.

Sinonimi

“Arenarie conglomeratiche intermedie”, SANTINI (1956)

“Arenarie passanti lateralmente a conglomerati”, “conglomerati intermedi”, CITA (1957)

“Gres et Conglomerats”, VICENTE (1966)

“Arkosische Sandsteine der Val Grande”, “Sandsteine mit merligen Einschaltungen von Trivino...” LONGO (1968)

“Val Grande Formation”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1989)

“Val Grande Sandstone”, BERNOULLI *et alii* (1993, 2001), BERSEZIO *et alii*, (1993), CARRAPA & DI GIULIO (2001)

Area di affioramento

Le Arenarie della Val Grande affiorano a Nord di Montano Lucino e

lungo il versante nord-orientale della collina di Grandate. L'esposizione migliore della formazione avviene presso gli alvei di alcuni corsi d'acqua impostati lungo strato, di cui il principale è il rio della Val Grande.

Rapporti stratigrafici

Nel Foglio Seregno le Arenarie della Val Grande sono comprese tra le sottostanti Peliti di Prestino e i sovrastanti Conglomerati di Lucino. Il limite inferiore è transizionale per aumento graduale del rapporto arenaria-pelite. Il limite superiore non è mai stato osservato direttamente, ma è verosimilmente erosivo (GELATI *et alii* 1988; BERNOULLI *et alii*, 1989) e probabilmente discordante.

Spessore

Lo spessore delle Arenarie della Val Grande è stato calcolato intorno ai 700-725 m (LONGO, 1968; GELATI *et alii*, 1988).

Litologia

La facies più caratteristica delle Arenarie della Val Grande è costituita da banchi metrici tabulari di areniti medie e grossolane, a cemento carbonatico. I banchi possono essere massivi o a gradazione diretta, con laminazioni piano-parallele a tetto; l'alterazione superficiale di questi banchi produce generalmente esfoliazione cipollare. Si osservano inoltre sporadici livelli di conglomerati a supporto clastico da medi a fini, livelli arenitici con sequenze di Bouma incomplete (Ta-b, Ta-c) e intercalazioni da decimetriche a pluridecimetriche di peliti marnose finemente stratificate o bioturbate. GELATI *et alii* (1988) riportano anche la presenza di *pebbly mudstones*.

Petrografia

Lo studio petrografico delle Arenarie della Val Grande è stato eseguito quantitativamente su ciottoli e areniti (FIORENTINI POTENZA, 1957; CARRAPA & DI GIULIO, 2001; presente studio). FIORENTINI POTENZA ascrive i livelli conglomeratici intercalati nell'Arenarie della Val Grande al 3° livello petrografico (Stazioni XI e XI bis) con minori granitoidi e presenza di calcari.

I campioni arenitici sono caratterizzati da un aumento dei feldspati e costante presenza di carbonati e serpentiniti. Si osservano frammenti di selce e vulcanici felsici (tipo rioliti-Collio), mentre tra i minerali pesanti compaiono gli anfiboli con presenza costante di granato e staurolite.

Paleocorrenti

Rare controimpronte basali hanno permesso a GUNZEHAUSER (1985) di identificare provenienze da Nord-Ovest (N330°), mentre NAPOLITANO (1983) riporta direzioni distribuite tra Nord-Ovest (N300°) e Nord-Est (N60°).

Fossili

Gli intervalli pelitici intercalati nelle Arenarie della Val Grande mostrano una ben sviluppata macrofauna a Mollusci ed Echinoidi con caratteristiche di autoctonia (GELATI *et alii*, 1988).

Paleogeografia

Nel complesso, l'associazione di facies riscontrate nelle Arenarie della Val Grande consente di interpretare l'unità come un complesso di lobi sabbiosi distali. La geometria, lo spessore e la struttura massiva degli strati, insieme a indicatori di paleocorrenti relativamente dispersi, suggeriscono un certo confinamento, prodotto o da un arretramento del sistema nel canyon di alimentazione (GELATI *et alii*, 1991) o da una progressiva strutturazione del bacino della Gonfolite da foredeep a wedge-top depozone (sensu DECELLES & GILES, 1996; DALLA *et alii*, 1992; SCARDIA *et alii*, 2007).

Età

L'associazione a Foraminiferi rinvenuta da GELATI *et alii* (1988) nelle Arenarie della Val Grande è ascrivibile alle Zone N5 o N6, rappresentative del Burdigaliano inferiore. Lo studio del nannoplankton calcareo presente nelle sovrastanti Peliti di Lucinasco indica un'associazione riferibile alla Zone NN4 o NN5. Nel complesso le Arenarie della Val Grande sono riferibili al Burdigaliano.

1.5.1.4. - Conglomerati di Lucino (CGU)

Denominazione

L'unità è stata così definita in GELATI *et alii* (1988), riprendendo l'originale denominazione di Lucino Formation (GUNZENHAUSER, 1985); il termine comprende tutti quei conglomerati che affiorano malamente nei dintorni di Montano Lucino. Nel presente lavoro, accogliendo la proposta di NAPOLITANO (1985), BERNOULLI *et alii* (1989, 1993) e DELFRATI (2003), le originarie formazioni Peliti di Lucinasco e Peliti di Lurate Caccivio (GELATI *et alii*, 1988) sono riclassificate come membri dei Conglomerati di Lucino.

Sinonimi

Conglomerati di Lucino

“Arenaria miocenica di Maccio”, SORDELLI (1896)

“Strati arenacei di Maccio”, DAL PIAZ (1929)

“Arenarie conglomeratiche superiori”, SANTINI (1956)

“Arenarie di Maccio e Villa Guardia”, “conglomerati superiori”, CITA (1957)

“Gres et Conglomerats”, VICENTE (1966)

“Sandsteine und obere Konglomerate von Maccio, Castello, ...” LONGO

(1968)

“membro di Lucino”, NAPOLITANO (1985)

“Lucino Formation”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1989), GIGER & HURFORD (1989)

“Lucino Conglomerate”, BERNOULLI *et alii* (1993, 2001), BERSEZIO *et alii*, (1993), CARRAPA & DI GIULIO (2001)

Peliti di Lucinasco

“Serie di Lucinasco”, SANTINI (1956), CITA (1957)

“Marnes greseuses gris-verdastres micacees et gres calcareoux”, VICENTE (1966)

“Merlige Tone mit Sandsteineinschaltungen von Lucinasco”, LONGO (1968)

“Litozona del Fosso Lusert”, NAPOLITANO (1985)

“Montano Member”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1989, 1993, 2001), CARRAPA & DI GIULIO (2001)

Peliti di Lurate Caccivio

"affioramenti presso C.na Chiavette, C.na Belvedere e Civello", SANTINI (1956)

"Argille marnoso-arenacee di Civello, Lurate Caccivio e Grandate", CITA (1957)

"Marnes greseuses", VICENTE (1966)

"Sandige Mergel von C.na Chiavette", LONGO (1968)

"Gironico Member", GUNZENHAUSER (1985)

Area di affioramento

I Conglomerati di Lucino costituiscono i rilievi di Gironico, Castello, Montano Lucino e Villa Guardia. Minori affioramenti tentativamente attribuiti a questa unità sono visibili presso Bostigo (Grandate) e Casnate. Le Peliti di Lucinasco si osservano lungo il Fosso Lusert presso Lucinasco. Le Peliti di Lurate Caccivio affiorano estesamente nell'area compresa tra Villa Guardia, Lurate Caccivio e C.na S. Vittore (a Est di Maccio).

Rapporti stratigrafici

I Conglomerati di Lucino sono delimitati alla base dalle Arenarie della Val Grande, mediante un limite mai osservato direttamente, ma verosimilmente erosivo (GELATI *et alii*, 1988; BERNOULLI *et alii*, 1989) e probabilmente discordante. Il limite superiore non è esposto.

Spessore

Lo spessore complessivo dei Conglomerati di Lucino non è valutabile perché manca il limite superiore. Lo spessore osservabile è circa 800 m (LONGO, 1968; GELATI *et alii*, 1988). Per le Peliti di Lucinasco e di Lurate Caccivio sono valutati rispettivamente 50-100 m e 250 m di

spessore (LONGO, 1968; BERNOULLI *et alii*, 2001).

Litologia

La facies tipica dei Conglomerati di Lucino è rappresentata da conglomerati medio-grossolani a supporto clastico o di matrice, organizzati in banchi tabulari internamente disorganizzati. In alternativa si possono avere arenarie conglomeratiche massive in strati da medi a spessi con clasti pelitici, probabilmente erosi dalla Formazione di Chiasso (BERNOULLI *et alii*, 1989). Lateralmente, i conglomerati passano tramite eteropia di facies a corpi pelitici con una distribuzione areale ben definita. Nel presente studio si riclassificano le Peliti di Lucinasco e di Lurate Caccivio come membri dei Conglomerati di Lucino.

Peliti di Lucinasco (CGU_a). Alternanza di argille marnose siltose grigie o grigio-verdi e areniti medio-fini in strati da centimetrici a decimetrici, passanti verso l'alto a peliti grigio-azzurre debolmente siltose. BERNOULLI & GUNZENHAUSER (2001) riportano la presenza di una diatomite dolomitizzata intercalata nella parte basale delle Peliti di Lucinasco.

Peliti di Lurate Caccivio (CGU_b). Argille marnose e marne argillose siltose grigio-azzurre o grigio chiaro, a stratificazione fine, con rare intercalazioni di strati arenitici sottili debolmente laminati. Si osserva la presenza diffusa di noduli limonitici e frustoli vegetali.

Petrografia

Lo studio petrografico dei Conglomerati di Lucino è stato eseguito quantitativamente su ciottoli (FIORENTINI POTENZA, 1957) e areniti. FIORENTINI POTENZA studiò la composizione petrografica dei conglomerati in tre stazioni (Stazioni XII, XV e XVI), attribuendo l'unità al 3° livello petrografico, con elevata percentuale di carbonati, comparsa di selci e diminuzione dei granitoidi. Qualitativamente si riporta anche la presenza di calcari nummulitici (GELATI *et alii*, 1988) e di serpentiniti.

La petrografia delle areniti mostra nei livelli basali una certa affinità con le Arenarie della Val Grande con un leggero aumento del quarzo ma costante presenza di carbonati, serpentiniti, vulcanici felsici (rioliti tipo-Collio), anfiboli e staurolite. Verso l'alto la composizione varia con l'aumento significativo di carbonati (calcari e dolomie), dei vulcanici, della selce e delle serpentiniti, tra i minerali pesanti si osservano anfiboli e granato.

Nelle Peliti di Lucinasco e Lurate Caccivio si rinvencono quarzo e mica.

Paleocorrenti

Non sono stati osservati indicatori utili alla definizione delle

paleocorrenti.

Fossili

I Conglomerati di Lucino sono generalmente sterili. Tuttavia, SORDELLI (1896) riporta, oltre alla presenza di generici Molluschi marini (prevalentemente lamellibranchi), il sorprendente ritrovamento di un frammento di mammifero terrestre determinato in seguito come *Prodremotherium* (PORTIS, 1889) e quindi come *Bachitherium* (DAL PIAZ, 1929). Nelle Peliti di Lucinasco e di Lurate Caccivio sono presenti foraminiferi e nannoplankton. GELATI *et alii* (1988) riportano la presenza Molluschi in frammenti nelle Peliti di Lurate Caccivio.

Paleogeografia

CITA (1957) suggerisce per le Peliti di Lurate Caccivio un ambiente di sedimentazione poco profondo per via dell'abbondanza di *Nonionidae* e di *Rotalidae*, forme comuni nei bassi fondali. Il ritrovamento stesso di un mammifero terrestre, per quanto rimaneggiato, avvalorava l'ipotesi di un ambiente marino prossimo alla linea di costa piuttosto che distale e profondo, come suggerito da GELATI *et alii* (1988). Partendo da queste osservazioni, i Conglomerati di Lucino potrebbero essere quindi interpretati come uno o più *shelf fan delta* coalescenti soggetti a igrizioni laterali, con subordinate aree inter-distributarie caratterizzate da sedimentazione a bassa energia.

Età

L'età dei Conglomerati di Lucino è deducibile sulla base del contenuto micropaleontologico dei due membri pelitici, posti rispettivamente nella parte inferiore (Peliti di Lucinasco) e superiore (Peliti di Lurate Caccivio) dell'unità. L'associazione a Foraminiferi rinvenuta da SANTINI (1956) suggerì un'età compresa tra l'Aquitano sommitale (ma all'epoca non era stato ancora istituito il Burdigaliano) e il Langhiano o Elveziano (CITA, 1957). Secondo GELATI *et alii* (1988), i Conglomerati di Lucino sono riferibili al Burdigaliano. Dati palinologici inediti di BERNOULLI e MOHR suggeriscono un Miocene medio per le Peliti di Lurate Caccivio (BERNOULLI *et alii*, 1993). Nel presente lavoro, la biostratigrafia a nannofossili calcarei ha permesso di identificare nelle Peliti di Lucinasco la biozona NN4-NN5? e nelle Peliti di Lurate Caccivio la biozona NN5. Langhiano.

1.5.2. - Settore della Brianza

1.5.2.1. - Marne di Fornaci (MFO)

Denominazione

La formazione delle Marne di Fornaci è stata istituita nel presente lavoro e prende il nome dalla località di Fornaci (frazione di Briosco, MI), dove l'unità affiora con la migliore esposizione.

Sinonimi

"Marne della C.na Belvedere", CITA (1957)

"Chiasso Formation", GUNZENHAUSER (1985)

"Fornaci lithozone", in SCIUNNACH & TREMOLADA (2004)

Area di affioramento

Le Marne di Fornaci affiorano in un areale assai limitato del Foglio Seregno. Gli unici affioramenti osservati sono ubicati nell'area di Fornaci, C.ne Piodi e Piodiggi (Briosco). Ben più a Nord, è attribuito alla medesima formazione un affioramento isolato esposto lungo il Rio Bevera di Renate Brianza.

Rapporti stratigrafici

Date le estese coperture, non sono esposti né il limite inferiore, né il limite superiore.

Spessore

Lo spessore delle Marne di Fornaci non è valutabile con certezza, a causa dell'estrema dispersione degli affioramenti. Nello sbancamento artificiale a tergo della zona industriale di Fornaci sono esposti con continuità oltre 155 m di successione; con calcoli stratimetrici, si stima in circa 350 metri lo spessore minimo per l'unità. Lo spessore potrebbe risultare sensibilmente maggiore, nell'ordine dei 1000 m, qualora si potesse dimostrare una sostanziale continuità, a letto, con l'affioramento di Renate.

Litologia

Marne massive, di colore grigio, con sfaldatura a blocchetti o a scaglie, più raramente "a saponetta", con sottili intercalazioni di arenarie a granulometria da fine a grossolana. Gli intervalli marnosi sono spessi sino a 15 m (6 m in media) e a luoghi mostrano sottili veli rugginosi apparentemente legati a concentrazioni di materia organica ossidata. Le arenarie si presentano in strati planari o lenticolari, spessi al massimo 10 cm, che mostrano laminazioni parallele, convolute e incrociate (sequenze T_{b-e} fino a T_{d-e} di Bouma). La bioturbazione, per lo più rappresentata da *Paleophycus* (tubuli rettilinei o a T, fino a 1 cm di diametro), è diffusa alla sommità degli strati arenacei. Nella sezione di

Fornaci, un singolo megastrato “slumpato”, spesso 4 m, si presenta in facies di *pebbly mudstone*: i ciottoli, ben arrotondati, raggiungono diametri di 1 cm. Gli *slumpings* sono diffusi soprattutto negli intervalli marnosi e siltosi.

Petrografia

I campioni studiati ricadono nel campo delle arkose litiche secondo FOLK (1974); la granulometria varia da fine a grossolana ($F = 2.50 \div 0.50$); la selezione è moderata.

Tra i costituenti principali c'è il quarzo, mono- e policristallino, con un rapporto C/Q assai variabile ($0.07 \div 0.44$), in funzione delle variazioni granulometriche.

I feldspati sono rappresentati da plagioclasio, comunemente geminato e più di rado zonato, e da feldspati alcalini: ortoclasio pertitico, albite a scacchiera e microclino. Il rapporto P/F presenta forte variabilità rispetto ad una media di 0.5.

I litici vulcanici sono diffusi benché non abbondanti (1÷5% del volume della roccia): presentano una varietà di strutture, (felsitiche, vitriche e microlitiche). Sono comuni anche i frammenti di rocce subvulcaniche e granitoidi, ortogneiss, ardesie, filladi, paragneiss cloritici e micascisti a granato. Più rari i litici sedimentari non carbonatici (argilliti e selci). I litici calcarei e dolomitici sono invece piuttosto abbondanti. Pseudomorfi, cresciuti alle spese di granuli dell'ossatura (SCHMIDT & McDONALD 1979) e pseudomatrice (DICKINSON 1970) sono anch'essi presenti, senza mai superare il 2.5% del volume della roccia. I minerali pesanti (3-8% del volume della roccia) sono rappresentati per lo più dai fillosilicati detritici (mica bianca, biotite e clorite) assieme a subordinato granato, titanite, epidoto, tormalina, anfibolo, zircone, rutilo, apatite, pirosseni, allanite, xenotimo e cianite; tra i minerali opachi, sono stati riconosciuti titanomagnetite e ilmenite.

I frammenti intrabacinali non-carbonatici (NCI) sono rappresentati per lo più da rari pellets glauconitici (K_2O fino al 6%); gli ancor più rari frammenti carbonatici intrabacinali (CI) comprendono bioclasti abrasivi (tra cui foraminiferi ed echini) e intraclasti micritici.

I pori primari furono colmati da matrice e cementi sintassiali, mentre i pori residuali e secondari sono occupati da calcite spatica e subordinata pirite framboideale.

Paleogeografia.

Le Marne di Fornaci sono costituite da emipelagiti che si depositano in un contesto di avampaese/avanfossa che prelude al parossismo alpino testimoniato dalla soprastante formazione delle Arenarie di Briosco e dalla, poco successiva, strutturazione dell'intero Gruppo della Gonfolite

Lombarda. Il bacino emipelagico può essere ricondotto a un ambiente di base scarpata, dove cunei torbiditici di *overbank* passavano distalmente alla piana bacinale (NORMARK *et alii*, 1993).

Età

La determinazione del nannoplankton calcareo ha evidenziato l'appartenenza alle zone NN3 e, per il solo affioramento di Renate, NN1. Non è stata riconosciuta la zona NN2, presumibilmente occultata dalle coperture. Aquitaniano inf.?–Burdigaliano medio.

1.5.2.2. - Arenarie di Briosco (**BRI**)

Denominazione: la formazione delle Arenarie di Briosco è stata istituita nel presente lavoro e prende il nome dal Comune di Briosco (MI), nel cui territorio l'unità affiora con maggiore continuità.

Sinonimi

"membro della Bevera", CITA (1957)

"Lower e Upper Bevera, Roggia Pissavacca, Roggia Riale-Cascina Guasto, Lambro lithozones", SCIUNNACH & TREMOLADA (2004).

Area di affioramento

Le Arenarie di Briosco affiorano in modo discontinuo in un areale significativo del settore centrale del Foglio Seregno. Le migliori esposizioni si incontrano lungo il rio Bevera di Renate, all'altezza di Briosco e lungo due rogge (Pissavacca e Riale) al confine tra Arosio (CO), Inverigo (CO) e Briosco. Affioramenti discontinui si dispongono lungo un tratto significativo dell'alveo del Fiume Lambro, spingendosi verso Sud fino a interessare il territorio dei Comuni di Giussano (MI) e Verano Brianza (MI).

Rapporti stratigrafici

Date le estese coperture, non sono esposti né il limite inferiore, né il limite superiore.

Spessore

Lo spessore delle Arenarie di Briosco non è valutabile con certezza, a causa dell'accentuata dispersione degli affioramenti. L'estrema monotonia delle giaciture e la regolare successione delle biozone su un vasto areale autorizzano a confidare in calcoli stratimetrici che assegnerebbero all'unità uno spessore minimo nell'ordine dei 1500 m. Spingendosi verso sud, alla sporadicità degli affioramenti si somma la presenza di blande strutture plicative che rendono arbitraria ogni valutazione di ulteriori spessori da sommare al valore minimo sopra indicato.

Litologia

Arenarie e marne arrangiate in sequenze ritmiche di Bouma, localmente

troncate alla base (T_{b-e}) o sottili e incomplete (T_{ab} , T_{acc} , T_{bde}); subordinate intercalazioni di conglomerati. Le arenarie, in strati da planari a lenticolari, sovente con controimpronte basali, sono di granulometria fino a molto grossolana e possono presentarsi ciottolose; strati massivi, non gradati e privi di strutture, possono raggiungere spessori fino a 1,2 m. Fenomeni di amalgamazione sono legati alla parziale rimozione degli interstrati marnosi. Sono frequenti le concrezioni ovoidali decimetriche (“cogoli”) e l’esfoliazione cipollare in superficie. Le intercalazioni grossolane sono rappresentate da *pebbly mudstones* in banchi spessi sino a 2 m e conglomerati, a supporto clastico o di matrice, con ciottoli ben arrotondati, in strati spessi da 10 cm a 4 m. Il massimo diametro per un clasto extrabacinale è di 30 cm, per un *mudclast* intrabacinale è di 45 cm. Le marne, di colore grigio e sovente silteose, presentano bioturbazioni, localmente intense, di tipo *Palaeophycus* (tubuli rettilinei o a “T”, di diametro fino a 2 cm).

Petrografia

La frazione conglomeratica presenta composizione carbonatica (calcarei e dolomie di presumibile provenienza sudalpina, talora attribuibili a unità litostratigrafiche quali Gruppo del Medolo e Maiolica) per il 50-80%, metamorfica (paragneiss, micascisti, quarziti, anfiboliti) per il 15-40%, intrusiva (granitoidi, metagabbri) per lo 0-10%, terrigena, selciosa e vulcanica per lo 0-5%. Tra i frammenti metamorfici sono stati rinvenuti litotipi milonitizzati, mentre un frammento di tonalite presenta una facies ignea confrontabile con quella del Plutone di Triangia (FELLIN *et alii*, 2005).

La frazione arenacea è costituita da litareniti feldspatiche e sedimentarie; la granulometria varia da fine a grossolana ($F = 2.50 \div 0.50$); la selezione è moderata. Per la descrizione della natura mineralogica dei costituenti si rimanda alla descrizione delle arenarie intercalate nelle Marne di Fornaci, rispetto alle quali le Arenarie di Briosco si differenziano tuttavia per la maggiore abbondanza di litici carbonatici (CE, DE), per la scarsità di microclino e frammenti ortogneissici, e per la presenza di spinello cromifero.

Il Cr-spinello è presente in granuli da subangolari a subarrotondati, da 90 a 240 μm in lunghezza (165 μm in media), il cui colore varia da marrone caffè a rosso ambrato e, eccezionalmente, verde bottiglia (colore, quest’ultimo, associato al valore minimo di Cr#). La microanalisi EDS ha rilevato un contenuto in Cr_2O_3 del 23÷33%, che corrisponde a un Cr# tra 0.29 e 0.39. Una volta normalizzati i dati di microsonda, i Cr-spinelli analizzati possono essere classificati come soluzioni solide degli end-members magnetite (28÷47%), Mg-ferrite

(21÷37%), cromite (7÷24%) e Mg-cromite (6÷19%); altri end-members, quali spinello (1÷4%) ed ercinite (1÷4%) sono subordinati, mentre Jacobsite, Mn-cromite, ulvöspinello e Zn-spinello sono trascurabili. Si riconoscono tipiche correlazioni inverse tra Cr/Al e Mg/Fe. L'alterazione al bordo determina una forte perdita di Al, una significativa perdita di Mg e un leggero impoverimento in Cr, parzialmente compensato da arricchimenti in Si, Fe, Ti, Mn e Ca. La composizione degli spinelli analizzati è compatibile con una provenienza da complessi ofiolitici di tipo alpino (SCIUNNACH & TREMOLADA, 2004).

Paleogeografia.

Le Arenarie di Briosco segnano un'importante fase di sedimentazione clastica di avanfossa, con tassi di sedimentazione nell'ordine dei 300 m/Ma, che prelude al parossismo alpino testimoniato dalla successiva strutturazione dell'intero Gruppo della Gonfolite Lombarda. Da un punto di vista sedimentologico, le facies torbiditiche esposte in affioramento sembrano documentare la coesistenza di un complesso canale-argine naturale (*channel-levee complex* di NORMARK *et alii*, 1993), talora interessato dalla migrazione laterale di canali distributori ad alta energia, con dei lobi non confinati. In termini di evoluzione del bacino, se l'inizio della sedimentazione clastica grossolana ricade in un intervallo-tempo confrontabile con quello in cui, una decina di km più a occidente, vanno deponendosi le facies di alta energia Conglomerato di Lucino, l'analisi delle tracce di fissione su apatiti detritiche indica un progressivo rallentamento dei tassi di erosione verso l'alto stratigrafico (FELLIN *et alii*, 2005).

Età

La determinazione del nannoplankton calcareo ha evidenziato l'appartenenza delle Arenarie di Briosco alle biozone NN3 (parte sommitale) – NN6. Burdigaliano superiore–Serravalliano



Fig. 6 - Sezione schematica della Gonfolite nel Settore della Brianza

2. - SUCCESSIONE CONTINENTALE NEOGENICO-QUATERNARIA

2.1 - FORMAZIONE DI LAMBRUGO (LMB)

Definizione: argille a laminazione pianoparallela: depositi lacustri.

Sinonimi: l'unità fa parte delle "Argille sotto il ceppo" degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite inferiore non è stato osservato in affioramento; da dati stratigrafici di pozzi si ricava che le argille sono in diretto contatto con il substrato. Il limite superiore è una superficie di erosione su cui poggia il Ceppo di Inverigo. Questo limite è facilmente individuabile per la presenza di un allineamento di sorgenti, dovuta all'emergenza della falda, sviluppata all'interno del conglomerato e sostenuta dai sedimenti argillosi impermeabili.

Litologia: l'unità è costituita da depositi lacustri: argille a laminazione pianoparallela. Sono presenti livelli limosi localmente cementati e locali intercalazioni di sabbie. Non sono stati rinvenuti fossili (BREVIGLIERI, 1991).

Area di affioramento: affiora lungo la SS342 Como-Bergamo "Briantea", tra C.na Giulia e C.na Ruspo (Lambrugo).

Età: Pliocene inferiore o medio in base alla posizione stratigrafica.

2.2 - SABBIE DI PONTE NUOVO (PTU)

Definizione: sabbie e argille, laminate e stratificate: depositi fluviali.

Sinonimi: SACCO (1893) menziona i depositi al Casotto del lago e alla Fornace di Ponte Nuovo sul Lago di Alserio, attribuendoli al Villafranchiano per la loro posizione stratigrafica sotto il ceppo.

Rientrano nelle "Argille sotto il Ceppo" di RIVA (1957), unità entro la quale gli autori precedenti accorpavano le argille presenti sotto tutti i conglomerati lombardi. L'unità è stata istituita da PELLIZZARI (1994).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è con il Ceppo di Monguzzo, ma non è possibile stabilire se in continuità o in discordanza angolare per l'impossibilità di raggiungere la zona di contatto. Il limite inferiore non è visibile in affioramento.

Litologia: l'unico affioramento dell'unità ha un'estensione di circa 50 metri e mostra nella parte inferiore sabbie fini limose debolmente stratificate e mal cementate, che passano verso l'alto a una alternanza di sabbie fini e argille a strati convoluti e successivamente ad alternanze centimetriche di argille fissili sottilmente laminate e sabbie.

Lateralmente si osservano alternanze di limi massivi e sabbie fini debolmente stratificate, sopra le quali sono presenti litologie più grossolane costituite da orizzonti a sabbie medie con stratificazione obliqua a basso angolo e orizzonti a ghiaie medio grossolane a stratificazione obliqua. Alcuni livelli sono cementati e mostrano alla base controimpronte di erosione (flute cast).

Area di affioramento: affiorano sul versante N della collina di Monguzzo, presso la località Ponte Nuovo.

Morfologia e paleogeografia: rappresentano depositi fluviali di overbank passanti verso l'alto a zone di sedimentazione marginale di un corso d'acqua braided.

Contenuto paleontologico: sono stati rinvenuti frammenti di bivalvi probabilmente rimaneggiati. L'analisi micropaleontologica non ha permesso di reperire nè foraminiferi nè ostracodi; per quanto riguarda il nannoplancton calcareo sono presenti esemplari cretaciici rimaneggiati e *Reticulofenestra pseudoumbilica* di età zancleana, anch'essi probabilmente rimaneggiati.

Età: le sabbie di Ponte Nuovo sono quindi di ambiente continentale attribuibili a un fiume con decorso N-S (paleoLambro) che progradava su sedimenti marini di età Pliocene Inferiore (Zancleano). Probabilmente l'unità rappresenta la prima progradazione dei fiumi dopo la trasgressione marina della base del Pliocene inferiore e può avere quindi un'età compresa tra la fine del Pliocene inferiore e il Pliocene medio.

2.3 - CEPPO DI PORTICETTO (CPT)

Definizione: conglomerati costituiti da ghiaie medio grossolane e arenarie con buon grado di cementazione. La petrografia è generalmente poligenica, con predominanza di litotipi carbonatici: depositi fluviali.

Sinonimi: l'unità è stata identificata da BINI (1987) come conglomerati di età imprecisata in facies fluviale o fluvioglaciale; coincide in parte con il Ceppo del Terrò di BREVIGLIERI (1991) e corrisponde al "Ceppo" degli autori precedenti; è stata istituita da TOMASI (2001) e GUERRIERI (2001).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da strutture a organi geologici; in Valle di Brenna alti pinnacoli in conglomerato sono intervallati da tasche dovute alla irregolare alterazione del conglomerato stesso. Strutture a organi geologici meno evolute si osservano anche in valle del Lura. Tale superficie è spesso sostituita da una normale superficie erosionale che pone i conglomerati in contatto con tutte le unità glaciali presenti nel territorio tra la Valle di Brenna e la valle del Lura, anche se tale contatto

risulta spesso nascosto da coperture colluviali. La superficie limite inferiore non è mai direttamente osservabile in affioramento.

A W il Ceppo di Portichetto copre in successione stratigrafica il Ceppo della Bevera con il quale, lungo la valle del Lura, ha anche rapporti di eteropia. Verso E, lungo la Valle di Brenna, il Ceppo di Portichetto è eteropico ai conglomerati del Ceppo di Calpuno e del Ceppo di Inverigo.

Litologia: si tratta di conglomerati costituiti da ghiaie medio grossolane a supporto di matrice e localmente a supporto clastico, organizzati in banchi anche metrici. La cementazione è generalmente buona e tende a diminuire avvicinandosi alla superficie a organi geologici. Sono presenti strati più fini costituiti da arenarie e sabbie medie lavate (Valle di Brenna). I clasti hanno dimensioni modali comprese tra 15 e 20 centimetri, alcuni raggiungono dimensioni pluridecimetriche dell'ordine di 40 - 50 centimetri. La forma dei clasti, indipendente dalla petrografia, è principalmente subarrotondata, talvolta subangolosa. La petrografia è generalmente poligenica, ma con netta predominanza di litotipi calcarei, con percentuali del 60% - 70%. Sono presenti rari clasti alterati dall'interno, visibili in Valle di Brenna e del Serenza.

Le strutture sedimentarie sono, a scala del singolo banco, gradazioni dirette, embricature ed isorientazione dei clasti appiattiti, anche se non mancano banchi caotici. A scala dell'affioramento, in Valle di Brenna, si osserva una blanda stratificazione incrociata a grande scala (epsilon cross stratification), che permette di definire una paleodirezione di corrente da NW.

In località Portichetto sono presenti banchi conglomeratici costituiti da ghiaie medio fini gradate a supporto di matrice sabbiosa. I clasti hanno dimensione modale di 5 centimetri, sono subarrotondati, con una sfericità bassa. Il limite tra i banchi grossolani e i fini è netto, probabilmente a carattere erosionale.

Il Ceppo di Portichetto si presenta alterato in corrispondenza della superficie a organi geologici, con colore 10YR e presenza di patine color ruggine. Le strutture gradate presenti sono seguibili con continuità dalla porzione alterata alla porzione non alterata del conglomerato.

Sono state eseguite varie determinazioni petrografiche sui clasti in tutta l'area di affioramento. I dati sono riportati nella Tabella 1.

Il Ceppo di Portichetto è a predominanza di clasti calcarei locali appartenenti alla formazione del Calcare di Moltrasio. La percentuale di clasti calcarei presenta un massimo tra la valle del Seveso e la Valle del Serenza, mentre diminuisce drasticamente spostandosi verso E lungo la Valle di Brenna, dove aumentano invece i clasti dolomitici.

Tabella 1- Composizione percentuale della petrografia dei clasti del Ceppo di Portichetto

Litotipo	Torrente Lura	Fiume Seveso	Torrente Serenza	Valle di Brenna
Calcari	70,9%	74,7%	76,9%	56,7%
Dolomie	-	1,3%	0,4%	5,2%
Rocce Metamorfiche	10,7%	9,3%	9,9%	18,2%
Quarziti	2,5%	2,4%	2,2%	9,5%
Rocce Granitiche	9,3%	1,7%	0,6%	4,1%
Porfidi/Vulcaniti	0,3%	0,1%	0,2%	1,5%
Verrucano Lombardo	2,0%	0,5%	-	1,7%
Rocce Terrigene	0,7%	2,4%	0,5%	0,6%
Anfiboliti	-	0,1%	-	-
Pegmatiti	-	-	0,3%	0,6%
Marmo	-	0,2%	-	0,5%
Marne	-	-	0,5%	-
Conglomerato s.l.	-	0,7%	-	-
Altro	3,7%	3,7%	8,3%	1,0%

Lungo la Valle di Brenna aumentano anche le rocce metamorfiche e compaiono clasti vulcanitici che più a W risultavano praticamente inesistenti. Queste variazioni possono essere messe in relazione al fatto che in corrispondenza della Valle di Brenna i depositi del paleoAdda (uscente dal ramo di Como del lago) andavano a mischiarsi con i depositi del Ceppo di Inverigo riconducibili ad un paleoLambro.

