



**A P A T**

*Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici*



**DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO**

*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 179

**PONTE DELL'OLIO**

a cura di:

**G. Di Dio<sup>1</sup>, A. Piccin<sup>1</sup>, P. L. Vercesi<sup>2</sup>**

*Con contributi di:*

**L. Calabrese<sup>1</sup>, U. Cibin<sup>1</sup>, L. Martelli<sup>1</sup>, D. Preti<sup>1</sup>, S. Rogledi<sup>3</sup>**

*Biostratigrafia:* **D. Rio<sup>4</sup>(coord.), R. Catanzariti<sup>5</sup>, M. Cobianchi<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia

<sup>3</sup> ENI SpA - Divisione AGIP

<sup>4</sup> Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova

<sup>5</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa - Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR Pisa

Ente realizzatore



**Regione Emilia-Romagna**

Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

**Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:**  
**L. Serva**

*Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:* **F. Galluzzo**

*Responsabile del Progetto CARG per la Regione Emilia-Romagna:* **R. Pignone**

*Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):*

**N. Accardi** (presidente), **G. Arnone**, **A. Boscherini**, **S. Cocco**, **V. Coccolo**,  
**U. Crescenti**, **L. Del Sordo**, **M. Grasso**, **P. Manetti**, **G. Mariotti**, **G. Pasquarè**,  
**R. Pignone**, **R. Polino**, **A. Praturlon**, **M. Santantonio**, **F. Trincardi**

*Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.*

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

*Revisione scientifica:*

**C. D'Ambrogi**, **M. D'Orefice**, **R. Graziano**, **M. Rossi**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia** (coordinatore), **S. Falcetti**, **V. Pannuti**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**M.C. Giovagnoli**, **F. Visicchio**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**S. Falcetti**, **V. Pannuti**, **D. Tacchia**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

*Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:*

**A. Angelelli** (direzione lavori), **S. Forni**, **S. Scappini** (collaudo)

*Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:*

**A. Martini** (direzione lavori), **M. Grandi** (collaudo)

**Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati**  
a cura di **SYSTEMCART S.R.L.**

**Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:**

**M.T. Lettieri** (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

**G. Falanga**, **S. Stagni** (Regione Emilia-Romagna)

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	.pag. 5
<b>II</b>	<b>- CARTOGRAFIA GEOLOGICA E LETTERATURA PRECEDENTI</b> .....	« 7
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE</b> .....	« 9
1.	- QUADRO GEOLOGICO E STRUTTURALE .....	« 9
2.	- DATI DI SOTTOSUOLO .....	« 13
3.	- SISMICITÀ E CENNI DI NEOTETTONICA .....	« 17
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> .....	« 21
1.	- IMPOSTAZIONE DELLA LEGENDA .....	« 21
2.	- DEPOSITI QUATERNARI INTRAPPENNINICI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA .....	« 23
3.	- SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DELMARGINE PADANO-ADRIATICO .....	« 25
3.1.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO .....	« 25
3.1.1.	- <i>Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore</i> .....	« 25
3.1.2.	- <i>Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore</i> .....	« 26
3.2.	- SUPERSINTEMA DEL QUATERNARIO MARINO .....	« 32
3.2.1.	- <i>Sintema di Costamezzana</i> .....	« 33
4.	- SUCCESSIONE EPILIGURE .....	« 34
4.1.	- MARNE DI MONTE PIANO .....	« 35
4.2.	- FORMAZIONE DI RANZANO .....	« 37
4.3.	- MARNE DEL RIO CARONA .....	« 41
4.4.	- SABBIE DEL RIO LORA .....	« 42
4.5.	- MARNE DEL RIO LISONE .....	« 43
5.	- UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE .....	« 43
5.1.	- UNITÀ TETTONICA MONTE DELLE TANE .....	« 43
5.1.1.	- <i>Complesso di Monte Ragola</i> .....	« 44
5.2.	- UNITÀ TETTONICA CASSIO .....	« 45
5.2.1.	- <i>Argille Varicolori di Cassio</i> .....	« 45
5.2.2.	- <i>Flysch di Monte Cassio</i> .....	« 46
5.2.3.	- <i>Arenarie di Scabiazza</i> .....	« 47
5.3.	- UNITÀ TETTONICA GROPPALLO .....	« 50
5.3.1.	- <i>Complesso di Pietra Parcellara</i> .....	« 50
5.4.	- UNITÀ TETTONICA BETTOLA .....	« 51

5.4.1	- <i>Flysch di Bettola</i> .....	« 51
5.4.2	- <i>Formazione di Val Luretta</i> .....	« 52
5.5.	- UNITÀ TETTONICA GUSELLI .....	« 57
5.5.1.	- <i>Argilliti di Guselli</i> .....	« 59
6.	- UNITÀ TETTONICHE SUBLIGURI .....	« 59
6.1.	- UNITÀ TETTONICA PENICE .....	« 59
6.1.1	- <i>Flysch di Monte Penice</i> .....	« 59
<b>V</b>	- <b>TETTONICA</b> .....	« 61
1.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ LIGURI ESTERNE .....	« 61
2.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ SUBLIGURI	« 63
3.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE POST-EOCENE MEDIO	« 64
4.	- SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE .....	« 68
<b>VI</b>	- <b>ASPETTI AMBIENTALI ED APPLICATIVI</b> .....	« 75
1.	- GEOMORFOLOGIA .....	« 75
1.1.	- LA COLLINA E LA MONTAGNA .....	« 76
1.2.	- LA FASCIA DEI TERRAZZI E LA PIANURA .....	« 77
1.3.	- LA RETE IDROGRAFICA .....	« 77
1.4.	- FENOMENI DI DISSESTO .....	« 78
2.	- RISORSE NATURALI .....	« 81
2.1.	- RISORSE IDROPOTABILI .....	« 82
2.2.	- MATERIALI INERTI .....	« 82
	<b>APPENDICE 1</b> .....	« 85
	<b>BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA</b>	
	<b>APPENDICE 2</b> .....	« 91
	<b>SONDAGGIO PC179S1</b>	
	<b>APPENDICE 3</b> .....	« 95
	<b>DATI GEOARCHEOLOGICI</b>	
	<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	« 97
	<b>BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA</b> .....	« 106

N.B.: le presenti note sono frutto del lavoro comune di A. Piccin e P.L. Vercesi; gli autori citati in epigrafe, e che hanno fornito contributi specifici, sono indicati nei paragrafi ai quali hanno collaborato. G. Di Dio ha curato l'impostazione dello studio stratigrafico-strutturale e della legenda dei depositi quaternari appartenenti alla Successione Post-Evaporitica del Margine Padano-Adriatico.

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 179 “*Ponte dell’Olio*” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è il risultato della revisione e sintesi geologica, operata dal Gruppo di Ricerca, dei rilevamenti originali alla scala 1:10.000 condotti dai rilevatori dell’Università di Pavia nei primi anni ‘80, nell’ambito del Progetto “Carta Geologica dell’Appennino Emiliano-Romagnolo” della Regione Emilia-Romagna.

Una porzione consistente del Foglio (circa un quarto della superficie totale) è occupata dai depositi quaternari continentali del margine padano-adriatico. Per la cartografia di questi terreni è stato utilizzato un criterio stratigrafico-sequenziale, che ha portato alla definizione ed alla correlazione a livello regionale di Sequenze Deposizionali sensu MITCHUM *et alii* (1977) che, nelle porzioni comprese tra le discontinuità stratigrafiche di base e di tetto, equivalgono ad unità formali di tipo stratigrafico, vale a dire Supersintemi, Sintemi e Subsintemi; quest’ultimi sono stati in parte suddivisi in sottounità informali definite su base morfologica e pedostratigrafica. La revisione dei rilevamenti di terreno è stata integrata con lo studio dei dati di sottosuolo raccolti nella Banca Dati Geognostici Regionale e con l’esecuzione di un sondaggio a carotaggio continuo di 105 m di profondità (PC179S1, vedi Appendice 2). Per la descrizione pedostratigrafica delle unità continentali si è tenuto conto dei rilievi pedologici condotti dall’Ufficio Pedologico Regionale nell’ambito dei rilevamenti per la “Carta dei suoli della Regione Emilia-Romagna” (R.E.R., 1994b); per la descrizione dei colori degli orizzonti si fa riferimento ai codici delle “*Munsell Soil color charts*”.

Per il rilevamento dell’area appenninica del Foglio è stato adottato il criterio

litostratigrafico, secondo le indicazioni predisposte dalla Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica del C.N.R. (AA. VV., 1976 e 1991) ed alcune formazioni risultano suddivise in sottunità: membri, litofacies ed orizzonti guida; le definizioni formazionali adottate sono quelle suggerite dal Comitato Tecnico-Scientifico della Regione Emilia-Romagna. Le unità litostratigrafiche caratterizzate dall'associazione complessa di rocce di diversa origine (sedimentarie, ignee o metamorfiche) sono state denominate "complessi" (AZZAROLI *et alii*, 1969; NACSN, 1983). Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di CAMPBELL (1967), modificata per quanto riguarda gli strati con spessore superiore ai 3 metri che vengono definiti "banchi"; per la descrizione e la classificazione macroscopica delle areniti si fa riferimento alla proposta di VALLONI *et alii* (1991), mentre per la loro descrizione microscopica è stata seguita la metodologia illustrata in DI GIULIO & VALLONI (1992) e rivista in CIBIN & DI GIULIO (1996). L'analisi di facies è stata condotta applicando i modelli tradizionali per l'interpretazione delle sequenze torbiditiche (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975 e 1978 e MUTTI, 1985 e 1992).

Le formazioni appartenenti al Dominio Ligure, così come è d'uso comune nelle aree di catena a falde, sono state raggruppate in unità tettoniche, talora suddivise in sottunità. I contatti tettonici tra sottunità ed i principali accavallamenti interni alle unità tettoniche sono stati denominati "contatti tettonici secondari" e distinti, quando possibile, in contatti pre e post Eocene medio (Fase Ligure *Auctt.*), per meglio descrivere l'evoluzione strutturale della catena.

Durante la revisione sono state eseguite campionature sistematiche per la biostratigrafia (nannofossili calcarei) e per la petrografia delle areniti in alcune unità (Formazione di Val Luretta, successione Monte Piano-Ranzano, Arenarie di Scabiazza). I risultati di tali studi hanno permesso una migliore definizione stratigrafica e talora strutturale di queste unità.

## II - CARTOGRAFIA GEOLOGICA E LETTERATURA PRECEDENTI

Il Foglio 179 "Ponte dell'Olio" si situa a cavallo dei Fogli 71 "Voghera" e 72 "Fiorenzuola d'Arda" della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:100.000 (1969), nella loro porzione settentrionale. Queste carte costituiscono la più recente base geologica ufficiale, dalla quale sono state derivate, con le opportune revisioni e aggiornamenti, tutte le successive elaborazioni di carattere regionale (C.N.R., 1973, 1982, 1990).

L'area considerata, sia pur nella sua limitatezza, rientra in quella parte di territorio che costituisce il raccordo tra le successioni poco disturbate del Bacino Terziario Ligure Piemontese (SACCO, 1889) e quelle intensamente tettonizzate dell'Appennino settentrionale. La zona e le sue propaggini furono studiate, sotto l'aspetto prettamente geologico, già nel secolo scorso da CORTESI (1819), TARAMELLI (1882a, 1882b, 1883, 1884), TOLDO (1890a, 1890b), TRABUCCO (1890, 1891) e SACCO (1891a, 1891b, 1893).

Lo scoppio della grande guerra europea rallentò gli studi e la produzione scientifica, che riprese comunque intensa al termine del conflitto. In prima linea si ritrova sempre il SACCO (1923, 1929a, 1929b, 1930a, 1930b, 1930c, 1935, 1939) che, all'interno dell'abbondante produzione bibliografica, ha tra l'altro curato la prima edizione dei Fogli geologici "Piacenza", "Voghera" e "Fiorenzuola d'Arda".

È comunque in questo periodo che si impone la teoria faldista applicata alle successioni dell'Appennino (peraltro già enunciata da STEINMANN e da DE LAUNAY nel 1907), contrapposta a quella autoctonista che riconosceva solo una

tettonica per piegamento (ROVERETO, 1892). Da ricordare peraltro che lo stesso ROVERETO (1926) accolse le nuove teorie, che vennero successivamente sviluppate da altri studiosi (MERLA, 1933; SCHNEIDER & TEICHMÜLLER in ZANZUCCHI, 1994). Numerosi sono stati gli Autori, soprattutto stranieri, che imposero le nuove vedute: tra essi si distinsero quelli della scuola tedesca, che impostarono le basi di quelle che saranno le evoluzioni successive sino ad arrivare all'odierno pensiero geologico. Tra questi si menziona ancora LUDWIG (1929) che si occupò della geologia della zona di Bobbio, riconoscendo la sovrapposizione di più falde che formano la famosa "finestra di Bobbio".

Lo sviluppo del pensiero geologico vede la nascita delle teorie orogenetiche gravitative, di cui ANELLI (1938) propone un esauriente esempio e MERLA (1952 e 1957) ne compendia il significato in alcune opere.

Le ricerche in questo settore della catena appenninica vennero ulteriormente sviluppate soprattutto dalle scuole di Pavia e di Parma, attraverso studi che hanno compreso gli aspetti stratigrafico-paleontologici, sedimentologici e strutturali.

Per non stilare un prolisso elenco di nomi e di date si rimanda, per il periodo compreso tra gli anni '50 e '70, che ha visto una vera e propria fioritura di studi, ai lavori di BONI *et alii* (1957, 1961, 1967 e 1971 *cum bib.*) e di BELLINZONA *et alii* (1971 *cum bib.*). Tuttavia si ricordano alcune note che costituirono gli elementi basilari per lo sviluppo delle conoscenze: ci si riferisce in particolare alle sintesi paleogeografiche di ELTER (1960), MUTTI (1964) e di ELTER *et alii* (1966) ed alle analisi di MUTTI (1963), BRAGA (1963, 1965a, 1965b), DE ROSA *et alii* (1966), MUTTI & DE ROSA (1968) e MUTTI & RICCI LUCCHI (1972).

Sempre di questo periodo sono le sintesi cartografiche di ALBERTELLI & MAZZEI (1963) e BORTOLOTTI *et alii* (1969).

Ulteriori approfondimenti sono stati recentemente condotti nell'ambito del settore che comprende il F. 179 mediante studi di dettaglio, che hanno portato alla descrizione puntuale dell'assetto strutturale e stratigrafico-sedimentologico delle successioni presenti (DALLAGIOVANNA *et alii*, 1991; PEROTTI & VERCESI, 1991, *cum bib.*; GHISELLI *et alii* 1994; COBIANCHI *et alii*, 1994).

Si sottolineano ancora le note di carattere neotettonico che sono state prodotte sotto l'egida del C.N.R. e con il concorso di numerose Unità Operative di tutte le sedi universitarie italiane e che trovano compendio nel lavoro di BARTOLINI *et alii* (1983, *cum bib.*) e nella "Neotectonic map of Italy" (C.N.R., 1987) ed infine il lavoro di sintesi sui paleosuoli della Pianura Padana di CREMASCHI (1987).

Ulteriori informazioni bibliografiche sono state riportate nei capitoli dedicati agli specifici argomenti.

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

#### 1. - QUADRO GEOLOGICO E STRUTTURALE

Risulta difficoltoso fornire la visione regionale di una porzione ristretta di territorio, come quella occupata dal F. 179, se non allargando lo sguardo alle aree contermini e, di conseguenza, uscendo in parte da quelle che sono le finalità specifiche delle presenti note.

Sintesi di carattere regionale e di ampio respiro, che compendiano al loro interno anche la zona in studio, sono rappresentate nella copiosa cartografia geologica (F. 71 "Voghera" e 72 "Fiorenzuola d'Arda" della C.G.I.; BORTOLOTTI *et alii*, 1969; C.N.R. 1973, 1982, 1990).

Il settore in esame è il risultato dell'impilamento di prismi di accrezione (falde) che si è venuto a formare a seguito dei movimenti ricollegabili alle varie fasi tettoniche: esse si sono sviluppate, a partire da quella del Cretacico sup., attraverso momenti di acme marcata rappresentati dalla fase ligure (Eocene medio), subligure (Oligocene sup. - Miocene inf.), burdigaliana e toscana (Tortoniano), per concludersi con i movimenti messiniani e plio-pleistocenici. I terreni che sono stati interessati dalle deformazioni tettoniche sono di origine marina e hanno subito traslazioni di entità differente a seconda della loro originaria posizione paleogeografica. Le successioni continentali, sostanzialmente quaternarie, non evidenziano nelle parti affioranti nell'area, deformazioni duttili e fragili che sono documentate invece nel sottosuolo della pianura.

Nell'area del Foglio le formazioni presenti, sia pure in modo stratigraficamente non continuo, coprono l'arco di tempo che va dal Bajociano-Bathoniano

(DALLAGIOVANNA *et alii*, 1991) all'Olocene. Esse sono state analizzate secondo i tradizionali schemi litostratigrafici, raggruppate in unità strutturali s.s. o stratigrafico-strutturali (VAI & CASTELLARIN, 1992) e inquadrare nello schema generale che sta alla base del quadro interpretativo delle successioni marine proposto da ELTER (1960; 1973, 1994) ed ELTER & MARRONI (1991) (fig. 1).

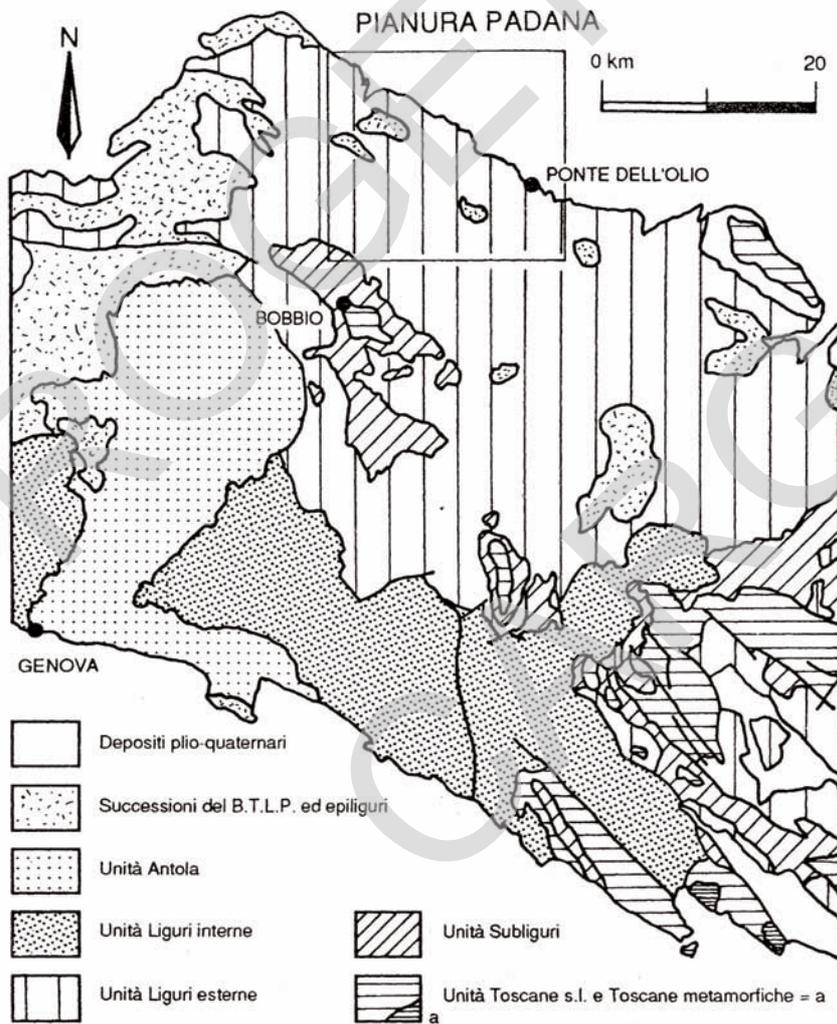


Fig. 1- Inquadramento del F. 179 sullo schema strutturale dell'Appennino Nord-occidentale (ridis. da ELTER & MARRONI, 1991).

L'originaria posizione paleogeografica delle varie unità che si rinvengono nel F. 179 è stata ampiamente discussa da vari Autori (ABBATE & SAGRI, 1970, 1982; HACCARD *et alii*, 1972; ELTER, 1973; ZANZUCCHI, 1988; CERRINA FERONI & MARTINELLI, 1991 e VESCOVI, 1993), i quali hanno avanzato interpretazioni talora alquanto differenziate tra loro. Il lavoro svolto dai ricercatori afferenti al progetto CARG ha consentito di raggiungere, in questi ultimi anni, una sufficiente concordanza di vedute relativamente al riconoscimento dell'attuale posizione strutturale delle varie unità tettoniche e dei loro reciproci rapporti. Anche per l'interpretazione paleogeografica si concorda sull'attribuzione al Dominio ligure interno delle successioni con ofioliti giurassiche e relativa copertura sedimentaria (Unità Colli/Tavarone, Unità del Bracco/Val Graveglia, Unità Gottero, Unità Antola, ecc.) che, verso settentrione, vengono sostituite da unità appartenenti al Dominio ligure esterno, dapprima poggianti su crosta continentale assottigliata (Unità di Ottone/S. Stefano), seguite da successioni "emiliane" (Unità del Monte Cassio, Unità dei flysch terziari, ecc.) i cui complessi di base sono strettamente legati al margine continentale austroalpino.

Di tutte queste unità, nel F. 179 sono particolarmente ben rappresentate quelle appartenenti alla Zona Emiliana del Dominio ligure esterno (sensu ELTER & MARRONI, 1991), mentre quelle della Zona S. Stefano/Zignago sono presenti con limitati affioramenti di termini attribuiti al complesso di Monte Ragola (Unità Monte delle Tane) e le successioni più francamente liguri si rinvengono poco al di fuori (a meridione) del Foglio stesso.

Le formazioni presenti hanno subito una traslazione orizzontale decisamente marcata con raccorciamenti crostali dell'ordine del centinaio di km o superiori, successivi al Miocene inferiore e principalmente riferibili alla fase "Padano-Adriatica" del Messiniano-Pleistocene (CASTELLARIN, 1994 e CASTELLARIN *et alii*, 1994); di "autoctono", ovvero successioni radicate al basamento cristallino e/o metamorfico, non esiste più nulla ma si rinvengono solo successioni che sono state soggette a traslazioni e rotazioni più o meno marcate. Da ricordare inoltre la peculiare posizione occupata dall'area in studio, che viene a trovarsi nella zona occidentale di torsione del "nodo ligure" ("the Ligurian knot" di LAUBSCHER *et alii*, 1992), venutasi a formare a seguito della rotazione del blocco Corso e della Penisola italiana (CASTELLARIN, 1994, VANOSSI *et alii*, 1994), con l'applicazione di campi di tensione che manifestano deformazioni con assi variamente orientati (PEROTTI, 1991).

La continua e progressiva evoluzione geodinamica ha conformato questo settore dell'Appennino settentrionale come un edificio costituito da scaglie sovrapposte che permettono localmente, in corrispondenza di "finestre" tettoniche, l'affioramento dei termini strutturalmente più profondi (ancorché più recenti), come si verifica solo parzialmente nella porzione sud-occidentale del foglio e, in modo macroscopico, appena a meridione, in corrispondenza della zona di Bobbio.

L'unità strutturalmente più elevata è quella di Monte delle Tane, unità di pertinenza ligure rappresentata dal Complesso di Monte Ragola (Santoniano sup.-Campaniano inf.), con *slide blocks* e breccie di serpentiniti associate a breccie di basalto; essa va a ricoprire sia l'Unità Penice (Unità Canetolo *Auctt.*) costituita dal Flysch di Monte Penice (Paleocene - Eocene medio), sia l'Unità Cassio (Cenomaniano-Maastrichtiano). Quest'ultima unità, cui appartengono le formazioni delle Arenarie di Scabiazza, delle Argille Varicolori di Cassio e del Flysch di Monte Cassio, si sovrappone all'Unità Penice in corrispondenza del margine sud-occidentale del Foglio, mentre nei settori nord-orientali e settentrionali ha sovrascorso sia l'Unità Groppallo (complesso di Pietra Parcellara, Cretacico sup.) che l'Unità Bettola (comprendente il Flysch di Bettola e la Formazione di Val Luretta, Campaniano sup.-Eocene medio).

Da rilevare che associati ai "Complessi di base" del Flysch di Monte Cassio e più precisamente nelle Argille Varicolori di Cassio, si rinvengono livelli rudistici analoghi ai Conglomerati dei Salti del Diavolo (SAMES 1967; BALDACCI *et alii*, 1972) anch'essi indicanti, con la loro particolare composizione petrografica, la presenza di un originario bacino sedimentario che, posto in vicinanza di uno zoccolo cristallino con copertura sedimentaria ad affinità austroalpina, ne riceveva i prodotti di disfacimento. Orizzonti a brecciole (biocalciruditi e biocalcareni), con elementi indicatori di un originario ambiente di piattaforma (*Trocholina sp.*, *Orbitolina sp.*, *Haurania sp.*, dasciudadacee, ecc.) sono presenti anche nel complesso di Pietra Parcellara (Unità Groppallo): particolarmente ricchi di macroforaminiferi sono alcuni spezzoni di strato della zona di Vei, in Val Trebbia.

Buona parte del settore centrale del Foglio 179 è occupato dall'Unità Bettola (Flysch di Bettola e Formazione di Val Luretta), costituita da potenti successioni torbiditiche calcareo-marnose e arenaceo-pelitiche di età Campaniano superiore-Eocene medio.

Un problema a sé stante è costituito dalle Argilliti di Guselli (? Cenomaniano-Maastrichtiano) che vengono tettonicamente in contatto con le successioni circostanti (Flysch di Bettola e Formazione di Val Luretta): esse potrebbero costituire la base scollata dell'Unità Bettola o le propaggini più esterne del complesso di Pietra Parcellara.

Avvicinandosi progressivamente al margine padano si osservano lembi di "Epiliguridi", costituiti (dal basso verso l'alto) dalle seguenti unità: Marne di Monte Piano, Formazione di Ranzano, marne del Rio Carona (Formazione di Antognola ?), sabbie del Rio Lora e marne del Rio Lisone (Formazione del Termina ?). Si tratta di depositi sedimentatisi, dopo la Fase Ligure, in bacini satelliti con base discordante su preesistenti unità (in particolar modo sull'Unità Bettola) costituenti la parte sommitale dell'orogene in via di costruzione. La por-

zione basale, eo-oligocenica, di questa successione (Marne di Monte Piano, Formazione di Ranzano e marne del Rio Carona) indica una sedimentazione prevalentemente pelitica alla quale si alternano apporti torbiditici arenacei ed arenaceo-conglomeratici, in un ambiente che varia da quello di scarpata a quello di fondo avanfossa. Le caratteristiche delle sabbie del Rio Lora (Langhiano - Serravalliano?) indicano l'impostazione temporanea di un ambiente di piattaforma terrigena, particolarmente ben sviluppato più a W (Arenarie di Monte Vallassa, C.G.I. F. 71 "Voghera") cui seguono nuovamente, nel Tortoniano, condizioni bacinali (marne del Rio Lisone).

Le forti traslazioni mio-pleistoceniche dell'edificio appenninico, già menzionate, hanno portato le successioni emiliane ad avanzare verso settentrione, accavallandosi sui depositi medio-miocenici oggi presenti nel sottosuolo (PIERI & GROPPI, 1981). In questo contesto geodinamico le unità emiliane e le loro coperture epiliguri vengono deformate, con formazione di pieghe rovesce e di parziali accavallamenti.

Le successioni marine della zona marginale, che comprendono anche termini plio-pleistocenici presenti in quest'area solo nel sottosuolo (documentati dalle perforazioni petrolifere), sono infine ricoperte, attraverso una vasta superficie erosionale, da depositi continentali quaternari di piana e conoide alluvionale. Questi ultimi depositi, che occupano tutto il settore nord-orientale del Foglio, sono andati progressivamente a suturare i resti del bacino marino padano, attraverso un'alternanza di fasi erosivo-deposizionali. Anche il bacino padano risulta interessato dalla strutturazione plio-pleistocenica (PIERI & GROPPI, 1981) con una serie di accavallamenti che si spingono verso Nord ben oltre l'attuale corso del F. Po e che, nel loro insieme, costituiscono il cosiddetto "Appennino sepolto".