Area di affioramento: il Ceppo di Portichetto affiora in corrispondenza delle principali valli che tagliano il territorio: nella valle del Lura tra Cadorago e Caslino al Piano, nella valle del Seveso tra Portichetto e Cermenate, nella valle del Serenza tra Figino Serenza e Carimate - Novedrate e nella Valle di Brenna tra Brenna e Carugo.

Morfologia e paleogeografia: l'unità non presenta attualmente una morfologia propria; forma le pareti verticali, con altezza dell'ordine delle decine di metri, delle valli principali. Esso è inoltre caratterizzato dalla presenza di inghiottitoi lungo il Lura e in Valle di Brenna.

I caratteri sedimentologici e litologici che contraddistinguono il Ceppo di Portichetto consentono di definire che esso rappresenti l'espressione sedimentaria di una vasta piana alluvionale tipo braided legata al paleo Adda prima della sua deviazione nella valle del ramo di Lecco del Lario avvenuta nel Pleistocene inferiore.

Età: il Ceppo di Portichetto ha una età compresa tra il Pleistocene inferiore e il Pliocene medio.

2.4 - CEPPO DELLA BEVERA (CBV)

Definizione: conglomerati costituiti da ghiaie medio grossolane a supporto generalmente di matrice. Petrografia poligenica con predominanza di clasti carbonatici e con significativa percentuale di clasti di natura porfirica (Porfiriti del Varesotto).

Sinonimi: unità istituita da UGGERI *et alii* (1994) e genericamente attribuita al "Ceppo" dagli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: nel Foglio Seregno il colluvio impedisce la visione diretta dei limiti e dei rapporti stratigrafici del Ceppo della Bevera con le altre unità. Verso W, nel contiguo Foglio Busto Arsizio (ZUCCOLI, 1997), la superficie limite superiore è caratterizzata da strutture ad organi geologici che mettono a contatto il Ceppo della Bevera con la Formazione di Rio Quadronna che rappresenta la parte alterata del ceppo. Tale superficie è spesso sostituita da una normale superficie di erosione che si pone alla base dei depositi della Formazione di Cascina Ronchi Pella del Supersintema del Bozzente. Nel Foglio Seregno il Ceppo della Bevera è coperto stratigraficamente dal Ceppo di Portichetto con il quale, lungo la valle del Lura, ha anche rapporti di eteropia.

Litologia: il Ceppo della Bevera è costituito da conglomerati a ghiaie grossolane a supporto di matrice e localmente a supporto clastico. La matrice è costituita da sabbie grossolane e ghiaie fini. Il cemento è abbondante e talvolta organizzato in cristalli attorno ai clasti (cemento da incrostazione). I clasti hanno dimensioni da centimetriche a decimetriche, con forma subarrotondata; presenza di embricature e grossolana organizzazione in strati.

La petrografia è poligenica con predominanza di litotipi carbonatici e significativa percentuale di vulcaniti rosso-violacee del varesotto. La percentuale di ciottoli porfirici diminuisce da NE (Foglio Varese e Busto

Arsizio) verso il Foglio Seregno, lungo il corso del paleoOlona, passando dal 44% al 21% (Tabelle 2 e 3).

Nel sottosuolo di Lazzate si segnala anche la presenza di qualche clasto di granofiro tipico della zona di Cuasso al Monte (VA). La presenza di tali petrografie permette di riconoscere e distinguere con certezza il Ceppo della Bevera dalle altre unità conglomeratiche presenti nel territorio. I dati petrografici quantitativi sono riassunti nelle tabelle seguenti.

Tabella 2 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del Ceppo della Bevera nel Foglio Seregno (valle del Lura, tra Cadorago e Lomazzo).

Calcari s.l.	37,3%	Serpentiniti	0,1%
Calcari chiari	6,1%	Rocce granitiche	2,9%
Calcari scuri	10,1%	Porfidi	21,6%
Dolomie	0,6%	Arenarie s.l.	0,1%
Selci	0,3%	Arenarie calcaree	0,1%
Metamorfiche s.l.	5,8%	Arenarie del Verrucano	0,1%
Gneiss + micascisti	3,7%	Conglomerati del Verrucano	0,5%
Quarziti	4,5%	Altro	6,4%

Tabella 3 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del Ceppo della Bevera nel Foglio Busto Arsizio (ZUCCOLI, 1997).

Carbonati	39,7%	Quarziti	5,4%
Granitoidi	5,9%	Terrigene	0,2%
Porfidi	44,0%	Altri	0,1%
Metamorfici	4,7%		

Area di affioramento: il Ceppo della Bevera affiora nella valle del Lura, indicativamente tra gli abitati di Cadorago (CO) e Lomazzo (CO).

Morfologia e paleogeografia: attualmente l'unità non presenta nessuna morfologia propria. I depositi del Ceppo della Bevera testimoniano un temporaneo mutamento nella idrografia della media valle Olona in territorio varesino. Depositi fluvio-glaciali e glaciali riconducibili ai primi episodi glaciali del Pliocene superiore (Glaciazione Vivirolo e Glaciazione Immacolata) riempivano le paleovalle Olona rendendole

inattive o scarsamente attive (ZUCCOLI, 1997; BINI, 1997). Questo ha fatto sì che per un certo periodo di tempo l'Olonza scorresse in direzione SE in territorio comasco, formando una piana fluviale braided estesa almeno fino all'altezza di Saronno-Cogliate.

Età: per posizione stratigrafica il Ceppo della Bevera è di età Pliocene superiore (ZUCCOLI, 1997; BINI, 1997).

2.5 - CEPPA DI MONGUZZO (LBM)

Definizione: conglomerati costituiti da ghiaie medio fini a supporto di matrice e arenarie grossolane; clasti alterati dall'interno. Tenace cementazione: depositi fluviali?

Sinonimi: unità istituita da PELLIZZARI (1994), e in parte facente parte del Ceppo di Calpuno di BREVIGLIERI (1991). Corrisponde al “Ceppo” degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: i conglomerati del Ceppo di Monguzzo sono coperti in discordanza dai depositi del Sintema di Cantù, mentre alla base poggiano sulle Sabbie di Ponte Nuovo (località Ponte Nuovo). È in eteropia con il Ceppo di Inverigo.

Litologia: i caratteri litologici e sedimentari di questi conglomerati sono marcatamente disomogenei in tutta la ristretta area in cui affiorano. Si tratta di:

- conglomerati a supporto clastico con matrice marnosa e cemento carbonatico, in banchi orizzontali di spessore variabile da 1 metro a pochi decimetri. I clasti hanno dimensioni centimetriche, massimo 20 centimetri, di forma arrotondata e spesso discoidale. La petrografia è caratterizzata da litotipi calcarei (Calccare di Moltrasio, Maiolica, Rosso Ammonitico e Radiolariti), granitici e metamorfici. Si osservano evidenti embricature. I clasti carbonatici sono spesso alterati dall'interno o completamente disciolti lasciando cavità arrotondate spesso riempite da cristalli di calcite in forma di geode.

- conglomerati massivi a marcato supporto di matrice arenacea e cemento carbonatico. I clasti principalmente carbonatici, hanno dimensioni modali di 1 - 2 centimetri e massime di 5 centimetri; forma subarrotondata con sfericità bassa. Abbondanti clasti alterati dall'interno e completamente disciolti tanto da conferire all'affioramento un aspetto cariato. A grande scale è intuibile una stratificazione.

- alternanza di arenarie grossolane e conglomerati fini a supporto di matrice. Clasti alterati dall'interno e cariate. Presenza di colate di travertino.

Gli affioramenti di conglomerato del Ceppo di Monguzzo sono frequentemente interessati da instabilità di versante con distacco di

massi metrici; inoltre sono presenti piccole cavità dovute a processi di carsificazione.

Al limite con le Sabbie di Ponte Nuovo si osservano controimpronte di erosione che indicano una direzione di flusso di $40^\circ/220^\circ$ e N/S.

Sono state eseguite varie determinazioni petrografiche sui clasti in tutta l'area di affioramento. I dati sono riportati nella tabella 4.

Tabella 4 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del Ceppo di Monguzzo nel settore a N e a S della collina di Monguzzo.

Litotipo	N	S	Litotipo	N	S
Calcari s.l.	33,1%	29,0%	Rocce granitiche	0,8%	3,0%
Calcari chiari	25,3%	18,9%	Porfidi	0,4%	-
Calcari scuri	19,0%	9,7%	Arenarie s.l.	1,5%	1,0%
Dolomie	3,5%	4,0%	Arenarie calcaree	0,7%	0,4%
Selci	0,8%	8,4%	Arenarie del Verrucano	0,1%	-
Metamorfiche s.l.	1,8%	-	Marne rosse	1,4%	4,0%
Gneiss micascisti +	3,9%	8,5%	Altro	1,8%	8,8%
Quarziti	6,0%	4,4%			

Area di affioramento: affioramenti del Ceppo di Monguzzo si trovano nella parte centroorientale del versante N della collina di Monguzzo, a una quota compresa tra 270 m s.l.m. e 330 m s.l.m. Affiora anche sul versante occidentale dell'alto morfologico di località Castello (Monguzzo).

Morfologia e paleogeografia:

Età: per posizione stratigrafica il membro di Monguzzo è da ritenersi di età inizio Pliocene medio.

2.6 - CEPPo DI INVERIGO (LBI)

Definizione: conglomerati con tessitura dalle sabbie alle ghiaie medie, a stratificazione incrociata a grande scala: deposito fluviale a meandri. Conglomerati grossolani ad aspetto massivo o vagamente stratificato: deposto fluviale braided.

Sinonimi: unità di nuova istituzione, corrisponde al Ceppo del Fiume Lambro di BREVIGLIERI (1991) e al “Ceppo” degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie superiore è caratterizzata da strutture a organi geologici, ed è visibile lungo la Valle Pegorino. A questa si sostituisce spesso una normale superficie erosionale sulla quale poggiano depositi più recenti, come il Ceppo di Calpuno, visibile unicamente sulla parete Sudorientale di Inverigo (BREVIGLIERI, 1991) e il Sintema di Cantù, nella zona di Lambrugo (BREVIGLIERI, 1991).

A N di Carugo, circa alla confluenza della Valle di Brenna con la Valle Sorda, differenze petrografiche e litologiche hanno permesso di stabilire che i conglomerati del Ceppo di Inverigo hanno rapporti di eteropia con i conglomerati del Ceppo di Portichetto e con il Ceppo di Monguzzo.

Il limite inferiore è erosionale e pone a contatto l'unità con le argille della Formazione di Lambrugo; tale contatto è visibile a Lambrugo lungo la SS342 “Briantea. Sulla base di dati di sottosuolo i conglomerati del Ceppo di Inverigo sono in contatto con i depositi marini delle Argille di Castel di Sotto. Questo limite è spesso marcato da un allineamento di sorgenti, come è ben visibile in località Agliate in sponda idrografica sinistra del Lambro.

L'unità poggia anche sul substrato roccioso costituito da Arenarie di Briosco, in un impluvio in località C.na Peregallo, a NW di Briosco.

Litologia: il Ceppo di Inverigo è costituito da conglomerati medio fini, organizzati in banchi di spessore variabile tra 20 - 40 cm e 100 cm. Sono presenti strati più fini costituiti da arenarie e sabbie pulite. Il deposito è costituito da banchi a supporto di matrice arenacea e banchi a supporto clastico con matrice interstiziale arenacea debolmente limosa.

La cementazione è buona anche se sono talora presenti livelli di sabbie e ghiaie non cementate, spesso alterate, tra Sovico e Canonica; in corrispondenza di questi livelli sciolti si formano importanti scavernamenti dell'ordine delle decine di metri di dimensione (Agliate, versante sinistro del Lambro; Sovico, versante destro del Lambro). I clasti hanno dimensioni modali di 2 - 3 centimetri e massime di 10 - 20 centimetri, con strati sia ben selezionati sia mal selezionati. La forma dei ciottoli, indipendente dalla petrografia, è principalmente arrotondata; negli affioramenti tra Agliate e Riverio sono presenti anche clasti subangolosi. La sfericità è in genere medio bassa e sono presenti anche ciottoli appiattiti tra Agliate e Riverio.

La petrografia è poligenica con predominanza, generalmente >50%, di litotipi carbonatici locali, buona percentuale di cristallini, con presenza di vulcaniti e ciottoli di Verrucano Lombardo (Tabella 5). Sono spesso

presenti clasti carbonatici, soprattutto di dimensioni minori, alterati dall'interno, ma in percentuale inferiore ai conglomerati del Ceppo di Monguzzo.

A grande scala i banchi di conglomerato presentano quasi sempre una stratificazione incrociata a medio - basso angolo. I singoli banchi mostrano strutture sedimentarie riconducibili a gradazioni normali, embricature, con direzione di flusso da N nei pressi di Lambrugo, e isorientazione dei clasti.

Tabella 5 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del Ceppo di Inverigo

Litotipo	Valle di Brenna	Lambrugo-Inverigo	Valle del Lambro Briosco-Verano Brianza	Valle del Lambro Agliate-Sovico	Valle del Torrente Pegorino
Calcari	29,5%	29,8%	60,1%	62,5%	50,2%
Dolomie	5,0%	9,7%	14,1%	5,6%	6,0%
Rocce Metamorfiche	36,5%	27,7%	8,8%	13,2%	20,7%
Quarziti	14,0%	14,2%	1,4%	3,2%	3,6%
Rocce Granitiche	9,0%	3,6%	1,7%	0,8%	0,5%
Porfidi/Vulcaniti	1,0%	9,7%	2,2%	2,8%	1,8%
Verrucano Lombardo	-	1,3%	0,1%	1,4%	4,0%
Rocce Terrigene	-	1,0%	4,4%	6,5%	11,0%
Anfibiliti	-	-	-	-	0,3%
Pegmatiti	4,0%	-	-	-	-
Serpentiniti	-	0,3%	0,7%	0,2%	-
Marne	-	0,3%	0,4%	0,8%	-
Conglomerato s.l.	-	-	1,6%	0,4%	0,2%
Altro	3,0%	1,9%	4,6%	2,8%	1,7%

Area di affioramento: il Ceppo di Inverigo affiora nella valle del Lambro, dove forma alte e ripide pareti e nei suoi principali affluenti, quali la valle senza toponimo a N di Riverio e la Valle Pegorino.

Morfologia e paleogeografia: i dati litologici e sedimentologici indicano che questi depositi sono stati messi in posto da un fiume a carattere, sia a meandri sia braided.

I depositi del Ceppo di Inverigo non mostrano attualmente una morfologia propria; formano pareti verticali in valle del Lambro con altezze anche di 30 - 40 metri. Le bancate conglomeratiche sono soggette a franamenti di blocchi anche plurimetrici come è possibile osservare in sponda sinistra della valle presso la località Rancate e nei pressi di Molino Rescia a N di Agliate.

I conglomerati, sulla base dell'interpretazione dei dati di sottosuolo, costituiscono un corpo non molto esteso arealmente e allungato NNW-SSE circa secondo l'attuale valle del Lambro.

Età: per posizione stratigrafica il membro di Inverigo è da ritenersi di età inizio Pliocene medio.

2.7 - CEPPO DELLA MOLGORA (OLG)

Definizione: conglomerati costituiti da ghiaie a supporto di matrice e ghiaie a supporto clastico: depositi fluviali. Presenza di livelli con ciottoli prevalentemente di flysch e carbonati e livelli con abbondanti percentuali di litologie cristalline e metamorfiche.

Sinonimi: è indicato genericamente come ceppo dagli autori precedenti. Comprende anche il conglomerato identificato da REDAELLI (1995) come Ceppo della Molgoretta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è costituita dal passaggio graduale per alterazione con organi geologici alla Formazione di Missagliola (ghiaie alterate e argillificate con colore 5YR) che, essendo facilmente erosa, consente a qualunque formazione successiva di coprire direttamente il Ceppo della Molgora. La superficie limite inferiore non è invece visibile nel Foglio Seregno, anche se pochi chilometri a E, tra le località Butto e Barriano, nel Foglio Vimercate, il Ceppo della Molgora poggia in discordanza sul substrato roccioso.

Litologia: il Ceppo della Molgora è costituito da depositi fluviali di tipo braided, con spessore fino a 30 m (comprendendo anche la Formazione di Missagliola). Si tratta di conglomerati costituiti da ghiaie a supporto di clasti, con organizzazione in banchi metrici a granulometria e cementazione differente. I clasti presentano dimensione massima tra i 90 e i 100 cm, da ben arrotondati a subangolosi, embricati. Litologicamente

sono costituiti in prevalenza da clasti carbonatici (50-70%), flysch (35%), clasti esotici cristallini (10%), rare le quarziti (2%). Sono stati riscontrati anche clasti appartenenti alla Formazione del Verrucano Lombardo (1%) e occasionalmente del Conglomerato di Sirone (1%). Presenza di piccole cavità secondarie per carsismo e ciottoli alterati dall'interno.

Area di affioramento: l'unità affiora a E di Casatenovo nella valle della Roggia Nava presso la località Quattro Valli e nella valle del Torrente Lavandaia presso Missagliola.

Morfologia e paleogeografia: i conglomerati di questa unità sono prevalentemente carbonatici (70%). La bassa percentuale di esotici cristallini potrebbe provenire dall'erosione del substrato, in particolare dai livelli conglomeratici del Flysch di Bergamo (Megabed), come risposta ad un evento tettonico, oppure, dato che il Ceppo della Molgora è successivo ai primi eventi glaciali, i clasti esotici potrebbero essere attribuiti al rimaneggiamento di precedenti sedimenti glaciali o fluvioglaciali.

Età: l'età del Ceppo della Molgora può essere valutata solo dalla posizione stratigrafica. Essendo il conglomerato tagliato direttamente dai depositi attribuiti al Supersintema del Bozzente, esso può essere attribuito al Pleistocene inferiore (STRINI 2001).

2.8 - CEPPO DI CALPUNO (CNU)

Definizione: conglomerati costituiti da ghiaie grossolane a supporto di matrice, stratificati in banchi decimetrici: depositi fluviali.

Sinonimi: unità di nuova istituzione, di cui fanno parte i conglomerati denominati Ceppo di Calpurno e in parte quelli del Ceppo del Terrò della Valle Sorda (BREVIGLIERI, 1991). Corrisponde al "Ceppo" degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da strutture a organi geologici, osservabili presso Brenna in un impluvio sul versante rivolto verso la Valle Sorda. A questa superficie si sostituisce su gran parte dell'area di affioramento una normale superficie erosionale, al di sopra della quale si osservano depositi di unità più recenti come i depositi glaciali del Sintema della Specola, del Sintema di Binago (Valle Sorda) e del Sintema di Cantù; quest'ultimo ricopre i conglomerati con spessore di pochi decimetri (N di Lurago d'Erba). Il limite inferiore è di tipo erosionale (BREVIGLIERI, 1991) con il Ceppo di Inverigo, visibile unicamente sulla parete Sudorientale di Inverigo.

Il Ceppo di Calpuno presenta rapporti di eteropia con il Ceppo di Portichetto, osservabile in affioramento nei pressi di Pozzolo inferiore (tra Brenna e Carugo); i rapporti con il Ceppo di Monguzzo sono ipotizzati sulla base delle geometrie dei corpi.

Litologia: il Ceppo di Calpuno è costituito da conglomerati grossolani organizzati in banchi con spessore mediamente di 50-60 centimetri, a blanda inclinazione. Sono presenti livelli lenticolari costituiti da sabbie medio grossolane passanti a ghiaie (Inverigo).

Il supporto è di matrice principalmente arenacea a granulometria grossolana e localmente passante a conglomerato fine.

I clasti hanno dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche (40 cm), mal selezionati; la forma è ben arrotondata, con sfericità medio-bassa. Clasti appiattiti negli affioramenti di Rovate di Inverigo.

La cementazione è variabile da buona a scarsa anche in relazione alla vicinanza della superficie ad organi geologici. Gli affioramenti nei pressi di Lurago d'Erba presentano cementazione bassa con livelli sciolti; gli affioramenti nei pressi di Brenna presentano invece cementazione buona.

La petrografia è a predominanza carbonatica con presenza anche di litotipi cristallini; nella tabella seguente il dettaglio della petrografia del Ceppo di Calpuno. In corrispondenza degli orizzonti non cementati e al passaggio con la superficie ad organi geologici si hanno frequenti clasti alterati, sia carbonatici sia cristallini. Nell'affioramento di Inverigo sono presenti anche clasti alterati dall'interno.

I ciottoli sono spesso embricati ed isorientati. Nell'affioramento in località Costone (W di Lambrugo) sono riconoscibili strutture di flusso che indicano una direzione di paleocorrente 40/220. Canali di erosione, con riempimento dato da sabbie e ghiaie, sono riconoscibili negli affioramenti presso Brenna.

Area di affioramento: il Ceppo di Calpuno affiora nei pressi di Inverigo-Lambrugo, spesso subaffiorante sotto una sottile copertura di depositi del Sintema di Cantù. Conglomerati costituiscono la parete occidentale della Valla Sorda, tra gli abitati di Brenna e Carugo.

Morfologia e paleogeografia: il Ceppo di Calpuno non presenta attualmente una morfologia propria; dai dati di sottosuolo si ricava che i conglomerati di questa unità occupano un'area limitata tra Lambrugo e la Valle Sorda e costituivano una piana alluvionale.

Età: i rapporti stratigrafici con le altre unità conglomeratiche fanno ricondurre al Pleistocene inferiore i conglomerati del Ceppo di Calpuno.

Tabella 6 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del Ceppo di Calpuno

Litotipo	Valle di Brenna-Val Sorda	Lambrugo-Inverigo
Calcari	70,0%	63,7%
Dolomie	0,5%	6,4%
R. Metamorfiche	10,9%	15,8%
Quarziti	7,0%	6,1%
R. Granitiche	4,3%	2,2%
Porfidi/Vulcaniti	0,5%	1,2%
Verrucano Lombardo	1,0%	0,6%
R. Terrigene	0,8%	0,6%
Serpentiniti	0,3%	0,2%
Marne	-	0,4%
Altro	4,7%	2,9%

2.9 - TILLITE DI SAN SALVATORE (SSV)

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice, localmente a supporto clastico; ghiaie massive a supporto di matrice, sovraconsolidate e parzialmente cementate: till di alloggiamento.

Diamictiti massive a supporto di matrice: tillite.

Sinonimi: unità istituita da ZUCCOLI (1997), di cui prima di allora non sono state trovate indicazioni negli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: gli unici affioramenti rinvenuti nell'area del Foglio Seregno non consentono di osservare le superfici limite e i reali rapporti stratigrafici con le altre unità. In ZUCCOLI (1997) si ricava che la Tillite di San Salvatore presenta un "limite superiore erosivo, talora sottolineato dalla presenza di grossi massi. Limite inferiore erosivo. L'unità copre il Ceppo della Bevera ed è coperta dai depositi del Supersintema del Bozzente.

Litologia: la tillite di San Salvatore è costituita da:

- tillite: diamictiti massive a supporto di matrice, poligeniche; clasti mediamente di dimensioni centimetriche. Matrice limosa di colore grigio.

- till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice e localmente a supporto clastico; ghiaie massive a supporto di matrice. Sovraconsolidati. Matrice sabbiosa di colore 2.5Y, e 5Y. Clasti poligenici con debole alterazione di quelli cristallini; carbonati striati. Presenti orizzonti costituiti da limi massivi compatti, fortemente deformati per glaciotettonica.

Area di affioramento: affiora esclusivamente nella valle del Serenza, poco a Nord dell'abitato di Figino Serenza e in una vallecchia immissaria al Lura, a W di Puginate.

Morfologia e paleogeografia: non è possibile definire né la morfologia né la paleogeografia per l'eseguità degli affioramenti.

Età: da ZUCCOLI (1997): “La Tillite di San Salvatore è precedente rispetto al Supersintema del Bozzente e posteriore al Ceppo della Bevera; può perciò essere riferita al Pliocene superiore o al Pleistocene (inferiore? o anche medio?)”.

2.10 - SUPERSINTEMA DEL BOZZENTE

Definizione: ghiaie grossolane massive o con rozza stratificazione e intercalazione di orizzonti sabbiosi; localmente cementate. Ghiaie massive o grossolanamente stratificate a supporto di matrice e occasionalmente clastico, con intercalazioni sabbiose: depositi fluviali e fluvioglaciali. Limi sabbiosi laminati: depositi glaciolacustri. Diamicton massivi a supporto di matrice. Ghiaie massive a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi con argilla. Diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali.

L'alterazione è generalmente spinta e interessa tutto lo spessore dell'unità, con più del 90% dei clasti alterati ad eccezione delle quarziti che solo occasionalmente presentano una sottile patina di alterazione. Il colore della matrice è marcatamente arrossato, 5YR e 7.5YR nelle porzioni più superficiali del profilo passando a 10YR e 2.5Y in profondità.

Sinonimi: indicato come Mindel dagli autori precedenti e da BINI (1997) e ZUCCOLI (1997) come Formazione del Bozzente e Sintema di Cascina Fontana.

Subunità: il Supersintema del Bozzente è stato suddiviso, nell'area di istituzione, in tre unità di rango differente, riconoscibili per la loro posizione e la loro espressione morfologica denominate (ZUCCOLI, 1997): Sintema di Cascina Fontana, Formazione di Castelnuovo e Formazione di Cascina Ronchi Pella. Delle tre subunità, nel Foglio Seregno, sono

riconoscibili solo la Formazione di Cascina Ronchi Pella e il Sintema di Cascina Fontana.

Nel caso in cui i caratteri litologici e morfologici non consentono di attribuire i depositi ad una delle subunità si parla di Supersintema del Bozzente indifferenziato.

Età: i rapporti stratigrafici con il Ceppo di Portichetto e con la Tillite di San Salvatore fanno ricondurre al Pleistocene medio il Supersintema del Bozzente.

2.10.1. - *Supersintema del Bozzente indifferenziato (BO)*

Definizione: ghiaie grossolane massive o con rozza stratificazione e intercalazione di orizzonti sabbiosi; localmente cementate: depositi fluviali e fluvioglaciali. L'alterazione interessa l'intero spessore dell'unità, con più del 90% dei clasti alterati. Colore della matrice 5YR e 7.5YR nelle porzioni superiori, 10YR e 2.5Y scendendo nella successione. Presenza di patine e screziature Fe/Mn.

Limi sabbiosi laminati: depositi glaciolacustri.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è data da un profilo di alterazione molto evoluto che interessa tutto lo spessore dell'unità. Il Supersintema del Bozzente indifferenziato è coperto da depositi della Formazione di Monte Carmelo e in contatto erosionale con i depositi del Supersintema di Venegono e del Sintema della Specola presso Cogliate lungo il Lomba.

In località Malpensata, presso Cesano Maderno, la superficie limite superiore coincide invece con la superficie topografica. La superficie limite inferiore non è mai direttamente osservabile in affioramento; ricostruzioni di sottosuolo permettono però di affermare che i depositi del Supersintema del Bozzente indifferenziato ricoprono il Ceppo di Portichetto e la Tillite di San Salvatore.

Litologia: nell'area del Foglio Seregno il Supersintema del Bozzente indifferenziato è costituito da:

- depositi fluviali e fluvioglaciali: ghiaie medio grossolane massive o debolmente isorientate a supporto di matrice, nel complesso compatte. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, forma da subarrotondata a subangolosa, con bassa sfericità. Petrografia: clasti carbonatici da decarbonatati ad argillificati, clasti metamorfici e ignei arenizzati o con cortex di alterazione di 1-3 mm di spessore, quarziti non alterate. La matrice è costituita da sabbie medio grossolane e sabbie limose di colore 10YR-7.5YR. Sono presenti piccole patine di Fe/Mn associate ai clasti e nella matrice.

Ghiaie medie a supporto tra clastico e di matrice. Clasti di dimensioni di 1-2 centimetri, raramente di 10 centimetri; quasi la totalità dei clasti risulta alterato.

Sabbie grossolane con clasti centimetri annegati. Clasti carbonatici argillificati e quarziti sane. Colore 10YR. Sabbie gradate a granulometria medio grossolana con rari clasti millimetrici. Sabbie grossolane con ghiaia, laminate.

- depositi glaciolacustri: limi sabbiosi laminati, con lamine pianoparallele, ondulate e deformate; si presentano molto compatti e con sottili livelli arenacei. Sono riconoscibili dropstone e lenti ghiaiose (till di colata).

Area di affioramento: depositi del Supersistema del Bozzente indifferenziato affiorano negli intagli dei principali corsi d'acqua che solcano il Pianalto delle Groane; affioramenti significativi si hanno nel Lombra e nel Garbogero tra Cogliate/Barlassina e Ceriano Laghetto e in un piccolo impluvio, presso il campo sportivo di Seveso, che solca il margine orientale del Pianalto stesso.

Profili si hanno anche tra Cermente e Vertemate con Minoprio, a Nord di Cadorago-Bulgorello e negli impluvi immissari alla valle del Lura presso Bregnano.

I depositi glaciolacustri affiorano in un piccolo impluvio presso Brugora a S di Casatenovo.

Morfologia e paleogeografia: il Supersistema del Bozzente indifferenziato costituisce aree rilevate (in Lombardia denominate *pianalti*) rispetto al livello generale della pianura, tagliate e isolate dagli eventi deposizionali successivi. Il Pianalto delle Groane è infatti riconducibile ad una antica piana fluvioglaciale associata ad un evento glaciale Bozzente. Il pianalto presenta attualmente una morfologia generalmente pianeggiante e subpianeggiante; il suo bordo orientale è netto con una scarpata a forte pendenza, mentre il margine occidentale, tra Lentate sul Seveso e Cogliate, si presenta blando a bassa pendenza in raccordo con le aree circostanti, e più simile al margine orientale tra Cogliate e Cesate.

Il pianalto è caratterizzato da un idrografia ben sviluppata con valli ben incise (Cisnara, Lombra, Garbogero, Seveso), conseguenza della presenza di litologie marcatamente alterate ricche in argilla e pertanto a bassa permeabilità superficiale che favorisce lo scorrimento superficiale delle acque e la conseguente incisione dei depositi stessi a discapito dell'infiltrazione.

2.10.2. - *Formazione di Cascina Ronchi Pella (BOP)*

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice. Ghiaie massive a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi con argilla. Marcata alterazione che localmente interessa anche i clasti quarzatici con un sottile cortex di alterazione.

Sinonimi: unità istituita da ZUCCOLI (1997), corrispondente al Mindel degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è di tipo erosionale e pone la Formazione di Cascina Ronchi Pella a contatto con i depositi del Sintema della Specola e del Supersintema di Venegono. La superficie limite inferiore non è visibile in affioramento.

Litologia: le dimensioni ridotte e la scarsità di affioramenti riconosciuti nell'area del Foglio Seregno non consentono di distinguere diverse facies deposizionali. L'unità è costituita da:

- diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni da millimetriche a massimo 30 cm (S di Casatenovo). Marcata alterazione che interessa la quasi totalità dei clasti, con carbonati argillificati, cristallini sia arenizzati sia argillificati e quarziti con un sottile cortex di alterazione (S di Calò). La matrice è costituita da limi sabbiosi con argilla di colore 7.5YR con screziature di colore 2.5Y; presenza di noduli millimetrici di Fe/Mn.

- ghiaie medie massive a supporto di matrice, marcatamente alterate. La matrice è costituita da limi debolmente sabbiosi e argillosi, compatti, di colore 10YR.

Area di affioramento: affiora limitatamente al settore centro orientale del Foglio Seregno, tra Tregasio e Casatenovo, in corrispondenza delle principali incisioni vallive.

Morfologia e paleogeografia: nel territorio del Foglio Seregno la Formazione di Cascina Ronchi Pella non presenta alcuna morfologia propria, ampiamente cancellata dagli eventi successivi.

L'unità testimonia una fase di avanzata glaciale leggermente maggiore rispetto a quella del Sintema di C.na Fontana.

2.10.3. - *Sintema di Cascina Fontana (BOF)*

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaie massive o grossolanamente stratificate a supporto di matrice e occasionalmente clastico, con intercalazioni sabbiose: depositi fluvio-glaciali. Marcata alterazione che interessa più del 90% dei clasti per tutto il profilo dell'unità.

Sinonimi: unità istituita da ZUCCOLI (1997), corrispondente al Mindel degli autori precedenti; RIVA (1957) definisce l'area tipo di questa unità come la “cerchia in puro ferretto di Camparada”.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da alterazione che interessa più del 90% dei clasti. Il Sintema di Cascina Fontana è coperto, con contatto netto, dai depositi della Formazione di Monte Carmelo (Valle del Laghetto ad E di Cascina Amata, Valle Cantalupo, Valle Pegorino tra Lesmo e Triuggio). Limite generalmente erosivo pone i depositi del Sintema di Cascina Fontana in contatto con il Sintema di Binago (C.na Varenna), con il Sottosintema di Fino Mornasco (Figino Serenza), con depositi fluvioglaciali del Sintema della Specola (Valle del Boscaccio tra Figino Serenza e Cabiato), con l'Unità di Minoprio (Minoprio), con l'Unità di Bulgarograsso (Cadorago presso Moncasolo), con l'Unità di Cadorago (Puginato) e con le coltri loessiche pedogenizzate in posto e colluviate. Occasionalmente la superficie limite superiore coincide con la superficie topografica (Cabiato presso Villa Padulli, Mariano Comense presso C.na il Castello). La superficie limite inferiore non è visibile in affioramento; da ricostruzioni stratigrafiche di sottosuolo si evince che l'unità sia in contatto con i conglomerati del Ceppo di Portichetto, del Ceppo di Calpuno, del Ceppo di Invergo (Pianalto di Brenna) e della Tillite di San Salvatore.