## 2. - DATI DI SOTTOSUOLO

Lo sviluppo del Progetto di Traversa Europea (GALSON & MUELLER, 1986) e del successivo Progetto strategico Crosta Profonda, con i relativi Sottoprogetti Crop, ha favorito negli ultimi anni l'incremento di studi multidisciplinari che hanno portato alla definizione delle caratteristiche delle strutture crostali. In particolare, l'interpretazione dei profili sismici a rifrazione e riflessione, fondamentali per la conoscenza del sottosuolo, (GINZBURG *et alii*, 1985; CASSINIS, 1986; BIELLA *et alii*, 1987, 1988, CASSINIS *et alii*, 1990b; SCARASCIA & CASSINIS, 1992) integrata con i dati gravimetrici e magnetici (SCHWENDENER, 1984; CASSANO *et alii*, 1986; CASSINIS *et alii*, 1990a; GUALTIERI *et alii*, 1992) ha permesso una approfondita e dettagliata conoscenza delle caratteristiche geofisiche del sottosuolo. Da segnalare infine come, utilizzando le registrazioni telesismiche digita-

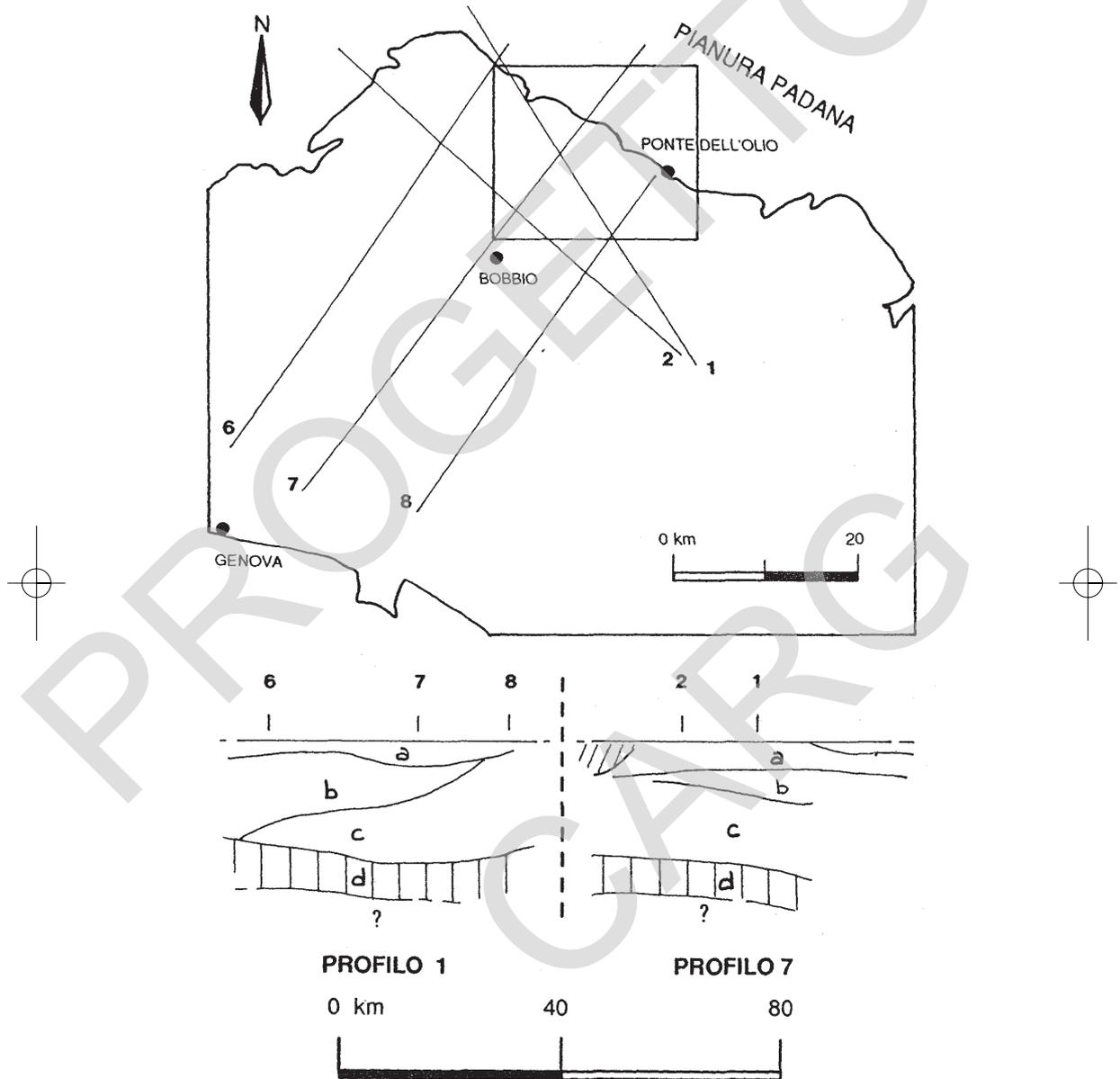


Fig. 2 - Profili sismici a rifrazione, loro traccia e valori di velocità in km/sec (ridis. da LAUBSCHER et alii, 1992)

$a = 3,2-3,8 \text{ km/sec}$  -  $b = 4,7-4,9 \text{ km/sec}$  -  $c = 5,3-5,7 \text{ km/sec}$  -  $d = 6 \text{ km/sec}$ .

 basamento mesozoico  elementi ofiolitici

li della Rete Sismica Nazionale dell'I.N.G., siano state determinate le anomalie delle velocità sismiche in profondità per vaste aree limitrofe a quella oggetto delle presenti note (AMATO *et alii*, 1992; CASTELLARIN *et alii*, 1994) o includenti direttamente anche il F. 179 (CATTANEO *et alii*, 1993). Questa tecnica ha permesso di interpretare la struttura del sistema litosfera-astenosfera per una profondità di indagine di 300-320 km e di definire, unitamente all'interpretazione dei dati sismologici strumentali (AMATO & SELVAGGI, 1992), la presenza di un piano di subduzione che immerge dall'Adriatico verso il Tirreno con una inclinazione di 40-45.

L'interpretazione delle sezioni sismiche evidenzia, nel settore corrispondente al F. 179, variazioni di velocità delle  $V_p$  che aumentano con la profondità.

Partendo dalla superficie (vedi fig. 2) si hanno i seguenti valori:

- 3,2/3,8 km/s = a, corrispondono alla porzione superficiale per uno spessore di 2 - 3,5 km;

- 4,7/4,9 km/s = b, costituiscono una fascia di spessore massimo di 5,5 - 6 km nelle parti settentrionali che si riduce sino ad annullarsi verso SE e SW;

- 5,3/5,7 km/s = c, equivalgono ad un corpo ben esteso (con spessori da 3 a 11 km) che si "incastra" verso NW e NE con la precedente unità e che risulta interessato alla base da una serie di indentazioni del sottostante orizzonte;

- 6 km/s = d, coincide con un livello di 4,5 - 7,5 km che forma un orizzonte continuo al di sotto della catena alpina, presentando tuttavia dislocazioni di significativa entità che producono evidenti duplicazioni.

L'interpretazione geologica che ne è stata fornita (CASSINIS *et alii*, 1990b; LAUBSCHER *et alii*, 1992; GUALTIERI *et alii* 1992; CASTELLARIN *et alii*, 1994), anche se con qualche differenza, può sinteticamente essere così compendiate (le lettere corrispondono alle unità sopra descritte): a = successioni Liguri e Subliguri che sono sovrascorse sulle unità oligo-mioceniche umbro-toscane, affioranti verso SW nella finestra di Bobbio (b), e padane (c); d = corpi prevalentemente carbonatici mesozoico-paleocenici oppure ofioliti liguri.

Analoga situazione si riscontra anche nel modello gravimetrico-magnetico (GUALTIERI *et alii*, 1992) che, oltre a mettere in risalto elementi analoghi a quelli sopra tratteggiati, evidenzia il passaggio tra la crosta inferiore e il mantello. Questo avviene ad una profondità di circa 40 km ed indica come, al di sotto della successione mesozoico-paleocenica, sia presente il basamento cristallino, incontrato anche in pianura nella perforazione dei pozzi Battuda e Valle Salimbene (AGIP, 1977; PIERI & GROPPI, 1981) e che si sviluppa per uno spessore di circa 25 km.

Questi studi hanno inoltre posto in risalto la presenza di un corpo, con massa magnetica inferiore a quella gravimetrica (localizzato anche dalla sismica) in corrispondenza della parte sud-orientale del Foglio, prossimo alla superficie

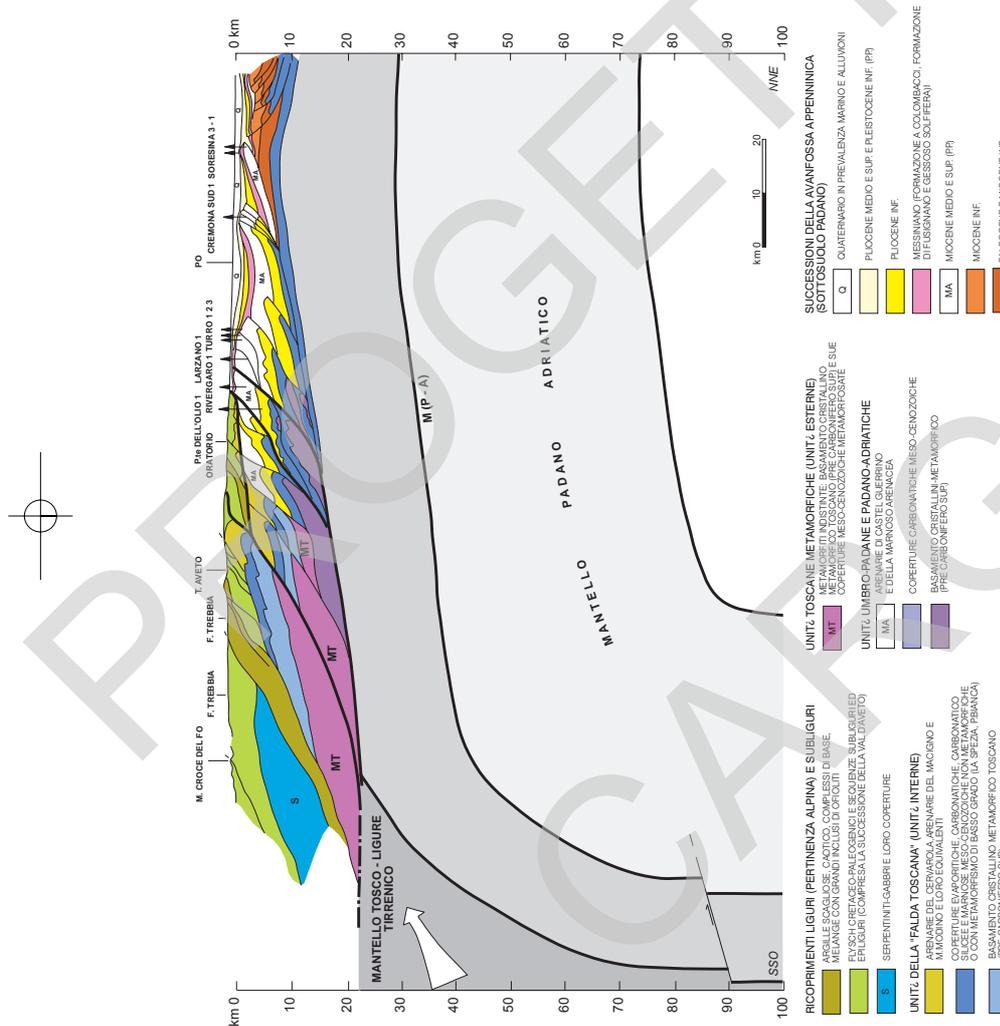


Fig. 3 - Sezione interpretativa lungo il tracciato Camogli - Cremona (da CASTELLARIN et alii, 1994).

topografica, che non trova particolare evidenza e differenziazione nei profili geologici interpretativi prodotti da diversi autori (CASTELLARIN *et alii*, 1994; ELTER *et alii*, 1994; LAUBSCHER *et alii*, 1992) (fig 3). In queste stesse sezioni geologiche i dati di superficie sono stati correlati con gli elementi emersi dalle indagini geofisiche, mettendo in risalto la complessa struttura di questo settore appenninico, ove le varie unità sono interessate da una serie di thrusts che “affettano” e producono marcati raddoppi nelle successioni liguri esterne e nel basamento mesozoico-paleocenico.

### 3. - SISMICITÀ E CENNI DI NEOTETTONICA

L'Appennino nord-occidentale è, in genere, contraddistinto da una sismicità blanda che si evidenzia soprattutto in corrispondenza delle strutture sepolte del margine e lungo alcune direttrici che si sviluppano sia con andamento “appenninico” (NO-SE) che “antiappenninico” (SO-NE). Tra le prime si ricorda l'allineamento che dalla zona interessata dalla faglia Villalvernia-Varzi si estende a SE, dapprima verso Bedonia-Borgo Val di Taro, per proseguire poi in Lunigiana ed in Garfagnana; tra le seconde la disposizione degli epicentri lungo la Val Taro e la Val Parma e, con frequenza ed intensità decisamente minori, secondo la direzione della Val Trebbia.

I movimenti tellurici più significativi di cui si ha notizia in epoca storica (ELMI & ZECCHI, 1974; BONI, 1980; R.E.R.-C.N.R., 1980; C.N.R., 1985a, 1985b) si sono manifestati, con magnitudo macrosismica maggiore del valore 4 secondo KARNIK (1968), soprattutto in aree limitrofe a quelle del Foglio 179.

Recenti revisioni e nuovi studi (EVA & SOLARINO, 1994; TOMASELLI *et alii*, 1993) hanno nella sostanza confermato, per il settore appenninico di Nord-Ovest, la stabilità nel tempo delle aree sismogenetiche evidenziando appunto correlazioni dirette con gli elementi strutturali noti e con la sismicità storica.

Gli ipocentri sono stati individuati ad una profondità alquanto ridotta, principalmente tra 5 e 15 km e, attraverso l'analisi delle soluzioni focali, si è riscontrato come in superficie essi vadano ricondotti alla presenza di faglie normali, mentre i terremoti più profondi e più esterni rispetto alla catena vanno rapportati a strutture compressive (EVA *et alii*, 1990).

Osservazioni effettuate sulla massima intensità riscontrata (IACCARINO, 1968) per la zona ricadente nel Foglio 179, indicano come solo l'area circostante Piacenza abbia avuto risentimenti da fenomeni tellurici, mentre la massima intensità prevedibile (ELMI & ZECCHI, 1974) viene indicata come inferiore al VI grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg per il settore centrale dell'Appennino piacentino (vedi fig. 4), con un incremento al VI-VII grado verso i

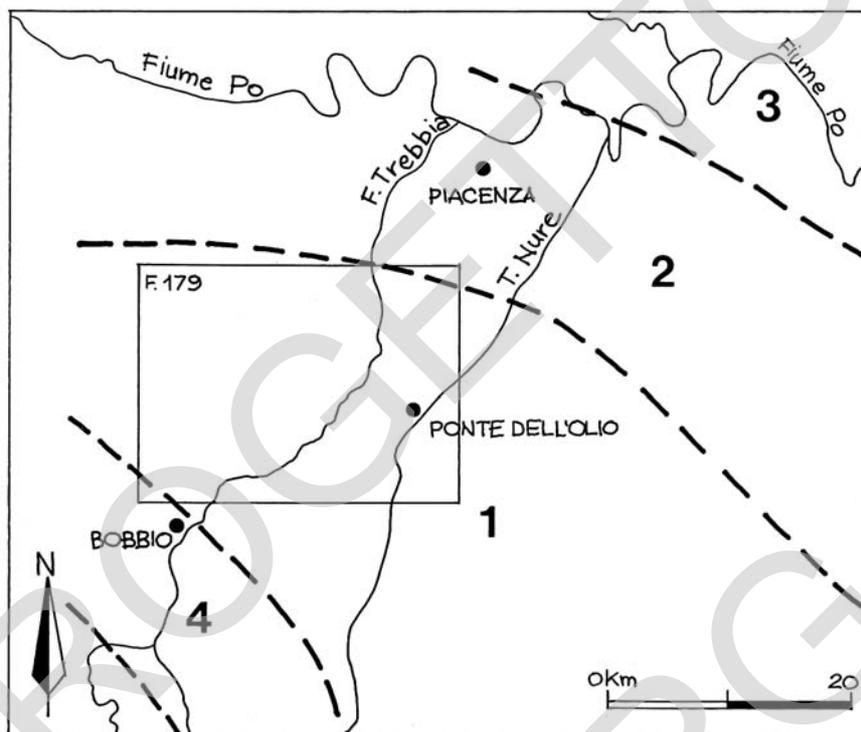


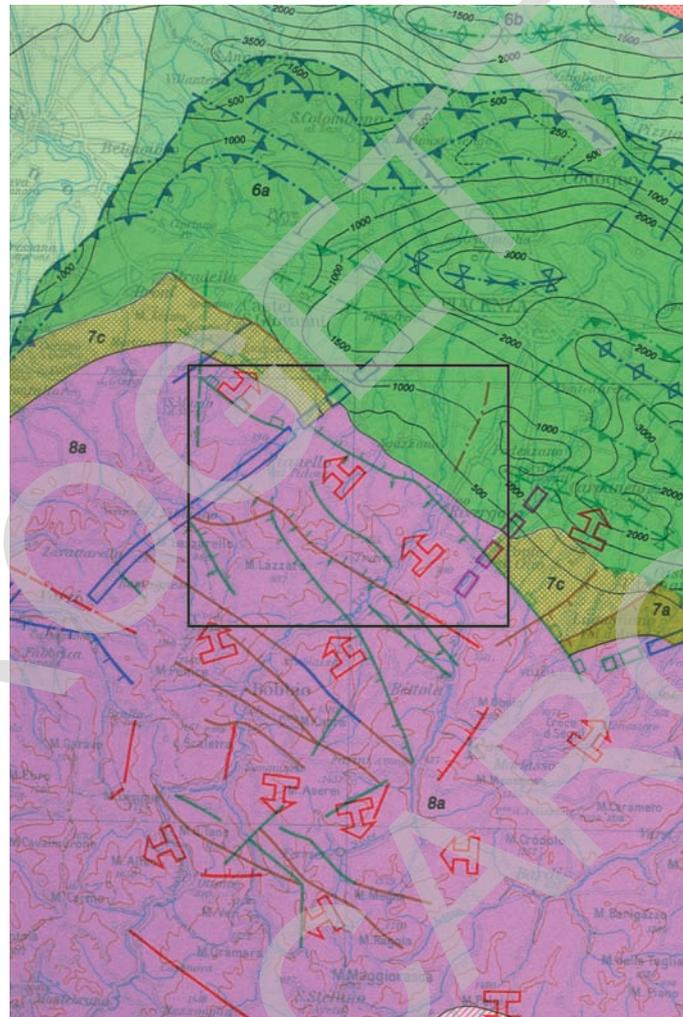
Fig. 4 - Carta delle massime intensità sismiche prevedibili (scala Mercalli-Cancani-Sieberg) (ridis. da ELMI & ZECCHI, 1974).

1 = intensità inferiore al VI      2 = intensità tra il VI e il VII  
 3 = intensità pari all'VIII      4 = intensità tra l'VIII e il IX

settori settentrionali ed un ancor più marcato aumento in quelli meridionali, che corrispondono all'allineamento a direzione NO-SE di cui si è detto all'inizio.

L'evoluzione tettonica recente della penisola (Neotettonica) è stata studiata tra gli anni 1978-1980, con la realizzazione dei fogli alla scala 1:100.000 e delle relative note illustrative; successivamente è intervenuto il coordinamento dei singoli elaborati con la predisposizione, per i vari settori regionali, di apposita cartografia di cui la Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale (BARTOLINI *et alii*, 1982), rappresentata da 4 tavole corrispondenti agli intervalli cronologici considerati, rappresenta un esempio. Gli elementi riportati in questa carta sono poi sfociati nella realizzazione della *Neotectonic Map of Italy* (C.N.R., 1987) ove i dati sono stati rielaborati e sintetizzati in un'unica tavola (vedi fig. 5).

Le ricerche a suo tempo condotte (BERNINI *et alii.*, 1978; BONI *et alii.*, 1980; MARCHETTI *et alii.*, 1978b; 1979a; 1979b; 1979c) avevano portato all'acquisizio-



**6a** abbassamento intenso di bacini longitudinali asimmetrici interposti tra culminazioni localmente interessate da prevalente sollevamento;

**7c** abbassamento localmente interrotto da sollevamento durante il Pliocene e sollevamento generale dal Pliocene sup. - Pleistocene inf.;

**8a** sollevamento pressochè continuo durante Pliocene e Quaternario.

Fig. 5 - Inquadramento del Foglio 179 sulla Carta Neo-tettonica d'Italia (C.N.R., 1987).

ne di una serie di dati e di informazioni, che sono stati interpretati e definiti con gradi di attendibilità variabile, in funzione della possibilità di datazione dei terreni interessati dai movimenti areali o lineari. In particolare, per le aree montuose era stata utilizzata un'analisi di tipo prevalentemente morfologico (morfoneotettonica); per quelle di pianura i dati del sottosuolo (AGIP, AQUATER, IRSA, ecc.), integrati da indagini multidisciplinari, coinvolgendo studiosi di pedologia, archeologia, paleontologia ecc. Per le zone interessate da depositi plio-quadernari marini o continentali, infine, sono state impiegate le classiche metodologie stratigrafico-sedimentologiche, integrate con quelle strutturali.

Gli studi hanno portato ad individuare settori subsidenti ed altri in sollevamento, il tutto in un contesto geodinamico marcatamente attivo che ha indotto il raccorciamento delle strutture padane con traslazioni delle coltri controllate da lineamenti trasversali, di cui talvolta è stato anche possibile definire la cinematica.

In sintesi, per il settore relativo al F. 179, si ritiene che i movimenti areali recenti (GASPERI *et alii*, 1986; CASTELLARIN *et alii*, 1992) possano essere così compendati:

- sollevamento quasi continuo del settore della catena durante il Pliocene-Quaternario;
- abbassamento, localmente interrotto da sollevamenti, durante il Pliocene e sollevamento generale nel tardo Pliocene-Pleistocene inferiore, della fascia di raccordo tra i rilievi e la pianura per le zone poste rispettivamente ad Ovest del Torrente Tidone e ad Est del Torrente Nure;
- abbassamento intenso per le aree di pianura, con sollevamento locale di strutture sepolte (corrispondenti ai fronti dei *thrust*).

Tra gli elementi lineari segnalati, particolare significato rivestono le linee trasversali di deformazione poste in corrispondenza delle vallate del Torrente Nure e del Torrente Tidone e la serie di faglie ad andamento appenninico alle quali sono stati attribuiti differenti momenti di attività, senza peraltro giungere a definirne alcuna come "attiva" (*sensu* A.E.G., 1973).

## IV - STRATIGRAFIA

### 1. - IMPOSTAZIONE DELLA LEGENDA

Le unità cartografate possono essere raggruppate in tre grandi insiemi:

- a) Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico
- b) Successione Epiligure
- c) Unità Liguri e Subliguri

L'ordine in cui sono presentati questi grandi insiemi rispecchia l'ordine di sovrapposizione tettono-stratigrafica: la Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico è la più recente e la più superficiale rispetto all'edificio a falde appenninico mentre le Unità Liguri e Subliguri sono le più antiche e costituiscono le parti più profonde della catena.

All'interno di ciascun grande insieme, le singole unità sono state descritte seguendo un ordine cronologico decrescente (dalla più antica a quella più recente), fatta eccezione per la Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico, in cui la presentazione dei supersintemi inizia dal più alto stratigraficamente e termina con il più basso. All'interno di ciascun supersintema l'ordine seguito è nuovamente dal termine più antico a quello più recente. Per quanto riguarda le Unità Liguri e Subliguri, la descrizione delle singole unità tettoniche segue un ordine decrescente relativo alla posizione strutturale (dalla più alta alla più bassa) e all'interno di ciascuna unità tettonica le successioni stratigrafiche sono state descritte seguendo un ordine cronologico decrescente.

a) La successione post-evaporitica del margine padano-adriatico, affiorante nel Foglio 179, è costituita in massima parte dai depositi appartenenti al ciclo Quaternario Continentale (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) ed in minima parte dai terreni sedimentari sottostanti (Sintema di Costamezzana), continentali e paralici, che rappresentano gli equivalenti laterali dei depositi quaternari marini affioranti nel Foglio 180. Entrambi appoggiano in discordanza sulle altre unità affioranti sul margine e sono stati cartografati utilizzando unità stratigrafiche, secondo le indicazioni della "Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000" (AA.VV., 1991). Tali unità, come già detto nell'introduzione, costituendo per definizione le porzioni di sequenze deposizionali (sensu MITCHUM *et alii*, 1977) poste sui margini di un bacino sedimentario, consentono l'interpretazione stratigrafico-sequenziale e la correlazione fisica nel sottosuolo a scala regionale di questi depositi (R.E.R., ENI-AGIP, 1998). All'interno del ciclo Quaternario Continentale, denominato Supersintema Emiliano-Romagnolo, sono state individuate due unità principali: un'unità inferiore, detta Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, non affiorante nel Foglio, ed un'unità superiore, detta Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, che occupa la porzione nord-orientale del Foglio. Esse sono separate da una superficie di discontinuità stratigrafica (passante a Nord del Foglio 179 nella correlativa superficie di continuità), individuata nel sottosuolo tramite l'interpretazione dei profili sismici forniti dall'AGIP S.p.a., tarati sulla scorta della Banca Dati Geognostici Regionale, integrata con i dati del sondaggio PC179S1. Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore è stato suddiviso in cinque subsintemi identificabili in affioramento mediante caratteristiche morfo-pedostratigrafiche: si tratta infatti di conoidi alluvionali terrazzate, le cui superfici deposizionali relitte, poste a quote diverse e separate da scarpate erosive, presentano evoluzione pedostratigrafica differente. Le superfici di discontinuità erosiva che separano i cinque subsintemi sono state interpolate nel sottosuolo su una griglia di sezioni geologiche che collegano i pozzi meglio descritti della Banca Dati Geognostici Regionale. I subsintemi più recenti (Subsintema di Ravenna e Subsintema di Villa Verucchio) sono stati ulteriormente suddivisi, sempre grazie agli attributi morfo-pedostratigrafici, in unità di rango stratigrafico inferiore. Di quest'ultime è stata descritta, in carta, tramite l'uso di retini sovrimposti al colore dell'unità, la litologia prevalente nei primi 1,5 - 2,0 m dal piano campagna, ottenuta dall'analisi delle Banche Dati Geognostici e Pedologici della Regione Emilia-Romagna, integrate da trivellate manuali di controllo.

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo giace in discordanza sul Sintema di Costamezzana, di età Pleistocene inferiore, appartenente al Supersintema del Quaternario Marino, costituito da depositi di piana alluvionale e deltizia, equivalenti laterali dei depositi marino-marginali affioranti nell'adiacente Foglio 180.

b) La Successione Epiligure, che in generale appoggia in discordanza sull'edificio a falde ligure, nell'area del Foglio 179 è rappresentata dalla successione Monte Piano-Ranzano e da tre unità scarsamente affioranti ed in posizione strutturale problematica lungo il margine appenninico padano: marne del Rio Carona, correlabili con la Formazione di Antognola; sabbie del Rio Lora, inquadrabili forse nella Formazione di Bismantova e marne del Rio Lisone, correlabili con la Formazione del Termina. La Formazione di Ranzano è stata recentemente suddivisa a livello regionale in 3 membri (MARTELLI *et alii*, 1993 e MARTELLI *et alii*, in prep.), di cui sono presenti nell'area del Foglio solo i due inferiori (membro di Pizzo d'Oca e membro della Val Pessola).

c) Le formazioni appartenenti ai Domini Ligure e Subligure sono state raggruppate in unità (e sottunità) tettoniche, che vengono qui di seguito elencate in ordine di sovrapposizione geometrica attuale (dall'alto verso il basso), accompagnate dalle formazioni in esse contenute (in ordine stratigrafico): Unità tettonica Monte delle Tane (Complesso di Monte Ragola); Unità tettonica Cassio, Sottunità Monte Calenzone (Argille Varicolori di Cassio, Flysch di Monte Cassio); Unità tettonica Cassio, Sottunità Scabiazza (Arenarie di Scabiazza); Unità tettonica Groppallo (Complesso di Pietra Parcellara); Unità tettonica Bettola (Flysch di Bettola, Formazione di Val Luretta); Unità tettonica Guselli (Argilliti di Guselli); Unità tettonica Penice (Flysch di Monte Penice). Le formazioni appartenenti a diverse sottunità di una stessa unità tettonica sono intese riferibili allo stesso ambito paleogeografico ed i contatti tettonici che separano le sottunità sono interpretabili come scollamenti all'interno di una stessa successione stratigrafica. I rapporti tra le formazioni appartenenti alla stessa unità o sottunità tettonica sono invece stratigrafici, anche se localmente questi possono evidenziare fenomeni di tettonizzazione.

Le Unità tettoniche Monte delle Tane, Cassio, Groppallo, Bettola e Guselli appartengono all'insieme delle Unità Liguri Esterne: la prima di queste fa parte della Zona di S.Stefano-Zignago (ELTER & MARRONI, 1991), mentre le rimanenti sono considerate appartenenti alla Zona Emiliana (*ibid.*). L'Unità tettonica Penice appartiene invece all'Insieme Subligure (Unità di Canetolo *Auctt.*; ELTER *et alii*, 1964). L'attuale sovrapposizione di tutte queste unità tettoniche è il risultato della complessa successione di eventi tettonici esplicitatisi a partire dall'Eocene medio sino al Pleistocene (vedi Cap.V, 3.).

## 2. – DEPOSITI QUATERNARI INTRAPPENNINICI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA

Questi depositi si sono formati ad opera di vari processi sedimentari, legati principalmente a fenomeni gravitativi e alla dinamica fluviale.

La cartografia dei depositi continentali quaternari nell'area montuosa e collinare del Foglio è il risultato dell'integrazione tra una fase di rilevamento di terreno, con la raccolta di dati e osservazioni di carattere principalmente morfologico oltre che litologico, e una fase di analisi fotointerpretativa.

Mancano invece informazioni riguardanti la caratterizzazione geotecnica dei depositi, lo spessore degli stessi, la classificazione del tipo di movimento per i corpi franosi, dati sicuramente indispensabili per studi di carattere applicativo, per la raccolta dei quali sono necessarie indagini strumentali mirate, non previste nel progetto di cartografia di questo Foglio.

Gli accumuli di frana sono stati distinti sulla base dello stato di attività del movimento, in *corpi di frana in evoluzione* (**a<sub>1</sub>**), e *corpi di frana senza indizi di evoluzione* (**a<sub>2</sub>**). La distinzione è stata fatta sulla base di osservazioni di campagna senza l'ausilio di strumentazione.

I corpi franosi dal punto di vista litologico sono costituiti da accumuli gravitativi di elementi litoidi eterogenei ed eterometrici, ad assetto caotico, in abbondante matrice pelitica.

Altri tipi di coperture, originatesi per processi essenzialmente gravitativi e con l'apporto più o meno sensibile di fenomeni di ruscellamento, sono i *depositi di versante* (**a<sub>3</sub>**) e i *detriti di falda* (**a<sub>6</sub>**); i primi sono costituiti da elementi lapidei eterogenei ed eterometrici, con tessitura a supporto di granuli oppure con matrice pelitica o sabbiosa talora abbondante, accumulati ad opera della gravità lungo versanti più o meno acclivi e rielaborati dalle acque di ruscellamento e soggetti ad alterazione in situ. I detriti di falda sono costituiti da elementi litoidi spigolosi, sono generalmente privi di matrice e si sono formati per processi di disaggregazione meccanica in scarpate rocciose, soprattutto se interessate da intensa fratturazione e da fenomeni di crioclastismo, questi materiali si ritrovano quindi accumulati per gravità alla base delle scarpate stesse e in genere sono pochissimo rielaborati successivamente dalle acque di ruscellamento.

I depositi eluvio-colluviali di versante (**a<sub>4</sub>**) sono costituiti da elementi lapidei eterogenei ed eterometrici, inglobati in matrice pelitica sabbiosa, talora abbondante, e sono generati e rielaborati da processi di alterazione in situ, da fenomeni gravitativi e dalle acque di ruscellamento.