Verso W, nel contiguo Foglio Busto Arsizio (ZUCCOLI, 1997) l'unità copre in discordanza la Formazione di Castelnuovo e la Formazione di Cascina Ronchi Pella.

Litologia: il Sintema di Cascina Fontana è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie massive a supporto di matrice che presso Carugo-C.na S. Ambrogio si presentano debolmente stratificate; solo raramente a supporto clastico. I clasti hanno dimensioni modali in genere di 3-4 centimetri e dimensioni massime di 20-30 centimetri; forma subarrotondata con clasti, spesso carbonatici, subangolosi. La sfericità è bassa con clasti appiattiti e a “sigaro”. La petrografia è data principalmente da clasti carbonatici e metamorfici a cui seguono petrografie granitoidi; raramente si riconoscono ultramafici, terrigeni, clasti di Verrucano Lombardo (Cabiato presso Villa Padulli, C.na S. Martino, Olgelasca). L'alterazione è sempre marcata con mediamente il 70% dei clasti alterati con punte del 90% a seconda della posizione nel profilo: i carbonati sono principalmente decarbonatati e argillificati solo occasionalmente fragili, i clasti metamorfici sono arenizzati, argillificati e con spesso cortex di alterazione color ruggine, i clasti granitoidi sono arenizzati e con spesso cortex di alterazione solo occasionalmente si

presentano fragili o sani (C.na Varenna); i clasti ultramafici hanno un cortex di alterazione mentre le quarziti si presentano sane.

La matrice è costituita da limi sabbiosi con argilla, sabbie limose con argilla, sabbie medio grossolane, sabbie grossolane con argille, sabbie. Il colore d'insieme, spesso difficilmente determinabile vista la marcata alterazione dei profili osservati, è 7.5YR nelle porzioni superiori, passando a 10YR fino a 2.5Y scendendo nelle parti basse del profilo. Sono presenti venature disposte orizzontalmente di colore 5Y passante all'esterno a 7.5YR, screziature color ruggine e grigiastre associate ai clasti, patine e noduli di Fe/Mn.

Strutture sedimentarie riconducibili ad embricature e orientazione dei clasti si riconoscono in località Mariano Comense, Cabiato presso Villa Padulli; in località C.na S. Martino i clasti si presentano embricati ed orientati come a formare barre ghiaiose.

Sabbie fini e grossolane ghiaiose debolmente limose . I clasti hanno dimensioni modali di 3-4 centimetri con forma subarrotondata a bassa sfericità. Cristallini arenizzati, metamorfici poco alterati o con cortex di alterazione. Colore 10YR con patine di Fe/Mn associate ai clasti. Sabbie discretamente lavate con debole laminate (C.na S. Martino).

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice solo localmente a supporto clastico, compatti e sovraconsolidati presso Brenna. I clasti si presentano generalmente mal selezionati con dimensioni da pochi centimetri a pluridecimetriche con massi anche di un metro (Figino Serenza); forma sia subarrotondata sia subangolosa con sfericità bassa. Si osservano principalmente clasti carbonatici e metamorfici con percentuali inferiori di ignei, quarziti e clasti terrigeni. L'alterazione risulta marcata per tutto il profilo con circa il 90% dei clasti alterati: i carbonati si presentano principalmente argillificati, in minor misura decarbonatati; i clasti metamorfici si presentano generalmente arenizzati e fragili anche se spesso mostrano uno spesso cortex di alterazione anche di 5 mm; i clasti ignei sono arenizzati e raramente con cortex di alterazione; i clasti ultramafici hanno un cortex di alterazione o si presentano sani come le quarziti. La matrice è costituita da sabbie limose, limi sabbiosi, argilla, sabbie fini con argilla, ghiaie fini, sabbie ghiaiose. Il colore d'insieme, nelle porzioni sommitali del profilo è 2.5YR, 5YR e 7.5YR, passante verso le parti inferiori a 10YR e 2.5Y. Sono spesso presenti screziature di colore 5YR, screziature disposte orizzontalmente di colore grigio passante esternamente a ruggine e abbondanti patine e noduli di Fe/Mn.

Area di affioramento: i depositi del Sintema di Cascina Fontana affiorano estesamente lungo le incisioni vallive che solcano il Pianalto

di Figino Serenza, il Pianalto di Brenna e tra gli abitati di Camparada, Lesmo e Sovico.

Morfologia e paleogeografia: l'unità da in genere luogo a morfologie ben conservate, con morene che costituiscono un imponente lobo la cui cerchia da Sovico è seguibile, verso E al di fuori dell'area in studio, fino a C.na Bracchi e Maresso (STRINI, 2001). Si tratta di più morene addossate che risultano molto evidenti nella parte esterna e meno verso quella interna. Le morene sono caratterizzate dalla presenza di numerosi dossi piuttosto che da una cresta continua. Questa morfologia sembrerebbe richiamare la forma di morene “annegate”; tuttavia non c'è evidenza, nella cerchia principale, di sedimenti appartenenti a formazioni più giovani. Potrebbe essere che le morene siano state in parte modellate da corsi d'acqua che hanno solo eroso senza deporre sedimenti.

Altro fattore che può avere contribuito alla morfologia della cerchia più esterna è lo “sgonfiamento” che subiscono i sedimenti più antichi ed alterati dovuto alla dissoluzione dei ciottoli carbonatici (TARAMELLI, 1903; BINI, 1987). Può essere che questa riduzione di volume non sia omogenea nel corpo della morena, sia per maggiore concentrazione di carbonati in una parte della morena stessa sia per variazioni nell'alterazione.

Più ad W sui Pianalti di Figino Serenza e Brenna le morene attribuite al Sintema di Cascina Fontana si presentano ben evidenti ma con fianchi molto addolciti; costituiscono dossi allungati con cresta ben seguibile soprattutto tra Brenna, Olgelasca e Cantù presso C.na San Carlo.

Le cerchie moreniche di Camparada e quelle di Figino Serenza-Brenna costituivano probabilmente un unico esteso anfiteatro ora separato da una imponente piana fluvioglaciale, risultato della sovrapposizione dei successivi eventi glaciali.

Esternamente all'anfiteatro di Camparada è ancora presente un lembo cospicuo della piana fluvioglaciale che si spinge fin verso Arcore (Strini, 2001). Oltre a questa non sono presenti altre espressioni morfologiche delle piane fluvioglaciali del Sintema di Cascina Fontana, ma solo affioramenti isolati.

2.11 - FORMAZIONE DI MONTE CARMELO (MCX)

Definizione: limi e limi argillosi massivi di colore 5YR e 7.5YR. Presenza di glosse e venature grigiastre, patine e noduli di Fe/Mn. Indurito: loess fortemente pedogenizzato.

Sinonimi: unità litostratigrafica istituita da ZUCCOLI (1997), genericamente indicata dagli autori precedenti con il termine “ferretto”.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è una superficie di erosione; occasionalmente può coincidere con la superficie topografica. La Formazione di Monte Carmelo è coperta da coltri loessiche più recenti e dai depositi del Supersintema di Venegono. La superficie limite inferiore è una superficie evidente dal punto di vista sedimentologico, che di fatto rappresenta l'originaria superficie su cui il loess si è deposto ricoprendo i depositi del Supersintema del Bozzente.

Litologia: limi e limi argillosi massivi: loess fortemente pedogenizzato. Limi argillosi massivi con clasti sparsi alterati: loess colluviato e fortemente pedogenizzato in seguito. Fortemente induriti con tendenza a presentare fratturazione poligonale. Colore compreso tra 5YR e 7.5YR. Abbondanti patine e noduli di Fe/Mn, in taluni casi anche ben sviluppate, raggiungendo dimensioni di 1-2 cm; presenti screziature e venature di colore grigio 2.5Y anche di grosse dimensioni, a volte sono rivestite da materiale fine di color ruggine. Nella parte alta del profilo queste tendono ad avere andamento regolare creando un reticolo di venature ben organizzato sia verticale che orizzontale; nella parte inferiore del profilo assumono un andamento più irregolare e caotico.

Area di affioramento: depositi della Formazione di Monte Carmelo affiorano in modo discontinuo sui pianalti di Cascina Amata-Brenna e delle Groane e sporadicamente tra Triuggio, Correzzana e Lesmo.

Morfologia e paleogeografia: la Formazione di Monte Carmelo, per la natura del deposito, non presenta morfologia propria ma tende ad ammantellare la topografia precedente talora nascondendola o addolcendola. Poiché l'unità è molto antica essa ha subito una forte erosione da parte degli eventi successivi. In vaste aree la sua mancanza è da ricondurre anche all'intensa attività estrattiva; già in epoca romana questi depositi venivano cavati e utilizzati per la produzione di laterizi.

Età: per posizione stratigrafica l'unità è attribuibile al Pleistocene medio.

2.12 - SINTEMA DELLA SPECOLA (PEO)

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaie a supporto di matrice con clasti isorientati e locali intercalazioni sabbiose, ghiaie massive a supporto di matrice: depositi fluvioglaciali. L'alterazione interessa circa l'80% dei clasti, con profilo di alterazione che può raggiungere spessori di 6-8 metri.

Sinonimi: unità istituita da BINI (1987) come Complesso Glaciale della Specola. Coincide all'Unità di Sirtori per REDAELLI (1995). Corrisponde, in parte al Riss degli autori precedenti e in parte al "ferretto".

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione evoluto con alterazione che interessa circa l'80% dei clasti su spessori di 6-8 metri. Il Sintema della Specola è coperto, con limite erosivo, dai depositi del Sintema di Binago, del Supersintema di Besnate (Unità di Guanzate, Unità di Bulgarograsso), dai depositi del Supersintema di Venegono, del Sintema di Cantù e del Sintema del Po. Occasionalmente il limite superiore può coincidere con la superficie topografica.

La superficie limite inferiore è sovente una superficie di erosione. Il Sintema della Specola è a contatto con la Tillite di San Salvatore, copre i depositi del Supersistema del Bozzente e del Sintema di Cascina Ronchi Pella, della Formazione di Monte Carmelo e della Formazione di Missagliola.

Il limite con l'unità del Ceppo di Calpuno è molto irregolare, caratterizzato da strutture ad organi geologici (Brenna-Valle Sorda). Sebbene non sia mai stato osservato il contatto diretto è tuttavia verosimile che i depositi del Sintema della Specola coprano anche i depositi del Ceppo della Molgora (STRINI, 2001).

Sul dosso della Specola è in diretto contatto con il substrato roccioso (BREVIGLIERI, 1991).

Litologia: Il Sintema della Specola è costituito, nel settore orientale del Foglio Seregno da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto di matrice. I clasti si presentano isorientati ed embricati. Petrografia poligenica con predominanza di clasti cristallini fragili ed arenizzati, carbonati decarbonatati e raramente argillificati. La matrice è costituita da sabbie, limi e sabbie limose, a volte compatte, di colore 7.5YR e 5YR. Abbondanti patine di Fe/Mn sia nella matrice sia associate ai clasti e venature di colore 2.5YR.

Ghiaie a supporto di matrice limoso argillosa o ghiaie a supporto di matrice localmente clastico. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche fino a circa 15-20 cm, in genere 5-10 cm; occasionalmente la dimensione massima può essere uguale o superiore a 25 cm. I ciottoli sono da subarrotondati ad arrotondati. Condotte da piping. Presenza di lenti sabbiose.

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni modali di 2-4 centimetri, massime di 40 centimetri. Clasti cristallini fragili e arenizzati, arenacei alterati e rari carbonati decarbonatati. La matrice è costituita da sabbie limose e limi, discretamente compatti di colore 10YR passante verso l'alto a 7.5YR, con screziature 7.5YR e 10YR.

Diamicton a supporto di matrice. Clasti con dimensioni massime da centimetriche a 40 cm, da subangolosi a subarrotondati. La matrice è costituita da limi argillosi raramente sabbiosi con colore variabile compreso tra 5YR e 10YR; localmente aspetto a graticcio con glosse decolorate con bordo di colore 7.5YR o grigiastro con noduli 7.5YR. Occasionale presenza di screziature 2.5YR.

Nel settore occidentale del Foglio Seregno il Sintema della Specola è invece costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie massive o stratificate a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni modali centimetriche, dimensioni massime 20-30 cm; i clasti di dimensione maggiore sono, in genere, orientati ed embricati. Clasti poligenici, in prevalenza carbonati e metamorfici. Grado di alterazione maggiore dell'80%, carbonati da decarbonatati ad argillificati, metamorfici in prevalenza fragili o con cortex di alterazione sviluppato (3-4 mm), in minor percentuale clasti arenizzati. La matrice è costituita da sabbie medio grossolane di colore 7.5YR nella parte alta del profilo, inferiormente tende a un colore 10YR. Presenti livelli e lenti di ghiaie fini e sabbie.

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice, moderatamente consolidato. I clasti hanno dimensioni modali centimetriche, dimensioni massime 10-15 cm, subarrotondati, bassa sfericità, pessima selezione. Petrografia poligenica.

Area di affioramento: il Sintema della Specola affiora come deposito fluvioglaciale sul Pianalto di Cascina Amata, sia nella parte sommitale che negli impluvi che incidono il pianalto stesso. È presente all'interno di una valle nel tratto compreso tra C.na Bialce e Villa Monterotondo presso Cesano Maderno e nella valle del Garbogero presso Solaro. Sporadicamente affiora nella valle del Terrò. I depositi glaciali dell'unità sono presenti in un'area limitata, nei pressi di Figino Serenza e Vighizzolo-C.na Savionica e tra Cadorago e Bulgorello.

Nel settore orientale del Foglio Seregno il Sintema della Specola affiora presso Brugora, nell'incisione del Pegorino, a Calò, nella Roggia Nova presso C.na Bracchi, nell'impluvio tra Giovenigo e Porrinetti presso Tregasio, a S di C.na Crippa e nell'impluvio presso Galgiana.

Morfologia e paleogeografia: la morfologia del Sintema della Specola mostra caratteri differenti nell'area del Foglio Seregno. Ad W l'unità è rappresentata da blandi dossi allungati a morfologia relitta; le piane fluvioglaciali sono state ricoperte o erose dagli eventi successivi. Lembi isolati di piane fluvioglaciali si riconoscono alle interno di valli preesistenti che solcano il Pianalto delle Groane.

Tra Intimiano e Figino Serenza i cordoni morenici presentano invece morfologie ben evidenti a descrivere un ampio semicerchio. La morena di Figino Serenza, che rappresenta la massima espansione del Ghiacciaio Specola, mostra il fianco N particolarmente ripido mentre il fianco esterno si presenta ampio, a blanda pendenza.

Le principali piane fluvioglaciali sono direttamente correlate alla morena di Figino Serenza; queste seguono la valle del Terrò e la valle del Seveso (attualmente rimangono evidenze solo in sponda idrografica sinistra). Lembi isolati di piana fluvioglaciale sono anche presenti all'interno delle valli Boscaccio e Cabiato.

Nel settore orientale i depositi del Sintema della Specola danno luogo a dossi che formano delle cerchie interne a quella di Camparada, comprendenti le località Rogoredò, Villa Montecarmelo, Levada, Mondromeno e Caparra. Poiché in questo settore sono presenti anche depositi facenti parte del Supersintema del Bozzente non è escluso che, al momento della deposizione, i depositi del Sintema della Specola abbiano risentito di una precedente morfologia già articolata. I depositi fluvioglaciali sono in genere confinati in valli preesistenti e le piane fluvioglaciali risultanti sono di estensione molto ridotta o addirittura assenti.

Età: per posizione stratigrafica il Sintema della Specola è attribuibile al Pleistocene medio (BINI, 1987; ZUCCOLI, 1997; BINI 1997).

2.13 - SINTEMA DI BINAGO (BIN)

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice e clastico: depositi glaciali. Ghiaie massive o debolmente orientate a supporto di matrice: depositi fluvioglaciali. Alterazione poco evoluta che interessa mediamente il 50% dei clasti per uno spessore massimo di 4 metri.

Sinonimi: unità istituita da ZUCCOLI (1997), i cui depositi corrispondono al Riss degli autori (NANGERONI, 1954; RIVA, 1957). Afferiscono a questa unità anche i depositi indicati come Unità di Viganò da REDAELLI (1995).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione poco evoluto con spessore variabile da 1 a 4 metri. L'unità è coperta dai depositi del Supersintema di Besnate, del Supersintema di Venegono, del Sintema del Po e da coltri loessiche sia in posto sia colluviate. La superficie limite inferiore è una superficie di erosione che pone a contatto l'unità con i conglomerati del Ceppo di Calpuno e presumibilmente anche del Ceppo di Portichetto, anche se mai direttamente osservato in affioramento ma dedotto da ricostruzioni stratigrafiche di sottosuolo; il Sintema di Binago

copre anche i depositi del Sintema di Cascina Fontana e del Sintema della Specola; nel settore orientale del Foglio Seregno, presso Casatenovo, taglia i depositi della Formazione di Missaggiola.

Litologia: il Sintema di Binago è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto di matrice. Clasti discretamente selezionati, subarrotondati e localmente embricati. Clasti poligenici con carbonati decarbonatati, metamorfici in facies a scisti verdi sani o con un cortex di alterazione millimetrico, granitoidi arenizzati e quarziti. La matrice è costituita da sabbie medio grossolane e limi sabbiosi, colore 7.5YR e 10YR.

Ghiaie a supporto clastico o al limite del supporto clastico. La matrice è costituita da sabbie limose. Ciottoli con dimensione massima di 50 cm.

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni modali centimetriche e massime 60 cm, scarsamente selezionati; forma subarrotondata. La matrice è costituita da limi sabbiosi di colore 10YR passante verso l'alto a 7.5YR.

Diamicton massivi a supporto clastico. I clasti hanno dimensione massima di 15 cm. Carbonati argillificati, esotici cristallini da arenizzati ad argillificati, ultramafiti con cortex di alterazione, flysch argillificati, quarziti. La matrice è costituita da limi argillosi di colore 7.5YR (REDAELLI, 1995).

Area di affioramento: i depositi del Sintema di Binago affiorano in limitate zone del territorio del Foglio Seregno; si ritrovano nei pressi di Puginato, San Giorgio, Villa Calvi. Depositi fluvioglaciali affiorano a Misinto e Lazzate, nel Pegorino e nella Molgora poco a S di Casatenovo.

Morfologia e paleogeografia: le morene del Sintema di Binago descrivono due grossi lobi, testimonianza di due importanti lingue glaciali, una uscente dal ramo di Como del Lario e l'altra dal ramo di Lecco; esse individuano un margine glaciale simile al successivo evento glaciale. Le morene del settore occidentale del Foglio Seregno, tra Guanzate-Cermenate-Cantù, mostrano una morfologia poco evidente, ad eccezione della morena di Asnago. Nel settore orientale le morene descrivono un ampio semicerchio, mostrando una morfologia più accentuata rispetto alle precedenti; la più importante delle quali è la grossa morena su cui sorge l'abitato di Casatenovo.

Le morene dei due lobi sono marcatamente discontinue a causa dello smantellamento operato dagli scaricatori glaciali del successivo episodio glaciale Besnate.

Le piane fluvioglaciali sono invece ben sviluppate anche se si presentano a loro volta tagliate dai successivi eventi; morfologicamente

sono individuabili come ampi terrazzi subpianeggianti e debolmente progradanti verso S. Nel settore orientale, tra Agliate e Casatenovo, i terrazzi fluvioglaciali sono invece confinati all'interno di valli preesistenti, spesso erosi da eventi successivi.

Età: per posizione stratigrafica il Sintema di Binago è attribuibile al Pleistocene medio (ZUCCOLI, 1997).

2.14 - SUPERSINTEMA DI BESNATE

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice, diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati, diamicton massivi a supporto di matrice, debolmente compatti; ghiaie massive a supporto clastico e localmente a supporto di matrice, ghiaie massive a supporto clastico e localmente a supporto di matrice, diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati, diamicton massivi a supporto clastico, sovraconsolidati, ghiaie massive a supporto di matrice, addensate: depositi glaciali. Limi massivi debolmente compatti con clasti mediamente millimetrici: till di colata. Ghiaie medio fini a supporto di matrice, diamicton massivi a supporto di matrice: depositi di contatto glaciale. Ghiaie stratificate a supporto di clasti o a supporto di matrice, ghiaie massive e localmente isorientate a supporto di matrice, ghiaie medio grossolane massive, debolmente stratificate a supporto sia di matrice sia clastico, sabbie medio fini massive con clasti, ghiaie massive a supporto di matrice sabbiosa debolmente limosa, ghiaie e ghiaie sabbiose massive a supporto clastico, diamicton massivi a supporto clastico con matrice interstiziale; sabbie fini limose con clasti centimetrici, ghiaie a supporto di matrice e localmente a supporto clastico, ghiaie a supporto di matrice, debolmente stratificate e gradate: depositi fluvioglaciali. Limi argillosi laminati, Limi argillosi laminati, sabbie fini limose e limi sabbiosi laminati, con clasti annegati pluricentimetrici: depositi glaciolacustri.

Il profilo di alterazione non è molto evoluto con spessori di 3-4 metri; l'alterazione è variabile e interessa tra il 30% e il 50% dei clasti. Il colore della matrice è generalmente compreso tra 10YR e 7.5YR, localmente 2.5Y e 5Y. Coperture loessiche presenti.

Sinonimi: unità istituita da DA ROLD (1990), sinonimo di Complesso Glaciale di Muselle (BINI, 1987) e di Supersintema di Muselle (BINI *et alii*, 1992). Corrisponde al Würm e al Riss nelle porzioni marginali, degli autori precedenti.

Subunità: il Supersintema di Besnate è stato suddiviso in quattro unità informali, distinte sulla base dei caratteri morfologici e sul diverso grado di alterazione dei depositi. Le unità distinte sono, dalla più avanzata alla

più interna: Unità di Guanzate, Unità di Cadorago, Unità di Minoprio e Unità di Bulgarograsso. Quando mancano i presupposti per tale suddivisione i depositi di questo supersistema sono cartografati come Supersistema di Besnate indifferenziato.

Nel margine SW del Foglio Seregno è anche presente un lembo della vasta piana fluvioglaciale della Valle Olona, attribuita all'Unità di Sumirago.

Età: per posizione stratigrafica il Supersistema di Besnate è attribuibile al Pleistocene medio-superiore. Tale affermazione è anche validata da datazioni effettuate da autori precedenti (DA ROLD, 1990; OROMBELLI, 1987) su campioni prelevati nei pressi di Castelnovate (Vizzola Ticino, Varese).

2.14.1. - *Supersistema di Besnate indifferenziato (BE)*

Il Supersistema di Besnate indifferenziato è presente marginalmente nel settore Nordoccidentale del Foglio Seregno, dove il ghiacciaio di provenienza comasca del Lario veniva a contatto con quello del Faloppio. La mancanza di affioramenti non permette di descrivere i caratteri litologici e stratigrafici, pertanto si riprende quanto osservato in aree adiacenti nel confinante Foglio Busto Arsizio.

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaie stratificate a supporto di clasti o a supporto di matrice: depositi fluvioglaciali.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione poco evoluto con spessore di circa 4 metri; l'alterazione interessa mediamente il 50% dei clasti. È presente copertura loessica discontinua di colore variabile da 10YR a 7.5YR; la sua mancanza è dovuta sia a fattori erosivi sia ad attività antropica.

L'unità è coperta in discordanza dai depositi fluvioglaciali del Sistema di Cantù, dai depositi del Sistema del Po e da quelli del Supersistema di Venegono. La superficie limite inferiore è una superficie di erosione priva di caratteristiche peculiari; presso Bulgarograsso il Supersistema di Besnate indifferenziato taglia i depositi dell'Unità di Guanzate e dell'Unità di Cadorago. Presso Gironico il Supersistema di Besnate indifferenziato poggia sul Conglomerato di Lucino.

Litologia: il Supersistema di Besnate indifferenziato è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie stratificate a supporto clastico o di matrice, con clasti poligenici di dimensione massima di 40 cm, in genere ben selezionati e arrotondati. Occasionalmente si presentano con gradazione diretta e inversa. La matrice è costituita da sabbie limose,

raramente argillose; talvolta è costituita da ghiaie fini e sabbie grossolane.

Sabbie grossolane pulite a laminazione pianoparallela.

Limi in lamine pianoparallele alternati a sabbie in strati spessi 3 cm; limi con argilla e strati di sabbia.

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice. Clasti poligenici. La matrice è costituita da limi o sabbie limose, raramente debolmente argillose.

Area di affioramento: nel territorio del Foglio Seregno non sono presenti affioramenti; l'unità è stata cartografata su base morfologica in continuità con le cerchie moreniche e le piane fluvioglaciali del limitrofo Foglio Busto Arsizio.

Morfologia e paleogeografia: le morene attribuite a questa unità mostrano, per il settore considerato, una morfologia evidente, espressione della sovrapposizione con una antica morfologia a dossi in substrato roccioso. Le morene rappresentano il margine più esterno orientale dell'anfiteatro glaciale del Faloppio, a cui si associano ampie piane fluvioglaciali.

2.14.2. - *Unità di Guanzate (BEZ)*

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaie massive e localmente isorientate a supporto di matrice: depositi fluvioglaciali. L'alterazione interessa almeno il 50% dei clasti. Coperture loessiche presenti di colore 10YR e 7.5YR.

Sinonimi: unità di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è una superficie netta a carattere erosionale; localmente (loc. Montesorso a N di Cermenate) evidenziata da allineamento di clasti. L'Unità di Guanzate è coperta dai depositi dell'Unità di Cadrago. La superficie limite inferiore non è stata mai osservata in affioramento; dai dati di sottosuolo si tratta di una superficie di erosione che pone a contatto l'Unità di Guanzate con i depositi del Sintema della Specola e di Binago.

Litologia: i caratteri litologici si riferiscono al settore occidentale del Foglio Seregno, dato che nel settore orientale non sono stati rilevati affioramenti significativi riconducibili a tale unità.

- depositi fluvioglaciali: ghiaie medio grossolane massive, occasionalmente a debole isorientazione, a supporto di matrice. Clasti con dimensioni modali centimetriche, forma sia subarrondata sia subangolosa. Petrografia poligenica con ciottoli carbonatici decarbonatati, metamorfici sani o fragili e arenizzati, ignei sani solo

raramente alterati. La matrice è costituita da sabbie grossolane di colore 10YR.

- till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni variabili da centimetriche a pluridecimetriche. La petrografia è poligenica con predominanza (loc. Montesordo a N di Cermenate) di clasti metamorfici di cui più del 50% risultano alterati (arenizzati e con cortex di alteazione); in percentuale nettamente minore clasti carbonatici decarbonatati e argillificati, ignei alterati e sani. Sono presenti anche quarziti e rari porfidi e ciottoli di Verrucano Lombardo. La matrice è costituita da sabbie fini limose di colore 10YR e localmente 2.5YR, passante verso il limite superiore a 7.5YR.

Area di affioramento: depositi glaciali riconducibili all'Unità di Guanzate affiorano nei pressi della località Montesordo a N di Cermenate. Depositi fluvioglaciali sono stati osservati in spaccati antropici a N di Barlassina e a SW di Saronno.

Morfologia e paleogeografia: le morene appartenenti all'Unità di Guanzate rappresentano la massima avanzata dei ghiacciai "Besnate", arrivata a ridosso del precedente evento Binago. Le morene si presentano profondamente frammentate e smantellate dalla successiva avanzata glaciale e dai relativi fluvioglaciali. Malgrado l'intensa attività erosiva le morene residue mostrano una morfologia evidente.

L'unità di Guanzate delinea due lobi testimonianza di due distinti fronti glaciali provenienti dai due rami del Lario. Il lobo comasco è maggiormente esteso per la sua parte occidentale, venendo bruscamente troncato presso Cermenate da una maggiore avanzata del successivo "evento Minoprio". Il lobo lecchese è stato invece quasi completamente smantellato; rimangono solo isolate morene tra Molino Resica e Villa Raverio.

Ampie piane fluvioglaciali sono invece la morfologia meglio conservata riferita all'Unità di Ganzate. Un importante scaricatore glaciale fuoriusciva dalla porta di Cirimido, formando una piana estesa fino a Saronno con andamento circa parallelo all'attuale valle del Lura.

Un'ampia piana fluvioglaciale, frammentata nella parte N dal successivo "evento Cadorago" tra Carugo e Giussano, si estende fino al margine meridionale del Foglio Seregno. Terrazzi fluvioglaciali sono anche presenti all'interno della valle del Lambro.

2.14.3. - Unità di Sumirago (BES)

L'Unità di Sumirago interessa solo marginalmente il Foglio Seregno ed è stata cartografata per continuità morfologica con la contigua piana fluvioglaciale della Valle Olona. La mancanza di sezioni stratigrafiche

ha fatto sì che l'unità venisse descritta rifacendosi a quanto osservato nel confinante Foglio Busto Arsizio in ZUCCOLI (1997) e DA ROLD (1990).

Definizione: ghiaie a stratificazione orizzontale, gradate; sabbie limose massive: depositi fluvioglaciali. L'alterazione interessa più del 50% dei clasti con metamorfici e cristallini arenizzati, carbonati decarbonatati e argillificati. Colore 2.5Y e 10YR. Copertura loessica presente.

Sinonimi: unità istituita da DA ROLD (1990).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione spesso circa 4 metri. La superficie limite inferiore è una superficie di erosione priva di caratteristiche peculiari.

Litologia: l'unità è costituita da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie a stratificazione orizzontale, gradazione diretta e supporto di matrice e sabbie limose massive con ciottoli sparsi e a gradazione diretta. Nelle ghiaie i ciottoli hanno dimensioni inferiori ai 15 centimetri.

Area di affioramento: non sono presenti affioramenti, pertanto i caratteri litologici si riferiscono a quanto osservato in aree limitrofe (ZUCCOLI 1996; DA ROLD 1990).

Morfologia e paleogeografia: l'unità è morfologicamente espressa da un lembo della vasta piana fluvioglaciale che occupa la valle Olona.

2.14.4. - *Unità di Cadorago (BEC)*

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice: till di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati: till alloggiamento. Ghiaie medio fini a supporto di matrice, diamicton massivi a supporto di matrice: depositi di contatto glaciale. Ghiaie medio grossolane massive, debolmente stratificate a supporto sia di matrice sia clastico, sabbie medio fini massive con clasti: depositi fluvioglaciali. Limi argillosi laminati: depositi glaciolacustri.

L'alterazione interessa circa il 40% dei clasti per uno spessore mediamente di 2 metri. Copertura loessica presente.

Sinonimi: unità di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è generalmente netta e pone a contatto i depositi dell'Unità di Cadorago con depositi colluviali del Supersistema di Venegono e con le coltri loessiche. La superficie limite inferiore è una superficie di erosione; l'Unità di Cadorago copre i conglomerati del Ceppo di Portichetto (loc. Alzate Brianza) e con depositi da alterazione del Ceppo di Portichetto stesso nei pressi di Cadorago lungo il corso del Lura. A S di Missaglia

l'Unità di Cadorago è invece a contatto con la Formazione di Missaglia (alterazione del Ceppo della Molgora).

L'Unità di Cadorago poggia poi anche sui depositi del Supersistema del Bozzente (loc. Puginate), del Sistema di Binago (loc. Missaglia) e sui depositi dell'Unità di Guanzate presso Barlassina.

Litologia: nel settore occidentale del Foglio Seregno l'Unità di Cadorago è rappresentata da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie medio grossolane massive e localmente isorientate, a supporto principalmente di matrice, raramente a supporto clastico. I clasti si presentano eterometrici con dimensioni da millimetriche a pluridecimetriche, con forma da subarrotondata a subangolosa. Gradazione diretta. Clasti principalmente carbonatici la maggior parte dei quali sani, fragili e decarbonatati solo raramente argillificati; abbondanti clasti ignei sia sani sia arenizzati e con cortex di alterazione. Pochi metamorfici quasi tutti arenizzati, rare quarziti e clasti terrigeni. La matrice è costituita da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore 10YR con presenza di patine di colore 5YR.

Sabbie medio fini massive con clasti millimetrici di colore 10YR.

Ghiaie medie massive a supporto di matrice; ghiaie medie debolmente isorientate a supporto da clastico a matrice. I clasti presentano dimensioni modali di 3-5 centimetri e massime di 20 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. Clasti carbonatici in parte alterati e in parte sani, clasti metamorfici principalmente arenizzati raramente sani, clasti ignei in parte non alterati e in parte arenizzati, rare quarziti. La matrice è costituita da sabbie grossolane e limi di colore 10YR passante a 7.5YR nelle parti superiori del profilo.

Ghiaie massive e debolmente isorientate a supporto di matrice, localmente a supporto clastico. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a decimetriche; forma da subarrotondata a subangolosa. Petrografia eterogenea con clasti carbonatici decarbonatati e argillificati, metamorfici e ignei arenizzati, raramente sani. La matrice è costituita da sabbie grossolane di colore 10YR.

- till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti con dimensioni da millimetriche a decimetriche, scarsamente selezionati. Si osservano principalmente clasti carbonatici fragili o debolmente decarbonatati e sani; clasti metamorfici mediamente alterati, fragili e con cortex di alterazione. La matrice è costituita da limi sabbiosi e sabbie limose di colore 10YR.

Nel settore orientale del Foglio Seregno l'Unità di Cadorago è costituita invece da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie massive o debolmente stratificate a supporto clastico e localmente a supporto di matrice sabbiosa. I clasti hanno dimensioni massime di 30-40 centimetri, forma da subarrotondata a subangolosa a volte embricati. Petrografia principalmente cristallina con granitoidi arenizzati, gneiss sia sani sia arenizzati, serpentiniti sane o con sottile cortex di alterazione, clasti carbonatici in prevalenza sani raramente argillificati, qualche clasto quarzatico e di Verrucano Lombardo. Colore 10YR.

- depositi glaciolacustri: limi argillosi di colore grigio chiaro, con lamine millimetriche pianoparallele.

- till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice, localmente induriti presso Briosco. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, con anche massi di dimensioni metriche; forma da subarrotondata a subangolosa. Prevalenza di clasti metamorfici scistosi e gneissici arenizzati; carbonati, in percentuale inferiore, decarbonatati; rari clasti quarzatici e di Verrucano Lombardo. La matrice è costituita da limi sabbiosi, sabbie e sabbie fini limose con argilla di colore 10YR, 2.5Y e 7.5YR.

- till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice. Clasti di dimensioni da centimetriche a massimo 70 centimetri costituiti in prevalenza da granitoidi e metamorfici scistosi e gneissici sia sani sia arenizzati; in minor percentuale clasti carbonatici non alterati. La matrice è costituita da sabbie fini e sabbie fini limose di colore 10YR e 2.5Y.

- till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati. I clasti hanno dimensioni massime di 15-20 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. La petrografia è data in prevalenza da clasti cristallini (granitoidi, scisti, gneiss e rare serpentiniti) arenizzati; in minor percentuale clasti carbonatici sia argillificati sia sani. Questi ultimi si presentano striati e sagomati a "ferro da stiro". La matrice è costituita da sabbie medio fini, sabbie limose e sabbie limose debolmente argillose.

- depositi di contatto glaciale: ghiaie medio fini a supporto di matrice. Clasti metamorfici sani, granitoidi sani o debolmente alterati, carbonati sani e decarbonatati, quarziti. La matrice è costituita da sabbie limose di colore 10YR.

Diamicton massivi a supporto di matrice. Clasti granitoidi arenizzati, clasti metamorfici verdastrati (serpentino) poco alterati, gneiss arenizzati, clasti di Verrucano Lombardo con cortex di alterazione, sporadiche quarziti. La matrice è costituita da sabbie e sabbie fini limose di colore 10YR.

Area di affioramento: l'Unità di Cadorago affiora lungo la valle del Lura e lungo la valle del Seveso. Depositi glaciali sono presenti a N e NE di Cadorago. I till di ablazione affiorano presso Briosco, Besana Brianza, Viganò e Alzate Brianza; till di fondo affiorano presso Besana Brianza, Sirtori e Viganò; depositi di contatto glaciale e glaciolacustri affiorano presso Besana Brianza.

I depositi fluvioglaciali affiorano invece tra Cadorago e Lomazzo, presso Cascina Nuova (Misinto), Saronno, poco a N di Barlassina, a Cesano Maderno, Besana Brianza, Renate, Sirtori e Missaglia.

Morfologia e paleogeografia: l'Unità di Cadorago, delle quattro in cui è stato suddiviso il Supersintema di Besnate, è quella meglio conservata. Le morene sono sempre ben evidenti e rilevate rispetto alle aree circostanti, seguibili con buona continuità. Il lobo comasco del Lario si estende a semicerchio da Montano Lucino fino a Ceremate dove è bruscamente tagliato dalla successiva avanzata glaciale dell'Unità Minoprio.

Nel settore orientale le morene descrivono un ampio lobo in cui si distinguono due sublobi; la zona delle morene mediane è ubicata presso l'abitato di Renate. Nei pressi di Alzate Brianza è presumibile affermare che il ghiacciaio di provenienza comasca e quello di provenienza lecchese venissero a contatto.

Ampie ed estese piane fluvioglaciali caratterizzano anche l'Unità di Cadorago, tra cui la piana fluvioglaciale nella valle del Lura, i due terrazzi di Novedrate e Lentate sul Seveso e l'ampio terrazzo tre Arosio e Meda a seguire il corso del Terrò. Nel settore più orientale gli scaricatori del "ghiacciaio Cadorago" si sono aperti la strada tra le morene di precedenti eventi glaciali o comunque in valli già esistenti, confluenndo poi nella valle del Lambro; un ampio terrazzo si riconosce ad E di Biassono-Vedano al Lambro e presso Villasanta dove si ha confluenza con un altro importante scaricatore proveniente da Vimercate, nel confinante omonimo Foglio Geologico.

L'Unità di Cadorago si contraddistingue anche per la presenza di aree pianeggianti riconducibili ad antichi laghi glaciali intramorenici, il più sviluppato dei quali è presente tra le morene di Besana Brianza e Cortenova.

2.14.5. - Unità di Minoprio (BMI)

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice, debolmente compatti; ghiaie massive a supporto clastico e localmente a supporto di matrice: till di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati, diamicton massivi a supporto clastico,

sovracconsolidati, ghiaie massive a supporto di matrice, addensate: till di alloggiamento. Limi massivi debolmente compatti con clasti mediamente millimetrici: till di colata. Limi argillosi laminati, sabbie fini limose e limi sabbiosi laminati, con clasti annegati pluricentimetrici: depositi glaciolacustri. Ghiaie massive a supporto di matrice sabbiosa debolmente limosa; ghiaie e ghiaie sabbiose massive a supporto clastico; diamicton massivi a supporto clastico con matrice interstiziale; sabbie fini limose con clasti centimetrici: depositi fluvioglaciali.

L'alterazione interessa mediamente il 30-40% dei clasti, con spessore osservato non superiore ad un metro. Copertura loessica presente ma spesso poco sviluppata perchè colluviata o asportata per intervento antropico.

Sinonimi: unità di nuova istituzione

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è in genere una superficie a carattere erosivo che pone i depositi dell'Unità di Minoprio a contatto con depositi colluviali di versante appartenenti al Supersintema di Venegono e alla coltre loessica. Inferiormente l'Unità di Minoprio poggia, con contatto netto, su substrato gonfolitico, spesso alterato. I rapporti con le altre unità presenti non sono invece visibili in affioramento.

Litologia: l'Unità di Minoprio è ben espressa e litologicamente caratterizzata nel settore orientale del Foglio Seregno, mentre per il settore occidentale la sua identificazione è principalmente morfologica per la scarsità e assenza di sezioni significative.

Nel settore occidentale l'Unità di Minoprio è costituita da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie massive a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni modali di 5-6 centimetri, massime di 60 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. Si riconoscono principalmente clasti carbonatici decarbonatati, raramente argillificati, clasti metamorfici e ignei scarsamente alterati. In minor percentuale quarziti e clasti di Verrucano Lombardo. La matrice è costituita da sabbie medio grossolane debolmente limose di colore 10YR con screziature di colore 2.5YR.

Nel settore orientale l'Unità di Minoprio è invece costituita da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie e ghiaie sabbiose massive a supporto sia clastico sia di matrice. I clasti hanno dimensioni massime di 40 centimetri; forma da arrotondata a subangolosa. Si hanno clasti granitoidi non alterati e arenizzati, flysch con sottile cortex di alterazione e arenizzati, gneiss sia sani sia con cotex di alterazione, quarziti, serpentiniti e clasti di Verrucano Lombardo. La matrice è costituita da sabbie di colore 10YR.

Diamicton massivi a supporto clastico con matrice interstiziale costituita da sabbie fini debolmente limose. I clasti hanno dimensioni massime di 10-15 centimetri; forma da arrotondata a subangolosa. Prevalenza di clasti carbonatici non alterati, cristallini con cortex di alterazione.

Sabbie fini limose con clasti di dimensioni massime di 15 centimetri.

- till di ablazione: ghiaie massive a supporto clastico e localmente a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni massime di 50-60 centimetri; forma da arrotondata ad angolosa. Si riconoscono granitoidi arenizzati, gneiss con cortex di alterazione, flysch e metamorfici sia sani sia con cortex di alterazione. La matrice è costituita da sabbie medio fini.

Diamicton massivi a supporto di matrice, debolmente compatti. I clasti hanno dimensioni modali di circa 5 centimetri e dimensioni massime dai 15 a i 30 centimetri; forma subarrotondata solo raramente subangolosa. Petrografia caratterizzata da carbonati non alterati (quelli di dimensioni maggiori presentano anche striature) e clasti metamorfici scistosi sani e gneissici arenizzati; rare quarziti. La matrice è costituita da limi debolmente sabbiosi di colore 2.5Y.

- till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati. La matrice è costituita da limi, limi sabbiosi e sabbie fini limose.

Diamicton massivi a supporto clastico con matrice, sovraconsolidati. I clasti hanno dimensioni modali di 10-15 centimetri e massime di circa 40 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. Petrografia: carbonati sani e striati, granitoidi sani solo raramente arenizzati e con cortex di alterazione, gneiss sani e raramente con cortex di alterazione, flysch, saltuari serpentini e clasti quarziticci. La matrice è costituita da limi di colore grigio chiaro-nocciola e 2.5Y.

Ghiaie massive a supporto di matrice, addensate. I clasti hanno dimensioni modali di 10 centimetri, massime di 20 centimetri; forma da subarrotondata ad angolosa. Si osservano clasti carbonatici (striati) e granitoidi non alterati, flysch e gneiss non alterati o raramente con cortex di alterazione, quarziti. La matrice è costituita da sabbie fini limose di colore grigio chiaro.

- till di colata: limi massivi con clasti, debolmente compatti. I clasti hanno dimensioni modali millimetriche, massime di 2 centimetri; forma subarrotondata. Si riconoscono petrografie carbonatiche, scistose e quarzitiche. Colore 5Y, 10YR.

- depositi glaciolacustri: limi argillosi laminati (lamine centimetriche pianoparallele) con clasti sparsi. Sabbie fini limose e limi sabbiosi,

laminati. Presenza di rari clasti da 1 a 40 centimetri di dimensione. Colore 2.5Y.

Area di affioramento: nel settore occidentale la scarsità di sezioni significative ha permesso solo di osservare, a SE di Minoprio, litologie riconducibili a facies fluvioglaciali.

L'unità di Minoprio è maggiormente rappresentata nel settore orientale del Foglio Seregno; till di ablazione affiorano a S di Cremella e a Veduggio; till di alloggiamento affiorano a S di Cremella e a Capriano; till di colata affiorano a Veduggio; depositi glaciolacustri si riconoscono a S di Cremella e a Villa Romano; depositi fluvioglaciali infine affiorano a S di Cremella e ad E di Renate.

Morfologia e paleogeografia: l'Unità di Minoprio non presenta morfologie molto evidenti, le morene sono spesso poco accentuate e ridotte a blandi dossi scarsamente continui lateralmente. La morfologia originaria è marcatamente erosa e frammentata dagli eventi successivi.

Le piane fluvioglaciali non sono molto ampie, confinate all'interno della valle del Lura del Seveso e del Lambro. Tra Veduggio e Barzanò si riconoscono aree discretamente ampie riconducibili ad antichi laghi intramorenici.

2.14.6. - Unità di Bulgarograsso (BEX)

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice e clastico: till di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati: till di alloggiamento. Ghiaie a supporto di matrice e localmente a supporto clastico, ghiaie a supporto di matrice, debolmente stratificate e gradate: depositi fluvioglaciali.

L'alterazione interessa circa il 40% dei clasti, con spessore osservato di circa 2 metri. Coperture lossiche presenti, anche debolmente colluviate.

Sinonimi: unità di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: i rapporti stratigrafici dell'Unità di Bulgarograsso sono raramente osservabili in affioramento. Superiormente, con limite netto ed erosivo, l'Unità di Bulgarograsso è a contatto con coltri loessiche sia in posto sia colluviate. Il limite inferiore, a carattere erosionale, pone a contatto l'Unità di Bulgarograsso con il Sintema della Specola visibile, alla confluenza tra il Seveso e il S. Antonio, e con il Sintema di Binago reso visibile dall'apertura di uno scavo edile presso Misinto.

Litologia: l'Unità di Bulgarograsso, per il settore occidentale del Foglio Seregno, è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto di matrice, ghiaie a supporto di matrice e localmente a supporto clastico e ghiaie a supporto clastico;

debolmente stratificate e gradate. I clasti hanno dimensioni da millimetriche a decimetriche (massimo 30 centimetri); forma da subarrotondata a subangolosa, bassa sfericità. I caratteri petrografici di riferimento sono: 47% di clasti carbonatici di cui il 34% argillificati, 57,4% decarbonatati e il 6,3% sani; 31% di clasti metamorfici, di cui il 67,7% sani, 25,8% fragili e il 6,4% arenizzati; 12% di clasti ignei di cui l'83,3% sani, l'8,3% arenizzati e l'8,3% fragili; 6% di clasti quarziticci; 2% di clasti di Verrucano Lombardo; 1% di clasti terrigeni e 1% di clasti di incerta attribuzione. La matrice è costituita da sabbie di colore 10YR e 7.5YR.

- till di ablazione: diamicton massivi a supporto tra matrice e clastico. I clasti, mal selezionati, hanno dimensioni da 1 a 70 centimetri; forma subarrotondata, bassa sfericità. Si riconoscono clasti carbonatici argillificati quelli di dimensioni minori e decarbonatati gli altri, metamorfici non alterati e con cortex di alterazione, clasti granitici fragili e arenizzati quelli di dimensioni minori, rari terrigeni. La matrice è costituita da sabbie grossolane di colore 2.5Y.

- till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati. Clasti carbonatici alterati (il fronte di decarbonatazione, ondulato, ha spessore di 4 metri). La matrice è costituita da sabbie di colore 5Y.

Nel settore orientale l'unità è invece costituita da:

- depositi fluvio-glaciali: ghiaie a supporto clastico e con matrice costituita da sabbie. I clasti hanno dimensioni massime di 40 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. Si presentano orientati (N 340/10; N 280/14 in due sezioni presso Cassago Brianza). La petrografia è caratterizzata da carbonati argillificati, gneiss e granitoidi arenizzati e con sottile costex di alterazione, flysch arenizzati e clasti quarziticci. Colore 10YR.

- till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice. In località Cremella si presentano leggermente sovraconsolidati. I clasti hanno dimensioni centimetriche e decimetriche con blocchi anche metrici (Cassago Brinaza, Nibionno); forma da subarrotondata a subangolosa. Clasti carbonatici alterati per uno spessore di circa un metro (Nibionno), poi sani e striati; granitoidi arenizzati. La matrice è costituita da limi, limi argillosi, limi debolmente sabbiosi, sabbie e sabbie limose di colore marrone, marrone scuro rossastro e marrone chiaro.

- till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice costituita da sabbie limose localmente argillose, limi argillosi, sovraconsolidati. Diamicton massivi a supporto clastico con matrice interstiziale costituita da sabbie fini limose, sovraconsolidati. I clasti hanno dimensioni

centimetriche, massimo 10 centimetri. La petrografia è caratterizzata da clasti carbonatici sani, cristallini con cortex di alterazione. Colore grigio chiaro.

Area di affioramento: nel settore occidentale sono riconoscibili depositi fluvioglaciali, affioranti a NE di Cadorago, a Minoprio, a SW di Vertemate, a Misinto e Cogliate. Depositi glaciali affiorano presso Minoprio e a N di Cantù-Asnago.

Nel settore orientale depositi glaciali affiorano a N di Cremella, a Nibionno, a N di Cassago Brianza e a N di Sirtori. Depositi fluvioglaciali sono invece presenti a Cassago Brianza.

Morfologia e paleogeografia: l'Unità di Bulgarograsso rappresenta il più arretrato degli eventi glaciali Besnate. I depositi sono perlopiù erosi e coperti dal evento successivo; le morfologie risultano frammentate con morene spesso isolate all'interno delle piane fluvioglaciali del successivo "evento Cantù". Gli scaricatori glaciali scorrevano all'interno delle principali valli esistenti (Lura, Seveso e Lambro); una estesa piana fluvioglaciale è ancora ben visibile tra Vertemate con Minoprio e il limite meridionale del Foglio Seregno, proseguendo nel confinante Foglio Milano. Questa paleovalle Bulgarograsso ha origine dalle morene di Vertemate e si sviluppa circa parallelamente alla valle del Lura.

2.15 - SUPERSINTEMA DEI LAGHI: SINTEMA DI CANTU' (LCN)

Definizione: ghiaie grossolane massive e stratificate a supporto sia di matrice sia clastico. Sabbie stratificate e laminate con strutture di trazione e massive, alternate a limi sabbiosi con accenni di laminazione incrociata. Sabbie limose debolmente argillose. Grossolane alternanze di livelli limoso argillosi e livelli sabbiosi. Sabbie grosse laminate passanti a sabbie limose massive verso l'alto, con ghiaie. Sabbie limose da fini a grossolane: depositi fluvioglaciali. Diamicton massivi a supporto sia di matrice sia di clasti: till di ablazione. Diamicton a supporto di matrice, sovraconsolidati: till di alloggiamento. Sabbie fini con ripple da corrente (tipo B). Sabbie a laminazione incrociata. Sabbie da fini a medie, a laminazione incrociata concava. Sabbie fini in strati centimetrici orizzontali passanti a sabbie fini limose, letti di ghiaie e sabbie a stratificazione inclinata: depositi di delta. Limi spesso laminati, ma anche massivi, e sabbie per lo più massive. Sono frequenti i dropstones: depositi glaciolacustri.

Questa Unità non presenta una copertura loessica ed il profilo di alterazione non raggiunge mai uno spessore superiore a 1,5 m.

Sinonimi: è stata definita da BINI (1987) come Complesso Glaciale di Cantù. Corrisponde al Sintema di Bodio (DA ROLD, 1990)

nell'Anfiteatro del Verbano. Corrisponde in parte al Würm degli autori precedenti.

Subunità: solo nel lobo occidentale è stato possibile riconoscere all'interno del Sintema di Cantù tre subsintemi distinti sulla base dei caratteri morfologici e sedimentologici. Essi sono dal più esterno: Subsintema di Fino Mornasco, Subsintema di Cucciago, Subsintema della Cà Morta. Nel lobo orientale non è stato possibile riconoscere con certezza questi tre subsintemi e perciò il sintema è stato cartografato senza alcuna differenziazione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è in genere coincidente con la superficie topografica; essa è caratterizzata da alterazione da scarsa ad assente, con profondità di decarbonatazione limitata a 1- 1,5 m. Copertura loessica assente.

I depositi del Sintema di Cantù sono coperti dai depositi del Sintema del Po, oppure da depositi colluviali (REDAELLI, 1995; LEZZIERO, 1997; BREVIGLIERI, 1991; CRINITI, 1994) e di riporto antropico (REDAELLI, 1995; CRINITI, 1994). Il limite inferiore è di tipo erosionale e pone a contatto i depositi del Sintema di Cantù con le unità precedenti. Presso Lurago d'Erba e poco a N di Costa Masnaga è visibile il contatto con il Supersintema di Besnate, mentre in località Castello del Lago è visibile il contatto con le argille lacustri del Supersintema della Colma. I depositi del Sintema di Cantù poggiano anche sul substrato roccioso tra Merone e Rogeno, a Brenno della Torre, Tabiago e a NW di Bulciago, presso Sirone, lungo il corso della Bevera, a S di Nibionno e sulle unità conglomeratiche.

Litologia: i depositi del Sintema di Cantù sono costituiti da:

- depositi fluvio-glaciali: ghiaie grossolane sciolte o cementate massive e stratificate a supporto sia di matrice limoso sabbiosa sia clastico. Sabbie stratificate e laminate con strutture di trazione (Eupilio localita Penzano) e massive, alternate a limi sabbiosi con accenni di laminazione incrociata presso Oggiono. Sabbie limose debolmente argillose. Grossolane alternanze di livelli limoso argillosi e livelli sabbiosi. Sabbie grosse laminate passanti a sabbie limose massive verso l'alto, con ghiaie. Sabbie limose da fini a grossolane.

- till di ablazione: diamicton massivi a supporto sia di matrice sia di clasti; presso Costa Masnaga e Bulciago sono presenti piccole lenti di sabbie laminate. La matrice è costituita da limi argillosi, da sabbie argillose (SW di Ravellino e a N di Bestetto), sabbie limose (S di Bianzola), limi sabbiosi (S di Bianzola), sabbie (Rovagnate), limi (NW di Resempiano), argille (NW di Resempiano e Bevera superiore) e limi argillosi (Sirone). Colore generalmente 10YR.

I clasti hanno dimensioni sia centimetriche sia decimetriche, con dimensione massima che varia tra i 40 e i 70 centimetri e minima di 2-3 centimetri.

Nel settore Nordorientale tra il Lago di Pusiano e Annone la petrografia dei clasti è data da esotici provenienti dalla Valtellina (Ghiandone, Serizzo, gneiss, serpentini e micascisti), con una percentuale che varia dal 10 al 40% di ciottoli calcarei o arenacei provenienti dalle successioni locali. Nel settore centro settentrionale a S del Lago di Alserio sono abbondanti i clasti carbonatici da freschi a debolmente alterati, clasti cristallini da freschi a molto alterati e granitoidi quasi completamente alterati. Presenza di clasti a ferro da stiro e striati.

- till di alloggiamento: diamicton a supporto di matrice, sovraconsolidati. La matrice è costituita da argille limose poco sabbiose e da limi argillosi.

I clasti si presentano striati e hanno dimensioni centimetriche, con carbonati da sani a parzialmente decarbonatati, cristallini abbondanti, granitoidi e metamorfici poco alterati.

- depositi di contatto glaciale: possono essere caratterizzati dall'associazione di diverse facies: fluvio-glaciale, glaciolacustre, di versante e di colata. Mancano sezioni che possano mettere in evidenza questa variabilità di facies, nonostante ciò sono stati determinati questi depositi di contatto in base alle evidenze morfologiche in corrispondenza di una parte dei terrazzi aventi pendenza perpendicolare all'orlo dei terrazzi stessi (KOVACS, 1996).

- depositi di delta: sabbie fini con ripple da corrente (tipo B). Sabbie a laminazione incrociata. Sabbie da fini a medie, a laminazione incrociata concava. Sabbie fini in strati centimetrici orizzontali passanti a sabbie fini limose. Sono talvolta presenti canali di erosione riempiti da ghiaie medio fini gradualmente passanti verso l'alto a sabbie. Localmente sono presenti orizzonti cementati. Letti di ghiaie e sabbie a stratificazione inclinata.

- depositi glaciolacustri: limi spesso laminati, ma anche massivi, e sabbie per lo più massive. Sono frequenti i dropstones. Si ritrovano all'imbocco della Val Bova, della Valle Piot e allo sbocco della Valle di Carcano. Argille limose con all'interno piccoli clasti di varia natura. Limi argillosi, talora sabbiosi a N di Cascina Portanea; sabbie fini limose laminate fittamente, talora massive e limi argillosi massivi, talvolta laminati presso Molteno.

Area di affioramento: il Sintema di Cantù è presente nel settore Nordorientale dell'area del Foglio Seregno, tra Albese con Cassano, Annone di Brianza, Barzago-Cremella e Lurago d'Erba-Inverigo.

Depositi fluvioglaciali occupano i terrazzi più bassi all'interno della valle del Lambro.

Till di ablazione affiorano nei pressi di Pusiano, Annone di Brianza, Oggiono, a N di Molteno e nella zona collinare di Bosisio Parini. Inoltre a SW di Ravellino, a N di Bestetto, a Brianzola, a Rovagnate, a Bevera superiore, a NW di Resempiano, a Sirone, a Cologna. Piane glaciolacustri sono state riconosciute a San Bernardino nella quale sfociava il corso d'acqua fluvioglaciale di Longone, a S del Lago di Pusiano, presso Moiana e tra gli attuali laghi di Annone e Pusiano.

Morfologia e paleogeografia: le morfologie legate al Sintema di Cantù sono in genere ben conservate con morene a fianchi ripidi e ben rilevate rispetto alle zone circostanti. Non tutte le morene sono costituite da soli depositi glaciali ma risultano ricoprire unità di substrato e conglomeratiche; ad esempio la morena di Carcano si appoggia ad un dosso in conglomerato mentre quella di S. Salvatore giace su di un dosso in roccia.

I depositi fluvioglaciali costituiscono spesso i terrazzi e le piane morfologicamente più bassi all'interno delle principali valli, tra cui quella del Lambro, del Terrò, della Valle Sorda e del Seveso presso Limbiate.

Età: il Sintema di Cantù è attribuibile al Pleistocene superiore (BINI, 1987; FELBER 1993; DA ROLD 1990).

2.15.1. - *Subsintema di Fino Mornasco (LCN₁)*

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice: till di alloggiamento. Diamicton a supporto di clasti grossolanamente gradati: till di colata. Sabbie fini-grossolane gradate e massive con clasti sparsi: depositi di contatto glaciale. Sabbie fini laminate: depositi lacustri proglaciali. Ghiaie medio grossolane: depositi fluvioglaciali. Alterazione assente o scarsa. Copertura loessica assente.

Sinonimi: definito da BINI (1987) come Sottocomplesso di Cantù; corrisponde in parte al Würm degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: i depositi del Subsintema di Fino Mornasco sono separati dalle unità precedenti e dai depositi del successivo Subsintema di Cucciago da superfici di erosione.

Litologia: il Subsintema di Fino Mornasco è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie grossolane con aumento della granulometria verso l'alto e livelli cementati; vagamente stratificate in letti planari suborizzontali. Clasti arrotondati spesso embricati, con blocchi meno arrotondati. Locale presenza di stratificazione incrociata.

- till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati. La matrice è costituita da sabbie limose. Clasti carbonatici non alterati, granitoidi in parte alterati. Abbondanti ciottoli striati. Colore 10YR.
- till di colata: diamicton a supporto di clasti con matrice scarsa. Ciottoli striati. Grossolana gradazione normale.
- depositi di contatto glaciale: sabbie da fini a grossolane con gradazione inversa, laminate nella parte inferiore. Sabbie limose massive con clasti sparsi. Sabbie e ghiaie gradate sino a sabbie fini e limi.
- depositi lacustri proglaciali: sabbie limose a laminazione piano parallela con livelli ciottolosi a clasti arrotondati e allineati. Sabbie limose in parte sovraconsolidate con laminazione a diversa intensità, chiare e scure, piano parallele, parzialmente deformate a tetto.

Area di affioramento: i depositi del Subsistema di Fino Mornasco affiorano raramente e in modo discontinuo nel territorio in studio. Depositi di contatto glaciale e till di colata affiorano nei pressi di Cascina Roncaccio (Albese con Cassano); depositi lacustri proglaciali e till di colata affiorano presso la Cava Mazzoccatò e presso Villa Cicogna in comune di Fino Mornasco.

Per quanto riguarda invece i depositi fluvioglaciali buoni spaccati si rinvencono nelle cave presso Cantù-Asnago alla confluenza della Valle di San Antonio e la Valle del Seveso.

Morfologia e paleogeografia: il Subsistema di Fino Mornasco presenta una morfologia evidente con morene ben conservate e piane fluvioglaciali evidenti. Al di fuori della zona degli anfiteatri l'unità è presente solo con depositi fluvioglaciali che costituiscono terrazzi interni alle valli principali (Valle del Lura).

2.15.2. - *Subsistema di Cucciago (LCN₂)*

Definizione: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, a locale debole cementazione: depositi fluvioglaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati: till di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice: till di ablazione. Diamicton massivi a supporto di clasti, diamicton a supporto di clasti, con vaga stratificazione e ciottoli allineati, ghiaie a supporto di matrice alternate a livelli di ghiaie fine e sabbie grossolane: till di colata. Sabbie e ghiaie fini gradate con lenti cementate. Sabbie massive o vagamente laminate: depositi di contatto glaciale. Sabbie da medie a fini con laminazione pianoparallela: depositi lacustri proglaciali.

Alterazione assente o scarsa. Copertura loessica assente. I depositi del Sottosistema di Cucciago presentano in generale un contenuto maggiore

di sabbie rispetto a più alte percentuali di frazioni ghiaiose del Subsintema di Fino Mornasco.

Sinonimi: definito da BINI (1987) come Sottocomplesso di Cucciago; corrisponde in parte al Würm degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: i depositi appartenenti al Subsintema di Cucciago sono separati da quelli del Subsintema di Fino Mornasco precedente e del Subsintema della Cà Morta successivo da superfici di erosione. Il Subsintema di Cucciago è anche in contatto, con superficie erosionale, con il substrato gonfolitico.

Litologia: i depositi del Subsintema di Cucciago sono costituiti da:

- depositi fluvio-glaciali: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, localmente debolmente cementate. Clasti isorientati ed embricati. Presenza di lenti costituite da sabbie da medie a grossolane.

- till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati.

- till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice con presenza anche di grossi erratici.

- till di colata: diamicton massivi a supporto di clasti. Clasti locali alterati ed esotici, sia arrotondati sia a spigoli vivi; presenza di ciottoli striati. La matrice è costituita da sabbie medio grossolane di colore 10YR.

Diamicton a supporto di clasti, con vaga stratificazione e ciottoli allineati.

Ghiaie a supporto di matrice alternate a livelli di ghiaie fine e sabbie grossolane.

- depositi di contatto glaciale: sabbie e ghiaie fini gradate con lenti cementate. Sabbie massive o vagamente laminate.

- depositi lacustri proglaciali: sabbie da medie a fini con laminazione pianoparallela, incrociata e ripple mark. Assenza di ciottoli.

Area di affioramento: till di colata, di alloggiamento e depositi di contatto glaciale affiorano presso la località Caslaccio (Solzago). Depositii glaciali, di contatto glaciale e fluvio-glaciali si rinvencono nei dintorni di Senna Comasco (località Navedano, Gaggio e Santa Maria), nonché tra Bernate e Casnate. L'affioramento meglio rappresentativo è quello della cava Fontanino a N di Luisago, dove si hanno depositi fluvio-glaciali e till di alloggiamento.

Morfologia e paleogeografia: il Subsintema di Cucciago presenta una morfologia evidente più complessa e a tratti meglio espressa di quella del Subsintema di Fino Mornasco, pur non avendo morene di dimensioni comparabili al precedente.

2.15.3. - *Subsistema della Cà Morta (LCN₃)*

Definizione: alternanze di livelli di ghiaie in matrice sabbiosa grossolana, ghiaie pulite con sabbie da medie a fini e sabbie da medie a grossolane; sabbie da medie a grossolane con laminazione pianoparallela e incrociata concava: depositi fluvioglaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, alternanze di ghiaie in matrice sabbiosa grossolana, ghiaie pulite, sabbie grossolane con laminazione incrociata a basso angolo, sabbie fini e limi con laminazione piana o ondulata: till di colata. Diamicton massivi a supporto di matrice; alcuni orizzonti risultano sovraconsolidati: till di alloggiamento. Limi e argille laminati e in strati pianoparalleli, limi e in minor misura sabbie fini e argille a laminazione pianoparallela: depositi lacustri proglaciali.

Alternanze di ghiaie a matrice sabbiosa grossolana e lenti di sabbie da medie a grossolane, massive o a laminazione incrociata, sabbie da grossolane a fini con limi in lamine pianoparallele o incrociate a basso angolo: depositi di contatto glaciale.

Alterazione assente o scarsa. Copertura loessica assente.

Sinonimi: definito da BINI (1987) come Sottocomplesso della Cà Morta; corrisponde in parte al Würm degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il Subsistema della Cà Morta è separato dal Subsistema di Cucciago e dai depositi successivi da superfici di erosione.

Litologia: il Subsistema della Cà Morta è caratterizzato dalla grande abbondanza di sabbia in tutte le facies osservate; in particolare esso è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: alternanze di livelli di ghiaie in matrice sabbiosa grossolana, ghiaie pulite con sabbie da medie a fini e sabbie da medie a grossolane.

Sabbie da medie a grossolane con laminazione pianoparallela e incrociata concava.

- till di colata: diamicton massivi a supporto di matrice con allineamento di clasti. Diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa; clasti localmente allineati, granulometria grossolanamente inversa ciottoli striati abbondanti. Talora è presente una grossolana struttura stratificata.

Alternanze di ghiaie in matrice sabbiosa grossolana, spesso in letti con ciottoli più piccoli. Ghiaie pulite, sabbie grossolane con laminazione incrociata a basso angolo, sabbie fini e limi con laminazione piana o ondulata. Alcuni livelli sabbiosi sono cementati.

- till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice; alcuni orizzonti risultano sovraconsolidati. Clasti carbonatici sia sani sia alterati, cristallini alterati. Clasti striati. La matrice è costituita da sabbie

di colore 10YR. In alcuni spaccati (NE della località Tarliscia-Lipomo) si hanno molti clasti alterati, livelli a Fe/Mn e colore 7.5YR.

- depositi di contatto glaciale: alternanze di ghiaie a matrice sabbiosa grossolana e lenti di sabbie da medie a grossolane, massive o a laminazione incrociata. Parzialmente cementate, presenza di calcite secondaria. I livelli e le lenti appaiono deformati.

Sabbie da grossolane a fini con limi in lamine pianoparallele o incrociate a basso angolo. Rari livelli di ciottoli. Limi argillosi laminati.

- depositi lacustri proglaciali: limi e argille laminati e in strati pianoparalleli. Lo spessore degli strati è variabile dal centimetro a 10-15 centimetri. Si alternano strati scuri argillosi e strati chiari limosi. Presenza di lenti di sabbie con lamine da pianoparallele a incrociate a basso angolo.

Limi e in minor misura sabbie fini e argille. Laminazione pianoparallela con lamine spesse raccolte in strati di spessore centimetrico. Presenza di alcuni livelli con laminazioni incrociate a basso angolo. Rari clasti con strutture da carico alla base.

Area di affioramento: depositi significativi appartenenti al Subsintema della Cà Morta si osservano nelle cave ubicate tra gli abitati di Acquanegra e Bernate. In questi spaccati sono stati osservati depositi riconducibili a delta e bacini lacustri proglaciali.

Till di laminazione a cui si intercalano depositi di contatto glaciale sono presenti (scavo edilizio, spaccato attualmente non più visibile) a NE di Tarliscia-Lipomo. Nella cava in località Madonna di Campagna (Grandate), affiorano depositi fluvioglaciali sovrapposti a depositi lacustri proglaciali attribuibili al Subsintema di Cucciago.