I depositi alluvionali sono stati distinti in *depositi alluvionali in evoluzione* (**b<sub>1</sub>**) e *depositi alluvionali recenti* (**b<sub>1a</sub>**); dal punto di vista litologico sono costituiti da ghiaie, decisamente prevalenti, sabbie e da locali blocchi, di dimensioni fino a plurimetriche. I depositi alluvionali in evoluzione occupano l'alveo attuale del corso d'acqua, i depositi alluvionali recenti i tratti temporaneamente abbandonati, ma che sono potenzialmente interessati dalle dinamiche fluviali in regime di piena ordinaria, sono quindi depositi soggetti ancora a rimobilizzazione.

### 3. - SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO

#### 3.1. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO (a cura di G. Di Dio, A. Piccin e D. Preti)

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo, affiorante con i suoi terreni più antichi sul margine appenninico padano, è stato suddiviso in due unità principali, Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, riconosciute e correlate come sequenze deposizionali (sensu MITCHUM *et alii*, 1977) su tutta la pianura emiliano-romagnola, utilizzando i profili sismici e i pozzi dell'AGIP (R.E.R., ENI-AGIP, 1998). Esse sono separate, in corrispondenza del margine appenninico, da una superficie di discontinuità caratterizzata da discordanza angolare ed erosione stratigrafica, testimonianza di una fase tettonica regionale. Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, costituito da sedimenti depositi in ambiente di piana alluvionale, giace in discordanza sui depositi quaternari continentali e paralicci appartenenti al Sintema di Costamezzana (vedi § 3.2.1). Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore è costituito invece da depositi prevalentemente grossolani di conoide alluvionale, giustapposti a depositi fini di interconoide e, localmente, di piana alluvionale. Questi depositi testimoniano il repentino spostamento verso nord del limite catena - bacino, avvenuto durante la fase tettonica sopracitata.

A livello regionale il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore corrisponde alla parte bassa della "Formazione fluvio-lacustre" di CREMASCHI (1982) ed alla parte bassa dell'Unità "Cà di Sola" di GASPERI *et alii* (1987), mentre il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore corrisponde alla parte alta delle suddette unità.

##### 3.1.1. - Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI)

Questa unità è presente solo nel sottosuolo del Foglio 179 NE.

E' costituita prevalentemente da banchi ghiaioso-sabbiosi, da metrici a decametrici, separati da livelli di spessore metrico di argille limose grigie di origine alluvionale. Il contatto di base è erosivo e discordante sul Sintema di Costamezzana; il contatto di tetto è erosivo e discordante con il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore raggiunge uno spessore massimo di quasi 80 metri sul margine nord-orientale del Foglio.

Non è stato sino ad ora possibile ottenere datazioni precise di questa unità:

l'intervallo di tempo da essa coperto esce infatti dal campo di risoluzione delle analisi radiometriche con il  $^{14}\text{C}$  e la taratura cronostratigrafica delle sequenze poliniche relativa alla Pianura Padana non è a tutt'oggi affidabile. Correlazioni regionali fanno risalire l'inizio della sedimentazione di questa unità a un intervallo di tempo compreso tra 650.000 e 780.000 anni B.P. (R.E.R., ENI-AGIP, 1998).

### 3.1.2 - *Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES)*

Si tratta di un'unità alluvionale terrazzata, costituita da ghiaie prevalenti (depositi intravallivi terrazzati e di conoide alluvionale) in corrispondenza degli apparati fluviali principali, passanti a limi prevalenti con rare intercalazioni di sabbie e ghiaie nelle aree di interconoide.

L'età complessiva dell'unità è Pleistocene medio-Olocene e nell'area Nord-Orientale del Foglio essa raggiunge lo spessore massimo di 120 m circa. Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore si trova in contatto erosivo e discordante con il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e con le altre unità del margine appenninico padano (Sintema di Costamezzana, Formazione di Val Luretta, marne del Rio Lisone e marne del Rio Carona).

L'unità è suddivisa in quattro subsintemi distinti su base morfo-pedostratigrafica, dal più antico nominati: Subsintema di Maiatico, Subsintema di Agazzano, Subsintema di Villa Verucchio e Subsintema di Ravenna. Tali unità affiorano a quote via via meno elevate lungo il margine pedeappenninico. I terrazzi più alti ed antichi nel margine sud-orientale del Foglio sono stati attribuiti al Sintema Emiliano-Romagnolo superiore indistinto; questa scelta è giustificata dal fatto che gli affioramenti sono limitati e non sono chiare le caratteristiche morfologiche e pedologiche per una loro attribuzione ad un subsintema specifico. E' tuttavia corretto ipotizzare che questi terrazzi appartengano ai subsintemi più antichi riconosciuti a scala regionale (Subsintema di Monterlinzana, AES<sub>1</sub>, e Subsintema di Maiatico, AES<sub>2</sub>).

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore indistinto è rappresentato in affioramento da piccoli depositi terrazzati discontinui, profondamente incisi e basculati verso nord-nord-est, visibili in destra Nure a est-sud-est di Ponte dell'Olio, a quote comprese tra 440 e 400 m s.l.m.. Tra i fiumi Trebbia e Nure, alcune superfici erosive relitte poste a quote elevate ma prive di deposito alluvionale possono essere correlate con questa unità. I depositi poggiano con contatto erosivo e discordante sul Sintema di Costamezzana e sulla Formazione di Val Luretta. Lo spessore dei depositi di terrazzo non supera i 25 m. Tipicamente si ha una parte basale ghiaiosa o argilloso-ghiaiosa, decametrica, ricoperta da un deposito fine, entrambi profondamente alterati e pedogenizzati. Il profilo di alte-

razione dell'unità è molto evoluto, raggiunge i 7-8 m di profondità ed è di tipo Bt/Btc/BC/Ck/C sulle litofacies grossolane. L'unità presenta una copertura fine, composta, dello spessore massimo di 4 m, costituita da limi e limi argillosi giallastri. Il suo profilo di alterazione è molto evoluto e di tipo A/E/Bt/Btc/Btb/Btcb/Btb/Btcb.

*Subsistema di Maiatico (AES<sub>2</sub>)*. Affiora nel Foglio 179 in corrispondenza di estese aree terrazzate di forma grossolanamente triangolare, profondamente incise e basculate verso nord-nord-est (pendenza 3-4%), a quote comprese tra 380 e 150 m s.l.m.: queste aree sono costituite da prevalenti depositi di conoide alluvionale ghiaiosa e, localmente, da depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore (area di Monteraschio e area a nord del Collegio Alberoni).

I depositi di conoide alluvionale ghiaiosa sono spesso terrazzati; essi sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose prevalenti, localmente cementate, di colore grigio-nocciola, giallo-rossastro all'alterazione. I depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore sono costituiti, invece, da limi stratificati prevalenti, grigio-nocciola, giallo-ocracei all'alterazione, con subordinati livelli di ghiaie e sabbie, localmente cementate. Entrambi i depositi possiedono una copertura fine, prevalentemente limoso-argillosa, di colore giallastro e dello spessore massimo di 4 m, interpretata dagli autori della presente nota come depositi alluvionali pedogenizzati, da altri rilevatori come deposito eolico (ACCORSI *et alii*, 1990, CREMASCHI & BUSACCA, 1994).

Il fronte di alterazione dell'unità è generalmente molto evoluto, raggiunge i 7-8 m di profondità e presenta la completa decarbonatazione degli orizzonti superficiali e profondi. I suoli evoluti sui depositi ghiaiosi sono caratterizzati dallo sviluppo di orizzonti ad accumulo di argilla illuviale e di sesquiossidi di Fe e Mn e dalla differenziazione del profilo in orizzonti Btb-Btcb-BCb-Ckb-Cb; Hue degli orizzonti Bt 2.5YR. La caratteristica colorazione rossastra degli orizzonti B è dovuta all'immobilizzazione ed alla concentrazione relativa di ossidi di Fe ben cristallizzati. I suoli evoluti sui depositi fini si caratterizzano invece per la neoformazione di argille di tipo espandibile ed il profilo è differenziato in orizzonti A-Bw-Bkss; Hue degli orizzonti Bw 2.5Y. Il colore bruno-olivastro di questi orizzonti è riconducibile alla insolubilizzazione di ossidi ed idrossidi di Fe ed al loro accumulo all'interno della matrice argillosa.

Anche il fronte di alterazione della copertura fine è molto evoluto e presenta, oltre alla completa decarbonatazione del profilo, lo sviluppo di orizzonti eluviali, di orizzonti di accumulo di argilla illuviale e di sesquiossidi di Fe e Mn. I suoli evoluti su questa copertura sono composti ed il loro profilo è differenziato in orizzonti A-E-Bt-Btc-Btb-Btcb-Btb-Btcb; Hue degli orizzonti Bt 10YR-2.5Y.

Il contatto di base del Subsistema di Maiatico è erosivo e discordante con il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e con le altre unità del margine appenninico padano (Sintema di Costamezzana, Formazione di Val Luretta, marne del Rio Lisone e marne del Rio Carona). Nell'area del Foglio il Subsistema di Maiatico raggiunge lo spessore massimo di 30-40 m.

Sulla base della posizione stratigrafica, il Subsistema di Maiatico sarebbe interamente riferibile al Pleistocene medio.

*Subsistema di Agazzano (AES<sub>3</sub>)*. Corrisponde ad estese aree terrazzate, in genere adiacenti a quelle definite come Subsistema di Maiatico, basculate verso nord-nordest (pendenza 2-2.5%), a quote comprese tra 255 e 105 m s.l.m.: queste aree sono costituite da prevalenti depositi di conoide alluvionale ghiaiosa e, localmente, da depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore (area di Sarturano). In destra Nure sono presenti anche depositi intravallivi, fortemente incisi.

I depositi di conoide alluvionale ghiaiosa sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose prevalenti di colore grigio-nocciola, giallo-rossastro all'alterazione. In destra Trebbia un'importante scarpata suddivide morfologicamente l'unità in due ampie superfici terrazzate. I depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore sono costituiti, invece, da limi stratificati prevalenti, grigio-nocciola, giallo-ocraei all'alterazione, con subordinati livelli di ghiaie e sabbie. Entrambi i depositi possiedono una copertura fine, prevalentemente limoso-argillosa, di colore giallastro e dello spessore massimo di 4 m, interpretata dagli autori della presente nota come depositi alluvionali pedogenizzati, da altri rilevatori come deposito eolico (ACCORSI *et alii*, 1990, CREMASCHI & BUSACCA, 1994).

Il fronte di alterazione dell'unità è generalmente molto evoluto e del tutto paragonabile a quello dell'unità precedente: raggiunge i 7-8 m di profondità ed è di tipo Bt/Btc/BC/Ck/C sulle litofacies grossolane e di tipo A/Bw/Bkss sulle litofacies fini; anche la copertura fine, dello spessore massimo di 4 m, costituita da limi e limi argillosi giallastri presenta un profilo di alterazione molto evoluto di tipo A/E/Bt/Btc/Btb/Btcb/Btb/Btcb.

Il contatto di base del Subsistema di Agazzano è discordante ed erosivo sulle seguenti unità: Sintema di Costamezzana, Formazione di Val Luretta e marne del Rio Lisone; il contatto con il Subsistema di Maiatico, invece, è erosivo e discordante solo nelle zone poste in corrispondenza e a sud-ovest delle strutture appenniniche sepolte, mentre a nord-est di quest'ultime tale contatto diviene progressivamente continuo e concordante. Nell'area del Foglio il Subsistema di Agazzano raggiunge lo spessore massimo di circa 25 metri.

Mancano datazioni dirette del Subsistema di Agazzano. All'interno della copertura limoso-argillosa sono stati rinvenuti nell'area del Foglio manufatti

riferibili all'industria *Levallois* (Paleolitico inferiore-medio) (ACCORSI *et alii*, 1990). Sulla base di questi dati, quindi, il Subsistema di Agazzano sarebbe interamente riferibile al Pleistocene medio.

*Subsistema di Villa Verucchio (AES<sub>7</sub>)*. L'unità è costituita da ghiaie e ghiaie sabbiose prevalenti, con locali intercalazioni di sabbie e limi sabbiosi: depositi intravallivi terrazzati e di conoide alluvionale. Localmente sono presenti limi e limi sabbiosi prevalenti: depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore. Il contatto di base è erosivo e discordante con tutte le altre unità, mentre il limite di tetto è costituito dalla superficie deposizionale relitta coincidente con la superficie topografica. Nell'area del Foglio il Subsistema di Villa Verucchio raggiunge lo spessore massimo di 40 m circa.

Sulla base della quota delle superfici topografiche (del tetto delle ghiaie per i terrazzi intravallivi) e del profilo di alterazione pedogenetica, sono state individuate e cartografate due unità informali, in parte a limiti inconformi, denominate unità morfo-pedostratigrafiche. In carta, all'interno della sola unità più recente (AES<sub>7b</sub>) ed in base alla litologia superficiale considerata per 1-2 m di spessore dal piano campagna, sono state distinte le ghiaie più o meno sabbiose di riempimento di canale fluviale, che rappresentano i depositi di conoide alluvionale e le alternanze di sabbie, limi ed argille di tracimazione fluviale indifferenziata, che rappresentano i depositi di argine e di piana inondabile delle aree di interconoide e i depositi del reticolo idrografico minore. Queste unità sono state tentativamente correlate lungo tutto il margine appenninico padano dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, utilizzando, ove possibile, decine di datazioni radiometriche per individuare l'intervallo geocronologico a cui attribuire l'unità più giovane.

*unità di Niviano (AES<sub>7a</sub>)*. In contesto intravallivo, e limitatamente alla Val Trebbia, è rappresentata da depositi alluvionali terrazzati, in lembi posti a quote elevate e talora sepolti da spesse coltri colluviali; nell'alta pianura l'unità è invece rappresentata da pianalti, debolmente inclinati verso nord (pendenza media 1.3%) e costituiti sia da depositi di conoide ghiaiosa (di pertinenza del F. Trebbia e del T. Nure), sia da depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore (area di Gazzola). La scarpata che delimita l'unità di Niviano dalle unità più recenti varia da pochi metri fino a circa 20 m di altezza.

I depositi di conoide alluvionale ghiaiosa sono costituiti da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, grigio-nocciola. I depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore sono costituiti, invece, da limi e limi sabbiosi prevalenti, con intercalazioni di ghiaie e sabbie. L'unità presenta inoltre una copertura fine composita, discontinua, dello spessore massimo di 2 m, costituita da limi e limi argil-

30

losi giallastri, interpretata dagli autori della presente nota come depositi alluvionali pedogenizzati, da altri rilevatori come deposito eolico (ACCORSI *et alii*, 1990).

Il fronte di alterazione dell'unità è molto evoluto, raggiunge i 4-5 m di profondità e presenta la completa decarbonatazione degli orizzonti superficiali e profondi. I suoli evolutisi su depositi grossolani presentano sviluppo di orizzonti ad accumulo di argilla illuviale e differenziazione del profilo in orizzonti Btb-Btgb-BCb-Ckb; *Hue* degli orizzonti Bt 5YR. La caratteristica colorazione rossastra degli orizzonti B è dovuta all'immobilizzazione ed alla concentrazione relativa di ossidi di Fe ben cristallizzati. I suoli evolutisi sui depositi fini presentano invece neoformazione di argilla, riorganizzazione dei carbonati sottoforma di concrezioni dure negli orizzonti inferiori e differenziazione del profilo in orizzonti A-Bw-Bkss; *Hue* degli orizzonti Bw 2.5Y.

Anche il fronte di alterazione della copertura è molto evoluto: presenta la completa decarbonatazione del profilo, lo sviluppo di orizzonti ad accumulo illuviale e di sesquiossidi di Fe e Mn e la differenziazione del profilo in orizzonti A-Bw-Btc-Bg; *Hue* degli orizzonti B 10YR. I suoli evolutisi sull'unità Niviano sono analoghi a quelli che si rilevano al tetto dei subsistemi più antichi, ma presentano rispetto a questi ultimi una minore differenziazione del profilo ed un minore spessore globale del fronte di alterazione. Lo spessore massimo dell'unità di Niviano è di poche decine di metri.

Mancano datazioni dirette dell'unità di Niviano. All'interno della copertura limoso-argillosa sono stati rinvenuti nell'area del Foglio manufatti riferibili all'industria *Levallois* (Paleolitico inferiore-medio) (ACCORSI *et alii*, 1990). In base a questi dati e per posizione stratigrafica, l'età di questa unità è riferibile al Pleistocene superiore.

*unità di Vignola (AES<sub>7b</sub>)*. In contesto intravallivo l'unità è rappresentata da depositi terrazzati, mentre in pianura è rappresentata da depositi di conoide ghiaiosa; la scarpata che la separa dal Subsistema di Ravenna è di ordine metrico e l'unità è sede di attività agricola diffusa e di nuclei abitati.

Essa è costituita da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, ricoperti da una coltre limoso-argillosa discontinua. Il fronte di alterazione è di discreto spessore (1.5-2 m) e sono presenti suoli non calcarei, talora con evidenze di accumulo di argilla illuviale. Il profilo è differenziato in orizzonti A-Bw-BC-C e A-Bt-Bck-C; *Hue* degli orizzonti Bw e Bt 5YR. Il colore rossastro è connesso alla cristallizzazione degli ossidi di Fe, liberati in seguito ai processi di alterazione.

In corrispondenza dei depositi alluvionali terrazzati in contesto intravallivo, il suolo al tetto dell'unità è localmente ricoperto da una coltre colluviale che può raggiungere anche i 3-4 m di spessore (ad es. nei dintorni di Fiorano, Val Trebbia).

L'unità di Vignola aveva già concluso la sua deposizione in epoca romana, ed era occupata da insediamenti stabili quali Quarto, Settima e Ottavello. Tuttavia, durante il deterioramento climatico post-romano e fino al XIX secolo, fu periodicamente soggetta ad alluvionamenti in concomitanza con gli eventi di piena del F. Trebbia; questo ha fatto sì che la porzione di pianura attribuita all'unità di Vignola in destra Trebbia, tra Rivergaro e Quarto, sia caratterizzata da depositi alluvionali complessi e da locali ringiovanimenti del profilo pedostratigrafico. Lo spessore massimo di questa unità è di circa 20 m.

Pleistocene superiore.

*Subsintema di Ravenna (AES<sub>8</sub>)*. È sede di attività agricola diffusa, di insediamenti produttivi e, localmente, di nuclei abitati. In contesto intravallivo il subsintema è costituito da depositi alluvionali terrazzati, mentre in pianura è costituito da depositi di conoide ghiaiosa (di pertinenza del T. Tidone e del F. Trebbia) e da depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore (area di Campremoldo). In carta, all'interno del Subsintema di Ravenna ed in base alla sola litologia superficiale considerata per 1-2 m di spessore dal piano campagna, sono state distinte le ghiaie più o meno sabbiose di riempimento di canale fluviale che rappresentano i depositi di conoide alluvionale e le alternanze di sabbie, limi ed argille di tracimazione fluviale indifferenziata che rappresentano i depositi di argine e di piana inondabile delle aree di interconoide e i depositi del reticolo idrografico minore. Nei settori intravallivi, lungo il corso del T. Nure, del T. Tidone e del F. Trebbia, il subsintema è costituito da terrazzi raggruppabili in vari ordini gerarchici, sulla base della quota e della presenza di dislivelli morfologici e scarpate più o meno ben espressi.

Questa unità è stata correlata lungo tutto il margine appenninico padano dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, utilizzando, ove possibile, decine di datazioni radiometriche per individuarne l'intervallo geocronologico di appartenenza.

I depositi di conoide ghiaiosa sono costituiti da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, ricoperti da una coltre limoso-argillosa discontinua. I depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore, invece, sono costituiti da limi, talora sabbiosi, di limitato spessore (3-4 m). Il fronte di alterazione è di moderato spessore (da qualche decina di cm fino ad 1 m) ed i suoli presentano gli orizzonti superficiali decarbonatati o parzialmente decarbonatati. Il profilo è costituito dagli orizzonti A-Bw-Bk (C); Hue degli orizzonti B 2.5Y-10YR.

In corrispondenza dei depositi intravallivi terrazzati, il suolo al tetto dell'unità è localmente ricoperto da una sottile coltre colluviale (0.5-1 m).

Lo spessore massimo di questa unità è inferiore a 20 metri.

Il tetto dell'unità è rappresentato dalla superficie deposizionale, per gran

parte relitta, corrispondente al piano topografico, mentre il contatto di base è discontinuo, spesso erosivo e discordante, sugli altri subsistemi e sulle unità più antiche.

Nell'area del Foglio è disponibile una datazione radiometrica vicina alla base dell'unità, ottenuta con il metodo del  $^{14}\text{C}$  in un campione prelevato durante la perforazione del sondaggio PC179S1 (vedi Appendice 2) alla profondità di 2.30 m dal piano campagna e corrispondente ad un orizzonte pedologico Ab (ricco in sostanza organica) sepolto dai successivi depositi del Subsistema di Ravenna: l'età radiometrica risulta  $9.100 \pm 185$   $^{14}\text{C}$  yr BP, coerente con le età ottenute in altre aree della Regione Emilia-Romagna.

Pleistocene superiore - Olocene; post circa 18.000 anni B.P..

Su base morfologica, archeologica e pedostratigrafica viene distinta, all'interno del Subsistema di Ravenna, l'unità di Modena.

*unità di Modena (AES<sub>8a</sub>)*. E' costituita, sia in contesto intravallivo che di pianura, da depositi alluvionali terrazzati, adiacenti all'alveo di piena degli attuali corsi d'acqua. La scarpata fluviale che la separa dalla parte più antica del Subsistema di Ravenna varia da 1 a 2 m di altezza, mentre la scarpata fluviale che la separa dalle alluvioni attuali varia da 0.5 a 3 m di altezza. Localmente è sede di attività agricola e talora di insediamenti produttivi.

L'unità è costituita da ghiaie prevalenti con livelli e lenti di sabbie, ricoperte da una coltre limoso-argillosa discontinua. Il fronte di alterazione è di limitato spessore (poche decine di cm) ed a profilo A-C (*Entisuoli*) e, localmente, A-Bw-C (*Inceptisuoli*); Hue dell'orizzonte Bw 10YR-2.5Y. Lo spessore massimo dell'unità è di qualche metro.

Non sono disponibili datazioni radiometriche o geoarcheologiche nell'area del Foglio, tuttavia all'Unità di Modena è attribuita, a livello regionale e su base archeologica, un'età post-romana, probabilmente post IV-VII sec. d.C.

Olocene; post IV-VII sec. d.C..

### 3.2. - SUPERSINTEMA DEL QUATERNARIO MARINO (a cura di G. Di Dio e A. Piccin)

I terreni appartenenti al Supersistema del Quaternario Marino non erano stati distinti nella cartografia precedente, se non come litofacies di interesse locale in ALBERTELLI & MAZZEI (1963) e MARCHETTI (1974); essi affiorano poco estesamente lungo il margine pedeappenninico (in particolare nel *thalweg* e lungo i versanti delle valli che lo incidono).

Questa unità è costituita da terreni continentali, paralici e marini, deposti al

di sopra di una superficie di discontinuità regionale. Nei Fogli più settentrionali, confinanti con il 179, la superficie di discontinuità basale passa alla corrispondente superficie di continuità e, pertanto, non si potrà parlare più, per definizione, di Supersistema del Quaternario Marino, ma di Sequenza Deposizionale del Quaternario Marino. Tutte le unità in cui viene suddiviso il supersistema presentano il medesimo problema stratigrafico formale, in quanto le discontinuità fisiche che ne costituiscono il limite in affioramento, nel sottosuolo passano alle corrispondenti superfici di continuità entro distanze più o meno brevi. Ognuna di queste unità dovrà, pertanto, essere considerata, alla scala del Foglio, una sequenza deposizionale di rango gerarchico corrispondente. Nel vicino Foglio 199 l'unità è suddivisa in due sistemi, di cui solo il più recente è affiorante in questo Foglio.

Pliocene superiore - Pleistocene inferiore.

### 3.2.1. - *Sistema di Costamezzana (CMZ)*

L'unità è costituita da limi e limi sabbiosi prevalenti con intercalazioni di sabbie limose, di colore grigio azzurrognolo, giallo ocraceo all'alterazione; sono frequenti i livelli ricchi in sostanza organica (prevalentemente frustoli carboniosi) e con presenza di macrofossili di ambiente continentale (Gasteropodi a guscio sottile): depositi di piana alluvionale e deltizia.

In corrispondenza dei paleo-apparati fluvio-deltizi principali (T. Tidone, F. Trebbia e T. Nure) sono, al contrario, preponderanti ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie spesso cementate, di colore grigio-verdastro, ocraceo all'alterazione: depositi di riempimento di canale distributore e, localmente, di conoide alluvionale distale e delta-conoide. Gli affioramenti principali di questa litofacies si trovano in sinistra Trebbia (tra Croara nuova e Rivalta), in destra Trebbia (Rivergaro) ed in destra Nure (tra Ponte dell'Olio e Zaffignano). Nell'area di conoide del F. Trebbia sono presenti in sottosuolo depositi prevalentemente ghiaiosi fino ad elevata profondità, pari a 463 m dal p.c. (pozzo "Rivergaro 1", AGIP 1972, DONDI *et alii*, 1982c, vedi V, 4): i depositi compresi tra 40 e 182 m circa da p.c. appartengono al Sistema di Costamezzana e sono verosimilmente riferibili ad un paleo-Trebbia che portava il suo carico ghiaioso fino alla foce in mare.

Il contatto di base è erosivo e discordante sulle marne del Rio Lisone, sulle marne di Monte Piano e sulla Formazione di Val Luretta.

Pleistocene inferiore.

I depositi quaternari, paralici e marini (corrispondenti a parte della Formazione di Castell'Arquato di BARBIERI, 1967, e a parte delle Sabbie di Asti

della stratigrafia AGIP del sottosuolo della Pianura Padana documentata da DONDI *et alii*, 1982a), affioranti appena ad Est del limite orientale del Foglio, costituiscono le facies sedimentarie equivalenti del Sintema di Costamezzana ivi affiorante. Si ritiene utile fornirne una breve descrizione.

Si tratta di sabbie prevalenti, medie e fini, ben selezionate, solo localmente cementate, grigie o grigio-verdastre, giallastre all'alterazione. Sono frequenti le intercalazioni lenticolari di ghiaie fini e medie, anch'esse ben selezionate, a clasti molto ben arrotondati in matrice sabbiosa, talora abbondante. Sono quasi sempre presenti macrofossili di ambiente marino infralitorale, spesso ridotti in frammenti; talora sono riconoscibili, anche in carote di sondaggio, strutture sedimentarie caratteristiche dell'ambiente di spiaggia (laminazione obliqua, allineamenti di ciottoli). A questi depositi prevalentemente sabbiosi, che si presentano in corpi composti di spessore variabile dai 10 ai 20 m, si intercalano, con spessori dell'ordine della decina di metri, peliti grigie (limi e limi sabbiosi prevalenti) contenenti frustoli vegetali e macrofossili di ambiente lagunare o continentale. Tali depositi rappresentano verosimilmente episodi continentali o di laguna costiera, legati alle oscillazioni della linea di costa.

I depositi di ambiente paralico sabbioso-ghiaiosi e limoso-sabbiosi hanno spessore complessivo fino a qualche centinaio di metri e poggiano su peliti di piattaforma o di prodelta del Pliocene; essi ospitano generalmente un acquifero di discreta potenzialità caratterizzato, almeno nella sua porzione superiore, da acque dolci e ben protetto da eventuali contaminazioni superficiali.

#### 4. - SUCCESSIONE EPIFIGURE

La Successione Epiligure (RICCI LUCCHI & ORI, 1985) si deposita in discordanza sulle Unità Liguri deformate (vedi Cap. V, 1. e 2.), entro bacini episuturali dalla complessa architettura fisiografica. La sedimentazione inizia nell'Eocene medio e perdura, anche se con numerose interruzioni e conseguenti discontinuità stratigrafiche, fino al Miocene superiore; si tratta quindi di una successione sin-orogena, in grado di registrare gli eventi tettonici che hanno interessato il substrato ligure durante l'orogenesi terziaria dell'Appennino. A causa dell'originaria articolazione dei bacini di sedimentazione, dell'ingente traslazione subita e della forte erosione che ha accompagnato il sollevamento della catena, la Successione Epiligure affiora oggi in lembi discontinui. Inoltre le caratteristiche litostratigrafiche delle formazioni che la compongono, che presentano frequenti variazioni laterali delle litofacies, rendono difficoltosa la correlazione a scala regionale delle unità distinte. Per questi motivi, in occasione del progetto CARG, il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna ha

promosso un progetto di ricerca finalizzato alla correlazione a scala regionale delle unità litostratigrafiche della Formazione di Ranzano (MARTELLI *et alii*, 1993). Nell'ambito di questo progetto, all'interno Foglio 179 sono state misurate e campionate per la biostratigrafia a nannofossili calcarei (CATANZARITI, 1993) e per la petrografia delle areniti (CIBIN, 1993a, 1993b) alcune sezioni stratigrafiche localizzate nell'area di Spettine (Val Nure) e della Val Chiarone e comprendenti sia le Marne di Monte Piano che la Formazione di Ranzano.

Nel Foglio 179 la Successione Epiligure è costituita prevalentemente dalle Marne di Monte Piano e dalla Formazione di Ranzano, che si rinvengono quasi sempre in regolare sovrapposizione stratigrafica; sono inoltre presenti lembi di limitata estensione, affioranti al margine appenninico padano, costituiti da unità con età variabili dall'Oligocene al Tortoniano (marne del Rio Carona, sabbie del Rio Lora, e marne del Rio Lisone), che sono state incluse nella Successione Epiligure sebbene le pessime condizioni di affioramento non ne permettano una compiuta definizione stratigrafica.

#### 4.1. - MARNE DI MONTE PIANO (MMP) (con contributi di R. Catanzariti)

Le Marne di Monte Piano (MARCHESI, 1961) sono costituite da marne e argille pelagiche; in genere vi sono rappresentate due litofacies, non distinte cartograficamente. La litofacies inferiore è costituita da argille, argille marnose, marne e marne siltose, rosso-violacee verso la base e rosso mattone, grigio-verdi e grigio chiare salendo nella successione. La litofacies superiore è costituita da marne e marne siltose grigie, grigio verdi, talora rosate, massive, con rarissime intercalazioni di sottili livelli siltosi e arenacei lenticolari e con intervalli, talora pluridecimetrici, maggiormente cementati e a frattura scheggiata.