Morfologia e paleogeografia: il Subsintema della Cà Morta presenta caratteristiche morfologiche sue proprie costituite da grandi estensioni di piane lacustri e di contatto glaciale. Le morene perciò, sebbene siano a tratti molto evidenti, non sono l'elemento morfologico principale. Al di fuori della zona degli anfiteatri l'unità è presente solo con depositi fluvioglaciali che costituiscono terrazzi interni alle valli principali (Valle del Seveso).

2.16 - SINTEMA DEL PO (POI)

Definizione: da sabbie a supporto di matrice a ghiaie fini con sabbia grossolana a supporto di clasti, ma con matrice abbondante costituita da sabbie grossolane: depositi fluviali e di conoide dominati da debris flow. Argille e torbe: depositi lacustri. Assenza di alterazione.

Sinonimi: l'unità comprende l'Alluvium recente di RIVA (1957).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore coincide con la superficie topografica, mentre la superficie limite

inferiore è una superficie di erosione che pone il Sintema del Po a contatto con tutte le unità descritte.

Il limite fra l'attribuzione di un deposito al Sintema del Po o al Supersintema di Vengono può essere incerto. Mentre sono certamente da attribuire al Sintema del Po tutti i depositi fluviali presenti nelle grosse valli che attraversano il territorio, non è altrettanto chiara l'attribuzione della totalità dei depositi di versante e di conoide presenti in molti contesti analizzati nei quali la fisiografia attuale è stata raggiunta prima dell'Episodio Cantù e si può ragionevolmente supporre che si sia avuta instabilità accentuata lungo i versanti sia durante gli episodi di raffreddamento climatico, sia con le opere di disboscamento antropico. Tale condizione è caratteristica della maggioranza delle incisioni vallive presenti nel territorio, le quali, determinate da antichi corpi glaciali, sono ancora oggi utilizzate da corsi d'acqua. In questi casi l'impossibilità di definire l'esatta collocazione stratigrafica di questi depositi ha condizionato la scelta di prediligere l'attribuzione al Supersintema di Vengono.

Litologia: il Sintema del Po è costituita da:

- depositi fluviali: ghiaie ben selezionate con ciottoli arrotondati ed embricati, a supporto di matrice, con alterazione assente; matrice di colore 10YR. Ghiaie fini con sabbie grossolane a supporto di clasti, ma con matrice abbondante. Clasti da subarrotondati a spigolosi, poligenici.
- depositi di conoide dominati da debris flow: ghiaie massive a supporto di matrice limoso sabbiosa, ghiaia massiva a supporto di clasti. Clasti di dimensioni centimetriche, poligenici.

La granulometria del deposito dipende strettamente dal contesto in cui questa unità viene osservata.

Area di affioramento: l'unità affiora in tutto il territorio considerato lungo le aste dei fiumi attualmente attivi e lungo i versanti caratterizzati da instabilità attuale o recente. Depositi lacustri sono presenti presso modestissimi bacini posti a S di Musico (S di Costa Masnaga) e a N di Cremella, a carattere per lo più stagionale, dove la deposizione di questi sedimenti avviene tuttora.

Morfologia e paleogeografia: la morfologia di tale unità è ben espressa nelle piane fluviali di maggiori dimensioni (Valle del Seveso, Valle del Lura, Valle di Brenna, Valle del Terrò, Valle del Lambro) mentre tende a diventare scarsamente significativa nelle aste più ridotte dove spesso la deposizione dei sedimenti è polifasica e ha interessato probabilmente molti eventi sedimentari anche precedenti l'ultima deglaciazione (Supersintema di Vengono).

Età: il Sintema del Po è di età Pleistocene superiore - Olocene.

2.17 - SUPERSINTEMA DI VENEGONO (VE)

Definizione: limi debolmente argillosi con clasti debolmente alterati sparsi, colore 10YR–5YR: loess colluviati. Limi debolmente sabbiosi, ghiaie fini e sabbie grossolane, ghiaie poligeniche poco alterate, limi argillosi con clasti sparsi: depositi fluviali. Ghiaie massive a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi di colore 7.5YR, ghiaie massive a supporto di clasti: depositi di versante.

Sinonimi: unità istituita da ZUCCOLI (1997).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore coincide con la superficie topografica attuale, quando i depositi dell'unità rappresentano gli ultimi eventi sedimentari.

La superficie limite inferiore è una superficie di erosione.

Poiché il Supersintema di Venegono comprende essenzialmente depositi di versante appartenenti a vari eventi sedimentari non definibili e di età molto differente, spesso coevi agli eventi sedimentari responsabili della deposizione delle altre unità cartografate, non è possibile specificare gli esatti rapporti stratigrafici. Comunque i depositi del Supersintema di Venegono ricoprono i depositi del Supersintema del Bozzente, del Sintema della Specola, del Supersintema di Besnate.

Litologia: il Supersintema di Venegono è costituito essenzialmente da depositi di versante e in misura minore da depositi fluviali, appartenenti a più eventi sedimentari indistinguibili sul terreno.

- loess colluviati: limi debolmente argillosi con clasti sparsi. Clasti di dimensioni centimetriche, in genere poco alterati o con cortex di alterazione di pochi millimetri. Colore 10YR, 7.5YR e 5YR.

- depositi fluviali: limi debolmente sabbiosi con presenza di livelli centimetrici alternati costituiti da ghiaie fini. Colore 10YR. Ghiaie fini e sabbie grossolane, a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi di colore 10YR. Ghiaie poligeniche poco alterate o con una patina di alterazione superficiale.

- depositi di versante: ghiaie massive a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi, ghiaie massive a supporto di clasti. Clasti di dimensione decimetriche, ignei e metamorfici alterati. Colore 7.5YR.

Area di affioramento: l'area di affioramento di questa unità è estesa a tutto il territorio considerato ad eccezione delle aree in cui sono presenti i depositi appartenenti al Sintema di Cantù. Il Supersintema di Venegono copre in realtà un'area molto più vasta di quanto riportato in carta geologica proprio perchè comprende depositi che non sono più in posizione primaria e soprattutto depositi colluviali. E' stato perciò cartografato solo dove questi depositi raggiungono spessori considerevoli.

Morfologia e paleogeografia: costituisce gran parte delle coperture dei principali versanti, dei fondovalle appiattiti di molti corsi d'acqua temporanei o abbandonati. Ammanta praticamente tutto il territorio.

Età: l'età del Supersistema di Venegono non è definibile in relazione ad un singolo evento deposizionale. I depositi di questa unità, che sono rimaneggiati lungo versante o in ambiente fluviale, coprono tutte le unità a partire dal Supersistema del Bozzente, quindi hanno come età massima quella dei corrispondenti eventi glaciali.

2.18 - SUPERSISTEMA DELLA COLMA DEL PIANO (CM)

Definizione: till e tilliti di ablazione e di alloggiamento: depositi glaciali. Ghiaie e sabbie, talvolta cementati: depositi fluvioglaciali. Superficie limite superiore poligenica e polifasica, caratterizzata da alterazione variabile a seconda delle unità: da molto spinta, con fantasmi di ciottoli, a modesta.

Il Supersistema della Colma del Piano comprende, nelle valli tributarie degli Anfiteatri del Verbano, del Lario e del Sebino, i depositi di tutti i sistemi e dei supersistemi più antichi riconosciuti negli anfiteatri. Infatti lungo i versanti delle valli solo il Supersistema dei Laghi è direttamente correlabile con i depositi dell'anfiteatro, mentre tutti gli altri depositi, ridotti a lembi sporadici spesso cementati, a coperture indistinte o, persino, a singoli erratici, non sono correlabili con le unità descritte in anfiteatro. All'interno del Supersistema della Colma del Piano, in particolari zone, sono distinguibili sottounità informali, non correlabili con sicurezza con quelle in anfiteatro. La forte energia del rilievo, che comporta un'erosione intensa, e il diverso grado di alterazione, a causa della quota, non consentono correlazioni sicure. Il Supersistema della Colma del Piano riunisce quindi molti episodi ed eventi sedimentari distinti e al suo interno non è possibile operare distinzioni, se non informali. Sono state invece cartografate come Supersistema della Colma del Piano indifferenziato tutte le evidenze di depositi glaciali troppo limitate per costituire delle unità discrete nell'ambito del supersistema. Poichè il Foglio Seregno si estende solo sino alla base dei rilievi, il Supersistema della Colma del Piano interessa solo marginalmente il Foglio.

Sinonimi: l'unità è stata istituita da BINI (1987) come Complesso Glaciale della Colma, in cui sono stati raggruppati depositi appartenenti a molti episodi glaciali, caratterizzati da marcata alterazione, testimonianza dei più antichi suoli evolutisi su depositi glaciali nell'area della Colma del Piano (CO). Corrisponde al cosiddetto "Morenico sparso" o "Scheletrico" degli autori precedenti e attribuito al Mindel

(PRACCHI, 1938, 1939, 1954; NANGERONI, 1969, 1970) o ad una prima pulsazione del Riss (NANGERONI, 1974).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è una superficie di erosione che pone i depositi del Supersistema della Colma del Piano a contatto con i depositi del Sistema di Cantù e del Sistema del Po. La superficie limite inferiore è generalmente non visibile in affioramento, solo presso Costa Masnaga il Supersistema della Colma del Piano copre il substrato roccioso.

Area di affioramento: affioramenti significativi sono presenti in due incisioni vallive immissarie del Lago di Alserio, presso Albese con Cassano e nella valle del Cosia.

Età: l'età del Supersistema della Colma del Piano è Pleistocene medio - superiore.

Nel Foglio Seregno il Supersistema della Colma del Piano è stato suddiviso nelle seguenti unità informali di rango inferiore, non distinte cartograficamente:

UNITÀ DI ALSERIO: affiora poco a N di Alserio ed è costituito da diamicton massivi a supporto di matrice sovraconsolidati di colore 7.5YR.

UNITÀ DI VALLE PIOT: affiora a N di Alserio ed è costituito da diamicton massivi a supporto di matrice riferibili sia a till di ablazione sia a till di alloggiamento. Comprende anche ghiaie a supporto di matrice, parzialmente cementati.

CONGLOMERATO DI ROVASCIO: affiora in Val Cosia a Est di Rovascio ed è costituito da ghiaie e sabbie, talvolta cementati: depositi fluvio-glaciali.

VI. TETTONICA

(G. Scardia, C. Carcano, S. Rogledi, D. Sciunnach, R. Bersezio)

1. - TETTONICA REGIONALE

L'assetto strutturale dell'area compresa nel Foglio Seregno è il prodotto del raccorciamento avvenuto in questo settore delle Alpi Meridionali durante la fase compressiva Neoalpina. La deformazione che ne è derivata, guidata da vettori di massima compressione σ_1 a direzione prevalente 20°N , si è esplicata nel campo fragile (*allora bisognerebbe spiegare perché la deformazione plicativa sia prevalente a grande scala – la transizione da campo fragile a campo duttile può cominciare a realizzarsi già a $1\text{kbar} = 3.6\text{ km}$ di profondità in successioni marnoso-arenacee*) tra l'Oligocene e il Messiniano, determinando un sistema di piegamenti, faglie prevalentemente inverse e sovrascorrimenti. La generale scarsa competenza dei litotipi nel Foglio e le estese coperture quaternarie hanno portato ad una marcata frammentazione degli affioramenti del substrato in lembi generalmente limitati, impedendo di fatto l'osservazione diretta di significative strutture tettoniche alla scala mesostrutturale. Pertanto i lineamenti riportati nel Foglio Seregno sono stati derivati indirettamente dall'analisi delle giaciture S_0 , del clivaggio S_1 (laddove osservato) e dalla distribuzione spaziale delle unità stratigrafiche cartografate. Tale analisi

è stata inoltre supportata dall'interpretazione dei profili sismici ENI, che hanno permesso di individuare e caratterizzare i diversi stili tettonici presenti nel sottosuolo del Foglio.

Sulla base di queste premesse è possibile suddividere il Foglio in due settori tettonici caratterizzati da un'opposta vergenza (Fig. 7).



Fig. 7 - Schema strutturale del Foglio Seregno

Il primo settore, osservabile nel settore orientale del Foglio, è caratterizzato nel sottosuolo da blocchi sud-vergenti della successione mesozoica, separati da importanti faglie inverse che arrivano ad interessare le unità terrigene soprastanti (Flysch cretacici), parzialmente o totalmente scollate dal substrato carbonatico all'altezza delle Marne di Bruntino o delle unità appartenenti alla Scaglia Lombarda. Come già osservato da GAETANI & GIANOTTI (1981) per la Flessura Pedemontana e da BERSEZIO *et alii* (2001) e da FANTONI *et alii* (2004) per le "strutture del margine sudalpino", il rigetto strutturale in senso N-S legato alla strutturazione dei blocchi mesozoici è notevole e si aggira intorno a circa 1-2 km per blocco, per un rigetto complessivo valutabile intorno ai 7 km tra l'anticlinale dell'Albenza e il sottosuolo di Milano. In superficie, sulla base delle giaciture S_0 è possibile suddividere questo dominio strutturale in 4 settori, in successione da N verso S.

1. Pieghe settentrionali: interessano le unità dei Flysch cretacici affioranti nell'angolo NW del Foglio tra Sirone e Bosisio Parini e

sono caratterizzate da blande pieghe con assi a direzione media $108^\circ \pm 37^\circ$ (n = 65).

2. Fascia con giacitura verticale regionale: a SW delle precedenti si osserva una fascia larga circa 1-1.5 km, allungata in direzione NNW-SSE tra Barzago e Costa Masnaga, caratterizzata da giaciture da sub-verticali a verticali, in taluni casi rovesce. Tali giaciture interessano soprattutto il Flysch di Bergamo e presentano direzione media di $118^\circ \pm 9^\circ$ (n = 44). Nell'ambito di questa fascia si osservano deformazioni mesoscopiche, costituite da pieghe asimmetriche ad "esse" con fianco lungo immergente verso NE con inclinazione modesta, e fianco corto immergente più ripidamente a SW. In tali pieghe la lunghezza d'onda è plurimetrica e il clivaggio pervasivo. Il clivaggio di fatturazione si presenta parallelo alla superficie assiale delle pieghe riconoscibili, coerente con il senso di asimmetria delle strutture. L'insieme dei caratteri è indicativo della possibile presenza di un piano di faglia soggiacente la fascia verticalizzata (rampa?) ripidamente immerso verso NE. In affioramento questa interpretazione appare supportata dalla presenza del sistema di faglie di Centemero, descritto nel successivo paragrafo insieme alla meridionale sinclinale di Cibrone.

3. Pieghe meridionali: a SW del precedente, interessano soprattutto le unità paleogeniche appartenenti alla Scaglia Lombarda e alle Marne di Gallare, con direzione media degli assi di $113^\circ \pm 28^\circ$ (n = 108). In particolare la distribuzione delle unità paleogeniche mette in evidenza un'ampia sinclinale fagliata legata con tutta probabilità alla strutturazione della fascia a giaciture verticali.

4. Monoclinale della Gonfolite briantea: a SW del precedente, si osserva una monoclinale che interessa esclusivamente la successione miocenica della Gonfolite briantea con direzione media di $126^\circ \pm 6^\circ$ (n = 42) ed inclinazione media di $70^\circ \pm 11^\circ$ verso SW.

Sulla base degli studi compiuti nell'area bergamasca da BERSEZIO *et alii* (2001) e FANTONI *et alii* (2004) è possibile attribuire le pieghe settentrionali, la fascia a giaciture verticali e le pieghe meridionali alle "strutture del margine sudalpino", mentre la monoclinale della Gonfolite briantea potrebbe rappresentare l'evidenza in superficie delle "unità terziarie embricate", altrove sepolte.

Il secondo dominio strutturale, osservabile nel settore occidentale del Foglio e strutturalmente collocato a sud-ovest del precedente, è caratterizzato dal retroscorrimento del M. Olimpino (BERNOULLI *et alii*, 1989; GELATI *et alii*, 1991; BERSEZIO *et alii*, 1993) che interessa le unità Oligo-Mioceniche della Gonfolite Lombarda ed è sostenuto da un piano

di scollamento basale collocabile nella Fm di Chiasso o nelle sottostanti Marne di Gallare. Tale retroscorrimento dà origine ad una monoclinale con direzione media di $129^\circ \pm 10^\circ$ ed immersioni verso $210 - 220^\circ$, con inclinazioni medie progressivamente minori dalle unità più vecchie a quelle più giovani (in media 56° nel Conglomerato di Como, 52° nelle Peliti di Prestino, 39° nelle Arenarie della Val Grande e 25° nel Conglomerato di Montano Lucino).

Le giaciture della Gonfolite Lombarda sono analoghe a quelle osservate nei lembi sparsi di substrato a NE del retroscorrimento (affioramenti di Lora, Lipomo e Montorfano) suggerendo un legame tra la strutturazione della Gonfolite e i lembi menzionati.

Tra i due domini strutturali ad opposta vergenza s'interpone un'area caratterizzata dalla quasi totale assenza di affioramenti di substrato che non permette di risolvere direttamente il cambio di stile tettonico. L'interpretazione dei dati di sottosuolo sembra suggerire una chiusura in rampa laterale delle strutture coinvolte su un alto strutturale allungato in direzione NNE-SSW, ubicato nel settore centrale del Foglio Seregno.



Fig. 8 - Interpretazione dei dati di sottosuolo

2. - STRUTTURE TETTONICHE

Di seguito sono riportate e descritte le principali strutture definite e cartografate nell'ambito del rilevamento del Foglio Seregno.

2.1 - FAGLIA DI BOSISIO

Tale lineamento di natura ipotetica ricade nel settore orientale del Foglio Seregno, poco a Sud del Lago di Pusiano. I dati di superficie evidenziano in senso NE-SW la presenza di depositi torbiditici attribuibili all'Arenaria di Sarnico e depositi prevalentemente pelitici attribuibili al membro di Rogeno del Flysch di Bergamo. L'assenza del Conglomerato di Sirone, che nel suo complesso ha una continuità laterale di circa 40 km e generalmente una notevole espressione morfologica, lascerebbe supporre l'esistenza di una faglia (inversa ?) che mette in contatto diretto l'Arenaria di Sarnico con il Flysch di Bergamo. La presunta giustapposizione laterale tra i depositi dell'Arenaria di Sarnico e il Conglomerato di Sirone sembra anch'esso suggerire l'esistenza un contatto tettonico tra le due unità ed una prosecuzione della faglia verso E.

2.2 - FAGLIA DI SIRONE

Nell'ambito del Foglio il limite stratigrafico tra il Conglomerato di Sirone e il Flysch di Bergamo non è stato mai osservato in affioramento. Nelle immediate adiacenze (FORNACIARI *et alii*, 1988) tale limite è generalmente interessato da faglie inverse. In particolare, tra Sirone e Garbagnate Monastero si imposta un'ampia valle orientata NNW-SSE lungo i cui fianchi sono coincidono con gli affioramenti di queste due unità (fianco NE in Conglomerato di Sirone e fianco SW in Flysch di Bergamo. Su queste basi - la sistematica assenza del limite e la sua tettonizzazione laddove presente - si suppone l'esistenza di un contatto tettonico tra le due unità, verosimilmente con cinematica inversa.

2.3 - SISTEMA DI FAGLIE DI CENTEMERO

Questo importante sistema a cinematica inversa, coincide parzialmente con un elemento già ipotizzato in BERSEZIO *et alii* (1988, 1992) e consiste sostanzialmente in un fascio di faglie inverse legato alla zona con giaciture verticali. Il sistema di Centemero mette generalmente il Flysch di Bergamo e la base della Fm. di Brenno in contatto coi depositi eocenici della Fm. di Tabiago. Un'importante lacuna tettonica associata a questa faglia è stata documentata biostratigraficamente da KLEBOTH (1982) nella sezione di C.na Paradiso. Al *footwall* di questo sistema si osserva la sinclinale, asimmetrica e fagliata, di Cibrone verosimilmente legata alla strutturazione di questo sistema.

2.4 - SOVRASCORRIMENTO DI RENATE

La Gonfolite briantea è separata dai depositi paleogenici da un'ampia fascia di depositi quaternari. I dati di sottosuolo evidenziano in quest'area la presenza di piani sud-vergenti interpretabili come sovrascorrimenti che tagliano la serie clastica Oligo-Miocenica. Il contatto stesso tra la successione terrigena Cretaceo-Paleogenica e la Gonfolite nel sottosuolo è generalmente tettonico, con la successione terrigena Cretaceo-Paleogenica, piegata in maniera disarmonica e fagliata, che sovrascorre sulla Gonfolite Lombarda. La giacitura monoclinale in superficie della Gonfolite Lombarda non sembra permettere da sola la deduzione di particolari strutture tettoniche, ma lo stile strutturale osservato nel sottosuolo permette di dedurre la presenza di un sovrascorrimento sepolto ubicato tra gli ultimi affioramenti meridionali della Fm. di Cibrone e quelli settentrionali della Gonfolite briantea. Il grado di evoluzione termica della successione miocenica della Gonfolite Lombarda, valutato su livelli di carbone delle Arenarie di Brioso, si è rivelato bassissimo (riflettonza della vitrinite $R_o = 0.35 \pm 0.04$ su 100 misure, pari a una temperatura diagenetica di circa 50 °C), dimostrando la bassa profondità crostale alla quale sono avvenute le deformazioni.

2.5 - RETROSCORRIMENTO DEL M. OLIMPINO

Questa importante struttura, già riconosciuta e definita da BERNOULLI *et alii* (1989), porta la Gonfolite Lombarda a sovrascorrere sul substrato mesozoico con vergenza settentrionale. La rampa frontale della struttura è impostata nel Conglomerato di Como scollato probabilmente al livello della Formazione di Chiasso o delle Marne di Gallare. La competenza del Conglomerato di Como conferisce alla rampa una notevole espressione morfologica che permette di seguirne la traccia nel Foglio Seregno per una decina di km. Oltre al noto affioramento di Montorfano, il rilevamento di dettaglio dell'area a NE del retroscorrimento ha portato all'identificazione di affioramenti di Calcere di Domaro, presso l'abitato di Lora, e della Fm. di Brenno, presso Lipomo. Più a NE, lungo il T. Cosia affiora il Flysch Lombardo e la successione dei carbonati mesozoici. Le giaciture osservate nei piccoli affioramenti a NE del retroscorrimento sono in direzione con quelli della Gonfolite Lombarda. Inoltre in senso SW-NE, si osserva una progressione inversa nell'età delle rocce affioranti, con il Conglomerato di Como (Oligocene), il Montorfano (Paleocene), l'affioramento della Fm. di Brenno (Cretacico) e l'affioramento del Calcere di Domaro

(Giurassico). Questi isolati affioramenti sono interpretati come scaglie tettoniche legate ad uno *splay* del Retroscorrimento del M. Olimpino, che interessa dall'interno verso l'esterno livelli stratigrafici sempre più profondi. Il termine più esterno di questo *splay* dovrebbe essere quello di Lora, dal momento che più a NE compare nuovamente il Cretaceo del T. Cosia.

2.6 - ETÀ DELLE DEFORMAZIONI

La presenza di sedimenti sin- e post-tettonici nell'area di studio e, più regionalmente, nel sottosuolo della Pianura Padana può fornire qualche indicazione sull'età delle deformazioni osservate. Alla luce di quanto esposto precedentemente, nel Foglio Seregno di possono distinguere tre principali elementi strutturali: le Strutture del Margine Sudalpino, le Unità Terziarie Embricate e il Retroscorrimento del M. Olimpino.

Le Unità Terziarie Embricate appartengono alle strutture sepolte della Pianura Padana e la presenza di depositi tortoniani nelle depressioni di faglia connesse tra un embrice tettonico e l'altro permette di attribuire la strutturazione di queste unità tra il Tortoniano (BERSEZIO *et alii*, 2001; FANTONI *et alii*, 2004) e il Messiniano inferiore, quando tali strutture vengono sigillate dai depositi fluvio-deltizi messiniani (FANTONI *et alii* 2001).

Le Strutture del Margine Sudalpino sono legate secondo FANTONI *et alii* (2004) alla strutturazione della Flessura Frontale, fuori sequenza secondo SCHÖNBORN (1992) e BERSEZIO *et alii* (1993) rispetto alle strutture più esterne dell'edificio alpino, tra cui le Unità Terziarie Embricate. La strutturazione di questo elemento dovrebbe avere pertanto un'età genericamente Messiniana o successiva.

Il Retroscorrimento del M. Olimpino può essere datato grazie ai depositi sintettonici della Gonfolite Lombarda. GELATI *et alii* (1988) riscontrarono l'esistenza di progressive discordanze tettoniche nelle unità della Gonfolite, suggerendo che la dorsale del Conglomerato di Como fosse già in via di strutturazione mentre si depositavano i termini via via più recenti del Gruppo. BERNOULLI *et alii* (1993) riportò inoltre la presenza di clasti pelitici attribuibili alla Fm. di Chiasso (Rupeliano?–Cattiano) nel Conglomerato di Lucino (Langhiano). L'analisi del nannoplanckton calcareo (F. Tremolada in Capitolo stratigrafia) ha effettivamente rilevato un grosso input di fossili rimaneggiati del Cattiano nei membri peliti del Conglomerato di Lucino. Quest'ultimo dato, unito alle osservazioni dei precedenti autori, permette di affermare che le peliti della Fm. di Chiasso fossero già esumate nel Langhiano,

verosimilmente ad opera del Restroscorrimento del Monte Olimpino. Tuttavia il carattere sedimentologico delle Arenarie della Val Grande e la notevole dispersione delle correnti osservate in questo deposito suggeriscono che già nel Burdigaliano il bacino della Gonfolite di Como iniziasse a soffrire un certo confinamento, probabilmente per l'innalzamento della dorsale del M. Olimpino. La progressiva riduzione di inclinazione da Nord a Sud nelle diverse unità della Gonfolite ed il quadro strutturale evidenziato nel Foglio Seregno ben si accordano con l'evoluzione per deformazione progressiva durante la deposizione, con sviluppo di una sequenza di retroscorrimenti, progressivamente più recenti da Sud verso Nord a partire dal Burdigaliano – Langhiano (BERSEZIO *et alii*, 1993).

Per gli elementi sopra descritti, le strutture plicative nella successione della Gonfolite Lombarda si inquadrano validamente nel modello tectonico di deformazione di un *wedge-top basin* secondo DE CELLES & GILES (1996)

VII. ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI

1. - RISORSE IDRICHE

1.1 - CONSIDERAZIONI GENERALI SULLA STRUTTURA IDROGEOLOGICA

Le risorse idriche sotterranee del territorio interessato dal Foglio Seregno sono contenute in diverse unità geologiche e presentano una differente potenzialità dal punto di vista quantitativo, mentre il consistente apporto meteorico garantisce una possibilità della loro ricarica, ma solo in settori limitati.

In alcuni settori la ridotta consistenza delle acque sotterranee per l'approvvigionamento potabile, causata da serbatoi idrici sotterranei di scarsa estensione e permeabilità, ha costretto al ricorso di acque provenienti dall'esterno (sorgenti di Alserio e lago di Como nella sponda lecchese).

Una maggiore variabilità nella struttura idrogeologica si osserva nella parte settentrionale collinare (province di Como e Lecco), caratterizzata dalla presenza di depositi glaciali incisi dai corsi d'acqua principali, mentre una relativa minore complessità è presente nella parte meridionale di alta pianura (Provincia di Milano).

I principali acquiferi che si individuano sulla base dei dati di letteratura (AVANZINI M., et *alii* 1995, BERETTA G.P., 1984, BERETTA

G.P. *et alii*, 1984, BERETTA G.P. *et alii*, 1985, BERETTA G.P. *et alii*, 1986, FRANCANI V. *et alii*, 1983) sono di seguito illustrati.

1) All'interno degli orizzonti più permeabili dei depositi glaciali si ha un ridotto immagazzinamento di acque nel sottosuolo a causa della loro scarsa continuità e del grado di permeabilità non elevato, nonché della presenza del substrato roccioso poco permeabile.

Le falde sono sospese, libere o parzialmente confinate, talora con carattere stagionale e la loro produttività è molto bassa, tanto che non sono sfruttate se non localmente; ciò anche a causa della ridotta permeabilità dei suoli superficiali che non consentono una buona alimentazione delle acque sotterranee.

2) I depositi glaciali sono incisi dai corsi d'acqua principali che hanno eroso e poi accumulato sedimenti ghiaioso sabbiosi che possono avere uno spessore significativo, trattandosi di paleovalli talora non coincidenti con l'attuale andamento dei corsi d'acqua.

In questi depositi si hanno falde libere con potenzialità medio-alte, caratterizzate da una portata specifica superiore anche a 10 l/s/m.

3) Al di sotto dei depositi glaciali e fluvioglaciali si trovano conglomerati e arenarie (ceppo s.l.) che possono contenere significativi volumi di acque negli orizzonti meno cementati e più fessurati; nella parte basale è minore il grado di cementazione e in letteratura tale orizzonte viene definito con la denominazione convenzionale di "acquifero sotto il Ceppo".

I pozzi dell'area interessano nella maggior parte questa unità con portate specifiche di qualche l/s/m ed eccezionalmente fino a 10 l/s/m.

L'acquifero, che contiene una falda libera, è limitato inferiormente da argille e limi plio-pleistocenici e in contatto laterale con la falda dei depositi alluvionali e fluviali dei principali corsi d'acqua.

4) Gli acquiferi 2) e 3) sopra descritti sono limitati alla base dai depositi plio-pleistocenici argilloso-limosi che hanno all'interno lenti sabbiose e in parte ghiaiose contenenti falde confinate e semiconfinate la cui potenzialità è bassa raggiungendo portate specifiche del l/s/m.

Il loro sfruttamento è stato consentito dalle ricerche idriche condotte nel tempo, in relazione alla scarsa potenzialità delle falde più superficiali e dai fenomeni di contaminazione (prevalentemente nitrati e solventi clorurati) che hanno caratterizzato le acque in territori fortemente urbanizzati.

Talora le acque profonde, pur essendo protette dalle attività antropiche, possono presentare una facies idrochimica negativa per gli approvvigionamenti, essendo presenti ammoniaca, ferro, manganese e

idrogeno solforato in concentrazioni al di sopra della norma, richiedendo quindi il trattamento delle acque prima della loro distribuzione.

Inoltre la presenza in subaffioramento o in affioramento (come nelle valli del Seveso-Acquanegra e del Lambro) di questa unità determina l'assenza degli acquiferi precedentemente descritti 2) e 3).

Gli acquiferi 3) e 4) presentano una continuità anche nella parte meridionale, essendo sempre sovrapposti e determinando l'esistenza di falde differenziate che sono sfruttate dai pozzi pubblici e privati, anche se il maggiore grado di protezione dall'inquinamento degli acquiferi 4) dovrebbe riservarli all'approvvigionamento potabile. Le unità sabbioso-ghiaiosa e a conglomerati e arenarie (facies fluviali del Pleistocene medio e inferiore) costituiscono il Gruppo Acquifero B, mentre l'unità sabbioso-argillosa (facies continentale e transizionale del Pleistocene inf.-Pliocene sup. o Villafranchiano Superiore e Medio Auct.) il Gruppo Acquifero C e probabilmente il Gruppo Acquifero D, secondo la classificazione REGIONE LOMBARDIA-ENI (2002).

Per quanto attiene al flusso idrico sotterraneo misurato negli acquiferi 2) e 3) tra loro intercomunicanti, si osserva come atteso un generale andamento verso S, che viene tuttavia modificato in corrispondenza delle zone maggiormente permeabili poste lungo gli alvei dei corsi d'acqua del Lura, del Seveso e del Lambro.

Infatti il reticolo di flusso risulta significativamente modificato dalle strutture drenanti presenti lungo i paleoalvei di tali corsi d'acqua, con inflessione verso N delle isopiezometriche anche di diversi km (BERETTA G.P. *et alii*, 1984).

La struttura drenante del paleoalveo del Seveso risulta già accentuata nel territorio canturino e prosegue con minore rilevanza nella parte più a S.

Il paleoalveo del Lambro si delinea dall'altezza di Briosco verso S, a valle degli affioramenti del substrato roccioso e dei depositi lacustri di Fornaci.

La struttura drenante del paleoalveo del Lura è la meno pronunciata rispetto alle precedenti ed individuabile da Cadorago verso S.

1.2 - DESCRIZIONE DELLE STRUTTURE IDROGEOLOGICHE PIÙ IMPORTANTI DELLA ZONA COLLINARE

Passando in rassegna alcuni dei settori di maggiore interesse per le risorse idriche sotterranee si osserva quanto segue.

1.2.1. - Acquiferi del sistema Faloppa-Lura

La parte settentrionale dell'area di studio è posta a valle di una zona scarsamente produttiva dal punto di vista idrogeologico, caratterizzata dall'affioramento del substrato gonfolitico e dalle argille plio-pleistoceniche. Immediatamente a valle dei rilievi (da Faloppio a Gironico) si ha invece una zona produttiva poiché è presente un corpo idrico molto spesso contenuto in conglomerati e ghiaie e sabbie.

Le acque sotterranee scorrono verso S e sono contenute in un paleoalveo del Lura.

Nella parte centro-settentrionale si verifica la continuazione della struttura posta più a N, sia pure con una complessiva diminuzione della permeabilità. Le acque sotterranee si trovano a 50-60 m di profondità, mentre gli orizzonti permeabili all'interno dei depositi argillosi plio-pleistocenici si trovano al di sotto dei 100 m.

Nella parte centrale si trovano falde molto profonde che interessano l'acquifero sotto il ceppo che è presente fino a circa 100 m di profondità. Il flusso è prevalentemente indirizzato verso il Lura e la resa delle falde risulta discreta.

Le falde contenute nelle argille plio-pleistoceniche si trovano a profondità rilevanti (130-140 m) e sono poco produttive.

Nella parte meridionale si trova una situazione simile alla parte centrale, anche se i conglomerati tipo ceppo sono meno spessi e sono più discontinui. Gli acquiferi profondi si trovano alla profondità di 100-120 m.

1.2.2. - Acquiferi del sistema Seveso - Acquanegra

Nell'area di studio è in parte rappresentato il *bacino di Como* e più completamente il *settore di Grandate* dove si rinviene lo spartiacque sotterraneo che determina un flusso centrifugo (orientato verso la valle del Seveso a W e la zona del Bassone a E) e un flusso centripeto (orientato verso N) verso la depressione occupata dalla città di Como.

L'acquifero è piuttosto spesso potendo raggiungere oltre 250 m di profondità dal piano campagna ed è stato sfruttato (in parte attualmente) per l'approvvigionamento idrico potabile nella piana di Lazzago essendo costituito da depositi molto permeabili, anche se la scarsa rialimentazione laterale determina limiti ad un uso sostenibile della risorsa. Non si individua in questa zona la profondità alla quale si rinviene il substrato gonfolitico.

Il *bacino di Montorfano*, che comprende anche l'area di Lipomo, è formata per la massima parte da depositi glaciali che sovrastano conglomerati del tipo ceppo e i sedimenti plio-pleistocenici; questi

possono essere localmente assenti, cosicché i depositi quaternari poggiano direttamente sul substrato roccioso. Lo spessore massimo dei sedimenti continentali risulta di circa 80 - 100 m, ma le risorse idriche sono tuttavia piuttosto limitate per la scarsa estensione e il ridotto spessore degli acquiferi.

Nella *depressione del Bassone* a 70 m di profondità è indicata la presenza del substrato roccioso ricoperto da un deposito prevalentemente limoso-argilloso con frequenti lenti di ghiaia e sabbia. Un acquifero non molto spesso è stato reperito in molti pozzi a contatto con il substrato. Questa struttura geologica consente rese mediocri della falda

Nella *zona di Casnate con Bernate -Fino Mornasco* il substrato roccioso, pur profondamente eroso e inciso, è segnalato a piccola distanza dal piano campagna e ciò causa una ridotta potenzialità degli acquiferi, peraltro scarsamente rialimentati. Il livello piezometrico si trova a pochi metri di profondità in corrispondenza delle più profonde depressioni, ma anche a 60 - 70 m dove si manifestano i maggiori rilievi.

Nell'*area di Cassina Rizzardi-Luisago* si hanno due falde delle quali una è molto superficiale e poco utilizzabile; mentre l'altra, più profonda si trova contenuta nelle argille plio-pleistoceniche. Nel complesso la loro potenzialità è molto ridotta.

Il sistema di *paleoalveo Seveso - Acquanegra- S. Antonio* costituisce un serbatoio idrico di notevole interesse, in quanto si incontrano depositi di sabbie e ghiaie di spessore superiore ai 60 - 80 m. Tali acquiferi sono in diretta comunicazione con la superficie in alcuni tratti, mentre in altri sono protetti da depositi glaciali.

La struttura del paleoalveo del Seveso incomincia a delinearci a S di Cucciago; lungo tutta la valle si incontrano estesi depositi ghiaioso-sabbiosi molto permeabili che contengono una falda posta a circa 30 m di profondità e le portate dei pozzi sono talora superiori a 20 l/s/m.

La falda contenuta in questa acquiferi si trova in comunicazione laterale con quella situata alla base dei conglomerati tipo ceppo, come avviene ad esempio nella valle di S. Antonio; laddove il livello piezometrico si trova a profondità variabile fra 80 e 100 m.

L'acquifero è limitato alla base dal substrato plio-pleistocenico.

Sulle *colline moreniche di Capiamo Intimiano-Cantù* la presenza del substrato roccioso a piccola profondità rende quest'area scarsamente produttiva; il substrato è coperto direttamente dai depositi glaciali che possono avere anche rilevante spessore di 50 m. Talora i depositi glaciali possono sovrastare localmente ai conglomerati tipo ceppo.

Il *paleoalveo del Terrò - Serenza* è costituito da depositi in prevalenza sabbioso-ghiaiosi, che riempiono una profonda depressione racchiusa fra terrazzi fluvioglaciali e colline glaciali. L'acquifero, limitato alla base da orizzonti conglomeratici poggianti sulle argille plio-pleistoceniche, è dotato di buona potenzialità pur essendo il suo spessore ridotto a valori compresi fra 10 e 20 m.

La falda scorre a una profondità di circa 40 m dal piano campagna.

La zona dei *terrazzi di Figino Serenza - Novedrate* è caratterizzato dalla presenza dei conglomerati tipo ceppo che raggiunge lo spessore di 60 m; al di sotto del quale si hanno a circa 100 m di profondità le argille plio-pleistoceniche, come si verifica a Figino Serenza e Novedrate a scarsa produttività (qualche l/s/m)

La Zona dei *pianalti di Mariano Comense e Inverigo* è caratterizzata dal progressivo innalzamento verso E del livello piezometrico della falda. L'acquifero principale si trova alla base del ceppo, che ha uno spessore variabile tra 40 e 50 m, con produttività ridotta, così come gli orizzonti permeabili delle argille plio-pleistoceniche che sono relativamente profonde (circa 80 m dal piano campagna).

In *Val Sorda- Piana di Mariano Comense* si riscontra il riempimento di un avvallamento che incide profondamente il ceppo, interessando parzialmente anche le argille plio-pleistoceniche Villafranchiano. Tale deposito è costituito da 40 - 50 m di ghiaie che rappresentano un interessante acquifero superficiale.

A N i depositi permeabili ricoprono i sedimenti plio-pleistocenici, mentre più a S sono a diretto contatto con il ceppo. La profondità della falda che vi scorre è molto bassa e in taluni casi affiora dando luogo alle emergenze sorgentizie della Fontana del Guercio; nella zona di pianura invece acquisisce una certa soggiacenza venendosi a trovare tra i 10 e i 20 m di profondità dal piano campagna. Nella stessa area al di sotto delle ghiaie e del ceppo si reperiscono le argille plio-pleistoceniche a 50 -60 m di profondità.

1.2.3. - *Acquiferi del sistema del Lambro*

Nella *zona di Orsenigo* si ha una struttura di paleoalveo in profondità (probabile prosecuzione verso S del Cosia) che non ha una grande estensione laterale. Le portate specifiche sono consistenti nella falda dei conglomerati tipo ceppo, mentre è ridotta la potenzialità di quella dei sovrastanti depositi glaciali e fluvioglaciali; tali falde sono probabilmente intercomunicanti in prossimità del lago di Alserio dove sono presenti le sorgenti di Alserio, di notevole interesse per gli approvvigionamenti ed anche per l'alimentazione del bacino lacustre.

Anche la falda presente nei depositi plio-pleistocenici è probabilmente intercomunicante con la falda nei conglomerati.

La struttura del *delta-conoide del Lambro* ad Erba interessa l'area di studio solo nella parte terminale laddove il progressivo affinamento delle granulometrie presenti nel sottosuolo determina emergenze della falda simili ai fontanili della medio-bassa pianura padana.

Nella *zona di Anzano del Parco* si hanno falde di modesta potenzialità in quanto si hanno terreni poco permeabili e la prima falda è subaffiorante e dà luogo a fenomeni di impaludamento. Ad Alzate Brianza sono segnalate anche falde profonde, ma di estensione molto limitata a causa della presenza di un substrato a pochi metri dal piano campagna. Si tratta dunque di territori poco produttivi a causa della scarsa trasmissività degli acquiferi.

La zona delle *Colline di Inverigo* è costituita da terreni scarsamente produttivi dal punto di vista idrogeologico, in quanto la dorsale corrisponde ad un alto morfologico delle argille plio-pleistoceniche al di sopra delle quali si hanno i conglomerati tipo ceppo. Ciò ostacola l'infiltrazione in profondità delle acque e ne produce l'emergenza a mezza costa (Orrido di Inverigo) laddove le condizioni morfologiche lo consentono.

La zona della *Valle del Lambro tra Lambrugo e Briosco* costituisce una depressione interessata fino a notevoli profondità (80-100 m dal piano campagna) dalla presenza di depositi glaciolacustri prevalentemente limoso-argillosi che comprendono con ogni probabilità verso il basso anche le argille plio-pleistoceniche. Nel complesso, nonostante alcuni serbatoi idrici sotterranei locali, la zona può considerarsi poco produttiva come testimoniano le ricerche idrogeologiche sterili condotte nel passato.

1.3 - DESCRIZIONE DELLE STRUTTURE IDROGEOLOGICHE PIÙ IMPORTANTI DELL'ALTA PIANURA

Nella zona dell'alta pianura si ha una minore differenziazione delle aree rispetto alle zone collinari, laddove anche le condizioni morfologiche oltre a quelle geologiche determinano una separazione dei vari corpi acquiferi.

La giacitura dei diversi orizzonti è determinata dalle condizioni di sedimentazione e quindi con inclinazione generale verso S.

Sono presenti e vengono sfruttati per gli approvvigionamenti l'acquifero dei conglomerati e arenarie tipo ceppo con alla base orizzonti poco cementati (3) e l'acquifero degli orizzonti più permeabili delle argille plio-pleistoceniche (4).

1.3.1. - Zona a W del terrazzo della Groane

La zona posta ad W del terrazzo delle Groane interessa marginalmente l'area di studio.

Si osserva che viene captato l'acquifero posto alla base dei conglomerati tipo ceppo vista anche la notevole soggiacenza della falda (talora oltre 80-90 m) che presenta produttività massima fino a 10 l/s/m, ma più comunemente al di sotto di tale valore, laddove si ha un minore grado di cementazione dei litotipi.

Anche il notevole spessore dei conglomerati in alcuni settori (40-50 m) determina una ridotta possibilità di alimentazione della falda.

Solo di recente si è indirizzata la ricerca idrica anche verso le falde più profonde e più protette dalla contaminazione di origine antropica.

1.3.2. - Zona del terrazzo della Groane

La zona del terrazzo delle Groane presenta in superficie paleosuoli e depositi poco permeabili che limitano l'infiltrazione superficiale.

Tuttavia in presenza di corsi d'acqua minori che percorrono il terrazzo e dei sottostanti conglomerati poco fessurati, si possono formare falde sospese.

L'acquifero principale è costituito dall'unità dei conglomerati tipo ceppo che si trova a circa 40 m di profondità e degli orizzonti non cementati posti alla sua base.

Il livello piezometrico è posto a circa 60 m di profondità nelle zone più elevate del terrazzo.

Al di sotto di questo acquifero, che ha una potenzialità che può raggiungere anche qualche decina di l/s/m, si hanno orizzonti significativi di litotipi permeabili all'interno dell'unità argillosa plio-pleistocenica (presente a circa 100 m di profondità) che consentono portate specifiche di qualche l/s/m.

1.3.3. - Zona tra il terrazzo delle Groane e il terrazzo di Monza

La zona compresa tra i terrazzi è caratterizzata verso W da una struttura idrogeologica simile a quella delineata per il terrazzo delle Groane, ma con una minore profondità a cui si ritrovano i diversi elementi idrogeologici considerati in quanto trattasi di un'area posta a quote inferiori.

Proseguendo verso E, questa zona dell'alta pianura è caratterizzata da una struttura idrogeologica di grande rilievo, conosciuta come "paleoalveo del Lambro", che costituisce con il "paleoalveo del Seveso", nella piana a N di Milano, la principale struttura di trasferimento verso S delle acque sotterranee.

Si tratta di una depressione, probabilmente impostata lungo una direttrice tettonica, che si origina all'altezza di Briosco e non segue l'attuale andamento del corso d'acqua (più spostato verso E).

Essa ha un andamento all'incirca N-S e nel settore apicale (Giussano) presenta uno spessore di circa 150 m ed una larghezza di alcune centinaia di metri; è riempita quasi esclusivamente da sedimenti ghiaiosi che risultano lateralmente a contatto con le argille pleistoceniche in facies marina verso W e con il substrato roccioso gonfolitico verso E.

Questo monostrato ghiaioso-sabbioso e conglomeratico mette in comunicazione gli acquiferi formati dai conglomerati tipo ceppo con quelli più profondi, costituendo una delle zone di ricarica delle falde confinate rinvenibili più a S nell'ambito dell'unità sabbioso-argillosa.

Le portate specifiche in questo settore sono particolarmente elevate essendo talora superiori a 30 l/s/m (CONSORZIO PER L'ACQUA POTABILE AI COMUNI DELLA PROVINCIA DI MILANO, 1983,1984).

All'altezza di Seregno (ma anche più a settentrione in aree laterali rispetto all'asse del paleoalveo) si ha una prima compartimentazione dell'acquifero dovuta a lenti argillose rinvenibili a profondità maggiori di circa 70 m.

Anche nel resto della zona si hanno portate specifiche elevate tra 10 e 30 l/s/m che permangono quasi fino all'altezza del terrazzo di Monza.

1.3.4. - Zona del terrazzo di Monza

La zona del terrazzo di Monza è caratterizzata dalla presenza a piccola profondità dei conglomerati tipo ceppo e da uno scarso spessore di questa unità. Infatti a piccola profondità dal piano campagna si hanno le argille plio-pleistoceniche che risalgono bruscamente procedendo verso W dove si trovano a 25-30 m di profondità, costituendo quindi un alto strutturale di probabile origine tettonica.

In quanto caratterizza un vasto settore che si estende fino all'Adda.

Ciò determina una differenza di sfruttamento delle risorse idriche in quanto i pozzi posti ad E del terrazzo talora captano anche le acque contenute nell'acquifero dei conglomerati, mentre tale acquifero è di ridottissimo spessore verso W e quindi la captazione avviene all'interno degli orizzonti sabbiosi delle argille plio-pleistoceniche presenti fino a circa 140 m di profondità, il cui spessore è stato indagato localmente fino ad oltre 250 m di profondità, ritrovandosi talora facies idrochimiche negative.

1.3.5. - Zona ad W del terrazzo di Monza

Questa zona interessa marginalmente l'area di studio ed è posta ad W del Lambro.

Come precedentemente evidenziato l'acquifero dei conglomerati tipo ceppo è di ridotto spessore e potenzialità (qualche l/s/m), mentre sono captate le falde più profonde contenute nelle lenti di sabbie delle argille plio-plestitoceniche fino a circa 140 m di profondità.

Tali lenti permeabili non sono state individuate più in profondità fino circa 200 m.

2. - RISCHI NATURALI

I rischi naturali che insistono sull'area del Foglio Seregno sono legati soprattutto ai fenomeni alluvionali, che interessano principalmente le aree di esondazione dei fiumi Lambro e Seveso e dei loro affluenti a regime torrentizio; ben più ridotto e localizzato arealmente il rischio da fenomeni franosi, che si presenta solo in piccoli settori ai margini settentrionale e orientale del Foglio. Il rischio sismico è pressoché trascurabile.

2.1 - FRANE

Secondo i dati del Progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani), sull'area del foglio insistono 135 fenomeni franosi di piccole dimensioni, il più esteso dei quali (area franosa di Tàssera, presso il Lago di Alserio) occupa 0,32 km²; tra i più piccoli si possono annoverare le frane lineari, che presentano superficie non significativa alla scala di restituzione cartografica adottata. I fenomeni si concentrano nel settore centro-settentrionale, in corrispondenza delle dorsali collinari della Spina Verde e del Montorfano, e in quello nord-orientale (Monticello Brianza e Collina di Sirone). Solo lo 0,12% dell'area del foglio è interessata da fenomeni franosi; a livello tipologico, i fenomeni sono ripartiti come da tabella 71.

Tabella 7 – Tipologia e parametri quantitativi di sintesi dei principali dissesti sull'area del Foglio Seregno (dalla banca dati del Progetto IFFI).

TIPO DI FRANA	n° di fenomeni	superficie totale (km ²)	superficie percentuale
crollo/sprofondamento	44	0,52	66,7%
conoide	3	0,05	6,4%
frana lineare	36	0,00	0,0%
area soggetta a franosità diffusa	52	0,21	26,9%
Totale	135	0,78	100,0%

2.2 - FENOMENI ALLUVIONALI

Il rischio legato alle esondazioni dei corsi d'acqua è stato studiato in modo sufficientemente approfondito solo per il Lambro (CASATI, 1986; AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO, 2003), le cui fasce alluvionabili sono state perimetrate in dettaglio all'interno del Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO, 2001).

Ragionando per semplicità solo sugli ultimi 100 anni, è possibile notare come il bacino del Lambro abbia registrato 16 esondazioni più o meno gravi (tempo di ritorno attorno a 6 anni), quattro delle quali particolarmente critiche e generalizzate (tempo di ritorno ≤ 25 anni). In particolare, la piena del giugno 1963 ha interessato un lungo tratto del fiume, da Brioso a Monza, coinvolgendo anche la Bevera di Nibionno fino a Veduggio, mentre quella dell'ottobre 1976 ha avuto effetti generalizzati alla scala dell'intero Foglio Seregno, come testimoniano la concomitante tracimazione del Lago di Pusiano e le esondazioni del F. Seveso tra Lentate e Varedo, del T. Lura tra Bulgarograsso e Uboldo, del T. Guisa tra Ceriano Laghetto e Cesate, del T. Tarò a Cabiato e Meda. Sempre accompagnate da tracimazioni del Lago di Pusiano sono state le piene dell'ottobre 1993 (con esondazioni del F. Lambro a Merone, Verano B.za e Lesmo; del F. Seveso a Cucciago; del T. Guisa a Cesate; del T. Molgorana tra Arcore e Usmate; del T. Mariola a Ceremate; del T. Vecchia tra Carugo e Mariano Comense) e del novembre 2002. Eventi minori hanno interessato il F. Lambro anche negli anni 1917, 1928, 1934, 1935, 1937, 1938, 1947, 1951, 1982, 1984, 1988 e 1994. La criticità idraulica del F. Lambro si deve all'ampiezza del bacino (1950 km²), esteso a gran parte del cosiddetto Triangolo Lariano, a fronte di un alveo che, nell'area del Foglio, si presenta di ampiezza ridotta e interessato da numerosi interventi di regimazione

forzata e restrizione di sezione, anche legati all'intenso sfruttamento industriale delle acque del fiume fino agli anni '70 del XX Secolo. Con l'obiettivo di ridurre il rischio alluvionale a valle del Lago di Pusiano, nel 2008 è stato siglato un Protocollo d'Intesa tra Regione Lombardia, Parco della Valle del Lambro e Comune di Costa Masnaga per l'utilizzo della cava di Brenno della Torre (la cui cessazione di attività è prevista per l'ottobre 2016) come cassa di espansione del T. Bevera.

Il Fiume Seveso denota una tendenza alla tracimazione in occasione di eventi meteorologici di particolare intensità, con una frequenza dei fenomeni in aumento negli ultimi decenni, come dimostrano gli eventi di piena (oltre a quelli citati del 1963 e 1976) nel 1977 a Cesano Maderno, nel 1981 ancora tra Cesano Maderno e Lentate, nel 1992 a Cernusate e – come detto – nel 1993 a Cucciago. L'evento del 1992, seppure più confinato di quello del 1993, ha prodotto effetti anche su altre aste torrentizie, causando tracimazioni del T. Molgora a Usmate Velate e del T. Serenza tra Cantù e Carimate.

2.3 - SISMICITÀ

L'area compresa nel Foglio Seregno è caratterizzata da bassa sismicità. La sismicità della porzione lombarda della Pianura Padana è infatti caratterizzata da pochi terremoti di magnitudo da media a bassa, localizzati principalmente lungo il margine delle Alpi tra i laghi di Garda e Iseo, mentre più a ovest gli eventi si presentano più sparsi. In generale si osserva una diminuzione sia dell'energia rilasciata sia del numero di terremoti da est verso ovest, con la quasi assenza di terremoti a ovest di Milano (Fig. 6). Nell'area del Foglio il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI04; GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004) non riporta alcun terremoto con magnitudo momento $M_w \geq 4.5$ e/o intensità epicentrale $I_0 \geq 5$, nell'intervallo temporale 1000-2002. Anche la sismicità strumentale (1981-2006) è pressoché assente: il Catalogo Strumentale CSI 1.1 (CASTELLO *et alii*, 2006) e il Bollettino Strumentale INGV riportano solamente tre eventi con epicentro localizzato all'interno dell'area del Foglio e con magnitudo locale ML inferiore a 2.5 (Fig. 9).

Gli unici terremoti con $M_w \geq 5.0$ localizzati da CPTI04 nelle vicinanze dell'area compresa nel Foglio (Fig. 9) sono quelli del 26 novembre 1396 ($M_w 5.37 \pm 0.30$) e del 9 febbraio 1979 ($M_w 5.03 \pm 0.18$). Il terremoto del 1396 è noto solamente attraverso la cronaca (1337-1517) della famiglia Mezzotti di Monza, pubblicata nel 1840 (MEZZOTTI, 1840). Sulla base di questa unica fonte che riporta danni ad alcune case di Monza vari studi (STUCCHI *et alii*, 1993; BOSCHI *et alii*,

1997; 2000; GUIDOBONI E COMASTRI, 2005) assegnano un'intensità di 7-8 MCS alla città. La localizzazione dell'epicentro di CPTI04, ottenuta da questo unico dato di intensità, è da ritenersi molto incerta. Il terremoto del 9 febbraio 1979 è localizzato da CPTI04 qualche km a est di Vimercate. Secondo GUIDOBONI *et alii* (2007), i risentimenti di questo terremoto non hanno superato I 6 MCS, assegnata a 9 località a est dell'Adda e ha avuto effetti classificati come I 5-6 MCS a Besana in Brianza e I 5 MCS a Cantù, Seregno, Desio e Monticello Brianza.

Più in generale, secondo i dati contenuti nel Database Macrosismico Italiano 2004 (DBMI04, STUCCHI *et alii*, 2007) i risentimenti nelle località situate nell'area del Foglio non superano I 5 MCS, riportata solamente a Biassono in seguito al terremoto del 20 novembre 1991. Altri risentimenti sono dovuti a terremoti con epicentro localizzato lontano dall'area in oggetto.

Inoltre, le storie sismiche di queste località sono disponibili a partire dal terremoto del 1887 della Liguria Occidentale, che ebbe una vasta area di risentimento in tutta l'Italia settentrionale. La storia sismica di Monza (Tab.8; Fig. 10) pur cominciando nel 1276, conferma che i risentimenti sono sempre al di sotto della soglia del danno, ad eccezione del sopra citato terremoto del 1396 e del terremoto del 1951 del Lodigiano (I 6 MCS), e sono conseguenza di terremoti con epicentro lontano, ma anche di magnitudo non elevata.

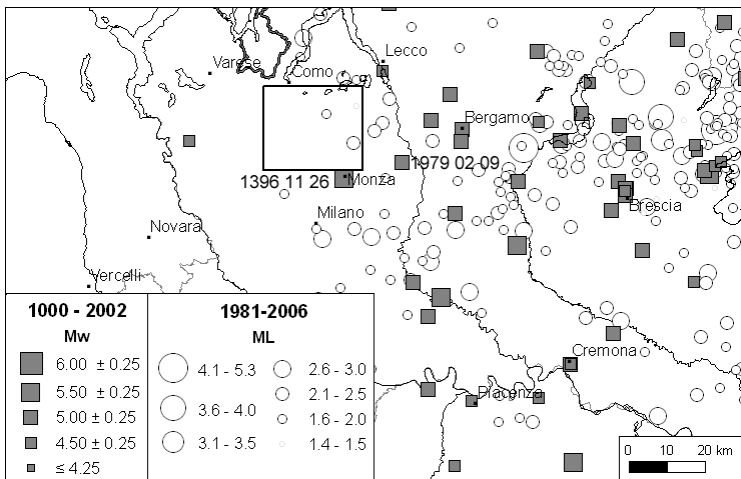


Fig. 9. Sismicità 1000-2002 da CPTI04 (Gruppo di lavoro CPTI, 2004) e 1981-2006 da CSI 1.1 (CASTELLO *et alii*, 2006 e Bollettino Strumentale INGV)

Tab. 8 - Storia sismica di Monza, da DBMI04 (STUCCHI et alii, 2007).

Is	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Se	AE	Io	Mw
F	1276	07	28	18	30		Italia settent.	6	5.11
F	1295	09	03				COIRA	8-9	5.79
5	1346	02	22	11			Ferrara	7-8	5.81
7-8	1396	11	26				Monza	7-8	5.37
4-5	1786	04	07				PIACENZA	6-7	5.31
3	1873	06	29	03	58		Bellunese	9-10	6.33
2-3	1873	09	17				LIGURIA ORIENTALE	6-7	5.52
3-4	1884	09	12				PONTOGLIO	6	4.83
NF	1885	02	26	20	48		SCANDIANO	6	5.22
3-4	1887	02	23	05	21	50	Liguria occidentale	9	6.29
2	1889	12	08				APRICENA	7	5.55
5	1891	06	07	01	06	14	Valle d'Ilasi	8-9	5.71
RS	1892	01	05				GARDA OCC.	6-7	4.96
2	1894	11	27				FRANCIACORTA	6-7	4.95
2	1898	03	04				CALESTANO	6-7	5.07
4-5	1901	10	30	14	49	58	Salo'	8	5.67
3-4	1905	04	29	01	46	45	Alta Savoia	7-8	5.79
4	1920	09	07	05	55	40	Garfagnana	9-10	6.48
6	1951	05	15	22	54		LODIGIANO	6-7	5.24
4	1972	10	25	21	56		PASSO CISA	5	4.95
F	1976	05	06	20			FRIULI	9-10	6.43
4	1983	11	09	16	29	52	Parmense	6-7	5.10

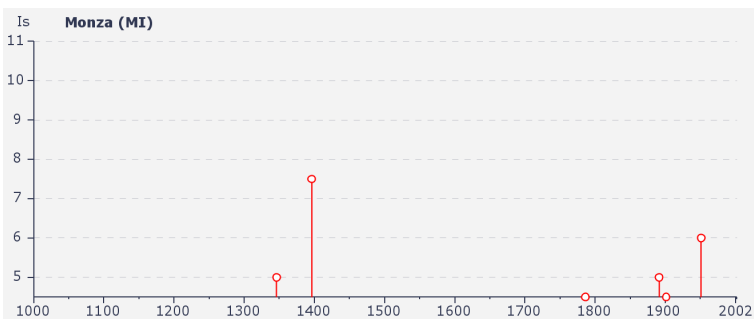


Fig. 10 - Grafico della storia sismica di Monza, da DBMI04 (STUCCHI et alii, 2007).

2.4 - OCCHI POLLINI

I territori compresi nel foglio Seregno sono interessati da un problema geotecnico peculiare; infatti, nei conglomerati e nei depositi non cementati sono presenti cavità di dimensioni variabili che possono portare a sprofondamenti del terreno e delle opere sovrastanti.

Il fenomeno, noto a livello locale con il termine di "occhi pollini", può essere distinto in realtà in tre diverse tipologie principali che hanno caratteristiche leggermente diverse.

La prima tipologia è costituita da cavità presenti in conglomerati (ceppo s.l.), la seconda è data da cavità, anche di diversi metri cubi di volume, interamente comprese in depositi non cementati, mentre l'ultima è costituita da gallerie in genere superficiali.

Tra gli operatori del settore e la gente locale è inoltre invalso l'uso di identificare con il termine "occhi pollini" qualunque situazione in cui vi siano, nel sottosuolo, sedimenti molto soffici e con scadenti caratteristiche geotecniche. Tipicamente, rientrano in questa categoria terreni con $N_{(30)} < 3$, mentre negli occhi pollini veri e propri, che portano allo sviluppo di cavità vuote, si può assistere all'affondamento libero delle aste.

Il fatto che queste cavità siano principalmente presenti in sedimenti legati all'avanzata dei ghiacciai pleistocenici ha fatto supporre che il fenomeno fosse dovuto alla fusione di blocchi di ghiaccio intrappolati nei sedimenti stessi. Sebbene questo modello sia spesso ritenuto valido ancora oggi (DELL'ORSINA *et alii*, 1999), tuttavia l'origine è diversa (STRINI, 2004).

Le cavità nel conglomerato sono ampiamente diffuse e hanno dimensione variabile da pochi centimetri a molti metri cubi e, inoltre, possono essere presenti anche fessure allargate. Le cavità possono derivare sia da veri e propri processi carsici, con dissoluzione della componente carbonatica del cemento e dei ciottoli, sia da alterazione in situ del conglomerato e successiva asportazione per piping del materiale alterato.

Le cavità in sedimenti non consolidati si trovano tipicamente in depositi fluvio-glaciali molto alterati (Supersintema del Bozzente); si rinvengono in genere sopra la falda, a profondità variabili da pochi decimetri fino a oltre 10 m e possono avere un volume di molti metri cubi; in questo caso la loro origine è connessa a processi di piping, mentre la frazione argillosa derivante dall'alterazione fornisce la coesione necessaria al mantenimento della cavità. Probabilmente, in molti casi, gioca un ruolo importante anche la presenza di conglomerato alterato sottostante che funge da dreno per le acque.

Le condotte superficiali sono in genere di pochi decimetri di diametro e lunghezza anche di decine di metri; esse sono presenti soprattutto al contatto, o in prossimità del contatto, tra un sedimento superficiale poco consolidato (es. colluvio) ed un sedimento sottostante più consolidato e impermeabile (ad esempio till o fluvioglaciale alterato). In genere, le gallerie sono associate a pareti verticali, lungo le quali è possibile vedere la sezione della galleria che funge da sorgente.

La variabilità di condizioni in cui gli occhi pollini possono presentarsi, legata anche alla complessità della costituzione del sottosuolo, è notevole. Se è tipica la loro presenza sui terrazzi fluvioglaciali più antichi, altre segnalazioni si sono avute in sedimenti non particolarmente alterati (Supersintema di Besnate e Sintema di Binago), in terrazzi in cui le unità più antiche possono essere sepolte, in depositi glaciali nelle morene o in zone ampiamente rimaneggiate e antropizzate.

E' stata riscontrata una predisposizione alla genesi degli occhi pollini in luoghi o aree in cui si è avuto un cambiamento nella circolazione idrica sotterranea, sia per abbassamenti/innalzamenti della falda, sia per immissione di acqua in sottosuolo, ad esempio tramite pozzi perdenti.

E' importante sottolineare che, una volta innescato, il fenomeno può avere un'evoluzione molto rapida con formazione improvvisa di pozzi di crollo.

L'ampio spettro di contesti in cui gli occhi pollini possono generarsi fa sì che sia difficile determinare, a priori, dove essi siano presenti. Si possono individuare solo zone in cui è possibile che siano presenti occhi pollini ma non indicare il sito esatto.

L'individuazione tramite indagini geotecniche non è facile; le prove penetrometriche sono eseguite in genere con una maglia troppo ampia per individuare e descrivere con precisione il fenomeno; si tenga presente, infatti, che anche occhi pollini molto piccoli possono potenzialmente ingrandirsi una volta che è stata costruita l'opera e causare danni notevoli. Inoltre la possibilità che le cavità siano parzialmente o totalmente riempite di materiale di crollo o sedimenti derivanti dalla circolazione idrica sotterranea può rendere difficile il riconoscimento delle cavità stesse solo dall'analisi delle prove penetrometriche.

Il georadar, sebbene potenzialmente utile per individuare cavità nel sottosuolo, trova difficoltà nell'impiego in terreni ricchi di argilla quali quelli in cui tipicamente si formano gli occhi pollini.

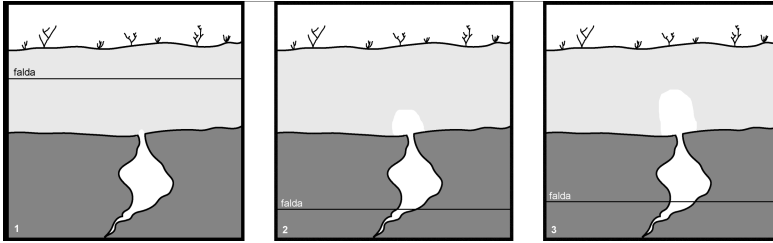


Fig. 11 - Meccanismo di innesco e sviluppo nel caso di cavità in terreni legate alla presenza di conglomerato. Nella situazione iniziale (1) si ha un conglomerato sottostante (grigio scuro) con cavità carsiche o fratture allargate che funge da livello permeabile, coperto da sedimenti alterati poco permeabili (grigio chiaro). Quando la falda si abbassa (2) si generano fenomeni di piping al contatto tra i due sedimenti con formazione di piccole cavità. Una volta formatasi, la cavità si evolve (3) per piping in occasione di ogni successiva venuta d'acqua e per crolli successivi.

2.5 - CAVE

2.5.1. - Cave d'argilla

Il territorio del Foglio Seregno, per le peculiari caratteristiche litologiche che contraddistinguono specialmente le aree di “pianalto”, è stato da sempre oggetto di attività estrattive. Le estese e potenti coperture loessiche pedogenizzate (impropriamente denominate “ferretto”) che ricoprono o ricoprivano i pianalti stessi, sono state in passato intensamente cavate per la produzione di laterizi.

Non è facile collocare nel tempo l'apertura di queste cave di argilla; ritrovamenti archeologici in alcune località della valle del Lambro, relativi a manufatti in terracotta, fanno pensare che già in epoca romana vi fosse praticata una attività di estrazione e lavorazione dell'argilla. Nei secoli del Medioevo troviamo testimonianze toponomastiche che attestano l'esistenza di fornaci, mentre i cenni più espliciti a “terre da cavare” si trovano nei documenti dei secoli XVII e XVIII.

Il processo di lavorazione del mattone consisteva nella raccolta dell'argilla, nel suo impasto, nella modellatura, nell'essiccazione e nella cottura. Anticamente, dopo la modellatura, i mattoni venivano accatastati per l'essiccazione sotto le “gambette”, strutture simili a strette e lunghe tettoie, di cui ve ne sono ancora alcune testimonianze presso Barlassina.