La potenza della formazione è variabile, da qualche decina di metri a circa 100 m.

Il limite inferiore è generalmente discontinuo, marcato da una lacuna biostratigrafica e, talora, da discordanza angolare sulle Unità Liguri (Formazione di Val Luretta).

Le Marne di Monte Piano sono state misurate e campionate per lo studio dei nannofossili calcarei (CATANZARITI, 1993) in due sezioni stratigrafiche: 1) sezione del T. Spettine (Val Nure); 2) sezione di Val Chiarone.

1) La sezione del T. Spettine affiora, per la parte relativa alle Marne di Monte Piano, lungo il versante sinistro orografico del Rio di Val Scura ad Est di Biana (Val Nure). La sezione si sviluppa per circa 150 m di spessore ed inizia con una decina di metri di peliti marnoso-argillose di colore rosso vinato. Dopo circa 15 m di copertura, essa continua con circa 120 m di marne e marne siltose, a strati-

ficazione poco evidente, di colore grigio e grigio-verde, che diventano grigio-rosate e a stratificazione più marcata verso il tetto. Il passaggio con la soprastante Formazione di Ranzano è graduale e marcato dalla comparsa di sottili livelli arenitici e dal cambio di colorazione della pelite, che diventa francamente grigia; il passaggio, discordante a scala cartografica, con la sottostante Formazione di Val Luretta non è invece esposto in questa sezione. La base della formazione è riferibile alla Cronozona NP16 (Luteziano, parte alta) per la presenza di: *Reticulofenestra umbilicus* (maggiore di 14 $\mu$ ); *Sphenolithus furcatolithoides*; *Sphenolithus spiniger*; *Sphenolithus radians*, in associazione con: *Ericsonia formosa*; *Coccolithus eopelagicus*; *Chiasmolithus grandis*; *Discoaster barbadiensis*; *Discoaster saipanensis*. Il tetto della sezione, al passaggio con la Formazione di Ranzano, risulta riferibile invece alla Cronozona combinata NP18-20 (Priaboniano) per la presenza di: *Discoaster barbadiensis*; *Discoaster saipanensis*; *Istmolithus recurvus* (comune e continuo); *Cribrocentrum reticulatum* (scarso); *Chiasmolithus oamaruensis*; *Ericsonia formosa*; *Dictyococcites bisectus*; *Dictyococcites hesslandii*.

2) La sezione di Val Chiarone, per la parte relativa alle Marne di Monte Piano, affiora lungo il versante sinistro orografico della Val Chiarone, circa 500 m a Nord del paese omonimo. La sezione è costituita da circa 85 m di marne e marne silteose, a stratificazione poco evidente, di colore grigio e grigio-verde, che diventano grigio-rosate e a stratificazione più marcata verso il tetto. Il passaggio con la soprastante Formazione di Ranzano è netto ed è posto in corrispondenza della comparsa dei primi livelli arenitici (Fig. 6). Anche in questa sezione non affiora il contatto di base con la Formazione di Val Luretta. La base della sezione Val Chiarone è leggermente più recente della sezione del T. Spettine ed è riferibile alla Cronozona NP17 (Bartonian); il passaggio con la Formazione di Ranzano è invece riferibile alla parte media della Cronozona NP18-20 (Priaboniano) ed è caratterizzato dalla seguente associazione: *Discoaster barbadiensis*; *Discoaster saipanensis*; *Cribrocentrum reticulatum* (scarso); *Reticulofenestra umbilicus*; *Dictyococcites bisectus*; *Dictyococcites hesslandii*; *Istmolithus recurvus* (raro); *Chiasmolithus oamaruensis*.

In conclusione, l'età delle Marne di Monte Piano nel Foglio 179 è compresa tra il Luteziano terminale (Cronozona NP16) ed il Priaboniano (Cronozona NP18-20).

Infine va menzionato un limitato ma interessante affioramento di Marne di Monte Piano, localizzato al margine orientale del Foglio, poco ad Est di Ponte dell'Olio, nell'incisione del ramo orientale del Rio Zaffignano e ricoperto in discordanza dal Sintema di Costamezzana. Tale affioramento, già segnalato in BRAGA & MOSNA (1964), era stato attribuito, sulla base dello studio delle faune a Foraminiferi, all'Oligocene, ancorchè inferiore; successivamente BONI *et alii*

(1971) riferiscono questi terreni alle Marne di Monte Piano. Una campionatura speditiva per lo studio dei nannofossili calcarei ha confermato l'attribuzione di questo affioramento, che prosegue nel limitrofo Foglio 180 "Salsomaggiore Terme", alle Marne di Monte Piano parte alta e più precisamente alla Cronozona combinata NP18-20 del Priaboniano (CATANZARITI, comunicazione personale).

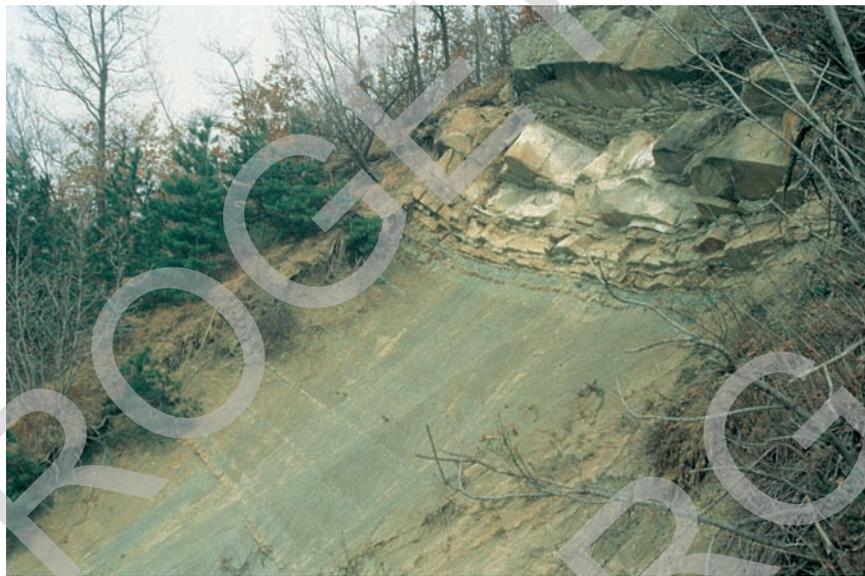


Fig. 6 - Contatto Marne di Monte Piano - Formazione di Ranzano, strada Pianello V.T. - Pecorara ad W di Rocca d'Olgisio.

#### 4.2. - FORMAZIONE DI RANZANO (RAN) (con contributi di L. Martelli, R. Catanzariti e U. Cibin)

La Formazione di Ranzano è costituita da più corpi sedimentari di origine prevalentemente torbiditica, con geometria da lenticolare a tabulare e con facies deposizionali molto variabili, da grossolane a pelitiche.

Il contatto inferiore è per lo più con le Marne di Monte Piano ed è marcato dalla comparsa brusca di livelli arenacei, assenti nella parte alta della formazione sottostante; fa eccezione l'area del T. Spettine in cui il passaggio è graduale attraverso un intervallo di circa 30 metri di torbiditi sottili prevalentemente pelitiche. Laddove la successione è completa (T. Spettine e Val Chiarone), in corrispondenza di questo limite non è stata documentata alcuna lacuna biostratigrafica (CATANZARITI, 1993). Localmente la Formazione di Ranzano poggia diretta-

mente sulle Unità Liguri (Formazione di Val Luretta): area tra Piozzano e Pianello Val Tidone e dintorni di Monteventano. In questo Foglio non è rappresentata la parte superiore della formazione; nei Fogli limitrofi, il limite superiore è con la Formazione di Antognola, in apparente continuità di sedimentazione, ed è marcato da una rapida diminuzione dei livelli arenitici.

Lo spessore massimo complessivo è generalmente di alcune centinaia di metri.

L'età della formazione documentata nel Foglio 179, è compresa tra il Priaboniano superiore e il Rupeliano inferiore (CATANZARITI, 1993).

La Formazione di Ranzano è stata interamente suddivisa in membri e litofacies (MARTELLI *et alii*, in prep.). Fra i diversi caratteri fisici di questa formazione presi in esame, l'unico che ha mostrato un'ottima persistenza laterale a scala regionale è la composizione del detrito arenitico, caratterizzata da una peculiare evoluzione nel tempo. Le numerose successioni esaminate, infatti, sono costituite da più intervalli sovrapposti a composizione relativamente omogenea al loro interno caratterizzati da specifiche aree sorgenti del detrito appartenenti alla catena alpino occidentale-appenninica e separati da superfici di cambiamento composizionale piuttosto brusche (DI GIULIO, 1990; CIBIN 1993a, 1993b).

Le analisi biostratigrafiche del contenuto in nannofossili calcarei (CATANZARITI 1993, CATANZARITI *et alii*, in prep.), eseguite in dettaglio dove tutti gli intervalli composizionali suddetti sono presenti e ben affioranti, hanno consentito di datare tali intervalli composizionali.

In seguito ai risultati acquisiti la Formazione di Ranzano risulta suddivisibile nei seguenti membri:

- 1) membro del Pizzo d'Oca;
- 2) membro della Val Pessola;
- 3) membro di Varano dé Melegari (non affiorante nel Foglio 179).

La descrizione dei membri e delle litofacies che segue è in ordine stratigrafico, dai termini più antichi ai più recenti. I toponimi si riferiscono ad aree nelle quali affiorano sia la base che il tetto dell'unità descritta e dove è possibile osservare una sezione stratigrafica completa o stratotipo.

*membro di Pizzo d'Oca (RAN<sub>1</sub>)*. Quando presente esso occupa sempre la posizione basale della formazione.

La litofacies prevalente è arenaceo-pelitica, localmente arenaceo-conglomeratica (Val Chiarone). Gli strati sono prevalentemente medi e spessi, talora molto spessi; la loro geometria è generalmente tabulare, talora lenticolare quella degli strati più grossolani.

Questo membro si caratterizza per la composizione feldspatico-litica delle areniti, le quali contengono abbondanti frammenti litici metamorfici derivanti da

un basamento cristallino di crosta continentale superiore (composizione media: Q39 F27 L+C34, Lm92 Lv5 Ls3; petrofacies B di CIBIN, 1993a, 1993b e petrofacies Ra di DI GIULIO, 1990). Fra i minerali pesanti prevalgono i granati e gli epidoti. Questa composizione conferisce alle areniti un caratteristico colore chiaro, grigio biancastro o grigio azzurrognolo.

Il limite inferiore è netto sulle Marne di Monte Piano ed è posto in corrispondenza della comparsa dei primi strati arenitici. Esso è isocrono in tutta l'area studiata e presenta una certa omogeneità nei suoi aspetti sedimentologici a scala regionale.

Il contatto superiore con il Membro della Val Pessola è netto (Val Chiarone).

Lo spessore complessivo è variabile da pochi metri ad un massimo di circa 100 metri (Val Chiarone). Dato il carattere marcatamente erosivo di alcune delle unità sovrastanti ed eventualmente dell'originaria configurazione dei bacini, il membro può essere anche totalmente assente.

L'età è Priaboniano superiore.

La sezione tipo affiora al Pizzo d'Oca (Foglio 198 "Bardi"); nel Foglio 179 una sezione completa affiora in Val Chiarone ed è stata misurata e campionata sia per lo studio petrografico (CIBIN, 1993a) sia per lo studio dei nannofossili calcarei (CATANZARITI, 1993). La sezione si sviluppa lungo la strada di fondovalle Chiarone, tra 500 e 300 m a N della località omonima, ed è costituita, dal basso verso l'alto, da: 35 m circa di areniti medie e fini, grigie, in letti da medi a spessi, talora amalgamati, con sottili intercalazioni siltose e marnoso-argillose (litofacies arenaceo-pelitica), in contatto netto con la Formazione di Monte Piano; circa 45 m di litoareniti e conglomerati in strati spessi, molto spessi e banchi, con rare e sottili intercalazioni pelitiche (litofacies arenaceo-conglomeratica). I clasti dei conglomerati sono di dimensioni centimetriche, presentano un elevato grado di arrotondamento e sono generalmente immersi in matrice arenitica; la loro composizione rispecchia quella del detrito arenitico che caratterizza il membro.

La sezione analoga che affiora al margine meridionale della sinclinale del Chiarone, presenta la stessa differenziazione in litofacies ma con potenze diverse: la litofacies arenaceo-pelitica basale misura infatti solo 7 m di spessore, mentre la litofacies arenaceo-conglomeratica raggiunge i 100 m. Il membro di Pizzo d'Oca è caratterizzato, all'interno di quest'area, dalla provenienza del detrito dai quadranti meridionali: nello spazio di meno di 1,5 km, quindi, le due litofacies mutano sostanzialmente i reciproci rapporti di spessore; questo conferma il significato locale attribuibile alla litofacies arenaceo-conglomeratica, che è stata rilevata oltre che in Val Chiarone, solamente nella limitrofa area di Piozzano (Val Luretta), peraltro scarsamente affiorante.

La biostratigrafia a nannofossili calcarei permette di riferire il membro di Pizzo d'Oca alla Cronozona combinata NP18-20 (Priaboniano superiore), per la

presenza di: *Discoaster barbadiensis*; *Discoaster saipanensis* e *Istmolithus recurvus* (comune e continuo), associati a: *Dictyococcites bisectus*; *Dictyococcites hesslandii*; *Cribozentrum reticulatum*; *Reticulofenestra umbilicus*; *Ericsonia formosa* e *Reticulofenestra daviesii*.

Nell'area del T. Spettine questo membro è rappresentato da peliti prevalenti con intercalazioni sottili di areniti fini: queste caratteristiche rendono difficile, sia sul terreno che in laboratorio, il riconoscimento e l'attribuzione al membro dei primi metri della Formazione di Ranzano di quest'area.

*membro della Val Pessola (RAN<sub>2</sub>)*. Stratigraficamente sovrapposto al Membro del Pizzo d'Oca, al tetto è in contatto netto con il Membro di Varano de Melegari, non presente in questo Foglio.

La litofacies è molto variabile, da pelitico-arenacea ad arenaceo-conglomeratica. Gli strati variano da medi a molto spessi; la loro geometria è generalmente tabulare, talora lenticolare quella degli strati grossolani. A più livelli stratigrafici sono presenti orizzonti di frana sottomarina, in facies prevalentemente pelitico-arenacea, con geometria lenticolare e spessore massimo di qualche decina di metri (sl): ne sono stati riconosciuti e cartografati quattro a Spettine ed uno in Val Chiarone.

Le areniti hanno composizione litica cui, ai frammenti metamorfici caratteristici del membro precedente, si aggiungono abbondanti frammenti di serpentiniti e modeste quantità di rocce sedimentarie, indicanti una provenienza da unità ofiolitiche con le rispettive coperture sedimentarie appartenenti al Dominio Ligure (composizione media: Q26 F22 L+C52, Lm43 Lv41 Ls16; petrofacies C di CIBIN, 1993a, 1993b e petrofacies Rb di DI GIULIO, 1990). Fra i minerali pesanti prevalgono il granato e la picotite. Questa particolare composizione conferisce alle areniti un colore grigio scuro-verdastro.

Questo membro corrisponde in gran parte alle Arenarie di Ranzano comunemente descritte in letteratura (es. PIERI, 1961; SESTINI, 1970).

Lo spessore totale è molto variabile, fino a raggiungere diverse centinaia di metri.

È il membro che occupa il maggiore intervallo di tempo: l'età è Priaboniano superiore-Rupeliano inferiore.

La sezione tipo del membro affiora in Val Pessola (Foglio 198 "Bardi"); nel Foglio 179 la sezione più completa affiora lungo il versante destro del T. Spettine. La sezione, misurata e campionata lungo l'incisione del Rio Pagani all'interno del fianco diritto della sinclinale di Spettine (vedi Cap. V, 3.), è costituita da circa 310 m di torbiditi pelitico-arenacee ed arenaceo-pelitiche, intervallate da quattro livelli di frana intraformazionale (*slump*) di spessore da metrico a decametrico.

In Val Chiarone il membro della Val Pessola è rappresentato da circa 100 m di torbiditi pelitico-arenacee, caratterizzate da marne siltose grigio scure con intercalati letti, da sottili a spessi, di areniti prevalentemente medio-fini, talora grossolane, di colore grigio-verdastro. Al tetto, ed in corrispondenza al nucleo della struttura sinclinalica, è presente un livello di frana intraformazionale (*slump*) della potenza parziale di circa 50 m.

La base del membro è caratterizzata, sia a Spettine che a Chiarone, dalla seguente associazione a nannofossili calcarei: *Discoaster barbadiensis*; *Discoaster saipanensis* e *Istmolithus recurvus* (comune e continuo) associati a: *Reticulofenestra umbilicus*; *Ericsonia formosa*; *Dictyococcites bisectus*; *Dictyococcites hesslandii*; *Reticulofenestra daviesii*; *Sphenolithus predistentus*; *Discoaster deflandrei* e *Discoaster tanii*. Tale associazione è riferibile alla parte terminale della Cronozona combinata NP18-20 (Priaboniano terminale). Il tetto della sezione T. Spettine è invece riferibile alla Cronozona NP22 (Rupeliano) per la presenza di *Reticulofenestra umbilicus* in associazione con: *Dictyococcites bisectus*; *Dictyococcites hesslandii*; *Reticulofenestra daviesii*; *Ericsonia* del gruppo *obruta/subdisticha*; *Helicosphaera compacta*; *Helicosphaera bramlettei*; *Helicosphaera euphratis*; *Helicosphaera reticulata*; *Helicosphaera wilcoxonii*; *Chiasmolithus altus*; *Sphenolithus predistentus* e *Sphenolithus distensus*.

Nella parte alta della sezione del T. Spettine sono stati riconosciuti strati di vulcanoareniti feldspatiche di composizione andesitica, in cui la componente neovulcanica è pura o variamente diluita al normale detrito terrigeno (GAZZI & ZUFFA, 1970; CATANZARITI *et alii*, 1993; CIBIN *et alii*, in prep.). Questi livelli, che si sviluppano meglio nel membro di Varano dé Melegari, sono ben riconoscibili sul terreno e costituiscono un ottimo marker di correlazione tra le varie aree di affioramento di quest'ultimo membro: essi consentono di ipotizzare un'equivalenza stratigrafica tra la Formazione di Ranzano e le arenarie rupeliane ricche di detrito andesitico di Petriagnacola e della Val d'Aveto, appartenenti al Dominio Subligure (PLESI, 1974; AIELLO, 1975; CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO 1:50.000, 1990) e le Arenarie di Taveyanne delle Alpi Occidentali (RUFFINI *et alii*, 1993).

#### 4.3. - MARNE DEL RIO CARONA (MRC) (cfr. Formazione di Antognola)

Questa unità è presente in due affioramenti di limitata estensione: l'uno localizzato al margine nord-occidentale del Foglio, nell'alveo del Rio Carona poco ad ovest di Castelnuovo Val Tidone; l'altro al limite Nord del Foglio, nell'alveo del Rio Lora.

Si tratta di marne e marne argillose di colore grigio-verdastro, bioturbate e

ricche in foraminiferi, con sottili intercalazioni di arenarie fini, poco cementate.

L'età, sulla base dei foraminiferi planctonici presenti, è riferibile all'Oligocene. Sono state osservate le seguenti forme: *Anomalinoides grosserugosus* (GÜMBEL); *A. venezuelanus* (NUTT.); *Catapsydrax dissimilis* (CUSH. & BERM.); *Heterolepa grimsdalei* (NUTT.); *Nuttallides triumphy* (NUTT.); *Stilostomella nuttallii* (CUSH. & JARV.); *Vulvulina jarvisi* (CUSH.).

Sulla base delle caratteristiche sedimentologiche e cronostratigrafiche le marne del Rio Carona possono essere verosimilmente correlate con parte della Formazione di Antognola (PIERI, 1961), non altrimenti presente nell'area del Foglio.

Le condizioni di giacitura suggeriscono una posizione geometricamente sottostante alla Formazione di Val Luretta, anche se la superficie di contatto non è direttamente osservabile; è possibile quindi ipotizzare un accavallamento dell'Unità tettonica Bettola su parte della Successione Epiligure al margine appenninico padano, ipotesi confermata anche dalle condizioni di affioramento delle sabbie del Rio Lora (vedi 4.4.).

Le marne del Rio Carona corrispondono alle "Marne di Antognola" di ALBERTELLI & MAZZEI (1963).

#### 4.4. - SABBIE DEL RIO LORA (SRL) (cfr. Formazione di Bismantova ?)

Si tratta di un piccolissimo affioramento presente nel *thalweg* del Rio Lora (margine nord-occidentale del Foglio), poco a sud della località Pozzolo grosso. È costituito da arenarie micacee medie e fini, grigie, poco cementate ed apparentemente massive, inglobanti caratteristici clasti molli di argilla grigio-verdastra.

La ricca fauna a foraminiferi planctonici fornisce un'età Langhiano-Serravalliano. Sono state osservate le seguenti specie: *Globigerinita dissimilis* (CUSH. & BERM.); *Globigerinoides altiapertura* BOLLI; *Goides bisphaericus* TODD; *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR. & COLL.); *Globorotalia mayeri* CUSH. & ELLIS.; *Glia praemenardii* CUSH. & STAINF.; *Orbulina suturalis* BRONN.; *Orbulina univrsa* D'ORB.; *Praeorbulina glomerata* (BLOW); *Stilostomella veneuili* (D'ORB.); *Uvigerina auberiana* D'ORB.; *U. barbatula* MACFAD; *U. striatissima* PERC.

L'affioramento si trova in posizione geometricamente sottostante al membro di Monteventano della Formazione di Val Luretta, anche se il contatto tettonico non è esposto.

Le caratteristiche sedimentologiche e cronostratigrafiche e le condizioni di giacitura delle sabbie del Rio Lora potrebbero suggerire una loro correlazione con i terreni del Serravalliano appartenenti alla serie di avanfossa padana, attra-

versati dal sondaggio AGIP "Ponte dell'Olio 1" (AGIP, 1972, 1977; DONDI *et alii*, 1982c), che affiorerebbero qui in una sorta di finestra tettonica. Tuttavia l'analisi di alcune sezioni sismiche porterebbe ad escludere questa ipotesi. Sembra più verosimile considerare piuttosto le sabbie del Rio Lora come un segmento tettonicamente isolato della Successione Epiligure di età Oligocene superiore-Miocene superiore (MARCHETTI *et alii*, 1978a) che affiora poco a nord del limite del Foglio, sempre nell'alveo del Rio Lora.

Nell'ambito della stratigrafia della Successione Epiligure nota a livello regionale, le sabbie del Rio Lora potrebbero essere collocate all'interno della Formazione di Bismantova (PIERI, 1961).

#### 4.5. - MARNE DEL RIO LISONE (MRL) (cfr. Formazione del Termina p.p.)

Le marne del Rio Lisone affiorano tra la sponda destra del T. Tidone ed il Rio Lisone, poco a Nord di località Cantone. Si tratta di marne grigie, compatte, con intercalati strati medi di litoareniti medie e fini, grigie, a cemento carbonatico.

Le associazioni a foraminiferi planctonici forniscono un'età tortoniana. I residui di lavaggio hanno liberato una associazione costituita, tra l'altro, da: *Bolivina arta* (MACFAD); *Bolivina miocenica* (GIAN.); *Uvigerina rutila* CUSH. & Todd; *Globorotalia menardii* (D'ORB.).

Questa unità, sebbene il contatto di base non sia esposto, sembra poggiare in discordanza sul membro di Monteventano della Formazione di Val Luretta (vedi 5.4.2.) e risulta a sua volta sormontata, sempre in discordanza, dal Sintema di Costamezzana.

Corrisponde al "Tortoniano" di ALBERTELLI & MAZZEI (1963) ed al "membro inferiore" della Formazione di Vigoleno di BONI *et alii* (1971). A livello regionale le marne del Rio Lisone possono essere correlate con parte della Formazione del Termina (THIEME, 1962).

### 5. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE

#### 5.1. - UNITÀ TETTONICA MONTE DELLE TANE

L'Unità tettonica Monte delle Tane è presente al margine meridionale del Foglio ed è costituita unicamente dal Complesso di Monte Ragola (ELTER & MARRONI, 1991), appartenente alla Zona S.Stefano-Zignago del Dominio Ligure Esterno (*ibid.*). Il Complesso di Monte Ragola è ritenuto l'originaria base strati-

grafica di un flysch ad Elmintoidi, sebbene non esistano attualmente tracce conservate di tale legame. La posizione geometrica dell'Unità tettonica Monte delle Tane nell'edificio a falde ligure è compresa tra l'Unità tettonica Ottone (a tetto) e Unità tettonica Orocco (alla base) (C.G.I. F.197 "Bobbio"), non presenti nell'area del F. 179; la posizione geometrica dell'Unità tettonica Monte delle Tane a tetto delle Unità Liguri e Subliguri in quest'area è invece legata all'attività di sovrascorrimenti post-Eocene medio (vedi Cap.V, 3.).

#### 5.1.1. - *Complesso di Monte Ragola (MRA)*

Si tratta di un'unità eterogenea, costituita da differenti lembi formazionali e da olistoliti (anche di grandi dimensioni) di rocce ad affinità ofiolitica, che si alternano senza un preciso ordine stratigrafico: depositi di flusso gravitativo (torbiditi e colate di detrito) e di scivolamento in massa.

Le litofacies prevalenti sono rappresentate da: argilliti grigio scure, fogliettate, che inglobano calcilutiti silicizzate grigie e grigio-verdine in strati medi e spessi, generalmente scompaginati (**MRA**) (Argille a Palombini *Auctt.*); sequenze torbiditiche arenaceo-pelitiche costituite da litoareniti gradate, da grossolane a fini, di colore grigio-verdastro e a prevalente componente ofiolitica (DI GIULIO & GEDDO, 1990), in strati medi e spessi, e da siltiti e argilliti grigio-scure, fogliettate, in strati da sottili a spessi, talora con intercalazioni di calcari marnosi in strati medi e spessi (**MRA<sub>a</sub>**) (cfr. Arenarie di Casanova *Auctt.*). Localmente ad esse si associano: corpi lenticolari di breccie poligeniche ad abbondante matrice pelitica (**MRA<sub>b</sub>**) i cui clasti, da angolari a subarrotondati, sono costituiti da calcilutiti silicizzate (talora decisamente prevalenti), serpentiniti, calcareniti, granitoidi, basalti e, più rare, granuliti basiche ed acide (MARRONI & TRIBUZIO, 1994 e succ.); corpi lenticolari ed olistoliti di breccie a matrice arenitica (**MRA<sub>c</sub>**), talora molto scarsa, con clasti angolari e subangolari di serpentiniti, basalti e, più raramente, carbonati; olistoliti eterometrici di serpentiniti (peridotiti lherzolitiche serpentinnizzate) scure, verde chiaro all'alterazione, spesso brecciate, che talora conservano tracce della tessitura porfiroblastica originale e della struttura tettonica primaria; olistoliti di basalti colore verde scuro, rosso vivo all'alterazione, talora brecciati. che spesso conservano relitti di struttura a *pillow-lava*; olistoliti di calcari micritici grigio-chiari, silicizzati (Calcari a Calpionelle *Auctt.*), talora in contatto primario con i basalti a *pillow* (dintorni di Praticchia); olistoliti di rocce granitoidi grigio-chiare o rosate, spesso intensamente brecciate ed alterate.

L'età di deposizione del Complesso di Monte Ragola non è stata direttamente determinata nell'area del Foglio; tuttavia in aree limitrofe sono state rinvenute

te associazioni a nannofossili calcarei riferibili al passaggio Santoniano-Campaniano (cronozona NC17 *pars* - NC18), per la presenza di *Calculites obscurus* e di *Aspidolithus parvus* (C.G.I. F.197 "Bobbio").

Il Complesso di Monte Ragola corrisponde a parte delle "Argille a palombini di Barberino" di BELLINZONA *et alii* (1968, 1971).

## 5.2. - UNITÀ TETTONICA CASSIO

L'Unità tettonica Cassio è presente nel settore sud-occidentale del Foglio ed è costituita dal Flysch di Monte Cassio e da un "complesso di base" *Auctt.*, rappresentato dalle Argille Varicolori di Cassio (cui si associano areniti e conglomerati riferibili ai Conglomerati dei Salti del Diavolo) e dalle Arenarie di Scabiazza (con associati lembi di successioni mesozoiche ad affinità sudalpina).

L'Unità tettonica Cassio è stata recentemente suddivisa in due elementi tettonici (GHISELLI *et alii*, 1994), individuatisi verosimilmente durante l'Eocene medio (Fase Ligure *Auctt.*) e scollatisi a livello delle Argille Varicolori: Sottunità Calenzona, costituita dalle Argille Varicolori di Cassio e dal Flysch di Monte Cassio e Sottunità Scabiazza, costituita dalle Arenarie di Scabiazza.

### *Sottunità Calenzona*

Si trova normalmente sovrapposta alla Sottunità Scabiazza (aree di M.Mosso, M.Lazzaro e M.Aldone) tranne che nella zona a Nord di Scarniagio, dove si rinviene un piccolo *klippe* direttamente sull'Unità tettonica Groppallo.

### 5.2.1. - Argille Varicolori di Cassio (AVV)

Unità prevalentemente pelitica, affiora con discontinuità dovuta a laminazioni tettoniche alla base del Flysch di MonteCassio. È costituita da argille e argille siltose varicolorate, rosso vinate, verdastre e grigio scure, di ambiente emipelagico. Sono presenti, in particolare nella parte alta dell'unità, intercalazioni torbiditiche di litoareniti feldspatiche grigio chiare, medie e fini, in strati sottili e medi, e di conglomerati poligenici ad elementi molto arrotondati e provenienti da crosta continentale, in strati medi e spessi. Queste torbiditi sono direttamente correlabili con i Conglomerati dei Salti del Diavolo della Val Baganza (Appennino parmense) (ANELLI, 1910; SAMES, 1963,1967), ma nell'area del Foglio non presentano un'espressione tale da poter essere cartografate separatamente.

I migliori affioramenti di questa unità si rinvengono alla base del versante

setentrionale di M.Aldone (a N di Pecorara) e più precisamente nei pressi delle località Case Comaschi e Torre (Fig. 7). Lo spessore massimo non supera i 50 m. L'età delle Argille Varicolori di Cassio non è stata determinata direttamente nell'area del Foglio, ma dalla letteratura risulta compresa tra il Santoniano ed il Campaniano superiore (in particolare nel Foglio 198 l'età della formazione è compresa tra il limite Coniaciano-Santoniano e il limite Campagnano-Maastrichtiano), mentre i Conglomerati dei Salti del Diavolo sono riferibili al Campaniano inferiore (RIO & VILLA, 1987).