Questa attività, non solo ha condizionato il tipo di attività antropica, ma ha anche contribuito alla radicale modifica della morfologia di alcune aree del territorio. Lo sfruttamento delle cave d'argilla ha infatti

determinato l'asportazione di spessori considerevoli di coperture superficiali su vaste aree, lasciando sul terreno evidenti "buchi", ormai coperti da vegetazione boschiva e alberi di robinia.

Maggiori evidenze si hanno nell'area del "pianalto delle Groane" (oggi Parco Regionale) dove, le prime fornaci del "pianalto" risalgono al 1730/1760, sono ben visibili cave abbandonate e vecchie fornaci ad esse adiacenti lasciate al degrado. Le cave abbandonate sono localizzate nelle aree boschive di Misinto, Barlassina, Cogliate, Solaro, Ceriano Laghetto, disseminate un po' ovunque sul "pianalto" tra Meda e Figino Serenza e nella valle del Lambro come presso Briosco.

Negli ultimi anni queste aree degradate sono oggetto di programmi di recupero e riqualificazione ambientale; inserite in parchi regionali (Parco delle Groane, Parco della Brughiera Briantea, Parco della Valle del Lambro), ospitano spesso aree umide e riserve naturali per la tutela della fauna e della flora endemica della zona dell'alta pianura milanese.

2.5.2. - La Pianificazione provinciale in tema di cave

Sull'area del foglio insistono 16 cave censite dai Piani Cave Provinciali (Deliberazioni del Consiglio Regionale n. VII/728 del 25 febbraio 2003 relativa alla Provincia di Como, n. VIII/166 del 16 maggio 2006 relativa alla Provincia di Milano – allora comprensiva anche del territorio di Monza e Brianza; i venti Piani Cave delle Province di Lecco e Varese non comprendono cave attive nell'area del Foglio). Tutti i 16 siti sono dedicati all'estrazione di terreni sciolti (ghiaia e sabbia; Tab. 9).

Non figurano nell'elenco le grandi cave storiche di pietra da calce ricadenti in Provincia di Lecco, vuoi perché dismesse (Rio Gambaione 1, Baggero Ovest) o recuperate dal punto di vista ambientale e ricreativo (Baggero Est), vuoi perché, seppure in attività, sono state registrate come miniere di marna (Brenno della Torre e Rio Gambaione 2, entrambe attualmente di proprietà della multinazionale svizzera Holcim). I dati disponibili sulle dimensioni e l'attività di queste "miniere" sono più scarsi e spesso presentati solo in forma aggregata (v. PROVINCIA DI LECCO, 2003); quel che è certo sono le notevolissime dimensioni delle aree estrattive (circa 43 ha per la sola parte attiva di Brenno della Torre, ben 116 ha per Rio Gambaione 2) e gli ingenti volumi di materiale estratto, per lo più tramite abbassamento dei piazzali: 1.110.672 t nel solo anno 2002, dato però cumulato tra le miniere di Brenno della Torre, Rio Gambaione 2 e Alpetto (quest'ultima in Comune di Cesana Brianza e ricadente nell'adiacente Foglio Como).

Altrettanto dimenticate dai Piani Cave ufficiali sono le numerose cave di pietre da mola o da frantoio, più raramente da costruzione, abbandonate da tempo ma ancora riconoscibili in quanto affioramenti “anomali” e documentate nelle classiche monografie di BREISLAK (1822) E JERVIS (1874). Esse si posizionano di preferenza nelle aree di affioramento dell’Arenaria di Sarnico, del Flysch di Bergamo e delle Arenarie di Briosco (pietra da mola, *moléra* in dialetto), nonché del Conglomerato di Sirone (pietra da frantoio). Significativi anche gli sbancamenti di limo lacustre e di marna in località Fornaci di Briosco, dove è stata attiva a lungo l’industria dei laterizi.

Tab. 9. – Dati di sintesi sulle 16 cave attive sull'area del Foglio Seregno (Fonte: Piani Cave provinciali)

IDENTIFICATIVI E LOCALIZZAZIONE					TIPO DI ATTIVITA'		PARAMETRI QUANTITATIVI	
Cava	Località	Comune	Prov.	Materiale cavato	Tipo di scavo	Stato dello scavo	Superficie (ha)	Riserve complessive (m ³)
ATEg1	Montina	Cucciago – Vertemate con Minoprio	CO	ghiaia e sabbia	a fossa + di versante	in attività	18,9	3.000.000
ATEg2	Fontanino	Luisago – Villa Guardia	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	17,5	1.450.000
ATEg3	Madonna di Campagna	Grandate	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	1,8	450.000
ATEg9	Cermenate	Cermenate	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	sfruttabile	20,0	3.000.000
ATEg10	Cascine Mirovano	Alzate Brianza	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	sfruttabile	10,1	900.000
ATEg11	Ronco Vecchio	C.na Rizzardi – Fino Mornasco	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	8,1	600.000
ATEg13	Baraggiola	Bulgarograsso	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	5,2	1.650.000
ATEg14	Crotto	Fino Mornasco	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	2,9	200.000
ATEg15	Bernate Rosales	Casinate con Bernate	CO	ghiaia e sabbia	a fossa + di versante	in attività	7,0	520.000
Rg5	Molino Romana	Fino Mornasco	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in recupero	4,4	250.000
CRT1	Traversera	Carate Brianza – Verano Brianza	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	8,6	710.000
CRT2	Campo dell'Oca	Carate Brianza	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	2,6	130.000
DE2	Valassina	Desio	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	2,1	360.000
ATEa1-C2	Cascina Cacciatori delle Alpi	Seveso	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	9,4	140.000
ATEa1-C3	Via Oberdan	Limbrate	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	1,15	17.000
ATEa1-C3	Osteria della Fornace	Barlassina	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	1,75	25.000
Tot.							121,5	13.402.000

2.6 - PATRIMONIO GEOLOGICO

Appare opportuno menzionare quegli elementi geologici del territorio ritenuti meritevoli di tutela in quanto riconosciuti come beni geologici. I cosiddetti geositi sono individuati qualora a essi sia possibile associare un valore scientifico, ai fini della comprensione dei processi geologici in atto e/o nei termini dell' esemplarità didattica. I geositi trovano una posizione ben definita nella normativa comunitaria, in particolare nella Raccomandazione del Consiglio d'Europa Rec(2004) sulla conservazione del patrimonio geologico e delle aree di particolare interesse geologico, adottata dal Comitato dei Ministri il 5 maggio 2004, e sono stati riconosciuti come "istituzioni per la tutela della natura" nel Piano Territoriale Paesaggistico Regionale (PTPR) adottato dal Consiglio Regionale della Lombardia con Deliberazione n. VIII/874 del 30 luglio 2009. I repertori del PTPR sono congruenti con l'allegato 14 della Deliberazione di Giunta Regionale n. VIII/7374 del 28 maggio 2008 ("Criteri ed indirizzi per la definizione della componente geologica, idrogeologica e sismica del Piano di Governo del Territorio"), cui si è fatto riferimento per l'individuazione dei geositi nell'area del Foglio Seregno.

I 12 geositi ricadenti nell'area del Foglio (Tab. 10) sono stati classificati da un punto di vista tipologico, secondo le indicazioni del progetto "Conservazione del patrimonio geologico italiano" coordinato da ISPRA, sulla base del motivo d'interesse scientifico prevalente e sul livello al quale l'interesse si esplica (da locale e mondiale). Come si può notare, la tipologia dominante è quella riferita alla presenza di sezioni-tipo e località-tipo di unità litostratigrafiche afferenti ai cataloghi nazionali, ma anche i geositi legati al modellamento glaciale sono ben rappresentati. La tabella evidenzia puntualmente le coerenze tra i geositi e le altre istituzioni di tutela ambientale eventualmente presenti: aree protette, riserve naturali, Siti di Importanza Comunitaria (SIC) e prescrizioni specifiche dei Piani Territoriali di Coordinamento Provinciali (PTCP).

Tab. 10 - Dati di sintesi sui 12 geositi riconosciuti da Regione Lombardia sull'area del Foglio Seregno (fonti: PTPR 2009 e D.G.R. 7374/2008)

Provincia	Nome Sito	Ricadente in area protetta	Riserva Naturale	Valore	Livello	Rapporti con Rete Natura 2000 (Dir 92/43/CEE e 79/409/CEE)	PTCP
CO	Fontana del Guercio		X	Idrogeologico	Regionale	SIC IT2020008	
CO	Lago di Montorfano		X	Geografico	Regionale	SIC IT2020004	
CO	Montorfano			Geologia stratigrafica	Nazionale		
CO	Orrido di Inverigo	Parco della Valle del Lambro		Geomorfologico	Regionale		
CO	Riva orientale del Lago di Alserio	Parco della Valle del Lambro	X	Naturalistico	Regionale	SIC IT2020005	
LC	Collina di Sirone			Geologia stratigrafica	Nazionale		
LC	Formazione di Brenno – Località tipo	Parco della Valle del Lambro		Geologia stratigrafica	Nazionale		
LC	Formazione di Cibrone – Località tipo	Parco della Valle del Lambro		Geologia stratigrafica	Regionale		
LC	Formazione di Tabiago – Sezione tipo			Geologia stratigrafica	Nazionale		
MB	Bevera di Brioso	Parco della Valle del Lambro		Geologia stratigrafica	Regionale		
MB	Morena di Camparada			Geomorfologico	Regionale		X
MB	Sasso di Guidino			Geomorfologico	Regionale		X

3. - GRANDI OPERE D'ARTE.

3.1 - GALLERIE

La morfologia da pianeggiante a blandamente collinare che caratterizza pressoché la totalità dell'area del Foglio non ha reso necessaria l'esecuzione di tunnel particolarmente significativi: si segnalano solo le cinque gallerie realizzate lungo la linea ferroviaria Como-Molteno-Lecco, per una lunghezza complessiva di 2665 m circa, che consentono l'attraversamento di sistemi di cordoni morenici a direzione prevalente Nord-Sud, riferiti in quattro casi su cinque al Sintema di Cantù.

3.2 - STRADE

La rete stradale assomma a 2208,1 km (dati CT10 aggiornati al 2002), con una densità di 3,28 km/km² che risulta inferiore, benché non drammaticamente, al dato lombardo (4,92 km/km²) e nazionale (5,72 km/km²). La distribuzione della rete è scarsamente condizionata dalla fisiografia del territorio, data l'assenza di rilievi proibitivi: solo il tracciato forzosamente rettilineo della SS 36 ha reso necessaria l'esecuzione di sbancamenti significativi in substrato lapideo (es. Tabiago, loc. Paradiso a Garbagnate Monastero) o di viadotti a scavalco delle incisioni fluviali (es. il viadotto sul Lambro a Briosco).

3.3 - FERROVIE

L'area del Foglio Seregno è attraversata da una fitta rete ferroviaria: i principali assi Nord-Sud, rappresentati dalle linee Milano-Varese-Laveno, Milano-Chiasso, Milano-Asso, Monza-Molteno, Milano-Tirano e Milano-Carnate-Lecco sono intersecati dalla linea Como-Molteno-Lecco, che all'altezza di Merone-Baggèro ha reso necessari alcuni sbancamenti significativi nel substrato roccioso, dalla linea Saronno-Seregno (limitata al traffico merci) e dalla linea Seregno-Bergamo, a prevalente direzione Est-Ovest. Al sedime ferroviario delle linee in esercizio si deve aggiungere, nel computo, anche la linea Varese-Como dismessa nel 1966.

Le linee in attività si sviluppano su una lunghezza totale di 189,8 km (0,28 km/km², ben al di sopra del dato lombardo di 0,06 km/km² e nazionale di 0,05 km/km²), disponendosi spesso parallelamente alla viabilità

principale, con dislivelli assai contenuti e, per contro, raggi di curvatura localmente esigui.

BIBLIOGRAFIA

- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET, R., BONNEAU, M., CADET, J.P., GUILLOT, P.L., LACOUR, A., PIAT, B., VICENTE, J.C. (1970) - *Sur un bassin de flysch: stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes orientale, Italie)*. Bull. Soc. Geol. France, 7-12, 4, p. 612-658.
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO, (2001) - *Piano stralcio per l'assetto idrogeologico*.
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO, (2003) - *Rapporto sulla piena del novembre 2002 in Lombardia - fiumi Lambro e Adda sottolacuale*.
- AVANZINI M., BERETTA G.P., FRANCANI V., NESPOLI M. (1995) - *Indagine preliminare sull'uso sostenibile delle falde profonde nella Provincia di Milano*. C.A.P. Milano.
- BALL J. (1863) – *On the formation of Alpine Valleys and Alpine Lakes*. Phil. Mag. 25: 81-103, London.
- BERETTA G.P. (1984) - *Studio idrogeologico del territorio canturino*. COSTRUZIONI, ANNO XXXIII, n. 344, AGOSTO, MILANO.
- BERETTA G.P., DENTI E., FRANCANI V., SALA P. (1984) - *Lineamenti idrogeologici del settore sublacuale della provincia di Como*. ACQUE SOTTERRANEE, n. 4, DICEMBRE, MILANO.
- BERETTA G.P., CAVALLIN A., FRANCANI V., MAZZARELLA S., PAGOTTO A. (1985) - *Primo bilancio idrogeologico della Pianura Milanese*. Acque sotterranee, n. 2-3-4; giugno-settembre-dicembre, Milano.
- BERETTA G.P., DENTI E., FUMAGALLI L., SALA P. (1986) - *Note sull'idrogeologia delle città di Como e Lecco*. Mem.Soc.Geol.It., vol. XXXII, Società Geologica Italiana, Roma.
- BERNOULLI, D. (1964) – *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente*. Beitr. Geol. Karte Schweiz NF 118, 134 pp.
- BERNOULLI, D. (1980) - *Ternate Formation, a Late Eocene bioclastic submarine fan*. In TRUMPY, R., (ED.), *Geology of Switzerland, a guide book*. Schweiz Geol. Komm., p. 204-205.

- BERNOULLI, D., BICHSEL, M., BOLLI, H., HÄRING, M., HOCHULI, P. (1981), *The Missaglia Megabed, a catastrophic deposit in the Upper Cretaceous Bergamo Flysch*. Ecl. Geol. Helv., 74, 421-442.
- BERNOULLI D., BERTOTTI G. & ZINGGG.A. (1989) - *Northward thrusting of the Gonfolite Lombarda (South Alpine Molasse) onto the Mesozoic sequence of the Lombardian Alps: implications for the deformation history of the Southern Alps*. Eclogae geol. Helv., 82(3), 841-856.
- BERNOULLI, D., GIGER, M., MUELLER, D., ZIEGLER, U.R.F. (1993). *Sr-isotope stratigraphy of the Gonfolite Lombarda Group (South-Alpine Molasse, northern Italy) and radiometric constraints for its age of deposition*. Eclogae Geol. Helv. 86, 751 - 767.
- BERNOULLI, D., GUNZENHAUSER, B. (2001) - *A dolomitized diatomite in an Oligocene ± Miocene deep-sea fan succession, Gonfolite Lombarda Group, Northern Italy*. Sedimentary Geology 139, 71-91.
- BERSEZIO (1989)** SASS DE LA LUNA
- BERSEZIO, R. (1992) – *La successione aptiana-albiana del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Giorn. Geol. 54, 125-146.
- BERSEZIO R (2005) *Sass de la Luna*. IN: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P, PETTI FM (eds) *Carta Geologica d'Italia – 1: 50.000, Catalogo delle Formazioni – unità validate*. Quad APAT Ser III 7/VI: 106-110.
- BERSEZIO R., BINI A. GIUDICI M. (1999) – *Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: ioninif facies analysis and numerical modelling*. Sedim. Geol. 129:327-344.
- 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)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 94, 425-454.
- BERSEZIO, R., FORNACIARI, M., GELATI, R., (1990). *Carta geologica della fascia collinare Sudalpina tra la Brianza ed il Lago d'Iseo*. Mem. Soc. Geol. It., 45, p.107-110.

- BERSEZIO R., FORNACIARI M., GELATI R., NAPOLITANO A., & VALDISTURLO A. (1993) - *The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian Southern Alps*. Géologie Alpine, 69, 3-20
- BERSEZIO, R., FORNACIARI, M., (1994). *Syntectonic Upper Cretaceous deep-water sequences of the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy)*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 87/3, 833-862.
- BERSEZIO, R., FORNACIARI, M., MONESI, C. (2000). *Coperture Cretaciche*. In: JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA, C. (Eds), *Note Illustrative della Carta Geologica della Provincia di Bergamo alla Scala 1:50.000*. Provincia di Bergamo.
- BERSEZIO R., FANTONI R. & PESSINA C. (2001) - *L'assetto strutturale del margine sudalpino-padano: contributo alla conoscenza del sottosuolo nel settore bergamasco*. Geol. Insubr., 6 (1), 81-93.
- BIANCHI, A., BONI, A., CALLEGARI, E., CASATI, P., CASSINIS, G., COMIZZOLI, G., DAL PIAZ, G.B., DESIO, A., GIUSEPPETTI, G., MARTINA, E., PASSERI, L.D., SASSI, F.P., ZANETTIN, B., ZIRPOLI, G. (1971) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 34 Breno*. Nuova Tecnica Grafia, Roma, 134 pp.
- BICHSEL, M., HÄRING, M., (1981). *Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy*. Ecl. Geol. Helv., 74, 383-420.
- BINI A. (1987) – *L'Apparato Glaciale Würmiano di Como*. Tesi di dottorato di ricerca, Università degli studi di Milano: 1-569.
- BINI A. (1997) – *Problems and methodologies in the study of quaternary deposits of the southern side of the Alps*. Southern Alps Quaternary Geology, IGCP 378 Meeting, Lugano ottobre 1995. Geologia Insubrica 2(2): 11-20.
- BINI A. (1997) - *Stratigraphy, chronology and palaeogeography of quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy-Switzerland)*. Geol. Insubr. 2/2 (1997) 21-46.
- BINI A., BOSI C., CARRARO F., CASTIGLIONI G.B. (1992) – *Cartografia geologica del Quaternario continentale*. CNR, Commissione per la cartografia geologica e geomorfologica: Carta Geologica d'Italia – 1:50.000 Guida al rilevamento. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale s III, 1: 67-86.

- BINI A., COUTERAND S., BUONCRISTIANI J., ELLWANGER D., FELBER M., FLORINETH D., GRAF H., KELLER O., KELLY M., SCHLUCHTER C., SCHÖNECH Ph (in stampa) – *LGM-Karte der Schweiz*. Servizio topografico nazionale Swisstopo.
- BINI A., FELBER M., DA ROLD A., ZUCCOLI L. (1995) – *Geological survey of Late-Tertiary and Quaternary deposits in the area of the Lago Maggiore and Lago di Como (Southern Switzerland and Northern Italy)*. Abstracts XIV International Congress INQUA, Berlin 1995, Terra Nostra 2/95:29.
- BINI A. & ZUCCOLI L. (1999). *Ambiguità del termine ferretto. Convegno: conoscenze e salvaguardia delle aree di pianura*. Ferrara, 9-10 novembre 1999. Volume: comunicazioni: 23-25
- BONARELLI G. (1894) – *Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo*. Atti Acc. delle Scienze, 30, 18 pp.
- BONI, A., CASSINIS, G., CAVALLARO E., CERRO, A., FUGAZZA, F., ZEZZA, F., VENZO, S., MEDIOLI, F. (1968) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 47 Brescia (II ed.)*. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (NA).
- BONI, A., CASSINIS, G., VENZO, S. (1970) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F.47 Brescia*. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (NA), 93 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (EDS.), (2000). *Catalogue of Strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1980*. Ann. Geofis., 43, 609-868.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (EDS.) (1997). *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980, vol. 2*. ING-SGA, Bologna, 644 pp
- BREISLACK S. (1822) – *Descrizione geologica della provincia di Milano*. Regia Stamperia: 260, Milano.
- BREISLAK S., (1822) - *Osservazioni sulle colline di San Colombano e della Stradella. Descrizione geologica della provincia di Milano*, Imperial Regia Stamperia, Milano, *quante* pp. ?
- BREVIGLIERI P. (1991) – *I depositi quaternari del territorio compreso tra la valle del T. Terrò e la valle del F. Lambro (CO)*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1990-1991.

- BRONGNIART, A. (1827) – *Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes*. F.G. Levrault, Parigi, 144 pp.
- CADEL, F., (1974), *Composizione e significato paleogeografico del Conglomerato di Sirone*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- CARRAPA B., DI GIULIO, A. (2001) - *The sedimentary record of the exhumation of a granitic intrusion into a collisional setting: the lower Gonfolite Group, Southern Alps, Italy*. *Sedimentary Geology* 139, 217-228.
- CASATI P. (1986). *L'acqua nel territorio di Monza: passato, presente e futuro*. Tip. Borghi, Monza, --- pagg.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (2006). *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione I.1*. INGV-CNT, Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>.
- CASTELLARIN (1976) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch Sudalpino Cretacico*. *Boll. Soc. Geol. It* 95, 501-511.
- CASTELLARIN, A., CANTELLI, L., FESCE, A.M., MERCIER, L., PICOTTI, V., PINI, G.A., PROSSER, G., SELLI, L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. *Annales Tectonicae* 6, 62-94
- CASTELLARIN, A., PICOTTI, V., CANTELLI, L., CLAPS, M., TROMBETTA, L., SELLI, L., CARTON, A., BORSATO, A., DAMINATO, F., NARDIN, M., SANTULIANA, E., VERONESE, L., BOLLETTINATI, G. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica alla scala 1:50.000 - F.80 Riva del Garda*. L.A.C., Firenze, 145 pp.
- CHELUSI, I. (1903) - *Sulla natura e sulla origine del conglomerato di Como*. *Atti Soc. It. Sc. Nat.* 42.
- CHERUBINI (1841)**
- CITA M.B. (1957) - *Sintesi stratigrafica della Gonfolite*. *Riv. It Pal. Strat.*, 63.
- CITA, M.B., PREMOLI SILVA, I., TOURKMARKINE, M., BOLLI, H., LUTERBACHER, H.P., MOHLER, H.P., SCHAUB, H. (1968). *Le Paleocene et l'Eocene de Paderno d'Adda (Italie Septentrionale)*. *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 58, p. 611-627.

- COLLEGNO G. (1844) – *Note sur le terrain erratique du revers meridional des Alpes*. C.R. Acad. Sc. Paris 18: 523.
- COLLEGNO G. (1845) - *Note sur le terrain erratique du revers meridional des Alpes*. Bull. Soc. Géol. France 2a, 2: 284-303, Paris.
- COLLEGNO G. (1847) – *Elementi di geologia pratica e teorica, destinati principalmente ad agevolare lo studio del suolo in Italia*. Pomba & C. Ed., Torino, 447.
- COMIZZOLI, G., GELATI, R., PASSERI, L.D. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 45 Milano e F.46 Treviglio*. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (NA), 53 pp.
- CONSORZIO PER L'ACQUA POTABILE AI COMUNI DELLA PROVINCIA DI MILANO (1973) - *Depauperamento delle risorse idriche sotterranee nel Comprensorio della Brianza a Nord del Canale Villoresi*. Settembre, Milano.
- CONSORZIO PER L'ACQUA POTABILE AI COMUNI DELLA PROVINCIA DI MILANO (1983) - *Studio idrogeologico della pianura compresa tra Adda e Ticino*. A cura di Cavallin A., Francani V., Mazzarella S. Costruzioni, anno XXXII, n. 326 e 327, febbraio, Milano.
- CORSELLI C., CREMASCHI M., VIOLANTI D. (1985) – *Il canyon messiniano di Malnate (Varese): pedogenesi tardomiocenica ed ingressione marina pliocenica al margine meridionale delle Alpi*. Riv. It. Paleont. Strat. 91(2) 259-286.
- CRINITI G. (1994) – *I depositi del Quaternario nel territorio a sud del Lago di Pusiano*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1993-1994.
- CATTANEO C. (1844) - *Notizie Naturali e Civili su la Lombardia*. Milano, 492 pp.
- CURIONI G., (1877) - *Geologia applicata delle Province Lombarde*. Ed. Hoepli, Milano, 714 p.
- DALLA, S., ROSSI, M., ORLANDO, M., VISENTIN, C., GELATI, R., GNACCOLINI, M., PAPANI, G., BELLI, A., BIFFI, U., CATRULLO, D. (1992) - *Late Eocene-Tortonian tectono-sedimentary evolution in the western part of the Padan Basin (northern Italy)*. Paleontologia i Evolució 24/25, 341-362.

- DAL PIAZ, G.B. (1929) – *Nuove osservazioni sull'Oligocene italiano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei 9, serie 6, 910-913.
- DA ROLD O. (1990) – *L'Apparato glaciale del Lago Maggiore, settore orientale*. Tesi di dottorato di ricerca. Università degli Studi di Milano: 1-122.
- DE ALESSANDRI, G., (1899). *Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia*. Atti Soc. It. Sci. Nat., 38.
- DE CELLES, P.G., GILES, K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. Basin Res., 8, 105-123.
- DE CRISTOFORIS, (1838). *Sulla puddinga di Sirone*. Bibl. Ital., 89.
- DE LA BECHE, H.T. (1837) – *Geologic Manual*. Londra.
- DELFRATI, L. (2003) – *Peliti di Lurate Caccivio*. Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane, Accordo di Programma SGN-CNR, scheda in revisione.
- DELL'ORSINA F., PISOTTI J., SGANGA F. (1999) – *Carta inventario delle frane della Provincia di Lecco*. Pubblicazione CNR 1942.
- DE MORTILLET G. (1861) – *Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes*. Atti Soc. It. Sc. Nat. 3: 44-81, Milano.
- DE ROSA, E., RIZZINI, A. (1967). *Prealpi flysch near Bergamo*. In: *Sedimentological Characteristics of some italian turbidites*. Geol. Rom., p. 356-362.
- DESOR E. (1860) – *Quelques considérations sur la classification des lacs a propos des bassins du revers méridional des Alpes*. At. Soc. Elv. Sc. Nat.: 123-135, Lugano.
- DI GIULIO, A., CARRAPA, B., FANTONI, R., GORLA, L., VALDISTURLO, A., (2001). *Middle Eocene to Early Miocene evolution of the western Lombardian segment of the South Alpine foredeep (Italy)*. International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.), 90, p. 534-548.
- DICKINSON, W., (1970). *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petr., 40, p. 695-707.
- DONDI L., D'ANDREA, G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giorn. Geol., Ser 3, 48, 197-225.

- 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, bearing on the interpretation of the Alpine tectonic history*. In: 3th Workshop on Alpine Geological Studies. Mem. Sci. Geol., 51, p. 47-61.
- FANTONI R., MASSARI F., MINERVINI M., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2001) - *Il Messiniano del margine sudalpino lombardo: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico deposizionale*. Geol. Ins. 6, 95-108
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F. (2004). *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps-Po Plain border in Lombardy* Boll. Soc. Geol. It., 123 (2004), 463-476, 9 ff.
- FELBER M. (1993) – *La storia geologica del Tardo Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Diss. ETH 10125: 617.
- FELLIN, M.G., SCIUNNACH, D., TUNESI, A., ANDÒ, S., GARZANTI, E., VEZZOLI, G., (2005). *Provenance of detrital apatites from Upper Gonfolite Lombarda Group (Miocene, NW Italy)*. GeoActa, 4, p. 43-56.
- FERNANDEZ, D., (1963). *Depositi di correnti di torbidità nelle Prealpi Bergamasche: le arenarie del Cretacico superiore (Coniaciano)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 102, p. 83-122.
- FIorentini POTENZA, M. (1957) – *Ricerche stratigrafico-petrografiche sulla molassa subalpina terziaria comasca (Gonfolite)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. A 92, 16-22.
- FOLK, R., (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Bookstore, Austin, p. 182.
- FORNACIARI, M., (1989). *Stratigrafia ed assetto strutturale delle unità cretacico-superiori del bacino lombardo tra la Brianza e il Lago d'Iseo*. Tesi di Dottorato, Università di Milano.
- FORNACIARI M., NOLLI, V., REDAELLI M. (1988). *Le unità Cretaciche tra Motevecchia e Colle Brianza (Prov. Di Como): caratteri e lineamenti strutturali*. Ist. Lomb. Accad. Sci. Lett. B 122, 159-184.
- FRANCANI V., BERETTA G.P., SCESI L. (1981) - *Caratteri idrogeologici della parte meridionale della provincia di Como*. Le Strade, anno LXXXIII, n. 1199, novembre-dicembre, Milano.

- FRANCANI, V., SCESI L. & G.P. BERETTA. (1983). *Studio idrogeologico del Lago di Alserio (provincia di Como). I e II parte*. Costruzioni, 334: 1411-1429.
- FRANCHINO, A., CAIRO, E. (1985) – *Segnalazione di Eocene inferiore e medio nell'area a Sud di Montevecchia (Brianza Orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia 30, 234-240.
- GAETANI M., GIANOTTI R (1981). Foglio 31 Como. In: Castellarin A (Ed) *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1: 200.000)*. Pubb n 441, Prog Fin Geodinamica, CNR, pp 179-184
- GALBIATI, B., (1969). *Stratigrafia e tettonica delle colline di Montevecchia e Lissolo (Brianza orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 20, p. 101-119.
- GASTALDI B. (1875) – *Sur les glaciers pliocènes de Mr Desor*. Atti R. Accad. Scienze di Torino 10.
- GAVAZZI A., MILETTA S., SCIUNNACH D., TREMOLADA F., (2003). *Eocene plagioclase-arenites from the Southern Alps: record of a "meso-alpine" volcanic arc*. Ann. Univ. Sc. Budapestinensis, Sect. Geol. 35, 102-103, Budapest.
- GELATI, R., CASCONI, A., PAGGI, L., (1982). *Le unità Aptiano-Maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., 88, p. 75-112.
- GELATI, R., PASSERI, L., (1967). *Il Flysch di Bergamo: nuova formazione cretacea delle Prealpi Lombarde*. Riv. It. Paleont. Strat., 73, p. 835-850.
- GELATI R., NAPOLITANO, A. & VALDISTURLO, A. (1988) - *La "Gonfolite Lombarda": stratigrafia e significato nell'evoluzione del margine sudalpino*. Riv. It. Pal. Strat., 94: 285-332, Milano.
- GELATI, R., NAPOLITANO, A., VALDISTURLO, A. (1991) - *Results of the studies on the Meso-Cenozoic succession in the Monte Olimpino 2 tunnel. The tectono-sedimentary significance of the «Gonfolite Lombarda»*. Riv. It. Paleont. Strat. 97, 565-598.
- GIGER, M., HURFORD, A. (1989). *Tertiary intrusives of the Central Alps: their Tertiary uplift, erosion, redeposition and burial in the south-alpine foreland*. Eclogae Geol. Helv. 83 (3), 857-866.
- GNACCOLINI M. (1968) IN DESIO

- GNACCOLINI, M., (1971). *Sedimentologia dei Conglomerati di Sirone*. Riv. It. Paleont. Strat., 77, p. 1-9.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004). *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna.
<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>
- GUERRIERI F. (2001) - *I depositi Plio-quaternari tra la Valle del Torrente Seveso e la Valle di Brenna*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 2000-2001.
- GUIDOBONI E. & COMASTRI A. (2005). *Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century*. INGV-SGA, Bologna, 1037 pp.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G. & VALENSISE G. (2007). *Catalogo dei forti terremoti 461 a.C.-1997*.
<http://storing.ingv.it/cfti4med/>
- GUNZENHAUSER, B.A. (1985) - Zur Sedimentologie und Palaeogeographie der oligo-miocenen Gonfolite Lombardia zwischen Lago Maggiore und der Brianza SBeitr Geol Karte Schweiz 159:1±114

HÄRING (1978)

- JERVIS G. (1873) *I tesori sotterranei d'Italia*. Ed. Loescher, Torino
- KLEBOTH, P., (1982). *Stratigraphie Stratigraphie und Sedimentologie der höheren Oberkreide und des Altertiärs der Brianza (Provinz Como, Italien)*. Memorie di Scienze Geologiche, 35, p. 213-292.
- KOVACS M. (1995) – *Geologia del quaternario della Brianza tra i laghi di Annone e Pusiano*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1994-1995.
- INGV (ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA). *Bollettino sismico mensile*.
<http://legacy.ingv.it/roma/reti/rms/bollettino/index.php?lang=it>
- LEZZIERO A. (1996) - *Geologia del quaternario del territorio tra i monti Boletto, Bolletone e il Lago di Alserio*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1995-1996.
- LOMBARDINI E. (1861) – *Studi sull'origine dei terreni quaternari di trasporto*. Giorn. Ing. Arch. 6: 513-516.

LONGO, V. (1968). *Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese*. PhD Thesis, ETH Zürich, Switzerland.

MANON ET ALII (2001)

MARIANI, E., (1899). *Ricerche micropaleontologiche su alcune rocce della Creta lombarda*. Atti. Soc. It. Sc. Nat., 38, p. 195-202.

MARTINI, E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: FARINACCI, A. (ED.), *Proceedings of the II Planktonic conference*, 739-785, Rome.

MARTINS, GASTALDI B. (1850) – *Essai sur les terrains superficiels de la Vallée du Po aux environs de Turin, comparés à ceux de la plaine Suisse*. Bull. Soc. Géol. France 20 maggio 1850 Paris.

MEZZOTTI M.C (1840). *Il cronista monzese. Cronichetta dal 1337 al 1517* rinvenute fra le carte Mezzotti da Castellambro. Milano.

MUTTI, E., NORMARK, W.R., (1987). *Comparing examples of modern and ancient Turbidite system: problems and concepts*. In LEGETT, J.K., ZUFFA, G.G. (eds.) *Marine clastic sedimentology*. Graham and Trotman, p. 1-38.

NAPOLITANO, A. (1983) - *Stratigrafia e sedimentologia della "Gonfolite" nel settore di Como*. Tesi di Laura inedita, Università di Milano.