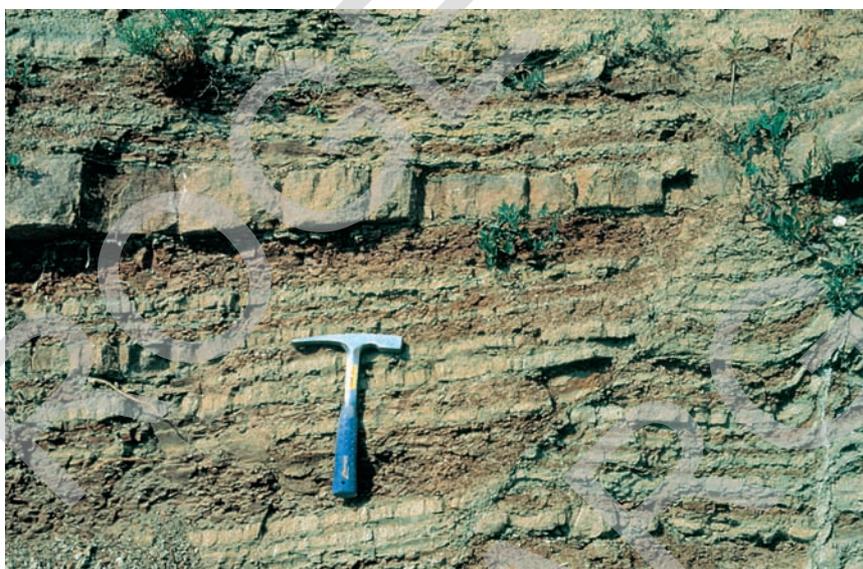


Fig. 7 - Argille Varicolori di Cassio, Val Chiarone, versante sinistro, loc. Torre.

#### 5.2.2. - Flysch di Monte Cassio (MCS)

Unità torbiditica prevalentemente calcareo-marnosa, in facies di Flysch ad Elmintoidi, di età Cretacico superiore; istituita da PAPANI & ZANZUCCHI (1970a), è diffusa nell'Appennino settentrionale dal Monferrato al Modenese. Nel settore piacentino corrisponde ai Calcari di Monte Calenzone di BELLINZONA *et alii* (1968).

È costituita da alternanze di arenarie ibride fini e medie, grigio-nocciola, giallastre all'alterazione, e di marne e marne calcaree grigie in strati spessi, molto spessi e banchi. Sono presenti intercalazioni di arenarie medie e fini a

cemento carbonatico, grigio scure associate ad argille siltoso-marnose, in strati sottili e medi.

Il Flysch di Monte Cassio affiora generalmente in strutture sinclinali, talora rovesciate, di cui la più estesa è quella di M. Mosso, tra le valli Trebbia e Tidoncello. Nell'area di Pecorara (Val Tidoncello) il Flysch di Monte Cassio si presenta particolarmente tettonizzato e sono state rilevate facies simili alla "Pietra Paesina" del Flysch di Bettola (vedi 5.4.1.). A questo proposito, è stata recentemente avanzata una interpretazione strutturale (BALDINI, 1993) che vedrebbe l'Unità Bettola presente nelle zone di fondovalle del T. Tidoncello e dei suoi affluenti ed in contatto tettonico con il sovrastante Flysch di Monte Cassio: si riproporrebbe così il motivo strutturale già presente più ad oriente (in Val Nure e in Val d'Arda), ove le successioni torbiditiche calcareo-marnose del Flysch di Monte Cassio costituiscono le ampie placche del M. Obolo e del Parco Provinciale, sovrapposte al Flysch di Bettola. Localmente tale interpretazione potrebbe essere avvalorata da evidenze morfologiche, tuttavia non è stata suffragata né dalle ulteriori analisi delle litofacies e delle biozonature a nannofossili calcarei, né dal rinvenimento di elementi strutturali tali da permettere di recepir-la nella redazione del Foglio.

Lo spessore parziale della formazione nell'area del Foglio non supera i 400 m: tuttavia non sono state rilevate litofacies correlabili con le Argille di Viano (PAPANI & ZANZUCCHI, 1970b), che nell'Appennino parmense rappresentano il tetto stratigrafico della formazione. Il passaggio con le sottostanti Argille Varicolori di Cassio avviene per alternanza nell'ambito di pochi metri, ma non è ben esposto nell'area del Foglio.

L'età della Formazione è compresa tra il Campaniano superiore ed il Maastrichtiano (RIO *et alii*, 1983; RIO & VILLA, 1987).

#### *Sottounità Scabiazza*

Si rinviene normalmente sovrapposta all'Unità tettonica Groppallo, tranne che nell'area tra la Val Chiarone e la Val Tidone dove un sovrascorrimento post-Eocene medio (*thrust* di Pietra Parcellara, vedi Cap.V, 3.) la porta a sovrapporsi direttamente all'Unità tettonica Bettola e alla Successione Epiligure.

#### 5.2.3. - Arenarie di Scabiazza (SCB)

Le Arenarie di Scabiazza (LUDWIG, 1929) sono depositi torbiditici prevalentemente pelitico-arenacei, di età Cretacico superiore, suddivisibili sul terreno in due litofacies principali: a) litofacies arenaceo-pelitica; b) litofacies pelitico-arenacea.

a) La litofacies arenaceo-pelitica è costituita da strati medi e spessi di areniti grossolane e medie e di brecce a composizione calcilitica, alternate a peliti marnose; localmente si intercalano banchi di marne calcaree biancastre (i migliori affioramenti si trovano nei dintorni di M. Serenda, Val Chiarone e di Embrissi, Val Trebbia). Età Cenomaniano (D. Rio, dati inediti).

b) La litofacies pelitico-arenacea è a sua volta distinguibile in due parti, una inferiore ed una superiore. La parte inferiore (osservabile presso il paese di Scabiazza) è costituita da litoareniti medie e fini e da peliti carbonatiche in strati medi e spessi; localmente sono presenti anche strati plurimetrici di marne calcaree grigie. Età Turoniano superiore (GHISELLI *et alii*, 1991). La parte superiore (ben esposta nel Rio Cassolo, Val Trebbia, Fig. 9) è costituita invece da litoareniti micacee medie e fini e da peliti molto marnose, in strati medi e sottili cui talora si intercalano strati spessi e molto spessi. Localmente (Costalta, M.Lazzarello) sono presenti microconglomerati, sempre di composizione litica, in strati da medi a spessi. Età Coniaciano-Campaniano inferiore (GHISELLI *et alii*, 1991).

Sebbene le Arenarie di Scabiazza così definite occupino un intervallo cronostratigrafico esteso dal Cenomaniano al Campaniano inferiore, a causa delle cattive condizioni di affioramento e dell'intensa tettonizzazione (vedi Cap.V, 1.) non è possibile riconoscere in campagna una superficie cartografabile che separi le due litofacies individuate e consenta così di poterle trattare come distinte unità litostratigrafiche formali.

Alla litofacies arenaceo-pelitica sono localmente associati lembi di dimensioni variabili (fino ad ettometrici) di maiolica e di altre formazioni (successione di Caldarola, BRAGA 1957; DALLAGIOVANNA *et alii*, 1991) riferibili al Giurassico medio e superiore ed interpretabili come lembi formazionali di un originario substrato ad affinità sudalpina (corrispondenti al Selcifero Lombardo ed alla Maiolica *Auctt.*). Questa successione è osservabile presso il Monte Caldarola (spartiacque Val Trebbia-Val Luretta) ed è costituita, dal basso verso l'alto, da:

*calcari a liste di selce (CSE)*. Calcareniti fini grigie, localmente silicizzate, alternate a marne e marne arenacee in strati medi e spessi e calcari dolomitici compatti, grigi e giallastri, talora brecciati. Potenza massima 250 m circa. Età Bajociano-Bathoniano?

*scisti ad aptici (APT)*. Scisti diasprigni grigi contenenti sottili intercalazioni marnose, localmente ricche in aptici. Potenza di ordine metrico, in livelli discontinui. Età Giurassico sup.

*diaspri (DSD)*. Radiolariti verdastre e rosse in strati sottili, intensamente fratturate. Potenza massima circa 20 m. Età Giurassico sup.

*maiolica (MAI)*. Calcari micritici biancastri in strati medi, talora brecciati e

contenenti liste e noduli di selce policroma. Potenza massima ca 40 m. Età Titoniano-Hauteriviano.

Il passaggio tra la maiolica della successione di Caldarola e la litofacies arenaceo-pelitica delle Arenarie di Scabiazza è esposto nei pressi di Case Caldarola (Fig. 8) ed avviene mediante un livello ad olistostroma costituito da clasti spigolosi derivanti dalla successione stessa (calcari tipo maiolica, diaspri, calcareniti selcifere) immersi in matrice argillosa; ad esso segue un'unità arenitico-pelitica con livelli di breccie ed un intervallo di *slump*. Quest'ultima unità è riferibile al Cenomaniano per la presenza, nelle ricche associazioni a nannofossili calcarei, di *Eiffelithus turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt, *Corillithion kennedyi* Crux e *Prediscosphaera* spp. (RIO, comun. pers.).

Le Arenarie di Scabiazza costituiscono secondo molti Autori (SAMES, 1963; BRAGA, 1965a; BELLINZONA *et alii*, 1968, 1971; BONI *et alii*, 1971, ZANZUCCHI 1980) parte del "Complesso di base del Flysch di Monte Cassio" insieme al complesso ofiolitifero delle Argille a Palombini di Barberino (vedi 5.3.1.) e alle Argille Varicolori con i Conglomerati dei Salti del Diavolo (vedi 5.2.1.).

Studi recenti (GHISELLI *et alii*, 1994) portano invece a considerare le Arenarie di Scabiazza come elemento tettonico indipendente (sottunità Scabiazza) all'interno dell'unità tettonica Cassio, di cui condividono le affinità paleogeografiche "sudalpine", ma da cui si discostano per quanto riguarda l'assetto strutturale.

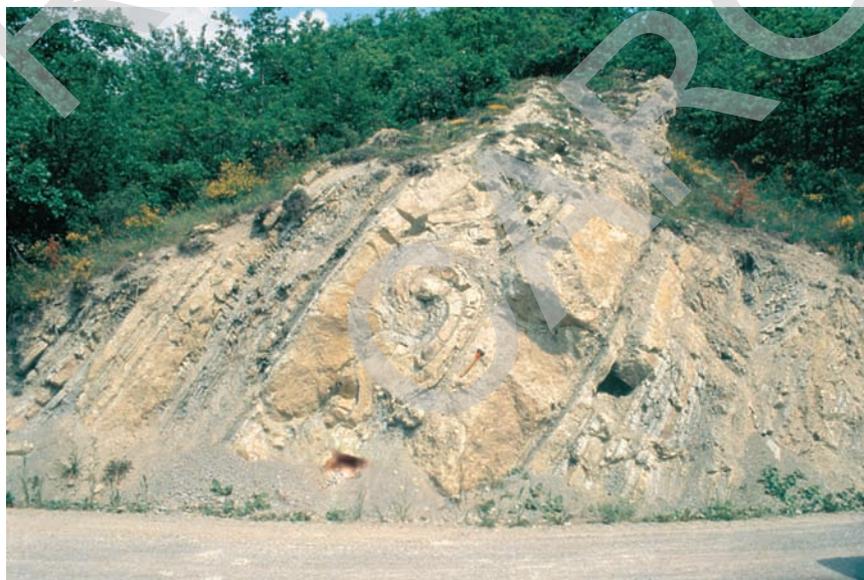


Fig. 8 - Arenarie di Scabiazza, Passo di Caldarola, a NW di Case Caldarola.



Fig. 9 - Arenarie di Scabiazza, Val Trebbia, versante destro, a S di Cassolo.

Questa interpretazione è confortata inoltre dalla parziale sovrapposizione cronostratigrafica (intervallo Santoniano-Campaniano inferiore) tra le Arenarie di Scabiazza e le Argille Varicolori di Cassio (vedi 5.2.1.).

### 5.3. - UNITÀ TETTONICA GROPPALLO

Si trova sovrapposta all'Unità tettonica Bettola, nel settore sud-occidentale del Foglio, e generalmente sormontata dalla Sottunità Scabiazza, tranne che nell'area di M. Martini dove una struttura post-Eocene medio porta una scaglia tettonica di Unità Bettola a sovrascorrere sull'Unità Groppallo stessa. L'Unità tettonica Groppallo è correlabile con altre unità tettoniche costituite da complessi ofiolitiferi nell'Appennino piacentino e parmense, che occupano la medesima posizione strutturale, come l'Unità Rocca Casali (COSTA & FRATI, 1994) e l'Unità ofiolitica della Val Baganza (F.217 Neviano degli Arduini, 1990).

#### 5.3.1. - *Complesso di Pietra Parcellara (CPP)*

Si tratta di un'unità complessa, costituita da lembi formazionali e da olistoliti, anche di grandi dimensioni, di rocce ad affinità ofiolitica. L'età di messa in

posto del complesso è verosimilmente Cretacico superiore, tuttavia mancano dati analitici di supporto a questa ipotesi.

La litofacies prevalente è data da argilliti grigio scure, fogliettate, che inglobano calcilutiti silicizzate grigie e grigio-verdine in strati medi e spessi, generalmente scompaginati (Argille a Palombini *Auctt.*). A questa litofacies si associano, senza un preciso ordine stratigrafico: olistoliti eterometrici (fino a plurieterometrici) di serpentiniti (peridotiti lherzolitiche serpentizzate), localmente brecciate; corpi di breccie poligeniche grano-sostenute a prevalenti clasti di serpentinite; olistoliti eterometrici di calcari micritici biancastri, contenenti liste e noduli di selce (calcari a Calpionelle *Auctt.*); lembi di argilliti rossastre (**CPP<sub>a</sub>**).

Il Complesso di Pietra Parcellara corrisponde a parte delle "Argille a palombini di Barberino" e a parte del "Complesso caotico" di BELLINZONA *et alii* (1968, 1971).

#### 5.4. - UNITÀ TETTONICA BETTOLA

È presente in tutto il settore centrale del Foglio ed è costituita dal Flysch di Bettola e dalla Formazione di Val Luretta. L'Unità tettonica Bettola è generalmente sovrascorsa dalle Unità Groppallo e Cassio e, al margine meridionale del foglio, dall'Unità Monte delle Tane. Si sovrappone, anche se con rapporti tettonici complessi e non del tutto chiariti, all'Unità Guselli nel settore sud-orientale (tra la Val Nure e la Val Riglio) e a terreni attribuibili alla Successione Epiligure al margine settentrionale del Foglio (Rio Lora e Rio Carona). Sull'Unità Bettola appoggia in discordanza stratigrafica la Successione Epiligure inferiore.

L'Unità tettonica Bettola sembra presentare con l'Unità Caio della Val Parma (F.217 Neviano degli Arduini) affinità di tipo stratigrafico e strutturale tali da suggerire ad alcuni Autori la loro correlazione a livello regionale (CERRINA FERONI *et alii*, 1994a).

##### 5.4.1. - *Flysch di Bettola* (**BET**)

Istituita da BRAGA (1965a) e ivi denominata "calcari di Bettola", questa unità di età prevalentemente Cretacico superiore affiora al margine meridionale del Foglio, tra le valli Trebbia e Riglio ed è costituita da sequenze torbiditiche calcareo-marnose in facies di flysch ad Elmintoidi. Nell'area del Foglio affiora solamente la porzione sommitale della formazione, generalmente in giacitura rovesciata al contatto con il membro di Poviago della Formazione di Val Luretta, anch'esso rovesciato.

Le sequenze torbiditiche del Flysch di Bettola sono costituite da arenarie sili-

co-clastiche, talora micacee, grigie, in strati da medi a spessi e da marne e marne calcaree grigio chiare, in strati spessi e banchi; localmente si intercalano argilliti grigio scure in strati sottili. Verso l'alto sono presenti, e talora predominanti, calcari e calcari marnosi grigio chiari e biancastri, talora a base calcarenitica nocciola, in strati da medi a molto spessi, localmente associati a calcilutiti laminate in strati sottili (Pietra Paesina *Auctt.*).

Le aree di migliore affioramento di questa Formazione si trovano in Val Perino, al di fuori dall'area del Foglio ed in corrispondenza a spaccati di cava. Lo spessore parziale stimato è dell'ordine di qualche centinaio di metri. La base stratigrafica del Flysch di Bettola non è nota. BRAGA (1965) sostiene che essa sia rappresentata, nell'area Biana-Padri di Riglio, dalle Argilliti di Guselli-Biana: in realtà in quest'area le Argilliti di Guselli mostrano rapporti tettonici complessi sia con il Flysch di Bettola sia con i membri di Poviago e Monteventano della Formazione di Val Luretta.

La base del Flysch di Bettola è riferibile al Campaniano sup., cronozona NC20 (C.G.I. F.197 "Bobbio"), mentre il tetto della Formazione, al passaggio con la Formazione di Val Luretta, è stato recentemente datato in Val Riglio (poco ad E del margine orientale del Foglio) al Paleocene basale (COBIANCHI *et alii*, 1994). L'associazione a nannofossili calcarei rinvenuta è riferibile infatti alla cronozona NP2, per la presenza di: *Cruciplacolithus primus*, *Coccolithus pelagicus* e *Prinsius dimorphosus*.

Il Flysch di Bettola corrisponde ai "Calcari di Monte Caio" di BONI *et alii* (1971).

#### 5.4.2. - *Formazione di Val Luretta (VLU)* (con contributi di M. COBIANCHI)

Si tratta di una formazione torbiditica arenaceo-marnosa e calcareo-marnosa di età Paleocene inf.-Eocene medio che affiora nel settore nord-occidentale dell'Appennino settentrionale, tra lo "sperone" di Stradella ad Ovest ed il T. Arda ad Est. Istituita da DE ROSA *et alii* (1966) e suddivisa allora in due membri (membro di Poviago e membro di Monteventano), in occasione dell'allestimento del Foglio 179 questa formazione è stata rivista con l'ausilio della biostratigrafia a nanoplankton calcareo ed è stato istituito un nuovo membro sommitale (membro di Genepreto) in aggiunta ai due preesistenti (COBIANCHI *et alii*, 1994, 1995).

Corrisponde ai "calcari di Pietra dei Giorgi" di BRAGA (1965) e BONI (1967).

*membro di Poviago (VLU<sub>1</sub>)*. Il membro basale della formazione è costituito prevalentemente da sequenze torbiditiche arenaceo-pelitiche in strati medi e spessi, localmente molto spessi. Tali sequenze sono costituite da arenarie grigio-

nocciola (bruno-rossastre all'alterazione) medie e fini, talora gradate, spesso ricche in frustoli vegetali, e da marne e marne siltose grigie e grigio-verdastre. Il rapporto arenaria/pelite è sempre  $>1$ . A queste si intercalano 4 livelli distinti di marne rosate, in strati molto spessi e banchi, talora con base a biocalcareni nocciola, medie e grossolane.

Alla base il membro è caratterizzato dalla presenza di calcari e calcari marnosi bianchi, talora rosati, in strati medi e spessi, talora a base calcarenitica grigia, analoghi alla porzione sommitale del sottostante Flysch di Bettola (MERCALI, 1987). Il passaggio tra le due formazioni è stratigrafico, come è osservabile in Val Riglio (COBIANCHI *et alii*, 1994), anche se localmente si presenta tettonizzato (ad es. in Val Perino, Figg. 10 e 11).

La sezione tipo del membro di Poviago affiora in Val Luretta di Monteventano, a Sud di Bosco Nuovo, ed il suo spessore è valutabile in 450 m circa.

Il membro di Poviago copre l'intervallo cronostatigrafico compreso tra il Daniano e il Thanetiano. La base del membro è infatti riferibile, sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei, alla cronozona NP2, rinvenuta sia nella sezione di Val Luretta che in Val Riglio. Essa si caratterizza per la presenza di *Cruciplacolithus primus*, *Prinsius dimorphosus* e *Thoracosphaera* sp. I quattro livelli di marne rosate, cartografati come orizzonti guida (**mr**), sono stati datati rispettivamente: il primo alla cronozona NP2 (caratterizzata dall'associazione

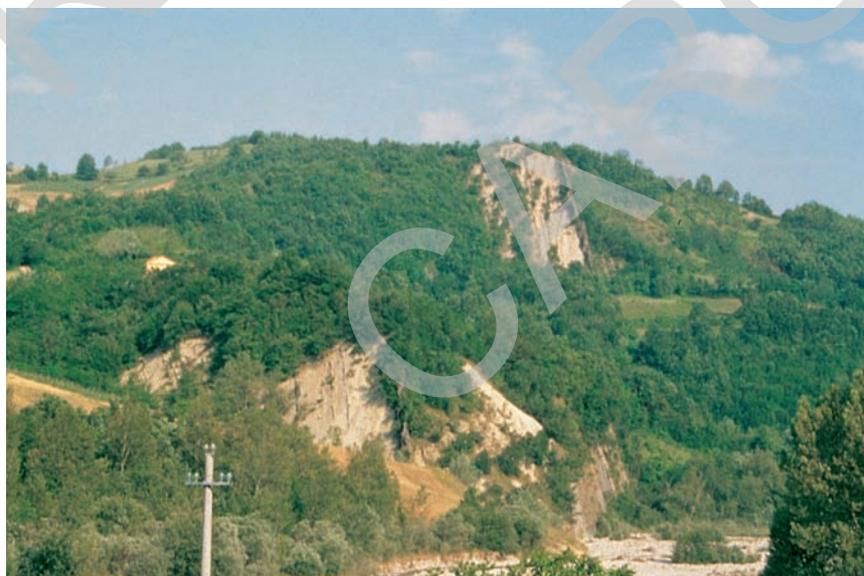


Fig. 10 - Banco di marne rosate - Formazione di Val Luretta, membro di Poviago, Val Perino, versante destro (panoramica).

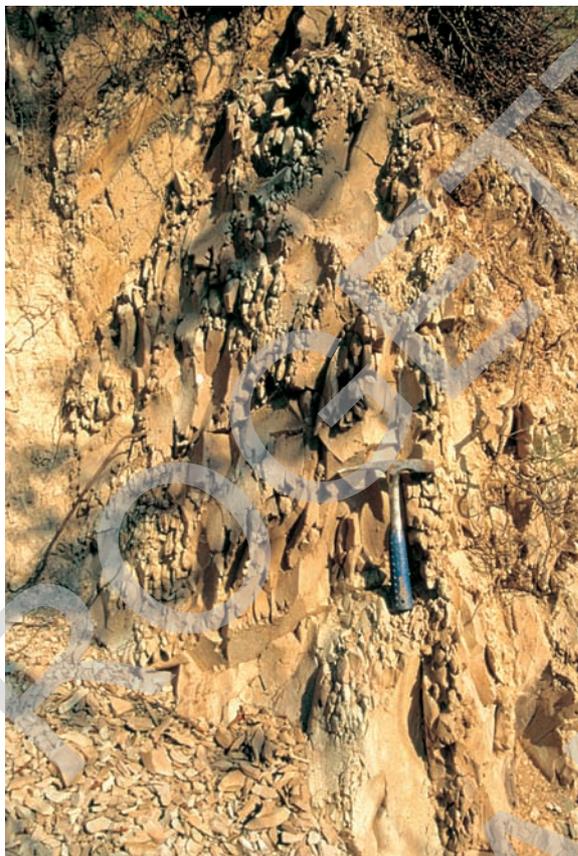


Fig. 11 - Banco di marne rosate - Formazione di Val Luretta, membro di Poviago, Val Perino, versante destro (particolare).

appena descritta); il secondo ed il terzo alla cronozona NP5 (presenza di: *Fasciculithus tympaniformis*; *Sphenolithus primus*; *Ellipsolithus macellus*; *Chiasmolithus danicus*; *Prinsius bisulcus*; *Cruciplacolithus tenuis* e *Chiasmolithus bidens*; assenza di *Heliolithus kleinpellii*); il quarto alla cronozona NP9 (presenza frequente di *Discoaster multiradiatus*), che marca anche il passaggio al membro sovrastante.

*membro di Monteventano (VLU<sub>2</sub>)*. Il membro intermedio è caratterizzato dalla presenza dominante delle stesse sequenze arenaceo-pelitiche già descritte per il membro di Poviago, prive però dei livelli di marne rosate. A questa litofacies si associano, in misura crescente verso l'alto, calcari e calcari marnosi grigio-biancastri e marne e marne calcaree grigio chiare in strati da medi a molto spessi, talora in banchi. Localmente (area di Montesanto, Val Nure) è presente una

litofacies caratterizzata da un rapporto arenaria/pelite particolarmente elevato.

La sezione tipo del membro di Monteventano è localizzata, per la parte inferiore, in Val Luretta di Monteventano, a N della località Traviano; la parte superiore è invece ben esposta nella sezione di Caverzago, in Val Trebbia (Fig.12).

Il contatto con il sottostante membro di Poviago è netto ed è posto in corrispondenza al tetto dell'ultimo banco di marne rosate. Lo spessore del membro è valutabile in 230 m circa e la sua età è riferibile all'intervallo Thanetiano-Ypresiano. La base del membro, come già visto, è riferibile alla cronozona NP9.

Il tetto invece, campionato nella sezione di Caverzago, è riferibile verosimilmente alla cronozona NP13 (presenza di *Sphenolithus orphanknollensis* e assenza di *Tribrachiatius orthostylus*, *Sphenolithus editus* e *Sphenolithus conspicuus*).



Fig. 12 - Formazione di Val Luretta, membro di Monteventano, Valle Luretta di Monteventano.

*membro di Genepreto (VLU<sub>3</sub>)*. Il membro sommitale della Formazione affiora nel settore nord orientale del Foglio ed è ben esposto solo nei numerosi spaccati di cava per la coltivazione della marna da cemento che lo interessano; in particolare sono state studiate in dettaglio le sezioni di Genepreto (Val Tidone, Fig. 13) e di Coni-Gattavera (Val Trebbia, Fig. 14). Il membro è costituito da prevalenti calcari micritici e calcari marnosi grigio-biancastri, talora a base calcarenitica, associati a marne e marne calcaree grigio chiare, a volte nocciola-rosato maculate, in strati da medi a molto spessi, talora in banchi. Localmente sono pre-

senti caratteristiche intercalazioni di arenarie medie e grossolane grigio scure, in strati medi e di marne e marne argillose grigio-verdastre e rosso-vinate, in strati spessi e molto spessi.

Il passaggio al sottostante membro di Monteventano avviene per alternanza nell'ambito di alcune decine di metri. Lo spessore effettivamente misurato è di circa 90 m, mentre lo spessore parziale del membro è stimabile nell'ordine dei 250-500 m. Non sono state a tutt'oggi rinvenute, neppure all'esterno dell'area del Foglio, sezioni in cui affiora con continuità il passaggio transizionale tra il membro di Monteventano ed il membro di Genepreto. Entrambe le sezioni studiate presentano alla base associazioni riferibili alla cronozona NP14, per la presenza *Discoaster sublodoensis* associato a *Discoaster lodoensis*, *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus radians*, *Chiasmolithus solitus* e *Discoaster barbadiensis*. Il tetto delle due sezioni presenta invece associazioni caratterizzate dalla presenza di *Nannotetrina* sp. e dall'assenza di *Chiasmolithus gigas*; su questa base è possibile riferire il tetto del membro di Genepreto, nell'ambito dell'area studiata, alla base della cronozona NP15 (CP13a di OKADA & BUKRY, 1980). Sulla base di questi dati l'età del membro di Genepreto è riferibile al Luteziano. Per un approfondimento sulla biostratigrafia della Formazione di Val Luretta si veda COBIANCHI *et alii*, 1994, (Fig. 15).



Fig. 13 - Formazione di Val Luretta, membro di Genepreto, Val Tidone, versante sinistro, a SW di Genepreto.

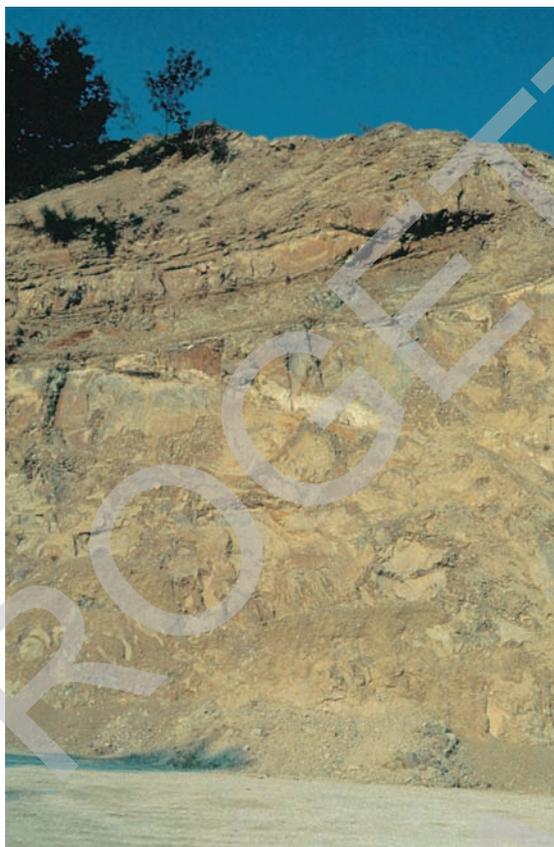


Fig. 14 - *Formazione di Val Luretta, membro di Genepreto, Val Trebbia, versante destro, a N di Gattavera.*

#### 5.5. - UNITÀ TETTONICA GUSELLI

L'Unità tettonica Guselli è presente tra la Val Nure e la Val Riglio, nel settore sud-orientale del Foglio, ed è costituita dalle Argilliti di Guselli, affioranti al nucleo di una complessa struttura sinforme, verosimilmente polifasica, in contatto tettonico con termini diversi appartenenti all'Unità Bettola. In accordo con CERRINA FERONI *et alii* (1994b) e con i Gruppi di Ricerca dei Fogli limitrofi (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA: F.197 "Bobbio" e F.198 "Bardi") l'Unità Guselli viene qui interpretata come unità tettonica indipendente. COSTA & FRATI (1994) considerano invece le Argilliti di Guselli il tetto stratigrafico del Flysch di Farini d'Olmo.