NAPOLITANO, A. (1985) – *Stratigrafia e sedimentologia della "Gonfolite" nel settore di Como*. Rend. Soc. Geol. It 8, 69-72.

NANGERONI G. (1940) – *Considerazioni sul Quaternario dell'alta pianura lombarda*. Boll. Com. Glac. Ital. 20: 63-72, Torino.

NANGERONI G. (1954) – *Il glaciale quaternario nell'anfiteatro Verbano e lungo i rami del Lario*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. 87.

NANGERONI G. (1969) – *Note geomorfologiche sui monti ad occidente del Lario Comasco*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 109(2): 97-184, Milano.

NANGERONI G. (1969) – *I monti dell'Alto Lario occidentale*. L'universo 3.

NANGERONI G. (1969) – *Note sulla geomorfologia del gruppo montuoso Cornizzolo-Moregallo-Corni di Canzo (Prealpi Comasche)*. Mus. Civ. di St. Nat. Scritti sul Quaternario in onore di A. Pasa: 249-303, Verona.

NANGERONI G. (1974) – *La geomorfologia delle montagne lariane*. Atti Soc. It. Sc. Nat. 115(1): 5-116, Milano.

NORMARK, W.R., POSAMETIER, H., MUTTI, E., (1993). *Turbidite systems: state of the art and future directions*. Rev. Geoph. 31, p. 91-116.

NOVARESE (1937)

OMBONI G. (1855) – *Elementi di storia naturale, Geologia*. Milano Tip. Turati.

OMBONI G. (1856) – *Cenni sullo stato geologico dell'Italia come appendice al corso di Geologia di Beudant*. Tip. Vallardi, Milano, 163pp.

OMBONI G. (1860) – *Sul terreno erratico della Lombardia. Brani di una memoria dell'A. letto nell'Adunanza del 20 Novembre 1859*. Atti Soc. It. Sc. Nat. 2: 6-21, Milano.

OROMBELLI G. (1976) – *Indizi di deformazioni tettoniche quaternarie al margine meridionale delle prealpi comasche*. Quaderno 3, Gruppo di studio del Quaternario padano, Torino, 25-37.

OROMBELLI G. (1987) – *Nuove datazioni c14 per il quaternario superiore delle alpi centrali*. Natura bresciana vol 23 pag 343-346

PELLIZZARI N. (1994) – *Geologia del quaternario della Vallassina meridionale e del territorio di Erba*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1993-1994.

PENCK A., BRÜCKNER E. (1909) – *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd 3: 772-789, Leipzig.

PIFFNER

PIAT, P., (1963). *Etude géologique de la région de Trescore Balneario (Alpes Méridionales, Province de Bergame, Italie)*. Bull. Soc. Geol. France, 7/5, p. 767-774.

POLETTI, L., PREMOLI SILVA, I., MASETTI, D., PIPAN, M., CLAPS, M., (2004). *Orbitally driven fertility cycles in the Palaeocene pelagic sequences of the Southern Alps (Northern Italy)*. Sed. Geol., 164, p. 35-54.

PORTIS A. (1889) - *Avanzi di Tragulidi oligocenici nell'Italia settentrionale*. Atti R. Acad. Sc. Fis. Mat. Napoli, 4-14.

PRACCHI R. (1938) – *Il morenico della conca di Rezzago in Valsassina*. Boll. Comit. Glac. It. 18: 119-128, Torino.

- PRACCHI R. (1939) – *Geomorfologia dell'Alta Brianza*. Contributi studi geografia Univ. Cattolica ser 10, 1: 183-241, Milano.
- PRACCHI R. (1954) – *Il Quaternario del Lario occidentale*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 39(1/2): 101-179, Milano. PREMOLI SILVA, I., LUTERBACHER, H., (1966). *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy)*. Riv. It. Paleon., 72, p. 1183-1266.
- PREMOLI SILVA, I., LUTERBACHER, H. (1966). *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy)*. Riv. It. Paleon., 72, p. 1183-1266.
- PROVINCIA DI LECCO (2003) – *Rapporto sullo Stato dell'Ambiente*
- PROVINCIA DI MILANO (1995) - *Le risorse idriche sotterranee della Provincia di Milano. Vol. 1: lineamenti idrogeologici*. Assessorato all'ambiente e Politecnico di Milano, D.S.T.M.-Geologia applicata, Milano.
- PROVINCIA DI MILANO E AMBIENTE ITALIA (2007) – *Rapporto di sostenibilità (Da controllare: non citato nel testo)*
- RAMSAY A. C. (1862) – *On the glacial origin of certain lake*. Quater. Journal Geolog. Soc. 18.
- REDAELLI M. (1995) – *I depositi quaternari nel territorio compreso tra la Valle S. Croce e la Valle del fiume Lambro (Brianza orientale)*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1994-1995.
- REGIONE LOMBARDIA-ENI (2002) - *Geologia degli Acquiferi Padani della Regione Lombardia** (a cura di Carcano C. e Piccin A.). S.E.L.C.A., Firenze.
- REPOSSI, E. (1922) – *Il Conglomerato di Como*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei 31, ser. 5, 118-120/262-264.
- RIVA A. (1949) – *Saggio di rilevamento del morenico e dei terreni quaternari in genere tra il Canturino e la Brianza occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia III.
- RIVA A. (1953) – *Stato attuale dello studio del Quaternario del territorio a Sud del Lario e compreso tra l'Adda e l'Olona, fino alla latitudine di Monza*. La Ricerca Scientifica 23(2): 226-231.
- RIVA A. (1957) – *Gli anfiteatri morenici a Sud del Lario e le pianure diluviali tra Adda e Olona*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia 7: 93.

- ROBERTS, G. (1839) – *An etymological and explanatory dictionary of the terms and language of geology*. Longman, Orme, Brown, Green & Longmans, Londra, 183 pp.
- RÖGL F., CITA M.B., MÜLLER C. & HOCHULI P. (1975) - *Biochronology of conglomerate bearing molasse sediments near Como (Italy)*. Riv. It. Pal. Strat. 81, 57-88.
- SACCO F. (1885) – *Sull'origine delle vallate e dei laghi alpini in rapporto coi sollevamenti delle Alpi e coi terreni pliocenici e quaternari della Valle Padana*. Atti R. Acad. Sc. Torino 20: 481-505, Torino.
- SACCO F. (1893) – *Gli anfiteatri morenici del Lago di Como*. Atti R. Accad. Agric. Torino 36.
- SACCO F. (1936) – *Il fenomeno diluvio-glaciale nelle Alpi durante l'era terziaria*. Boll. Soc. Geol. It. fasc. 1: 63-115.
- SANTINI, L. (1956) - *Studio stratigrafico e micropaleontologico delle formazioni marnoso-arenacee della Gonfolite di Como*. Riv. Ital. Pal. Strat. 62, 239-264.
- SCARDIA, G., CARCANO, C., GHIELMI, M., ROGLEDI, S., SCIUNNACH, D., TREMOLADA, F., VEZZOLI, G. (2007) - *New stratigraphic data on the Neogene Southalpine Foredeep: constraints for Neoalpine tectonics*. 8th Workshop on Alpine Geological Studies, Davos (Switzerland), 68-69.
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps*. Mem. Sc. Geol., 44, 229-393.
- SCHIROLLI P. (2002) – *Calccare di Domaro*. Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Catalogo delle Formazioni. Quaderni, Ser. III, 7/3.
- SCHMIDT, V., MC DONALD, D.A. (1979) - *The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis*. SEPM Spec. Publ. 26, 175–207.
- SCHUMACHER, M.E., SCHÖNBORN, G., BERNOULLI, D. LAUBSCHER, H.P. (1996) - *Rifting and collision in the Southern Alps*. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. STECK, A. (Ed), *Deep structure of the Swiss Alps: Results of the National Research Program 20*. Birkhäuser, Basel, 186–204.
- SCIUNNACH, D., TREMOLADA, F., (2004). *The Lombardian Gonfolite Group in central Brianza (Como and Milano provinces): Calcareous*

nannofossil biostratigraphy and sedimentary record of neo-alpine tectonics. Eclogae Geologicae Helveticae, 97, p. 119-131.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1937) - *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 - Foglio 32 - Como*. Servizio Geologico d'Italia, Roma

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 - Foglio 45 - Milano*. Servizio Geologico d'Italia, Roma

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992)

SPREAFICO E. (1874) – *Conchiglie marine nel terreno erratico di Cassina Rizzardi presso Fino nella Provincia di Como*. Atti Soc. It. Sc. Nat. 17(4): 432-436, Milano.

SPREAFICO E., NEGRI, G., STOPPANI, A. (1873) – *Carta Geologica della Svizzera, F.24*. Bern.

SORDELLI, F. (1896) – *Flora fossilis insubrica. Studi sulla vegetazione di Lombardia durante i tempi geologici*. Tip. Cogliati, Milano.

STELLA A. (1895) – *Sui terreni quaternari della valle del Po in rapporto alla carta Geologica d'Italia*. Boll. R. Comit- Geol. 26(1): 108-136.

STOPPANI A. (1866/67) – *Note ad un corso annuale di geologia dettate per uso degli Ingegneri allievi del Reale Istituto Tecnico Superiore di Milano*. Tip. Bernardoni, Milano: 3 vol: vol 1: Dinamica Terrestre, vol 2: Geologia Stratigrafica.

STRINI A. (2001) – *Gli “Occhi Pollini” nella Brianza Orientale: genesi ed evoluzione nel quadro geologico regionale*. Tesi di dottorato di ricerca, Università degli Studi di Milano: 1-550

STRINI A. (2004) – *Il fenomeno “occhi pollini” della Brianza (Lombardia, Italia). Caratteristiche e genesi di cavità in depositi quaternari*. Quaderni di geologia applicata, 11 – 1:83-99.

STUCCHI M., ALBINI P. & BELLETTATI D. (EDS.) (1993). *Valutazione della attendibilità dei dati sismologici di interesse per il territorio della Regione Lombardia*. Rapporto tecnico per la Regione Lombardia, IRRS-CNR, Milano, 185 pp.

STUCCHI M., CAMASSI R., ROVIDA A., LOCATI M., ERCOLANI E., MELETTI C., MIGLIAVACCA P., BERNARDINI F. & AZZARO R. (EDS.) (2007). *DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*.

- <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>. Quaderni di Geofisica 49, INGV, 38 pp.
- TARAMELLI T. (1903) – *I tre laghi*. Tip. Artaria, Milano.
- TOMASI F. (2001) – *I depositi Plio-quadernari tra la Valle del Torrente Lura e la Valle del Torrente Seveso (CO)*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 2000-2001.
- TREMOLADA, F., SCIUNNACH, D., SCARDIA, G., PREMOLI SILVA, I., (2008). *Maastrichtian to Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy from the Tabiago section, Brianza area, northern Italy*. Riv. It. Pal. Strat. 114, 29-39.
- UGGERI A., CHIERA A., BINI A., CRIPPA F. (1994) – *I conglomerati del Ceppo di Varese. I depositi Plio-Quaternari e l'evoluzione del territorio varesino*. Guida alle escursioni Riunione autunnale Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia CNR, Varese: 94-98.
- UGOLINI F., OROMBELLI G. (1968) – *Notizie preliminari sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e fluvioglaciali fra l'Adda e l'Olona in Lombardia*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. A 102.
- VANNI M. (1933) – *Masso erratico sopra a Lenno (Lago di Como)*. Alpinismo Riv. Sez. CAI Torino 11(5).
- VARISCO, A., (1881). *Note Illustrative della Carta Geologica della Provincia di Bergamo*. Tip. Garuffi e Gatti, p. 130.
- VENZO, S., (1954). *Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretaceo-Eocene) del Bergamasco e della Brianza orientale*. Mem. Descr. Carta Geol. It. 31, p. 133.
- VICENTE, J.C., (1966). *Etude géologique de la région de Come et de la Brianza occidentale (Alpes Meridionales, Lombardie occidentale, Italie)*. Bull. Soc. Geol. France, 7/8, p. 967-985.
- VILLA A., VILLA G.B. (1844) – *Sulla costituzione geologica e geognostica della Brianza e segatamente sul terreno Cretaceo*. Spettatore Industriale n. 1 e 2. Idem in 8°, 46pp, Milano.
- ZANCHI A., BINI A., FELBER M., RIGAMONTI I., UGGERI A. (1997) – *Neotectonic evidences along the lombardian foothills og the southern Alps*. Geol. Insubr 2/2, 99-112.

ZUCCOLI L. (1997) – *Geologia dell'Alta Pianura lombarda tra i pianalti di Castelseprio e Tradate-Appiano Gentile*. Tesi di dottorato di ricerca, Università degli Studi di Milano: 1-453.

VIII. ANNEX I – ENGLISH LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

PO SYNTHÈME (POI)

Matrix supported sand to clast supported gravel and coarse sand with abundant coarse sandy matrix; fluvial and fan deposits characterized by debris flow. Shale and peat: lacustrine deposits. Unweathered. Morphologies are well expressed in fluvial plains of major streams.

UPPER PLEISTOCENE- OLOCENE.

LAKES SUPERSYNTHÈME – CANTÙ SYNTHÈME (LCN)

Massive diamictons matrix and clast supported: ablation till. Overconsolidated, matrix supported diamicton: lodgement till. Fine sand with stream ripples (type B); cross-laminated sand: fine to medium sand, dipping laminated beds of sand and gravels: fan delta. Often laminated silt, but massive too, and mostly massive sand. Frequent dropstones: glacialacustrine deposits. Massive and bedded coarse gravel, both matrix and clast supported; bedded massive and laminated sands, with tractive structures, alternating to sandy weakly cross-laminated silt; silty sand weakly clayey; alternating layers of clayey silt and sand; laminated sand passing upward to massive silty sand with gravel: fluviglacial deposits. The

matix colour is 10YR. Weathering from weak to unweathered, 1-1,5 m thick. Well preserved morphologies. (LCN).

CÀ MORTA SUBSYNTHÈME (LCN₃): sandy matrix supported massive diamictons; alternating gravels with coarse sandy matrix; clean gravel; low angle cross laminated coarse sand; fine sand and silt planar or wavy laminated: flow till. Massive matrix supported diamicton; some layers are overconsolidated: lodgement till. Laminated silt and shale in planar beds; planar laminated silt, fine sand and shale: proglacial lacustrine deposits. Alternating coarse sandy matrix gravel and lenses of medium to coarse sand, massive or cross laminated; sands from coarse to fine with silt planar or low-angle cross laminated: glacial contact deposits. Gravel with coarse sandy matrix alternating with clean gravel and medium to fine sand and from medium to coarse sand; planar and cross-hollow laminated medium to coarse sand: fluviglacial deposits. Matrix colour 10YR. Weathering from scarce to unweathered. Well preserved morphologies with great extension of lacustrine and glacial contact plains; well clear moraines.

CUCCIAGO SUBSYNTHÈME (LCN₂): matrix supported, overconsolidated massive diamicton: lodgement till. Matrix supported massive diamicton: ablation till. Clast supported massive diamicton; clast supported, rough bedded diamicton with aligned pebbles; matrix supported gravel alternating with fine gravel and coarse sand: flow till. Graded sand and fine gravel with cemented lenses. Massive or vaguely laminated sand: ice-contact deposits. Sand from medium to coarse, planar lamination: proglacial lacustrine deposits. Sandy matrix supported gravel; locally weak cementation: fluviglacial deposits. Matrix colour 10YR. Weathering from weak to unweathered. Well preserved morphologies.

FINO MORNASCO SUBSYNTHÈME (LCN₁): matrix supported massive diamicton: lodgement till. Clast supported, rough laminated diamicton: flow till. Fine to coarse sand, graded with sparse pebbles: ice contact deposits. Fine laminated sand: proglacial lacustrine deposits. Medium to coarse gravel: fluviglacial deposits. Matrix colour 10YR. Weathering from weak to unweathered. Evident morphologies with well preserved moraines and fluviglacial plains.

UPPER PLEISTOCENE.

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHÈME (CM)

Massive, overconsolidated matrix supported diamicton, colour 7.5YR (ALSERIO UNIT). Matrix supported massive diamicton: ablation and lodgement till (PIOT VALLEY UNIT). Gravel and sand, sometimes

cemented: fluviglacial deposits (ROVASCIO CONGLOMERATE).
Weathering variable from heavy to weak.

UPPER- MIDDLE PLEISTOCENE

VENEGONO SUPERSYNTHEME (VE)

Weakly clayey silt with sparse faintly weathered clasts: colluviated loess. Weakly sandy silt, fine gravel and coarse sand, few weathered polygenic gravels, clayey silt with sparse pebbles: alluvial deposits. Sandy silty matrix supported massive gravel; clast supported massive gravel: slope deposits. Colour 10YR, 5YR and 7.5 YR. This unit is the main cover of slopes and flat valleys of temporary or fossil streams. Practically it wraps the whole territory. The age of the Venegono Supersyntheme is not defined relating to a single depositional event. Such deposits, reworked on slopes or in fluvial environment, wrap all the units starting from the Bozzente Supersyntheme, then their maximum age is the same of the corresponding glacial events.

MIDDLE PLEISTOCENE

BESNATE SUPERSYNTHEME (BE)

Massive, matrix supported diamicton: glacial deposits. Stratified clast supported or matrix supported gravel: fluviglacial deposits. Few evolved weathering profile of about 4 m of thickness, with a mean of about 50% of clasts weathered. Preserved morphologies.

BULGAROGRASSO UNIT (BEX):, massive, both matrix and clast supported diamictons: ablation till. Overconsolidated, massive, matrix supported diamicton: lodgement till. Matrix supported, locally clast supported gravel; matrix supported, weakly stratified and graded gravel: fluviglacial deposits. Colour of matrix is 10YR, 2.5Y and 5Y. Few evolved weathering profile of about 2 m, with about 40% of clasts weathered. Few preserved morphologies, cut by the subsequent “glacial event”.

MINOPRIO UNIT (BMI): massive, few consolidated, matrix supported diamicton; massive, clast supported, locally matrix supported diamicton: ablation till. Massive, matrix supported, overconsolidated diamicton; massive, clast supported, overconsolidated diamicton; massive, matrix supported, thickened gravel: lodgement till. Massive, few consolidated silt with millimetric clasts: flow till. Laminated clayey silt, silty fine sand and laminated sandy silt with pluricentimetric dropstones: glaciolacustrine deposits. Sandy, weakly silty matrix supported gravel; clast supported, massive gravel and sandy gravel; clast supported massive diamicton with interstitial matrix; silty fine sand with pebbles: fluviglacial deposits. Colour

of matrix is 10YR and 2.5Y. Few evolved weathering profile of about 1 m, with 30-40% of clasts weathered. Few preserved morphologies.

CADORAGO UNIT (BEC): massive, matrix supported diamictos: ablation till. Massive, matrix supported, overconsolidated diamicton: lodgement till. Matrix supported, fine to medium gravel, massive matrix supported diamicton: ice-contact deposits. Massive or weakly stratified, both clast or matrix supported, medium to coarse gravel; massive, medium to fine sand with pebble: fluviglacial deposits. Laminated clayey silt: glaciolacustrine deposits. The colour of matrix usually is 10YR, locally 7.5YR and 2.5Y. Few evolved weathering profile of about 2 m, with 40% of clasts weathered. Well preserved morphologies with morains and fluviglacial planes.

SUMIRAGO UNIT (BES): horizontal layered, graded gravel; massive silty sand: fluviglacial deposits. Colour of matrix is 2.5Y and 10YR. Weathering profile is about 4m thick, more than 50% of clasts is weathered. Preserved morphologies with wide fluviglacial planes.

GUANZATE UNIT (BEZ): massive, matrix supported diamicton: glacial deposits. Massive, matrix supported, locally iso-oriented gravel: fluviglacial deposits. The colour of matrix usually is 10YR, locally 7.5YR and 2.5Y upward in the profile. About 50% of clasts is weathered. Maximum advance of “Besnate” glaciers which morains have preserved morphologies and wide fluviglacial planes.

MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

BINAGO SYNTHEME (BIN)

Matrix and clast supported massive diamicton: glacial deposits. Matrix supported, massive or slightly oriented gravel: fluviglacial deposits. Colour of matrix is 7.5YR and 10YR. Few evolved weathering profile over 1 to 4 m, about 50% of clasts is weathered. Morain morphology few preserved in the western sector, better in the eastern one; wide fluviglacial plains.

MIDDLE PLEISTOCENE

SPECOLA SYNTHEME (PEO)

Matrix supported, massive diamicton: glacial deposits. Matrix supported gravel with iso-oriented pebbles and locally interlayered sand, massive matrix supported gravel: fluviglacial deposits. Colour of matrix is 5YR , 7.5YR and 10YR with variegations and veins of 2.5YR colour. Weathering profile evolved over 6 - 8 m, with about 80% of clasts weathered. In the western sector there are low elongated ridges with relic morphology and

eroded fluviglacial plains; better preserved morphologies in the eastern sector.

MIDDLE PLEISTOCENE

MONTE CARMELO FORMATION (MCX)

Hardened, massive silt and clayey silt: strongly weathered loess. Colour 5YR and 7.5YR with variegations and veins of 2.5Y; abundant Fe/Mn patinas and nodules.

MIDDLE PLEISTOCENE

BOZZENTE SUPERSYNTHÈME (BO)

Coarse, massive or rough bedded with sandy interlayers, locally cemented gravel: alluvial and fluviglacial deposits. Laminated sandy silt: glacialustrine deposits. Colour of matrix is 5 YR and 7.5YR in the upper part, 10YR and 2.5Y downward. Presence of patinas and variegations of Fe/Mn. Well evolved weathering profile, extended to the whole thickness of the unit, with more than 90% of clasts weathered. It forms highlands (called "Pianalti") with flat, slightly undulated morphology.

CASCINA FONTANA SYNTHÈME (BOF): massive, matrix supported diamicton: glacial deposits. Massive or rough layered, matrix or, occasionally, clast supported gravel with sandy interlayers: fluviglacial deposits. Colour of matrix is 2.5 YR, 5 YR and 7.5YR passing downward to 10YR and 2.5Y. Variagation 5YR and abundant Fe/Mn patinas and nodules. Weathering profile well evolved across the whole thickness of the unit, with more than 90% of clasts weathered. Often well preserved morphologies.

CASCINA RONCHI PELLA FORMATION (BOP): massive, matrix supported diamicton. Matrix supported silty sandy with clay gravel. Colour of matrix is 7.5YR with variegations 2.5Y; presence of millimetric Fe/Mn nodules. Strong weathering, unpreserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

SAN SALVATORE TILLITE (SSV)

Matrix, locally clast supported massive diamicton; overconsolidated and partially cemented, massive, matrix supported gravel: lodgement till. Matrix supported, massive diamictite: tillite. Unpreserved morphologies.

UPPER PLIOCENE – LOWER-MIDDLE PLEISTOCENE.

"CEPPO DI CALPUNO" (CNU)

Matrix supported, coarse conglomerate, stratified in decimetric beds: alluvial deposits. Carbonatic lithologies are dominating.

*LOWER PLEISTOCENE.***“CEPPO DELLA MOLGORA” (OLG)**

Clast supported, coarse conglomerate: alluvial deposits. There are levels with pebbles mostly from flysch and carbonatic lithologies and levels with high percentage of crystalline and metamorphic lithologies.

LOWER PLEISTOCENE.

“CEPPO DI INVERIGO” (LBI)

Conglomerates and cross-bedded sandstones; massive or slightly stratified coarse conglomerates: braided and meandering river deposits. Carbonatic lithologies are prevailing but with high percentage of crystalline, volcanic and Verrucano Lombardo pebbles.

EARLY MIDDLE PLIOCENE

“CEPPO DI MONGUZZO” (LBM)

Matrix supported medium to fine conglomerate and coarse sandstone: fluvial deposits?. Carbonatic lithologies are prevailing.

EARLY MIDDLE PLIOCENE

“CEPPO DELLA BEVERA” (CBV)

Matrix supported medium to coarse conglomerate: braided alluvial deposits. Carbonatic lithologies are prevailing but with high percentage of porphyric clasts (“Varesotto” porphirites).

UPPER PLIOCENE

“CEPPO DI PORTICHETTO” (CPT)

Matrix, locally clast supported medium to coarse conglomerate, in layers till to metric thickness, and sandstone: braided alluvial deposits. Carbonatic lithologies are prevailing.

LOWER-UPPER PLIOCENE

PONTE NUOVO SAND (PTU)

Laminated and layered silty sand and shale: overbank alluvial deposits passing to marginal sedimentation of a braided river.

LATE LOWER PLIOCENE – MIDDLE PLIOCENE

LAMBRUGO FORMATION (LMB)

Plane-parallel laminated shale, with silty levels and sandy layers: lacustrine deposits.

*LOWER OR MIDDLE PLIOCENE.***SOUTHERN ALPS SEDIMENTARY SUCCESSION
“GONFOLITE LOMBARDA GROUP”****BRIANZA SECTOR****BRIOSCO SANDSTONE (BRI)**

Sandstone and marl in rhythmic Bouma sequences, locally cut at the base (Tb-e) or thin and uncomplete (Ta-b, Ta-c-e, Tb-d-e); subordinated layers of conglomerate. Sandstones are in planar to lenticular beds, granulometry till to very coarse, sometimes pebbly; massive layers, ungraded, can reach 1,2 m of thickness. Grey, sometime silty marls are bioturbated, locally intensely (*Palaeophycus*). Coarse intercalations are made by pebbly mudstones up to 2 m of thickness and clast or matrix supported conglomerate with well rounded pebbles, in layers from 10 cm to 4 m. Thickness not visible (stratimetric evaluation suggests a value over 1000 m). Pelagic environment turbidites.

UPPER BURDIGALIAN – SERRAVALLIAN

FORNACI MARL (MFO)

Massive grey marl with blocky or scaly cleavage, less usual “soap-bar” cleavage, in layers till to 15 cm with interlayered fine to coarse sandstone in planar or lenticular beds till to 10 cm with parallel, convoluted and cross lamination (Bouma sequences Tb-e till to Td-e). Bioturbation is widespread at the top of arenaceous beds as well as slumpings in marly-silty levels. Minimum outcropping thickness: 155 m; valuated thickness 350 m. Environment: base of the slope (talus).

LOWER AQUITANIAN – MIDDLE BURDIGALIAN

COMO SECTOR**LUCINO CONGLOMERATE (CGU)**

Clast or matrix supported medium to coarse conglomerate with clasts both silicatic and carbonatic, in planar massive beds in facies heteropy with shale; massive conglomeratic sandstone medium to thick bedded with intraformational clay chips.

PELITI DI LURATE CACCIVIO (CGU_b): blue-gray or light-gray marly shale or clayey silty marl, thin bedded, rare thin slightly laminated arenitic layers. Diffused limonitic nodules and vegetal fragments. Thickness 250 m.

PELITI DI LUCCINASCO (CGU_a): Alternances of grey and greeny grey marly silty clay and medium to fine sand in layers from centimetric to decimetric, passing upward to grey-blue slightly silty shales. Thickness 50-1000 m. Basin environment.

BURDIGALIAN – LANGHIAN

VAL GRANDE SANDSTONE (VGS)

Medium to coarse sandstone with carbonatic cement, in metric, massive, tabular beds with plano-parallel lamination at the top. Sporadic clast supported from medium to fine conglomeratic layers; sandstone layers with cut Bouma sequences (Ta-b, T a-c) interlayered by decimetric and pluridecimetric thin bedded or bioturbated marly shale. Calculated thickness: 700-725 m. Distal lobes.

BURDIGLIAN

PRESTINO SHALE (PPE): greenish-grey, brownish –grey if weathered, marly silty shale, interlayered with fine sandstone, more frequent in the lower portion of the unit, evenly bedded with clean base, plano-parallel lamination and ripples. Layers are usually thin with amalgamated beds. Frequent limonitized or coalified vegetal fragments. In the lower part there are pebbly mudstones with medium-size (5-10 cm) pebbles. Calculated thickness: 450-535 m. hemi-pelagic environment close to the talus.

AQUITANIAN

COMO CONGLOMERATE

CAMERLATA MEMBER (FCM₂): Clast supported with abundant arenitic matrix and carbonatic cement silicoclastic conglomerate passing upward to coarse, massive, arenitic matrix supported paraconglomerate with pebbles and blocks (up to 2 m). Topward massive sandstone and bi-modal conglomerate, with clast supported conglomeratic base passing upward to pebbly sandstone. Low selection, frequent clay chips even of pluridecimetric size. Thickness: unmeasurable (estimated up to 1000 m). Basin environment, slope fan delta.

UPPER CATTIAN

VILLA OLMO MEMBER (FCM₁): clast supported, carbonatic cement conglomerates, well sorted medium to coarse clast, rare blocks and clay chips. Layering usually rough and badly visible; where present there are clean bottom, lenticular shaped and revers-graded gravel. Normal grading is most rare. Locally there are greenish-gray pelitic levels with pluricentimetric intercalations of laminated sandstone with vegetal fragments.

*UPPER CATTIAN.***GALLARE MARLS GROUP**
CIBRONE FORMATION (CBR)

Grey clayey or silty marl, with frequent intercalations of pluricentimetric arenitic beds, rich in fresh feldspar grains, planoparallel and cross-laminated, with basal flute casts. Typical rectangular polyhedral cleavage, sometime soap-bar shaped. There are rich in organic matter interlayers. Thickness unvaluable (minimum estimated: 100 m). Basin flat.

MIDDLE LUTETHIAN – LOWER BARTHONIAN

“SCAGLIA LOMBARDA”
TABIAGO FORMATION (TAB)

Calcareous marl and subordinate red, pink or purple marly limestone, sometimes cyclically alternated to pelitic marl, in thin to very thick, planoparallel, sometimes irregular, layers (lower part).

Massive red shale, calcrudite and calcarenite in lenticular layers from medium to very thick, glauconic, with abundant benthic Foraminifera (*Assilina*, *Asterocyclina*, *Discocyclina*, *Nummulites*, *Operculina*) (middle part).

Red calcareous marls interlayered by paraconglomerates and conglomerates in decimetric beds (upper part).

MONTORFANO MEMBER (TAB₁): conglomerates and silicilastic, nummulitic biocalcarenites in undulated or planoparallel, from medium to very thick beds, and metric banks. Observed thickness: 130 m (hypotized maximum: 300 m). Pelagic environment, basin flat close to the talus and lateral transition to submarine fans.

DANIAN – LOWER LUTETHIAN

BRENNO FORMATION (BNN)

White, grey or pink marly limestone or calcareous marl and subordinated white, grey or hazelnut colour calcutite. Thin to middle planoparallel layering. Hybrid arenitic levels (quartz, carbonates, chert and clasts of granitoid rocks) are interlayered. Local *Hynoceramus* lags. Thickness: 100 m. Pelagic proximal environment.

MAASTRICHTIAN

LOMBARD FLYSH
BERGAMO FLYSH (FBG)

Alternated sandstone and shale thin to thick bedded, sometimes organized in coarsening-upward cycles; arenitic layers are graded and laminated (Bouma sequences Ta-e and Tb-e) with frequent sole-markings and bioturbation at the base. Medium to coarse arenitic component is prevailing in the eastern area (Viganò and Garbagnate Monastero) where fine whitish calcitic intercalations, in thin planoparallel layers, are observed (Missaglia-Viganò). Thickness unvaluable in the map area (type-area: 320 m). Turbiditic fans.

Rogeno Member (**FBG₁**); thin bedded shale and sandstone with occasional metric intercalation of channelized conglomerates and paraconglomerates, cyclically alternating, in the topmost part. Appraised thickness about 1000 m.

CAMPANIAN – MIDDLE MAASTRICHTIAN.

SIRONE CONGLOMERATE (CSH)

Massive conglomerates with clasts from centimetric to decimetric size and less common conglomeratic sandstone in lenticular bodies. Clast supported, unorganized conglomerate, embriicated pebbles and rough layering outlined by uncontinuous pelitic layers or pebble alignment. Rare reworked fragments of Rudists. Thickness about 200 m. prograding turbiditic fan.

SANTONIAN

SARNICO SANDSTONE (SAR)

Alternance of thin to medium layered shale and fine sandstone, with structures typical of the Bouma Sequence, usually complete (Ta-e). Clean base, planoparallel layers with sole markings. Medium to massive beds with parallel, oblique, convoluted *laminae* and water escape structures are intercalated to thin rhythmic sequences. Very rare fossils (Ammonites). Thickness unvaluable in the map (neighbouring areas: 350-450 m). Turbiditic lobes.

CONIACIAN

GAVARNO FORMATION - Red Shale Member (GVR₂)

Medium quartzose-micaceous sandstone in thin to medium planoparallel layers, with typical Bouma Sequence structures Tb-e and Tc-e; thin intercalations of laminated scaly marls from dark red to pink. Thickness: 30 m. Pelagic environment subject to expansion of distal turbiditic fans.

LOWER-MIDDLE TURONIAN

SORISOLE FORMATION – Marne Rosse (FSE_a)

Marls and red marly limestone, medium to very thick planoparallel layering, with traces of bioturbation and *laminae*. Thickness 30 m. pelagic environment.

CENOMANIAN.

SASS DE LA LUNA (SDL)

Grey-blue marl, calcareous marl and calcarenite interlayered by scaly marl, in planoparallel layers of decimetric to pluridecimetric thickness, organized in Bouma Sequence with the «e» interval very developed and only occasionally complete (Ta-e). Thickness about 20 m (T. Cosia, north of the map boundary). Pelagic turbidites.

UPPER ALBIAN.

MEDOLO GROUP

DOMARO LIMESTONE (DOM)

Calcilutites and marly limestone hazelnut colour or light grey, with stripes and nodules of light chert, in planoparallel layers interlayered by laminated, often amalgamated clayey marl. Thickness unvalued in the map area (type-area: 0-350 m). Structural high, slope and basin.

PLIENSBACHIAN – EARLY TOARCIAN