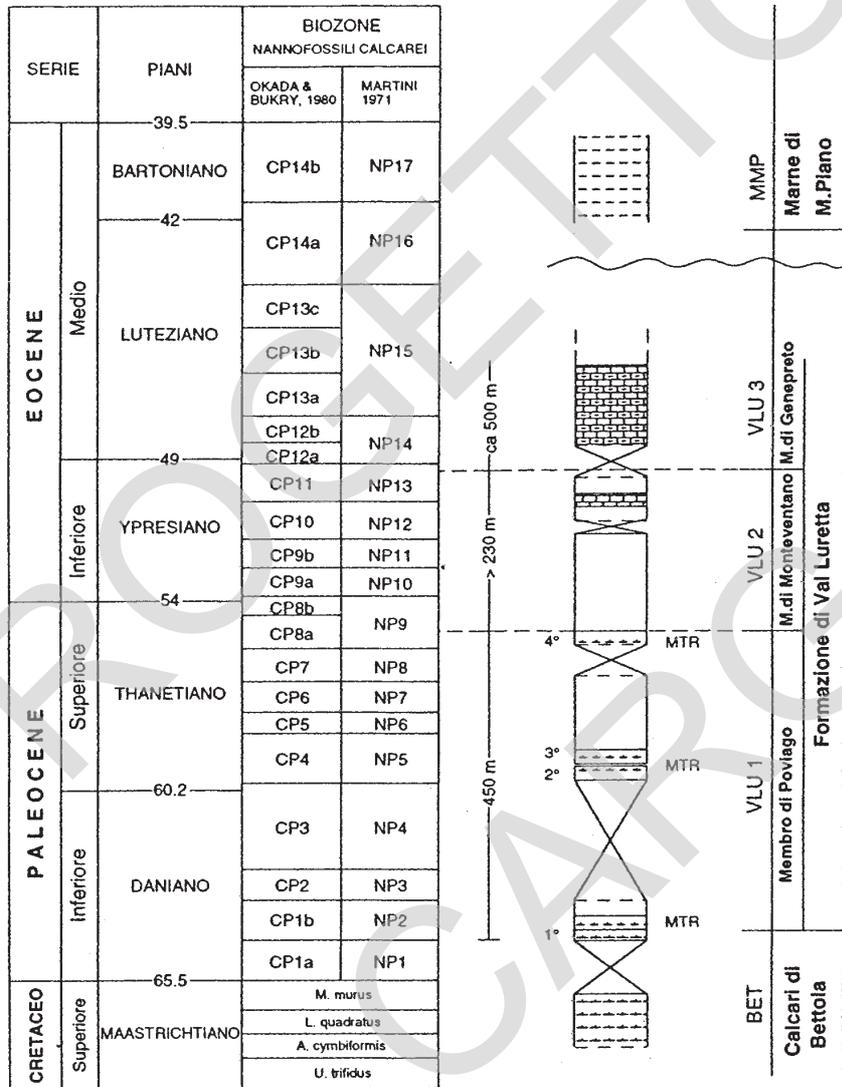


Fig. 15 - Schema Biostratigrafico (Nannofossili calcarei) e Cronostratigrafico della Formazione di Val Luretta (da COBIANCHI et alii., 1994).  
MTR 1-4 = banchi di "marne rosate".

### 5.5.1. - Argilliti di Guselli (GUS)

Si tratta di un'unità prevalentemente pelitica che si presenta intensamente tettonizzata; è costituita da prevalenti argilliti varicolorate, grigio-verdastre, grigio scure e rossastre, contenenti marne calcaree grigie ed arenarie grigio-nocciola, in strati medi e sottili, completamente scompagnati. Raramente sono presenti clasti di origine ofiolitica (serpentiniti).

L'età delle Argilliti di Guselli è molto discussa: BRAGA (1965) ipotizza per le Argilliti di Guselli-Biana un'età prevalentemente Cenomaniana, sulla base di Foraminiferi planctonici. Più recentemente sono state documentate, in terreni attribuiti a questa unità e sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei, le cronozone NC10, NC15 e NC17 del Cretacico superiore (CERRINA FERONI *et alii*, 1994b); COSTA & FRATI (1994) documentano un intervallo cronologico esteso dall'Aptiano a tutto il Maastrichtiano e segnalano inoltre la presenza in Val d'Arda di "marne grigio-verde" di età Eocene medio.

Questa unità presenta rapporti tettonici con tutte le formazioni ad essa adiacenti (F. di Val Luretta e Flysch di Bettola). Le Argilliti di Guselli corrispondono al "Complesso argilloso caotico indifferenziato" di BONI *et alii* (1971).

## 6. - UNITÀ TETTONICHE SUBLIGURI

### 6.1. - UNITÀ TETTONICA PENICE

L'Unità tettonica Penice è presente al margine sud-occidentale del Foglio, dove viene in contatto con la Sottounità Scabiazza e con l'Unità tettonica Monte delle Tane, lungo una superficie di faglia diretta che prosegue nel Foglio limitrofo (LABAUME, 1992; C.G.I. F.197 "Bobbio"). L'Unità tettonica Penice è assimilabile all'Unità di Canetolo dell'Appennino parmense (ELTER *et alii*, 1964; PLESI, 1974, 1975; MONTANARI & ROSSI, 1982) appartenente al Dominio Subligure e nell'area della "Finestra di Bobbio", immediatamente a Sud del limite del Foglio, essa si sovrappone all'Unità Trebbia, appartenente al Dominio Umbro-Toscano (C.G.I. F.197 "Bobbio"). L'Unità Penice è costituita dal solo Flysch di Monte Penice.

#### 6.1.1. - Flysch di Monte Penice (PEN)

Unità torbiditica calcareo-marnosa di età Paleocene superiore-Eocene medio

60

(BELLINZONA *et alii*, 1968) che affiora nell'angolo sud-occidentale del Foglio. Originariamente il Flysch di Monte Penice fu suddiviso dagli Autori in due membri: uno inferiore denominato "calcare e argilla di S.Maria" ed uno superiore, "alberese del Penice". Durante la revisione geologica della formazione, condotta in collaborazione con il Gruppo di Ricerca del limitrofo Foglio 197 "Bobbio", si è preferito considerare il "calcare e argilla di S.Maria" *Auctt.* come una litofacies, non ravvisandone una precisa posizione stratigrafica all'interno della formazione. Questa risulta costituita da calcari micritici bianchi e grigio-chiari, talora a base biocalcarenitica e da marne, in strati spessi e molto spessi, alternati a peliti scure non carbonatiche in strati sottili e molto sottili.

Localmente si intercalano livelli di arenarie micacee fini e di siltiti grigio scure in strati medi e sottili. Nella parte alta della formazione si intercala una litofacies costituita da argilliti nere o brunastre, talora scagliettate, e da calcilutiti silicizzate, bianche o giallastre in strati medi ("calcare e argilla di S.Maria" *Auctt.* p.p.). Lo spessore parziale dell'unità è intorno agli 800 m. L'età è Paleocene superiore - Eocene medio, intervallo corrispondente alle cronozone comprese tra la NP9 e la NP15 (CATANZARITI *et alii*, in prep.).

## V - TETTONICA

### 1. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ LIGURI ESTERNE

Il Dominio Ligure Esterno, considerato in tutte le principali ricostruzioni paleogeografiche e geodinamiche come la zona di transizione tra il “bacino oceanico ligure-piemontese” ed il “margine continentale Austro-sudalpino”, è stato coinvolto a partire dal Cretacico superiore in più fasi tettoniche legate alla chiusura della Tetide occidentale. Le caratteristiche litostratigrafiche delle successioni liguri esterne di età Cretacico superiore suggeriscono lo sviluppo di un'importante attività tettonica con acme nel Campaniano, correlabile con la fase pre-Gosau del Dominio Austroalpino (ELTER & MARRONI, 1991). Tale attività avrebbe innescato la sedimentazione dei numerosi *melanges* sedimentari e dei corpi torbiditici in facies di flysch.

Le prime fasi deformative documentabili in questo settore di catena sarebbero tuttavia riferibili all'Eocene medio, quando si verifica l'insieme di fasi tettoniche che rientrano nella Fase Ligure (ELTER, 1975). Durante questa fase avviene la strutturazione principale e l'impilamento delle Unità Liguri rappresentate, a partire dal basso, dalle Unità Guselli, Bettola, Groppallo, Cassio e Monte delle Tane; è verosimile che alla Fase Ligure si possa attribuire anche la strutturazione dell'Unità Penice (Unità subligure) e quella interna all'Unità Cassio, con l'individuazione di due elementi strutturali: Sottunità Scabiazza e Sottunità Monte Calenzone (GHISELLI *et alii*, 1994).

La strutturazione interna e lo stile deformativo osservabili nelle Unità Liguri sono direttamente connessi con le caratteristiche reologiche delle formazioni che

le costituiscono: le unità prevalentemente pelitiche ed i complessi ofiolitiferi (Unità Guselli, Unità Pietra Parcellara e Unità Monte delle Tane) presentano una deformazione molto pervasiva, con il totale scompaginamento dei livelli più competenti, ridotti ad olistoliti immersi nella matrice pelitica; in quest'ultima solo raramente sono conservate o leggibili geometrie plicative, generalmente riconducibili a pieghe simili. Le unità più competenti (unità torbiditiche e flyschoidi) sono invece meglio studiabili dal punto di vista dell'analisi strutturale.

*Unità tettonica Cassio:* il raffronto tra le deformazioni presenti nelle Arenarie di Scabiazza e quelle rilevabili nel Flysch di Monte Cassio mette in evidenza una disarmonia deformativa che ha condotto a suddividere l'unità in due elementi tettonici scollati a livello delle Argille Varicolori di Cassio (sottounità Scabiazza e sottounità Monte Calenzone). La sottounità Scabiazza, costituita dalle Arenarie di Scabiazza e dalla successione di Caldarola, è caratterizzata da una deformazione polifasica, rappresentata da almeno due fasi plicative principali e da successive fasi prevalentemente fragili. La prima fase plicativa documentabile in campagna è caratterizzata da pieghe con dimensioni da decimetriche a plurimetriche a stile subisoclinale e con cerniere da arrotondate ad acute; la geometria del piegamento richiama quella di tipo simile, con fianchi assottigliati, cerniere inspessite e foliazione di piano assiale visibile soltanto in alcuni casi nella cerniera delle pieghe; le direzioni assiali subiscono una forte dispersione a causa delle successive fasi deformative e le pieghe riferibili a questa prima fase si rinvengono con scarsa frequenza ed in genere limitatamente alle facies a stratificazione sottile. È presumibile che la prevalente giacitura rovesciata delle Arenarie di Scabiazza sia da riferire ad estesi fianchi rovesciati di megapieghe generate da questa fase, la cui vergenza non è per il momento precisabile.

La seconda fase plicativa è la più evidente sul terreno ed è rappresentata da pieghe coricate a geometria concentrica, di dimensioni decametriche e con angolo di apertura variabile da 50 a 70. Queste pieghe hanno direzione assiale "appenninica" (NO-SE), vergenza a NE e non mostrano foliazione di piano assiale. Anche gli assi di 2<sup>a</sup> fase subiscono una dispersione a scala cartografica, passando da direzioni NO-SE in Val Trebbia a O-E tra la Val Trebbia e la Val Tidoncello, fino ad assumere direzioni N-S e NNE-SSO in Val Tidone.

La deformazione all'interno della sottounità Monte Calenzone, costituita prevalentemente dal Flysch di Monte Cassio con alla base livelli discontinui di Argille Varicolori di Cassio, è caratterizzata invece da una sola fase plicativa riconoscibile in campagna, rappresentata da sinclinali a geometria concentrica, con fianchi rovesciati non molto sviluppati o in parte erosi; gli assi sono "appenninici" e la vergenza diretta a NE. Un esempio tipico di questa tipologia è rappresentato dalla struttura di M. Mosso (spartiacque tra Val Trebbia e Val Tidoncello). Tutte queste strutture sono poi interessate da più blande deformazioni plicative successive, legate all'attività di sovrascorrimenti di età post-

Eocene medio, dato che interessano anche la Successione Epiligure. Per quanto riguarda l'Unità Cassio queste deformazioni si esplicano in blande antiformali e sinformi concentriche, a grande lunghezza d'onda e a piano assiale da inclinato a verticale. Per ulteriori dettagli sull'assetto strutturale della Unità Cassio si veda GHISELLI *et alii* (1994).

Il primo ed il secondo evento plicativo nelle AS e le sinclinali rovesciate nel Flysch di Monte Cassio possono essere riferiti alla Fase Ligure, così come l'individuazione delle due Sottounità; la disarmonia deformativa rilevata tra le AS e il Flysch di Monte Cassio, oltre che dalle rispettive caratteristiche reologiche, può essere giustificata dallo scollamento tra le due formazioni al livello delle Argille Varicolori. In alternativa può essere ipotizzabile la correlazione della prima fase deformativa all'interno delle AS con la già citata fase tettonica campaniana (ELTER & MARRONI, 1991). In questa ipotesi le Argille Varicolori ed il Flysch di Monte Cassio si sarebbero depositati su di un substrato già deformato, rappresentato dalle Arenarie di Scabiazza, e la suddivisione dell'Unità Cassio in due elementi tettonici indipendenti sarebbe avvenuta in corrispondenza di una superficie di discordanza. Allo stato attuale non sono stati rinvenuti elementi tali da permettere di recepire questa interpretazione.

*Unità tettonica Bettola:* questa unità, costituita dal Flysch di Bettola e dalla Formazione di Val Luretta, è caratterizzata da associazioni isoclinali di fianchi diritti e di fianchi rovesci alternati, con estensione da ettometrica a chilometrica e con le zone di cerniera generalmente tranciate. All'interno di tali fianchi sono osservabili, alla mesoscala e all'interno delle litofacies meno competenti, cerniere di pieghe parassite che danno ragione delle locali inversioni di polarità degli strati rilevabili all'interno dei fianchi principali. La generale assenza delle zone di cerniera unita alla cattiva qualità degli affioramenti, rende difficoltosa la ricostruzione dell'assetto strutturale di questa unità, anche perchè tutte queste strutture, riferibili alla Fase Ligure, sono coinvolte nelle deformazioni plicative legate ai sovrascorrimenti post-Eocene medio, in cui non mancano i casi di rovesciamento (ad. es. sinclinale di Spettine). Nello schema strutturale sono stati cartografati, ove possibile, i principali fianchi diritti e rovesci ed i piani assiali che li separano. Questa operazione è stata facilitata dalla nuova cartografia dei membri e degli orizzonti guida (livelli di marne rosate) della Formazione di Val Luretta. Per un approfondimento sull'assetto strutturale dell'Unità Bettola si veda anche CERRINA FERONI *et alii* (1994b).

## 2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ SUBLIGURI

Le Unità Subliguri, rappresentate solo marginalmente nell'area del F.179 dall'Unità tettonica Penice (Unità Canetolo *Auctt.*), sono interposte tra l'insieme

delle Unità Liguri e le Unità Umbro-Toscane della “Finestra di Bobbio”. L’Unità Penice è caratterizzata da almeno due fasi deformative plicative: la prima è rappresentata da pieghe subisoclinali, a piano assiale suborizzontale e assi a direzione media NO-SE, che generano estesi fianchi rovesci a basso angolo, spesso associati a zone di taglio cataclastiche; la seconda fase plicativa è invece caratterizzata da pieghe concentriche con cerniere da chiuse ad aperte, piano assiale suborizzontale e formazione di fianchi rovesci. Queste strutture non interessano la superficie tettonica (di età Miocene inferiore) che divide l’Unità Penice dalle Unità Umbro-Toscane sottostanti (C.G.I. F.197 “Bobbio”) e sono quindi verosimilmente riferibili alla Fase Ligure.

### 3. - EVOLUZIONE STRUTTURALE POST-EOCENE MEDIO

Al termine della Fase Ligure si ha la deposizione in discordanza della Successione Epiligure sulle Unità Liguri già strutturate ed in particolare, nell’area del Foglio 179, sull’Unità Bettola, Formazione di Val Luretta. Proprio la presenza della Successione Epiligure permette di documentare con buona precisione l’età della Fase Ligure in questo settore di catena: essa risulta infatti compresa tra le cronozone NP15 e NP16, corrispondenti all’intervallo cronologico 48-41 Ma b.p., ovvero tra l’età più recente rinvenuta nella Formazione di Val Luretta (vedi Cap. IV, 5.4.2.) e l’età più antica rinvenuta nella Formazione di Monte Piano (vedi Cap. IV, 4.1.).

Successivamente è documentato al Burdigaliano superiore il sovrascorrimento delle Unità Liguri e Subliguri sul Dominio Bobbio-Cervarola, osservabile poco a Sud del limite meridionale del Foglio, all’interno della “Finestra di Bobbio”. Qui affiorano le seguenti unità tettoniche, a partire dal basso: Unità Bobbio, Unità Coli 1 e Coli 2 (LABAUME, 1992), Unità Penice e Unità Monte delle Tane. L’età del tetto della Formazione di Bobbio, porzione più alta dell’Unità Bobbio (Burdigaliano inf.; FORNACIARI & LABAUME, 1992) costituisce il limite inferiore per l’età di questo sovrascorrimento, che può essere quindi riferito alla Fase Burdigaliana, registrata a scala regionale dalla discordanza Antognola/Bismantova, all’interno della Successione Epiligure.

All’esterno (NE) della “Finestra di Bobbio” sono presenti invece *thrust* in sequenza a vergenza nord-orientale, con rampe generalmente a basso angolo che individuano una serie di scaglie tettoniche, dissezionando l’edificio ligure già strutturato (Fig. 16). L’età di queste strutture è compresa nell’intervallo Burdigaliano sup.-Tortoniano, anche se non si può escludere che esse inizino ad attivarsi già dal Priaboniano, condizionando la disposizione dei bacini (bacini di *piggyback*) e la sedimentazione (livelli di frane intraformazionali) della

Successione Epiligure ed in particolare della Formazione di Ranzano (vedi Cap. IV, 4.2.). I *thrust* più importanti sono: - *thrust* di M.Pradegna (**tMP**) che porta l'insieme già strutturato delle Unità Bobbio/Coli/Penice/Monte delle Tane sulla porzione più esterna (NE) dell'Unità Cassio; - *thrust* di Pietra Parcellara (**tPP**) che sovrappone le Unità Pietra Parcellara e Cassio sull'Unità Bettola e sulla Successione Epiligure; - *thrust* di Mansano (**tMa**), struttura interna all'Unità Bettola che, attraversando tutto il Foglio da SE a NW, mette a contatto il membro di Poviago, membro basale della Formazione di Val Luretta, con il membro sommitale, membro di Genepreto; - *thrust* del Rio Lora (**tRL**), che porta la Formazione di Val Luretta (Unità Bettola) sulle Arenarie del Rio Lora (Serravalliano) (PEROTTI & VERCESI, 1991) e (forse) sulle marne del Rio Carona (Oligocene), appartenenti alla successione Epiligure. A questi *thrust* sono associati accavallamenti minori e deformazioni plicative, generalmente a geometria concentrica, quali ad esempio le *footwall* sinclinali del Chiarone e di Spettine, che interessano la successione Monte Piano-Ranzano e l'Unità Bettola, ripren-

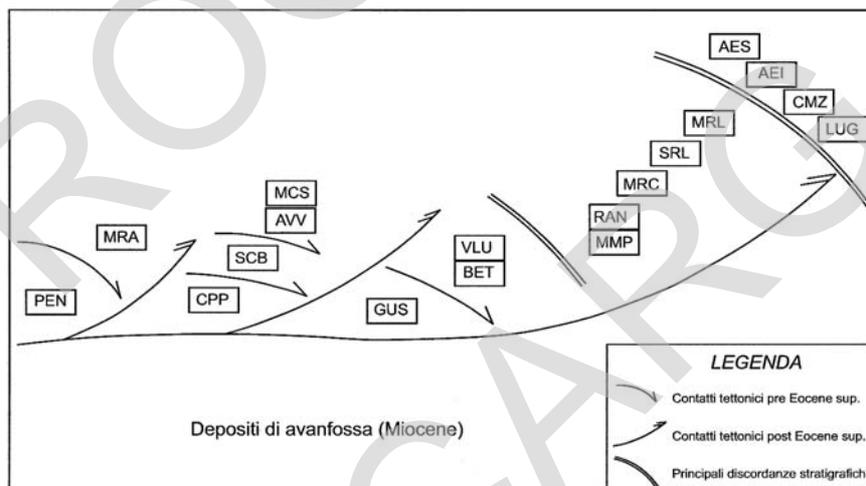


Fig. 16 - Schema dei rapporti stratigrafico-strutturali tra le unità litostratigrafiche del Foglio 179. PEN: Flysch di Monte Penice (Paleocene sup.-Eocene medio); MRA: Complesso di Monte Ragola (Santoniano-Campaniano inf.); CPP: Complesso di Pietra Parcellara (Cretacico sup.?); SCB: Arenarie di Scabiazza (Cenomaniano-Campaniano inf.?); AVV: Argille Varicolori di Cassio (Santoniano-Campaniano sup.); MCS: Flysch di Monte Cassio (Campaniano sup.-Maastrichtiano); GUS: Argilliti di Guselli (Cretacico sup.?); BET: Flysch di Bettola (Campaniano sup.-Daniano); VLU: Formazione di Val Luretta (Daniano-Luteziano); MMP: Marne di Monte Piano (Luteziano-Priaboniano); RAN: Formazione di Ranzano (Priaboniano-Rupeliano); MRC: marne del Rio Carona (Oligocene); SRL: sabbie del Rio Lora (Serravalliano); MRL: marne del Rio Lisone (Tortoniano); LUG: Argille di Lugagnano (Pliocene, non affioranti); CMZ: Sintema di Costamezzana (Pleistocene inf., non affiorante); AEI: Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (Pleistocene medio); AES: Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (Pleistocene medio-Olocene).

dedo e deformando, talora fino al rovesciamento, anche i piani assiali e le associazioni isoclinali di Fase Ligure.

A partire dal Tortoniano le Unità Liguri, ed in particolare l'Unità Bettola, si accavallano sui terreni del Serravalliano appartenenti alla serie di avanfossa padana (pozzo AGIP "Ponte dell'Olio 1", AGIP 1977; DONDI *et alii*, 1982c; PIERI & GROPPI, 1981; ROSSI & ROGLEDI, 1988), con una superficie di sovrascorrimento fuori sequenza innescata forse dagli accavallamenti delle Unità Umbro-Toscane presenti nei settori più interni della catena (CASTELLARIN *et alii*, 1994). Il *thrust* di base delle Unità Liguri (**tBL**), nell'area del Foglio è rappresentato da una rampa a basso angolo che risale lentamente da profondità comprese tra i 2 e i 3 Km fino a poche centinaia di metri, rimanendo sepolta sotto i depositi della pianura (PIERI & GROPPI, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1994). Il *thrust* è troncato dalla superficie erosiva di età messiniana e quindi sigillato da depositi in facies di olistostroma di età Messiniano superiore (ROSSI & ROGLEDI, 1988); tali depositi sono interpretabili come il risultato di un'importante fase di stazionamento basso del livello marino combinato con l'attività tettonica (*thrust fans*) presente al margine dell'avanfossa.

Accavallamenti più recenti sono noti nel sottosuolo della Pianura Padana (PIERI & GROPPI, 1981; ROSSI & ROGLEDI, 1988; CASTELLARIN *et alii*, 1994). Tra questi la struttura di Podenzano (AGIP, 1959b), di cui nel foglio è presente la rampa laterale occidentale (sepolta sotto i depositi continentali quaternari), coinvolge certamente i depositi quaternari marini e parte dei depositi continentali (Sintema di Costamezzana e Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore). Accavallamenti di età pliocenica sono altresì documentati in affioramento in aree limitrofe al Foglio 179 ed in particolare ad Est del T. Nure (IACCARINO *et alii*, 1982) e ad Ovest del T. Versa (SCAGNI & VERCESI, 1987) (Fig.17).

Gli eventi compressivi plio-pleistocenici sono accompagnati, almeno in parte, da strutture trascorrenti o transpressive ad andamento antiappenninico, verosimilmente legate alla strutturazione ad "archi" delle pieghe emiliane dell'Appennino sepolto. Questo complesso di strutture tardive ad andamento antiappenninico, con una componente compressiva a direzione NO-SE (PEROTTI & VERCESI, 1991), può essere ritenuto responsabile anche del basculamento e della torsione delle strutture preesistenti nell'edificio ligure: in particolare è evidente il ripiegamento del *thrust* di Mansano (**tMa**, vedi schema strutturale) che subisce marcate torsioni verso SO tra la Val Nure e la Val Trebbia e tra la Val Luretta e la Val Tidone; analoghe torsioni sono rilevabili anche in altre tipologie di strutture (ad es. la dispersione degli assi di piega di seconda fase nelle Arenarie di Scabiazza, GHISELLI *et alii*, 1994), sempre in corrispondenza a fasce di deformazione ad andamento antiappenninico da tempo segnalate (BARTOLINI *et alii*, 1982), anche se difficilmente documentabili sul terreno.

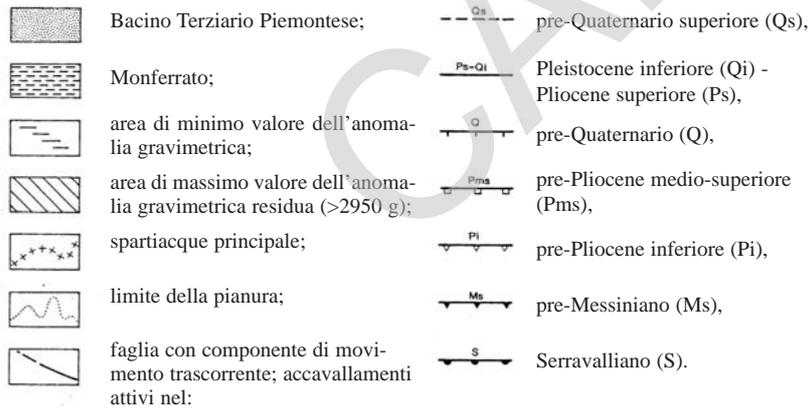
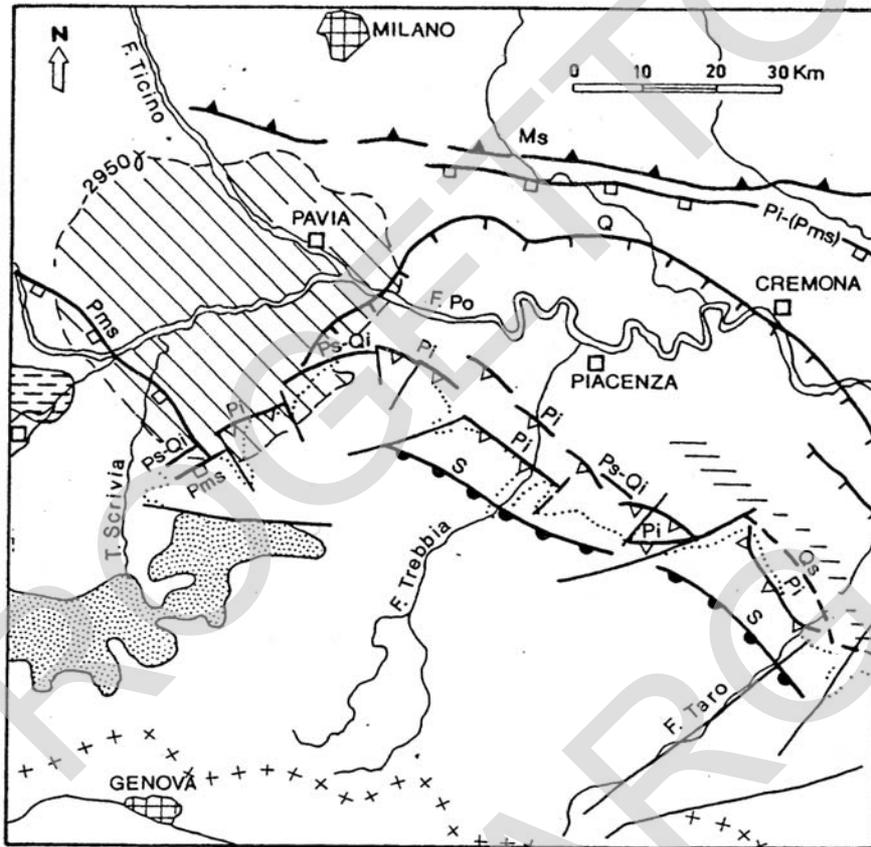


Fig. 17 - Cronologia dei fronti di compressione nella catena appenninica nord-occidentale (da PELLEGRINI & VERCESI, 1995).

#### 4. - SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE (con contributi di G. Di Dio e S. Rogledi per il settore di margine e pianura padana)

Il Foglio 179 è corredato da due sezioni geologiche interpretative che lo attraversano, orientate secondo due traccati subparalleli ad andamento SSO-NNE, al fine di intercettare gli elementi stratigrafici e strutturali più rappresentativi. Le sezioni sono state costruite a partire dai dati geologici di superficie, integrati da dati di sottosuolo desunti dai profili delle perforazioni petrolifere (AGIP, 1972, 1977, 1995; DONDI *et alii*, 1982c), correlati con le interpretazioni di vari Autori (PIERI & GROPPI, 1981; ROSSI & ROGLEDI, 1988; CASTELLARIN *et alii*, 1994; ELTER *et alii*, 1994) e, per quanto riguarda il settore di Pianura Padana, dai profili di perforazioni raccolte nella Banca Dati Geognostici Regionale.

La sezione A-A' inizia nell'angolo SO del Foglio con l'Unità Penice (Unità Subliguri), rappresentata dal Flysch di Monte Penice (vedi Cap. IV, 6.1.1.), interessato da una deformazione plicativa polifasica (vedi § 2.) e da tettonica fragile, prevalentemente distensiva. L'Unità Penice è giustapposta, attraverso una struttura distensiva di una certa rilevanza, alla Sottounità Scabiazza (Unità Liguri Esterne). Al di sotto dell'Unità Penice dovrebbe trovarsi l'Unità Trebbia (Unità Umbro-Toscane), affiorante poco più a sud nella "Finestra di Bobbio", che descriverebbe un'ampia anticlinale di rampa corrispondente al settore sepolto del fronte del Cervarola (CASTELLARIN *et alii*, 1994); la faglia normale che giustappone l'Unità Penice alla Su. Scabiazza dovrebbe dislocare anche la superficie tettonica che separa l'Unità Penice dall'Unità Trebbia, che si immerge a basso angolo verso NE (LABAUME, 1993). Tornando al "cuneo" di Unità Liguri soprastante, questo è costituito dalla già citata Su. Scabiazza, forse poggiante su di una scaglia di Unità Penice, sormontata attraverso una superficie di sovrascorrimento ripiegata (*thrust* di M. Pradegna, tMP) dall'Unità Monte delle Tane (Complesso ofiolitifero di Monte Ragola, (vedi Cap. IV, 5.1.1.); area di Monte Pietra di Corvo). All'interno delle Arenarie di Scabiazza è rappresentata in modo evidente la seconda fase plicativa, caratterizzata da pieghe concentriche (vedi § 1.) e sono altresì schematizzate le tracce dei principali piani assiali di prima fase. Alla Su. Scabiazza si sovrappone la Su. Monte Calenzone, costituita dal Flysch di Monte Cassio con alla base livelli discontinui di Argille Varicolori (vedi Cap. IV, 5.2.1. e 5.2.2.); in sezione è rappresentata la sinclinale rovesciata di M. Mosso, caratterizzata da un fianco rovescio in buona parte eroso e da blande ondulazioni del fianco diritto con alla base una scaglia di Argille Varicolori (NE di M. Lazzaro), attraverso le quali si torna alle Arenarie di Scabiazza del Passo di Caldarola. Qui si può osservare il passaggio stratigrafico tra le Arenarie di Scabiazza e la Successione di Caldarola (vedi Cap. IV, 5.2.3.). Poco a NE del M. Caldarola la Su. Scabiazza si sovrappone all'Unità Groppallo, costituita dal

Complesso ofiolitifero di Pietra Parcellara (vedi Cap. IV, 5.3.1.), attraverso una superficie di contatto tettonico riferibile alla Fase Ligure. Quest'ultima unità risulta interessata da alcuni *thrust* minori che isolano due piccoli *klippen* di Flysch di Monte Cassio a N di Scarniago. Poco più avanti la sezione intercetta la superficie del *thrust* di Pietra Parcellara (**tPP**), un sovrascorrimento post-Eocene medio di notevole importanza, esteso in tutto il Foglio e che mette a contatto l'Unità Gropallo con l'Unità Bettola. A questo *thrust* è associata una *footwall syncline* molto evidente, che si estende dalla Val Tidone alla Val Riglio e che interessa l'Unità Bettola, l'Unità Guselli e la Successione Epiligure soprastante (aree del Chiarone e di Spettine), sviluppando un esteso fianco rovescio più evidente nel settore occidentale (vedi sezione B-B'). Il *thrust* di Pietra Parcellara potrebbe essere l'espressione superficiale di una delle superfici profonde, "fuori sequenza", lungo cui è avvenuto il sollevamento del fronte delle Unità Umbro-Toscane (CASTELLARIN *et alii*, 1994). A NE del *thrust* di Pietra Parcellara la sezione rimane all'interno dell'Unità Bettola (Formazione di Val Luretta) fino al margine appenninico padano. La sezione attraversa dapprima il fianco rovescio della *footwall syncline*, che è complicato da una faglia di incerto significato, probabilmente un contatto ripiegato riferibile alla Fase Ligure, e dalla presenza di fianchi isoclinali alternati legati anch'essi alla Fase Ligure (vedi § 1.); si prosegue poi per un tratto lungo l'alveo del T. Luretta di Monteventano (dove affiora la sezione tipo dei due membri inferiori della Formazione, vedi Cap. IV, 5.4.2.) attraversando il nucleo della sinclinale ed il suo fianco diritto fino ad incontrare il *thrust* di S.Gabriele (**tSG**), una struttura certamente post-Eocene medio che, poco più ad Ovest, provoca l'accavallamento della F. di Val Luretta (membro di Monteventano) sulla Successione Epiligure affiorante a S.Gabriele. Superato il *thrust* di S.Gabriele si passa dal borgo di Monteventano attraversando il membro omonimo della F. di Val Luretta, interessato da deformazioni plicative alla scala mesoscopica; oltre il corso del T. Luretta di Monteventano si entra nel membro stratigraficamente sottostante (m. di Poviago), che costituisce l'*hangingwall* del *thrust* di Mansano (**tMA**), una struttura di significato analogo al *thrust* di S.Gabriele ma che si può seguire praticamente attraverso tutto il Foglio, ancorchè deformato da strutturazioni tardive (vedi § 3.). Il *thrust* di Mansano, lungo questa sezione, mette in contatto il membro di Poviago con la parte alta del membro di Monteventano; poche centinaia di metri più a SE il contatto è invece direttamente tra il membro di Poviago e il membro sommitale della Formazione di Val Luretta (membro di Genepreto), che costituisce l'ossatura del Monte Travo. La sezione intercetta il membro di Genepreto lungo le propaggini settentrionali del M.Travo, per poi rientrare nel membro di Monteventano poco prima di Rezzanello e rimanere in questo da qui fino al margine padano. La ricostruzione strutturale in quest'area risulta pratica-

mente impossibile a causa della scarsità di affioramenti e delle caratteristiche litologiche della parte alta del membro, (vedi Cap. IV, 5.4.2.), che mal si prestano a registrare l'impronta strutturale.

Nei pressi di Lampugnana, poco a Sud di Agazzano, la sezione entra nei depositi continentali quaternari del margine padano-adriatico (vedi Cap. IV, 3.1.): la scala ridotta della sezione non consente di rappresentare con precisione le varie unità distinte, permettendo di tracciare solo le superfici di discontinuità stratigrafica principali. È possibile notare il Sintema di Costamezzana, affiorante appena ad Est del tracciato della sezione in facies continentale, che poggia attraverso una superficie erosiva sulla Formazione di Val Luretta. Spessori e facies illustrati in sezione sono dedotti dalle facies sismiche dei profili sismici dell'AGIP. I depositi prevalentemente grossolani del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, il cui spessore varia dai pochi metri del margine fino ai 51 m del sondaggio PC179S1, giacciono sempre al di sopra di una importante superficie di discontinuità stratigrafica che li separa dal Sintema di Costamezzana.

La sezione B-B' parte invece dal settore centrale del margine meridionale del Foglio (versante sinistro della Val Perino), si mantiene approssimativamente sulla dorsale spartiacque tra la Val Trebbia e la Val Nure, per poi raggiungere l'angolo nord-orientale del Foglio, nei pressi di Quarto.

La sezione inizia dall'Unità Monte delle Tane che sovrascorre, attraverso il *thrust* di M. Pradegna (**tMP**), sull'Unità Bettola, rappresentata dalla parte alta del Flysch di Bettola in fianco diritto. Scendendo verso il fondovalle Perino la sezione intercetta un piano assiale di Fase Ligure passando, sempre all'interno del Flysch di Bettola, ad un fianco rovescio. In corrispondenza dell'alveo del T. Perino è presente un sovrascorrimento minore che mette a contatto il tetto del Flysch di Bettola con il secondo e il terzo banco di "marne rosate" (vedi Cap. IV, 5.4.2.) del membro inferiore della Formazione di Val Luretta (membro di Poviago), tettonizzando il passaggio stratigrafico tra le due formazioni. La sezione risale poi il versante destro della Val Perino incontrando il quarto banco di "marne rosate", sempre in fianco rovescio; poco a Nord di Spinello interseca un'altra superficie di sovrascorrimento che accavalla l'Unità Bettola sull'Unità Groppallo, strutturata in sinforme e con al nucleo un *klippe* di Su. Scabiazza (area di M. Martini). La superficie di contatto tra l'Unità Groppallo e l'Unità Bettola sottostante, riferibile alla Fase Ligure, è stata poi ripiegata dall'azione di quest'ultimo sovrascorrimento, verosimilmente di età post-Eocene medio. Risalendo il versante destro del Rio Cernusca, la sezione interseca il *thrust* di Pietra Parcellara (**tPP**) già descritto (v. sez. A-A'), entrando nel grande fianco rovescio post-Eocene medio della struttura di Spettine. Questo fianco rovescio è costituito da un'alternanza di fianchi isoclinali di Fase Ligure sviluppati all'in-

terno dei due membri inferiori della Formazione di Val Luretta (area del M. Viserano) per passare poi, in prossimità del nucleo della struttura (Oratorio di Castellaro) alla Successione Epiligure (terminazione nord-occidentale della sinclinale rovesciata di Spettine, vedi Cap. IV, 4.1. e 4.2.). Passando poi al fianco diritto della struttura di Spettine si rientra nella Formazione di Val Luretta in successione normale (membro di Monteventano su membro di Poviago) fino ad intercettare il *thrust* di Mansano (**tMA**), poco a SO di M. Dinavolo. In questa zona sono ubicate due perforazioni profonde, i sondaggi “Quadrelli 1” e “Quadrelli 2” (AGIP, 1995). In particolare il profilo “Quadrelli 1”, pubblicato solo fino alla profondità di 500 m, mostra un passaggio netto, localizzato a 171 m dal piano campagna, tra una litofacies arenaceo-pelitica con livelli di marne e calcari (litofacies **A** e **B** di COBIANCHI *et alii*, 1994), corrispondente al membro di Poviago presente in affioramento, ed una litofacies pelitico-arenacea riferibile al membro di Monteventano (litofacies **B** di COBIANCHI *et alii*, 1994). Questa sovrapposizione “anomala” è legata appunto al *thrust* di Mansano il cui *footwall* è costituito dal membro di Monteventano (non affiorante) cui si sovrappone il membro sommitale della Formazione (membro di Genepreto) che costituisce l’estesa “placca” del M. Dinavolo. Sulla sezione si possono proiettare, poco a NE di M. Dinavolo, anche i sondaggi del campo SURGI R.A.I. di Rallio, che mostrano litologie riferibili alla F. di Val Luretta lungo tutti i profili, fino a circa -200 m (s.l.m.). La sezione prosegue attraversando il membro di Genepreto fino ad incontrare i depositi del Supersintema Emiliano-Romagnolo; nonostante la presenza di alcuni spaccati di cava, non è possibile ricostruire compiutamente la strutturazione di questo settore, a causa della presenza di litologie prevalentemente marnoso-calcaree che male registrano le deformazioni plicative. Poco prima del margine padano la sezione incontra il sondaggio “Ponte dell’Olio 1” (AGIP 1972, 1977; DONDI *et alii*, 1982c). Il profilo, che si spinge fino a 5325 m di profondità, mostra litofacies pelitico-arenacee riferibili alla Formazione di Val Luretta fino alla profondità di 1400 m circa, per passare poi in un’unità più marnosa (Flysch di Bettola ?) fino a 1776 m dal piano campagna; a questa profondità si incontra il *thrust* di base delle Unità Liguri (**tBL**) e si entra nella serie di avanfossa padana, il cui tetto è stato datato al Serravaliano. Proseguendo lungo la sezione si incontrano i depositi quaternari continentali poco a Nord di Veano: si può osservare il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore che appoggia dapprima direttamente sulla Formazione di Val Luretta, quindi sul Sintema di Costamezzana, affiorante nelle immediate vicinanze della sezione. Poco a Sud di Ancarani la sezione incontra il pozzo “Rivergaro 1” (AGIP 1972, 1977; DONDI *et alii*, 1982c), il cui profilo mostra depositi clastici del Pleistocene, prevalentemente grossolani (ci troviamo nell’area delle conoidi ghiaiose del F. Trebbia, vedi Cap. IV, 3.1.) fino a circa 400 m di profondità; sulla base dei dati di sotto-

suolo disponibili in quest'area (Banca Dati Geognostici Regionale) si ritiene che i primi 50 m circa del profilo siano riferibili ai depositi continentali appartenenti al Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, mentre i rimanenti 350 m rappresentino il Sintema di Costamezzana, in parte (da circa 50 a circa 175 m dal p.c.) in facies continentale, in parte (da circa 175 a 400 m dal p.c.) in facies di deltaconoide. Il profilo di "Rivergaro 1" prosegue fino a 635 m dal p.c. entro sedimenti prevalentemente argillosi del Pliocene inferiore; a questa profondità si trovano calcareniti e depositi caotici, anche conglomeratici, che marciano la superficie di discordanza messiniana (vedi § 3.). Il pozzo si spinge fino a 2012 m entro i depositi miocenici della serie di avanfossa padana, senza incontrare termini riferibili alle Unità Liguri, come invece è riportato in PIERI & GROPPI (1981) e ripreso successivamente da altri Autori; il sovrascorrimento delle Unità Liguri sulla serie di avanfossa si esaurisce quindi a SE del pozzo "Rivergaro 1", probabilmente su termini del Miocene superiore (Tortoniano). Proseguendo lungo la sezione si attraversa il bacino *piggyback* pliocenico situato al retro della struttura di Podenzano (AGIP, 1959b; ROSSI & ROGLEDI, 1988) sul cui culmine, nella terminazione occidentale della struttura, è ubicato il pozzo "Larzano 1" (AGIP 1972, 1977; DONDI *et alii*, 1982c). Il profilo di questo pozzo mostra depositi continentali fino a circa 150 m dal p.c. (dato confermato anche dalla Banca Dati Geognostici Regionale), costituiti da 100 m circa riferibili al Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore e dai rimanenti 50 m attribuiti al Sintema di Costamezzana. A questi seguono depositi marini prevalentemente sabbiosi (Sabbie di Asti, DONDI *et alii*, 1982b) sino a circa 250 m dal piano campagna e quindi depositi prevalentemente argillosi, plio-pleistocenici (Argille del Santerno, *ibid.*), fino a 880 m di profondità. I depositi sabbiosi, marini, e le argille sabbiose sottostanti, fino alla profondità di circa 570 m dal p.c., costituiscono le facies marine del Sintema di Costamezzana, mentre le argille sottostanti appartengono ad una successione pliocenica indifferenziata (corrispondente verosimilmente al Supersintema Post-evaporitico ed al Supersintema della Val d'Arda, definiti nel limitrofo Foglio 180). Anche in questo caso sono presenti depositi sabbioso-conglomeratici (Sabbie di Cortemaggiore, *ibid.*) al di sotto della superficie di discontinuità sul Miocene. Il pozzo "Larzano 1" si spinge fino a 2442 m di profondità entro la serie di avanfossa padana. Proseguendo lungo la sezione verso NE si rimane sempre nell'ambito della struttura di Podenzano, localmente complicata da retroscorrimenti (ROSSI & ROGLEDI, 1988), che individuano piccoli sottobacini plio-pleistocenici la cui sedimentazione è fortemente influenzata dall'attività tettonica. Quasi al termine della sezione si proietta l'ultimo pozzo presente nell'area, poco ad Est del margine del Foglio, il "Turro 1A" (AGIP 1972; DONDI *et alii*, 1982c). Anche in questo caso il profilo mostra depositi clastici grossolani, continentali, nel primo tratto, che sono riferibili, per i

primi 100 m circa al Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore e per i successivi 90-100 m al Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e al Sintema di Costamezzana (Banca Dati Geognostici Regionale). Seguono i depositi sabbiosi del Pleistocene marino fino a circa 250 m di profondità, seguiti dai depositi prevalentemente argillosi plio-pleistocenici fino a circa 900 m dal piano campagna.

A questa profondità il pozzo entra nei depositi del Miocene medio-superiore, che attraversa fino ai 1373 m del fondo-pozzo.

PROGETTO  
CARGO

## VI - ASPETTI AMBIENTALI ED APPLICATIVI

### 1. - GEOMORFOLOGIA

Il territorio ricadente nel F. 179 compendia, dal punto di vista morfologico, in uno spazio ristretto, i caratteri peculiari della Regione Emilia Romagna. Sono infatti rappresentate le varie fasce altimetriche che dalla pianura portano ai rilievi collinari e montuosi, questi ultimi peraltro non attingenti a quote particolarmente elevate.

Il raccordo tra la bassa pianura e i rilievi si sviluppa attraverso un articolato sistema di terrazzi caratteristici e non più presenti con analogo sviluppo nelle zone laterali adiacenti.

La conformazione generale del paesaggio fisico collinare e montano del settore piacentino rispecchia la disposizione delle successioni rocciose, la loro natura litologica e la struttura geologica (conformazione e geometria delle pieghe, delle faglie, dei sovrascorrimenti con ripetizioni tettoniche ecc.), che ne costituiscono l'ossatura.

Molti infatti sono gli esempi che permettono di cogliere in modo immediato come la morfologia rifletta, esaltandoli, gli aspetti geologici sopra menzionati.

La stessa disposizione spaziale degli elementi morfologici risulta distribuita secondo fasce subparallele orientate come le strutture geologiche dell'Appennino, in senso NW-SE.

76

## 1.1. - LA COLLINA E LA MONTAGNA

Sotto questa denominazione viene racchiusa la porzione di territorio posta a S della congiungente Ziano P. - Rivergaro - Ponte dell'Olio.

La maggior parte del paesaggio è modellata in terreni scarsamente selettivi nei confronti dei processi erosivi, come la Formazione di Val Luretta (ove rappresentata dai membri di Poviago e Monteventano), il Flysch di Bettola e le Arenarie di Scabiazza, che portano a forme generalmente addolcite.

Risaltano nel contesto di queste successioni locali variazioni litologiche che creano spine rocciose (zona di Pillori in Val Perino) o pareti incise dai corsi d'acqua (Caverzago).

Le successioni maggiormente erodibili, rappresentate dai terreni argillosi e marnosi (complessi caotici e Formazione di Monte Piano), subiscono una morfoselezione che produce pseudocalanchi (Val Spettine, Biana, Val Chiarone, M. Martini ecc).

Più spettacolari sono invece le forme che si modellano in corrispondenza dei litotipi più resistenti, come documentato dalle placche costituite dal Flysch di Monte Cassio (Val Tidone-Val Trebbia), dai rilievi del Monte Santo, M. Dinavolo, M. Pillerone e M. Armelio, nonché dai testimoni di erosione residuale (*monadnocks*) che isolano picchi ofiolitici come quello della Pietra Parcellara - Pietra Marcia (Val Trebbia) che emergono dal paesaggio circostante.

Altri esempi di rocce che oppongono una elevata resistenza agli agenti modellatori esogeni sono forniti dai lembi della Formazione di Ranzano che trovano la loro più emblematica raffigurazione nella sinclinale sospesa ("valle a canoa") della Val Chiarone.

La presenza di litotipi resistenti all'incisione lineare da parte di corsi d'acqua consente a questi di intagliare strettoie, talvolta simili a forre. Questo tipo di evoluzione morfologica non è però solo dovuto al rapporto tra questi due elementi ma è imposto anche dall'inarcamento o dal sollevamento delle strutture che inducono il corso d'acqua (preesistente all'evento tettonico) ad incidere profondamente. Questo fenomeno di antecedenza è emblematicamente raffigurato al margine sud-occidentale del Foglio, in corrispondenza della forra di Barberino.

Da ricordare infine come nello sviluppo del modellamento e nella ricostruzione degli eventi modellatori particolare rilevanza assumano le "paleosuperfici", testimoni residuali dei cicli morfogenetici. Queste forme, particolarmente significative nelle zone interne della catena, trovano verso il margine ridotti e poco significativi esempi, riscontrabili soprattutto in corrispondenza dei crinali tra le valli Nure e Trebbia e nell'alta Val Tidone.

## 1.2. - LA FASCIA DEI TERRAZZI E LA PIANURA

Si tratta della zona corrispondente al margine dell'Appennino e comprendente i grandi pianalti terrazzati impostati nei depositi alluvionali più antichi e/o nei sedimenti marini recenti ad est del F. Nure (F. 180 Salsomaggiore Terme).

I sistemi terrazzati si sono formati per coalescenza delle conoidi alluvionali depositate dai vari corsi d'acqua provenienti dall'Appennino, che hanno costituito una superficie sostanzialmente unitaria e uniforme.

Successivamente, a seguito di variazioni climatiche, di fenomeni di sollevamento dell'area e del conseguente ringiovanimento del sistema idrografico sviluppatosi in più fasi nel corso del Quaternario (MARCHETTI *et alii*, 1979a e 1979b); le superfici originarie sono state suddivise e smembrate, con il concorso dei corsi d'acqua minori, in tanti costoni digitati a sommità più o meno regolare, di forma variabile ed immergenti verso N-NE. L'elemento morfologico più caratteristico di questa zona è costituito quindi da uniformi e piatte superfici topografiche immergenti verso la pianura, che presentano scarpate laterali di erosione fluviale con altezza che diminuisce progressivamente da monte verso valle e che si raccordano verso settentrione in modo complessivamente regolare.

I ripiani terrazzati del margine si possono correlare con analoghe forme (Terrazzi sospesi di Rallio-Travo), sempre caratterizzate dalla presenza di depositi alluvionali, presenti, in sia pur ridotti lembi, all'interno dei principali solchi vallivi.

Sulle superfici sommitali dei depositi alluvionali (Sintema Emiliano-Romagnolo superiore indistinto, Subsintema di, Maiatico, Agazzano e unità di Niviano) è facile rinvenire una coltre di limi argillosi e argille limose, fortemente pedogenizzati, di spessore variabile da pochi dm a qualche metro, ritenuti da alcuni autori di origine eolica (loess: ACCORSI *et alii*, 1990). Entro questa coltre sono stati spesso rinvenuti manufatti riferibili al Paleolitico inferiore-medio (CREMASCHI & PERETTO, 1976).

Verso nord i ripiani dei depositi alluvionali antichi e medi si immergono al di sotto delle unità alluvionali più recenti che costituiscono la pianura vera e propria, solcata dai corsi d'acqua che assumono il caratteristico andamento a canali intrecciati (Fiume Trebbia).

## 1.3. - LA RETE IDROGRAFICA

L'area rappresentata nel Foglio è interessata da numerosi rii e torrenti secondari che confluiscono nei seguenti corsi d'acqua principali (da ovest verso est): T. Tidone, T. Luretta, F. Trebbia e T. Nure, tutti affluenti del F. Po.

78

La densità del reticolato varia in rapporto alle litologie attraversate: è massima in corrispondenza delle successioni a prevalente componente argilloso-marnosa (e come tali impermeabili o poco permeabili) e decresce in modo consistente nelle aree di affioramento di rocce permeabili per porosità o per fratturazione e fessurazione (F.ne di Ranzano, Flysch di Monte Cassio ecc.).

Le aste fluviali principali attraversano circa ortogonalmente le strutture appenniniche, senza evidenziare cambiamenti di percorso particolarmente bruschi. Evidenze di variazioni di tracciato, che possono essere interpretate come dovute a fenomeni di cattura, sono presenti in zone esterne al Foglio (cattura del paleo-Trebbia esercitata dal T. Aveto nella zona di Marsaglia, F. 197 Bobbio).

L'azione erosiva dei corsi d'acqua ha costruito, nel loro tratto montano-collinare terminale, valli fluviali alquanto ampie, favorita anche dall'attraversamento di litologie alquanto "tenere".

Il carattere di questi corsi d'acqua è prevalentemente torrentizio, accentuato anche dai prelievi effettuati dal subalveo da parte degli insediamenti rivieraschi e dalle ritenzioni di dighe che utilizzano le acque per scopi irrigui (diga del Molato sul T. Tidone e derivazioni dal F. Trebbia) o idropotabili (diga del Brugno sul F. Trebbia).

Di seguito si riportano alcuni dati idrologici significativi relativi ai tre corsi d'acqua principali, desunti da R.E.R. (1988):

CORSO D'ACQUA	SUPERFICIE * (kmq)	DEFLUSSO MEDIO ANNUO * (mc/s)	DEFLUSSO MEDIO STAGIONALE *	
			MASSIMO (mc/s)	MINIMO (mc/s)
T. Tidone	355.400	3.47	5.190	0.92
F. Trebbia	995.170	25.63	35.600	7.91
T. Nure	374.400	6.45	9.230	1.83

\* misurato alla sezione di chiusura del bacino montano.

#### 1.4. - I FENOMENI DI DISSESTO

La maggior parte della zona collinare-montana del Foglio è occupata dalla Formazione di Val Luretta le cui litologie erano già state descritte dal TARAMELLI (1882b) come "tra le più franose d'Italia".

L'elevata franosità è una caratteristica del paesaggio ed è vista dagli abitanti come un elemento che fa parte integrante dello stesso.

La spiegazione della particolare diffusione dei dissesti franosi antichi e recenti, che nel corso dei secoli hanno funestato i versanti montani, deve essere ricondotta a fattori plurimi. Prioritariamente vanno ricordate le caratteristiche litologiche delle formazioni presenti (Arenarie di Scabiazza, Complesso di Pietra Parcellara, Formazione di Val Luretta, Flysch di Bettola) a componente prevalentemente pelitica e ricche di minerali argillosi facilmente rigonfiabili e plastificabili se posti a contatto con acqua.

Un altro elemento è dato dal disarticolamento indotto nelle successioni stratificate dalle varie fasi orogenetiche e tettonogenetiche che le hanno profondamente scompagnate e ne hanno alterato le caratteristiche reologiche originarie.

Ulteriori fattori destabilizzanti sono rappresentati dall'infossamento dei corsi d'acqua (non totalmente disgiunto dall'attività estrattiva condotta in alveo - BRAGA, 1984 e 1985 - talora in modo non del tutto razionale) che ha fatto variare l'angolo di "natural declivio" o ha eroso al piede tratti di versante, e dai fenomeni sismici che si sono susseguiti nel tempo, anche se di intensità rilevabile solo a livello strumentale.

Non vanno poi dimenticati gli interventi antropici sul territorio che, oltre ai disboscamenti, alle operazioni di scavo e riporto su pendici già di per se stesse in condizioni di equilibrio precario, non tengono in nessun conto e, anzi, spesso trascurano le più elementari operazioni di regimazione delle acque superficiali.

Questo insieme di fattori (che non vuole rappresentare altro se non un breve richiamo degli elementi destabilizzanti più macroscopici) può portare all'innescò ed allo sviluppo di nuovi movimenti gravitativi. Si deve però tenere presente che buona parte dei frequenti dissesti attuali non sono altro che la riviviscenza di movimenti franosi precedenti e temporaneamente quiescenti. Esemplicativo è il caso della didattica paleofrana di Donceto (TERRANOVA & VERCESI, 1994) che si è innescata in coincidenza con le fasi di marcata incisione valliva iniziatasi nel Pleistocene medio-superiore. L'evoluzione attuale vede lo sfrangiamento dei margini della paleofrana che, se non opportunamente contrastato, potrà portare nel tempo ad una destabilizzazione anche vasta del corpo di frana.

La maggior parte delle frane presenti nell'area del Foglio sono riconducibili a movimenti traslazionali e rototraslativi lenti, legati all'abbondante componente argillosa dei materiali coinvolti; meno frequenti sono le colate di fango e solo eccezionali le frane di crollo. Queste ultime si limitano ai pochi settori caratterizzati dalla presenza di rocce molto resistenti ai processi di degradazione, quali ofioliti, Formazione di Ranzano p.p. e Flysch di Monte Cassio p.p.

L'elencazione dei fenomeni di dissesto presenti nell'area diventerebbe decisamente prolissa e poco significativa, per cui si preferisce rimandare all'analisi diretta del Foglio per prendere visione della frequenza e delle dimensioni dei dissesti.

Si sottolineano solo alcuni casi esemplificativi di corpi di frana di entità areale rimarchevole come le frane:

- di Cognasso, in Val Trebbia, che si diparte a monte di Filippazzi-Boioli (F. 197 - Bobbio) per giungere, (dopo circa 5 chilometri di percorso) nell'alveo del F. Trebbia (poco ad ovest di Perino), che ha ostruito nel 1956 deviandone il corso verso nord.
- di Levratti (Fig. 18) e di Antarelli (Rio Dorba), che si incastrano tra loro nella porzione di valle;
- di Pillori, del Rio Dorba di Concesio e di Case Cavarelli in Val Trebbia, e di Missano in Val Nure, caratterizzate dal fluire di materiali plasticizzati per la componente prevalentemente argillosa.

Gli esempi citati sono riferiti a corpi di frana caratteristici, con conformazione morfologica tipica nelle varie parti di monte, intermedie e terminali. Si tratta, in altri termini, di forme facilmente riconoscibili per la presenza di una evidente nicchia di distacco o di un accumulo aperto a ventaglio.

Ben più diffusi sono invece i fenomeni di destabilizzazione generalizzati dei versanti che interessano intere vallate, specialmente nell'ambito della Formazione di Val Luretta. Ci si riferisce in particolare: al tratto terminale della Val Trebbia (tra Rallio e Rivergaro); al bacino del T. Luretta (tra Rezzanello e Momeliano Borgo e nell'area di San Gabriele - Piozzano); ai versanti della Val Tidone (a monte di Pianello) e alla fascia collinare tra Agazzano e Vicobarone.

In questo contesto appare ovvio che, data l'estensione del fenomeno, risultino numerosi i centri abitati o i raggruppamenti di casolari ubicati in corrispondenza di aree dissestate. Anche in questo caso si ritiene superfluo addentrarsi in considerazioni specifiche o in elenchi che esulano dalla finalità di queste note.

Tuttavia, si ritiene opportuno segnalare l'esistenza di studi sulla stabilità di aree di interesse, editi (MARCHETTI *et alii*, 1980) o inediti CONTER (1980), DA RÙ (1981) e di verifiche specifiche condotte nell'ambito del progetto C.N.R.-Gruppo nazionale per la difesa delle catastrofi idrogeologiche (1993). In questo lavoro vengono indicate alcune situazioni peculiari per i seguenti centri abitati:

- Perino (Val Trebbia): da consolidare e trasferire ai sensi del D.P.R. n. 1253 del 27/12/1958;
- Pecorara (Val Tidone): da consolidare come da Delibera Consiglio Regionale n. 767 del 17/09/1981;
- Roccapulzana (Val Chiarone): da trasferire come da Delibera Consiglio Regionale n. 3321 del 20/03/1985.

La situazione generale riferita alle condizioni di dissesto è compendiate nella carta del Rischio Geoambientale alla scala 1:250.000 (R.E.R., 1994a), ove la quasi totalità del territorio collinare e montano ricadente nel Foglio 179 è assegnato alle categorie 5, 6 e 7 indicanti rispettivamente situazioni di: degrado per

erosione potenziale; degrado medio-alto in atto, rischio di dissesto; degrado in atto, alto rischio di dissesto.

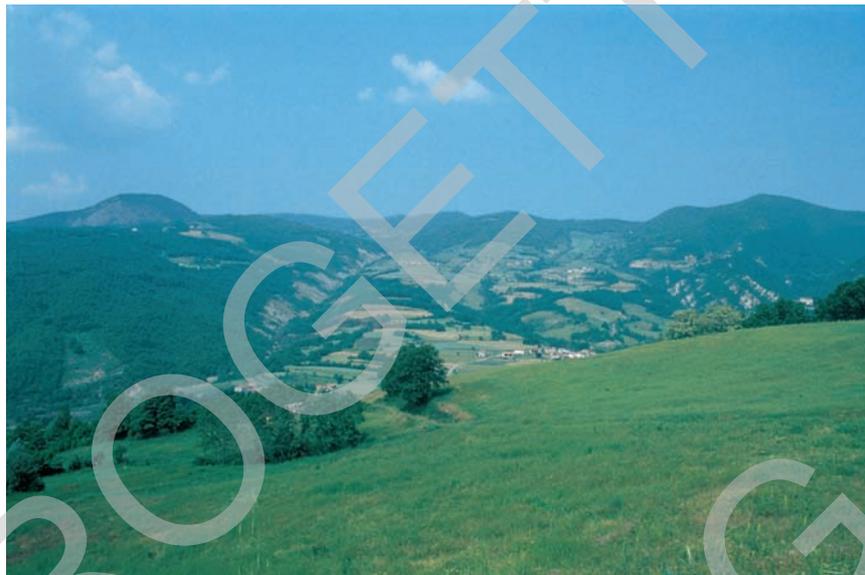


Fig. 18 - Frana di Levratti, Val Trebbia, versante sinistro, a NW di Mezzano Scotti.

## 2. - RISORSE NATURALI

Le risorse naturali del territorio piacentino, per ciò che concerne i minerali ferrosi, sono decisamente modeste e praticamente assenti nel F. 179.

Assumono invece rilevante significato pratico-economico le materie prime per l'industria cementifera e per le costruzioni (inerti, pietre da conchi, limi e argille per laterizi).

Un certo interesse, almeno dal punto di vista storico, viene invece rivestito dalla presenza di idrocarburi nel sottosuolo. Anche se economicamente non significativi, vale la pena ricordare le trivellazioni effettuate nella zona di Rallio-Montechiaro e in corrispondenza della struttura positiva di Podenzano che, nella prima metà del secolo, hanno soddisfatto le esigenze locali. Ricerche geofisiche condotte in tempi recenti dalle varie società petrolifere hanno presumibilmente individuato obiettivi "profondi" come d'altra parte testimoniano le perforazioni in corso (al momento della stesura delle presenti note) lungo il margine appenninico.

82

### 2.1. - RISORSE IDROPOTABILI

Le acque scaturenti da sorgenti sono alquanto ridotte per quantità e qualità risultando in genere dotate di un elevato grado di durezza. Fanno eccezione alcune sorgenti che fuoriescono al contatto tra le ofioliti del gruppo del M. Armelio e le argille del complesso di Monte Ragola (Val Perino), portando a giorno acque di tipo oligominerale.

Le acque mineralizzate sono praticamente assenti mentre si rinvencono acque salmastre di vario tipo nel sottosuolo della pianura (come documentato dai pozzi AGIP).

Abbondanti sono invece le acque presenti nelle falde acquifere, in particolar modo nella zona del conoide del Fiume Trebbia che costituisce il più importante serbatoio acquifero della zona compresa tra Voghera e Fidenza (R.E.R., ENI-AGIP, 1998).

### 2.2. - MATERIALI INERTI

L'attività estrattiva nella Regione Emilia-Romagna è regolata dai piani comunali delle attività estrattive (P.A.E.), di cui la maggior parte dei comuni ricadenti nell'area del Foglio si è già dotata. Recentemente è stato dato l'avvio alla predisposizione dei piani infraregionali delle attività estrattive (P.I.A.E.) che coordinano l'estrazione dei materiali di cava a livello provinciale, cui i piani comunali devono adeguarsi. Il piano della Provincia di Piacenza è attualmente in fase di definitiva autorizzazione regionale.

La normativa di riferimento è costituita dalle seguenti leggi: L.R. 26/1/76 n.8; L.R. 2/5/78 n.13; L.R. 18/7/91 n.17 e relative integrazioni.

Nell'area del F. 179 esistono coltivazioni, attuali o del recente passato, per i seguenti materiali:

#### a) Marne da cemento

La Formazione di Val Luretta (litofacies delle "marne rosate" del Membro di Poviago e Membro di Genepreto) è sicuramente la fonte più interessante per questo tipo di prodotto.

Numerose sono state le cave aperte nell'ambito dei termini calcarei e calcareo-marnosi di questa formazione come documentano le numerose cave sia attive che abbandonate.

Tra le più significative, tuttora in attività, presenti nell'area si segnalano quella di Genepreto, di Iustiano, di Albarola e di Travo (Coni e Gattavera).

Interesse minore rivestono invece gli orizzonti carbonatici del Flysch di

Monte Penice e del Flysch di Bettola anche se caratterizzati da un elevato contenuto in  $\text{CaCO}_3$ .

#### b) Argille da laterizi e argille espandibili

La qualità delle argille presenti nell'area del Foglio utilizzabili nel campo dei laterizi non è particolarmente pregiata, anche se esse sono piuttosto diffuse.

Questi materiali, di origine alluvionale che costituiscono anche gli orizzonti pedogenizzati dei ripiani terrazzati della fascia pedecollinare, possono trovare idoneo impiego qualora vengano opportunamente miscelate con altre argille di origine alluvionale (padana) o marina.

Di migliore qualità sono invece i materiali utilizzati per la produzione di "argille espanse": questi corrispondono ad "argille varicolori" di formazioni diverse (Complesso di Pietra Parcellara, Argille di Guselli, Argille Varicolori di Cassio).

Attualmente nella zona del F. 179 non sono in attività cave che estraggano questo tipo di materiale; un sito coltivato sino a pochi anni or sono era localizzato nella valle ad est di Biana (Val Nure).

Altrove, nel modenese, argille analoghe sono impiegate nel campo della produzione di ceramiche.

#### c) Inerti per pietre da conci

I materiali lapidei utilizzabili per la preparazione di conci per opere murarie non trovano diretta corrispondenza con una particolare formazione. Gli orizzonti utilizzabili si rinvennero praticamente nella maggior parte delle formazioni marine presenti nel territorio (livelli arenacei nella Formazione di Ranzano e nelle Arenarie di Scabiazza; particolari livelli calcarenitici della Formazione di Val Luretta e del Flysch di Bettola; livelli calcilutitici e pezzame ofiolitico nei complessi caotici di Pietra Parcellara e di Monte Ragola), senza peraltro poter essere individuati in modo sufficientemente esteso da permetterne un utilizzo di tipo industriale.

L'impiego dei conci è limitato alla sola funzione ornamentale o di ripristino di costruzioni tardomedioevali o rinascimentali.

#### d) Inerti naturali

Si tratta di materiali (ghiaie e ghiaie sabbiose) particolarmente abbondanti e di qualità elevata. Nei capitolati nazionali che descrivono il tipo di materiale inerte da utilizzare per la costituzione di sottofondi, di drenaggi ecc. si legge infatti: "inerte del Trebbia", a testimoniare come l'uso di questo materiale si sia imposto sul mercato. Particolarmente significative sono le cave che sono state coltivate nel passato e quelle che sono tuttora in attività lungo le opposte rive del

84

F. Trebbia a nord del ponte di Tuna (comuni di Gossolengo e di Gazzola).

L'escavazione in alveo, un tempo particolarmente attiva (sicuramente in modo eccessivo) è stata bruscamente ridimensionata nel corso degli ultimi anni sino ad essere praticamente azzerata.

Ciò non toglie comunque la disponibilità di questo tipo di inerte recuperabile in corrispondenza dei ripiani terrazzati più recenti o nelle aree adiacenti alle zone golenali, laddove l'escavazione proceda di pari passo con un ritombamento mediante materiali inerti di scarso pregio (ad es. ghiaie alterate frammiste a limi e limi sabbiosi), rinvenibili nelle unità alluvionali più antiche.

e) Inerti da frantumazione

La produzione di pietrisco e pietrischetto per uso stradale, ferroviario e, in parte, come succedaneo delle più pregiate ghiaie fluviali per drenaggi, conglomerati cementizi e bituminosi ecc. può essere ricavata dalle cospicue masse ofiolitiche presenti nei complessi caotici e, in modo del tutto subordinato, dai più limitati lembi di calcari cristallini (palombini e Calcari a Calpionelle - Maiolica).

**APPENDICE 1****BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA**

(a cura di D. Rio)

**1. - ATTRIBUZIONE DI ETÀ**

Le attribuzioni di età alle unità stratigrafiche affioranti nel Foglio sono basate in larga misura sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei, resti scheletrici di alghe planctoniche unicellulari, ad ampia distribuzione biogeografica, che si sono evolute molto rapidamente nel Cretacico e nel Cenozoico, e che si trovano in grande abbondanza nei sedimenti marini deposti anche a profondità prossime a quella di compensazione dei carbonati (CCD). Essi sono sicuramente il gruppo fossile meglio rappresentato e più immediatamente utilizzabile dal punto di vista bio- e cronostratigrafico in sedimenti di mare profondo quali quelli che caratterizzano gran parte della catena appenninica.

Come è noto (si veda ad esempio ISSC, 1976) la classificazione biostratigrafica delle successioni sedimentarie è una operazione relativamente oggettiva, basata sul contenuto paleontologico. Al contrario la classificazione cronostratigrafica e, quindi, l'attribuzione di età alle varie unità stratigrafiche, è un'operazione largamente interpretativa che dipende dalle convenzioni adottate e dalla disponibilità di strumenti affidabili di correlazione temporale. Secondo le procedure generalmente accettate a livello internazionale (SALVADOR, 1994), essa dovrebbe fare riferimento dal punto di vista nomenclaturale alla Scala

Cronostratigrafica Globale Standard (SCG) ed essere basata sulla supposta equivalenza-tempo con uno standard di riferimento (stratotipo) concordato a livello internazionale. Tuttavia, anche se la nomenclatura della SCG si va progressivamente stabilizzando, ben pochi limiti delle unità cronostratigrafiche risultano definiti in modo rigoroso ed univoco. A causa di questo stato di incertezza, è pratica diffusa (ed inevitabile) desumere le età in base a “definizioni biostratigrafiche” dei limiti cronostratigrafici specifiche a ciascun gruppo fossile, spesso contraddittorie fra loro, con conseguenti gravi problemi di comunicazione che si riflettono in modo deleterio nelle ricostruzioni geologiche. Stante questa situazione di incertezza della SCG, abbiamo ritenuto utile chiarire, con le presenti note e con lo schema tempo presentato in Tavola, la logica e le convenzioni sulla cui base sono state fatte le nostre *interpretazioni* di età delle varie unità stratigrafiche del Foglio. Questi elementi hanno due scopi: 1) rendere chiare le convenzioni alle quali ci siamo riferiti e 2) potere riutilizzare i dati biostratigrafici raccolti (relativamente oggettivi) anche nell’ambito di standard cronostratigrafici diversi da quello qui adottato.

## 2. - LO SCHEMA-TEMPO

Nello schema-tempo che abbiamo adottato figurano quattro diverse scale stratigrafiche correlate fra loro: 1) la Scala Cronometrica in milioni di anni fa (Ma); 2) la Scala delle Inversioni di Polarità del Campo Magnetico Terrestre (“Global Polarity Time Scale”, GPTS); 3) la Scala Cronostratigrafica Globale Standard (SCG); e 4) la Scala biocronostratigrafica basata sui nanofossili calcarei. Allo stato attuale di conoscenze, ciascuna di queste scale presenta problemi specifici e, soprattutto, la loro taratura in termini cronometrici (di “età assoluta”) e la loro intercorrelazione sono in continua evoluzione.

Consequentemente, lo Schema-tempo proposto rappresenta un modello di riferimento provvisorio e perfezionabile che va usato con le cautele derivanti dai commenti seguenti.

## 3. - LA SCALA CRONOMETRICA E LA SCALA GPTS

La Scala delle inversioni (globali) di polarità del Campo Magnetico Terrestre (GPTS), nonostante raramente venga usata direttamente come strumento di datazione e correlazione nel lavoro pratico stratigrafico, è concettualmente molto importante per la messa a punto di qualunque Schema-tempo. È infatti il mezzo più comunemente usato per valutare l’età cronometrica dei bioorizzonti ed il loro

grado di sincronità nelle diverse province biogeografiche (si veda ad es. BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b) e per intercorrelazioni fra le diverse scale stratigrafiche (ad es. isotopiche, biostratigrafiche, ecc.) in diversi ambienti (marino-continentale) e fra diverse aree (alte e basse latitudini). Sulla base delle età dei biorizzonti, ottenute essenzialmente su basi magnetostratigrafiche (si veda BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b), è possibile derivare una cronologia “assoluta” nelle successioni sedimentarie (Biocronologia), che per quanto affetta da un errore difficilmente quantificabile, è di fondamentale importanza per valutazioni quantitative (anche se approssimate) dei processi geologici (ad es. velocità di accumulo dei sedimenti) e per correlazioni fra i diversi ambienti geologici (marino, continentale, vulcanico, metamorfico ecc.).

La storia delle inversioni di polarità del Campo Magnetico Terrestre è stata ricostruita in modo soddisfacente sulla base delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici, tuttavia la sua taratura in termini cronometrici (di “età assoluta”) è da considerare ancora non accurata ed affetta da un errore, che diventa minore nella parte più recente della Scala del Tempo Geologico. Questa non accuratezza della taratura della scala GPTS dipende: 1) dalla scarsità di punti di taratura radiometrica e 2) dalla scarsa precisione ed accuratezza delle stesse datazioni radiometriche (anche ad alta temperatura), come hanno dimostrato recenti lavori astrociocronologici del tardo Neogene (SHACKLETON *et alii*, 1990; HILGEN, 1991a). In letteratura sono stati proposti diversi modelli di taratura della GPTS, spesso costruiti su presupposti molto diversi (BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b; HARLAND *et alii*, 1989; HAQ *et alii*, 1988; CANDE & KENT, 1992; ecc.). Nello schema tempo adottato abbiamo fatto riferimento al modello di GPTS proposto da CANDE & KENT (1992), che essenzialmente è basato sulla interpolazione della velocità di espansione di alcuni segmenti di aree oceaniche sulla base di pochi punti di controllo radiometrico. Tuttavia, è da notare che lavori recenti (ad es. HILGEN, 1991b; BAKSI, 1993; SHACKLETON *et alii*, 1991) indicano che la taratura adottata nel modello di CANDE & KENT (1992) necessita di sostanziali cambiamenti, anche dell'ordine del 4-6%.

#### 4. - SCALA DELLE BIOCRONOZONE A NANNOFOSSILI CALCAREI

I nannofossili calcarei sono forse il più potente strumento per correlazioni a grande distanza nei sedimenti marini del Cretacico e del Cenozoico e sulla loro base sono stati stabiliti schemi zonali di valenza sopraregionale, noti come “Zonature standard” (SISSINGH, 1977; ROTH, 1978; MARTINI, 1971; OKADA & BUKRY, 1980). Le singole Zone di questi schemi sono contrassegnate da una sigla indicativa di segmenti della Scala Geologica (CC=Coccolith Cretaceous,

NP=Nannoplankton Neogene, ecc.) seguita da un numero progressivo dalle zone più antiche a quelle più recenti. Questa codificazione, di facile memorizzazione e di immediato significato stratigrafico, ne facilita l'uso anche fra gli stratigrafi non-paleontologi e fra i non stratigrafi. Di fatto, nonostante le Zone standard a nannofossili calcarei siano state introdotte come unità biostratigrafiche, esse sono diventate un riferimento di tipo cronostatigrafico a livello internazionale (si veda ad es. HAQ *et alii*, 1988). Infatti, anche quando le biozone standard non sono riconoscibili in base al contenuto paleontologico che le definisce, è pratica comune riconoscere il "tempo" ad esse corrispondenti con criteri alternativi. In altri termini, le Zone degli schemi standard sono usate anziché come biozone come cronozona o biocronozona (si veda discussione in ISSC, 1976 ed in LOUITT *et alii*, 1988). È in questo senso di (bio)cronozona che vanno intese le biozone standard di MARTINI (1971) e di ROTH (1978) riportate nello Schema-tempo.

Esse, al momento, rappresentano un riferimento cronostatigrafico più affidabile, oggettivo ed accurato della Scala Cronostatigrafica Globale Standard (in termini di piani, serie e sistemi). Infatti, la Scala delle Biocronozona a nannofossili calcarei è molto più dettagliata (ad un piano corrispondono sempre diverse biocronozona) ed è molto meglio definita (non si ha un accordo generalizzato sui limiti fra i piani e le serie, mentre i limiti fra le biocronozona sono definiti in modo univoco dal "tempo" indicato dai biorizzonti che definiscono la biozona). Ovviamente, una cronozona (come qualunque altra unità cronostatigrafica) ha significato nella misura in cui essa è ampiamente riconoscibile con una accettabile precisione. In altri termini, una biozona standard è utile come cronozona quando essa è definita in base a biorizzonti le cui età sono ben stabilite e possono essere approssimate, in assenza dei "markers" zionali originali, sulla base di altri eventi (basati sui nannofossili o meno) con lo stesso significato cronologico. Non tutte le Zone standard di ROTH (1978) e MARTINI (1971) cui facciamo riferimento hanno queste caratteristiche. Alcuni limiti zionali sono definiti da biorizzonti che nel corso degli anni si sono rivelati scarsamente affidabili dal punto di vista cronologico. Nel contempo, in particolare nel Cenozoico, sono stati messi in evidenza biorizzonti affidabili che non erano stati utilizzati nella zonatura standard di MARTINI (1971). Tenendo conto di questi fatti, nella Scala biocronostatigrafica adottata o abbiamo raggruppato quelle biozone i cui limiti non ci apparivano nel materiale appenninico riconoscibili con sicurezza (ad esempio le Zone NC11 e NC12 E NC13 e NC14) oppure abbiamo emendato la definizione originale della zona in base ai biorizzonti messi in evidenza recentemente. Tutte le cronozona corrispondenti a biozone di MARTINI (1971) emendate sono contrassegnate con un asterisco. Per queste biozone emendate viene indicato il biorizzonte che le ridefinisce, mentre per quelle cronozona che corrispondono alle biozone non emendate si rimanda ai lavori originali di ROTH (1978) e MARTINI (1971).

## 5. - BIOCRONOZONE E SCALA GPTS

Una componente critica dello Schema-tempo adottato è la correlazione delle biocronozone a nannofossili calcarei con la Scala GPTS e, quindi, la valutazione dell'età "assoluta" dei limiti delle biocronozone adottate. Non è possibile in questa sede discutere i dettagli di tale correlazione, che è basata su lavori ormai classici come quelli di BERGGREN *et alii* (1985a, 1985b), su molta letteratura più recente e su dati in corso di acquisizione. In questa sede è importante sottolineare che nell'intervallo fra il Burdigaliano e la base del Campaniano tale correlazione è basata sulla correlazione diretta dei biorizzonti a nannofossili calcarei con la magnetostratigrafia su successioni sedimentarie di terra ed oceaniche.

Purtroppo, le sezioni con buona magnetostratigrafia non sono numerose, e sicuramente la biocronologia a nannofossili calcarei riportata nello schema subirà modifiche con il progredire delle ricerche. In particolare, nello Schema-tempo abbiamo tratteggiato i limiti di quelle biocronozone che ci appaiono ancora scarsamente ben correlate alla scala magnetostratigrafica e, quindi, assoluta.

Per l'intervallo di tempo compreso fra il Cenomaniano ed il Santoniano, durante il quale il Campo Magnetico terrestre ha polarità costantemente positiva (la "Cretaceous Quiet Zone" delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici), la posizione cronometrica dei biorizzonti è stata derivata considerando la loro posizione rispetto ai piani standard e le età attribuite a questi da HARLAND *et alii* (1989). È evidente, che questa valutazione di età dei biorizzonti è molto approssimata, anche in relazione alle difficoltà di valutare le età cronometriche dei piani stessi.

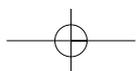
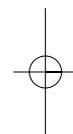
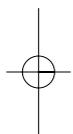
## 6. - BIOCRONOZONE E UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE STANDARD

Come abbiamo accennato, i Sistemi ed i Piani, le unità cronostratigrafiche di uso più comune nella comunicazione geologica, sono stati e sono usati in modo contraddittorio dai diversi autori. Il riferimento cronostratigrafico che crediamo più stabile in questo momento è quello biocronostratigrafico. Tuttavia, appare indispensabile "tradurre" le biocronozone a nannofossili calcarei in termini di unità cronostratigrafiche tradizionali e, con la correlazione piani-biocronozone riportata nello schema tempo allegato, si è voluto rendere chiaro le basi sulle quali abbiamo fatto le nostre attribuzioni cronostratigrafiche.

È da notare che la suddivisione cronostratigrafica adottata si basa sui deliberati più recenti delle competenti commissioni internazionali e sulla letteratura più accreditata (ad es. BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b). I limiti fra le varie unità cronostratigrafiche standard sono stati posti con precisione rispetto alle altre scale

90

stratigrafiche nei casi in cui vi è un generale accordo sulla loro posizione nel tempo o quando sono definiti in modo formale in uno stratotipo. In quei casi, numerosi nel Neogene, in cui vi è un forte disaccordo sulla posizione dei limiti abbiamo preferito porre intervalli di incertezza che corrispondono sostanzialmente alle posizioni cronologiche dei criteri usati dai diversi autori.



## APPENDICE 2

### SONDAGGIO PC179S1

(a cura di A. Piccin e G. Di Dio)

Il sondaggio geognostico PC179S1 "Campremoldo sopra" è localizzato nel comune di Gragnano Trebbiense, nei pressi di località Caminata S.Sisto (CTR 179030, coordinate UTM 982530; 542900); la quota del piano campagna è di 98 m s.l.m. Il sondaggio è stato eseguito dalla società Tecneco di Ferrara tra il febbraio ed il marzo del 1994, con sonda Puntel e metodo di avanzamento a rotazione con carotaggio continuo ed è stato spinto fino alla profondità di 105.2 m dal p.c.. Il sondaggio si proponeva di attraversare e dettagliare i terreni appartenenti ai Subsintemi di Ravenna e Villa Verucchio e poi quelli appartenenti ai subsintemi più antichi del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore, di mettere in evidenza eventuali paleosuoli sepolti e di raggiungere e caratterizzare i depositi continentali e marini del Pleistocene inferiore.

In sintesi, il sondaggio ha attraversato per i primi 5.70 m dal p.c. depositi limoso-sabbiosi, in parte pedogenizzati, riferibili al Subsistema di Ravenna, incontrando a 2.30 m un orizzonte di 40 cm di spessore arricchito in sostanza organica; tale livello, interpretato come pedo-orizzonte A sepolto, è stato datato con il metodo radiometrico a  $9.100 \pm 185$   $^{14}\text{C}$  yr BP (vedi Capitolo IV "Stratigrafia"). Da quota 5.70 m seguono 1.8 m di depositi limoso-sabbiosi, alterati, un corpo ghiaioso di 5 m di spessore ed infine poco più di un metro di limi sabbiosi, tutti facenti parte dell'unità di Vignola. A 13.85 m di profondità il sondaggio ha incontrato un corpo ghiaioso con intercalazioni sabbiose dello spesso-

re complessivo di 7m, attribuito all'unità di Niviano. Alla medesima unità appartengono i 4 m di limi sabbioso-argillosi, in parte alterati e pedogenizzati, sottostanti. Al Subsistema di Agazzano sono stati attribuiti i 26.5 m successivi, costituiti (dall'alto al basso) da circa 1 m di limi sabbiosi, un corpo ghiaioso di 4 m di spessore, un ulteriore livello di limi (4 m circa) ed infine un potente corpo ghiaioso (15 m di spessore) con indizi di pedogenesi al tetto (presenza di ciottoli alterati e decarbonatazione). A 51 m dal p.c. iniziano i depositi limosi e limoso-sabbiosi attribuiti al Sistema di Costamezzana, che presentano indizi di pedogenesi al tetto (fronte di decarbonatazione di circa 10 m di spessore) e che proseguono sino alla fine del sondaggio. Tali sedimenti, interpretati come depositi di piana alluvionale, sono interrotti tra 65 e 79 m e tra 82 e 101m dal p.c. da due corpi ghiaiosi localmente cementati, interpretati come depositi di conoide alluvionale distale. Il sondaggio è stato interrotto a 105.2 m dal p.c. per rottura e perdita del carotiere a fondo foro.

Il livello della falda durante la perforazione è variato da 16.2 a 26.08 m dal p.c.

Durante la perforazione, inoltre, sono stati prelevati 3 campioni indisturbati che, sottoposti ad analisi di laboratorio, hanno fornito i seguenti parametri geotecnici:

Camp.	Profondità (m dal p.c.)	Granulometria			Limiti di Atterberg			Coefficiente di consolidazione Cv (cm <sup>2</sup> /sec)	Conducibilità idraulica all'edometro Ked(cm/sec)
		S	L	A	LL	LP	IP		
S1	4.5	21.47	51.26	27.27	38%	22%	16	$8.14 \times 10^{-3}$	$6.94 \times 10^{-8}$
O2	25.6	29.48	38.18	32.34	37%	20%	17	$3.35 \times 10^{-3}$	$4.83 \times 10^{-8}$
O3	34.6	25.60	23.33	52	39%	20%	19	$1.67 \times 10^{-3}$	$1.17 \times 10^{-8}$

Sono state inoltre condotte 3 prove di permeabilità *in situ* (metodo Lefranc a carico costante) su due tratti di foro: P.L.1a e P.L.1b tra 35.10 e 35.95 m dal p.c. e P.L.2 tra 65.1e 66.4 m dal p.c. La prova P.L.1a (prova di permeabilità orizzontale) ha fornito un coefficiente di permeabilità  $K_h = 6 \times 10^{-3}$  cm/sec, mentre la prova P.L.1b (ripetuta) ha fornito un coefficiente di permeabilità  $K_h = 4.4 \times 10^{-3}$  cm/sec. La terza prova (P.L.2, prova di permeabilità orizzontale) ha fornito invece un coefficiente di permeabilità  $K_h = 2.8 \times 10^{-3}$  cm/sec, ma è ritenuta poco attendibile a causa delle difficoltà incontrate nella preparazione del tratto da provare.

Il sondaggio PC179S1 è stato inoltre campionato per quanto riguarda la micropaleontologia (M.L. Colalongo, Univ. Bologna), ma l'analisi ha potuto

mettere in evidenza solamente la presenza di rari frammenti di materiale organogeno rielaborato e confermare l'attribuzione all'ambiente continentale delle carote recuperate.

È stata eseguita anche una campionatura per l'analisi petrografica (petrografia delle sabbie, analisi dei minerali pesanti e petrografia delle argille - R. Valloni, Univ. Parma) che ha messo in evidenza una tripartizione nella composizione del detrito che caratterizza rispettivamente: a) i livelli grossolani del Sintema di Costamezzana; b) il Subsintema di Agazzano e l'unità di Niviano (a e b sono entrambi riferibili agli apporti di un paleo-Trebbia ma differenziabili in base alla composizione dei minerali pesanti); c) l'unità di Vignola e il Subsintema di Ravenna (direttamente correlabili alla composizione delle alluvioni attuali del T. Luretta).

Infine è stato eseguito il rilievo *downhole* delle velocità sismiche (onde P) fino alla profondità di 75 m dal p.c.: il rilievo ha registrato, in terreno saturo, velocità crescenti con la profondità da 1622 a 1986 m/sec. E' evidente l'incremento di velocità in corrispondenza della discontinuità stratigrafica tra il Sintema Emiliano-Romagnola Superiore e il Sintema di Costamezzana.

PROGETTO  
CARGO

### APPENDICE 3

#### DATI GEOARCHEOLOGICI

(a cura di A. Piccin)

Durante la revisione dei rilevamenti originali al 10.000, non sono stati rinvenuti nell'area del F. 179 manufatti o strutture interessanti ai fini geoarcheologici, ovvero che consentissero di datare i terreni ospitanti; si ritiene tuttavia utile riportare alcuni dati di letteratura che riguardano l'area in studio. In particolare, si fa qui riferimento all'inventario eseguito da VALLE (1984), integrato e commentato in MARCHETTI & DALL'AGLIO (1988), ed ai dati raccolti durante il rilevamento al 10.000 e riportati in ACCORSI *et alii* (1988).

I ritrovamenti più antichi riguardano manufatti in pietra, generalmente selci lavorate o frammenti litici, riferibili al Paleolitico e rinvenuti all'interno della copertura limoso-argillosa delle unità più antiche del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (Sintema Emiliano-Romagnolo superiore indistinto, Subsintema di Maiatico, Agazzano e unità di Niviano). Questi ritrovamenti presentano una distribuzione molto ampia su tutte le aree di affioramento delle predette unità, senza tuttavia che siano mai stati eseguiti scavi organici in grado di ricostruire una precisa stratigrafia delle industrie. Sono stati segnalati manufatti riferibili alla tecnica *Levallois* (Paleolitico inferiore-medio) nei livelli rispettivamente inferiore e medio della copertura dell'unità di Niviano e del Subsintema di Agazzano e manufatti non ben identificabili tipologicamente, ma comunque riferibili al Paleolitico medio-superiore, nei livelli superiori di entrambe le unità (ACCORSI *et alii*, 1990). Tutti questi reperti testimoniano la frequentazione e

verosimilmente la presenza di numerosi insediamenti umani nella fascia pedemontana durante l'alta preistoria, periodo durante il quale la stabilità geomorfologica e le favorevoli condizioni climatiche di queste aree compensavano la loro scarsa fertilità, legata alla presenza di suoli molto evoluti (vedi Cap. IV, 3.1.2.).

L'età più antica stimata per questi reperti (Paleolitico inferiore-medio) consente di imporre un limite cronologico rispetto al quale pre-datate l'unità di Niviano e quindi il Subsistema di Agazzano, che dovevano essere già relativamente stabili rispetto ai processi erosivi e deposizionali principali ed essere interessati solo dalla deposizione della copertura fine entro cui sono stati rinvenuti i reperti.

Nell'area del F. 179 sono segnalati anche alcuni ritrovamenti riferibili al Neolitico: in particolare in Val Trebbia sono state rinvenute tracce di insediamenti e materiali riferibili a questo periodo a Travo, al tetto del deposito alluvionale terrazzato (correlato con l'unità di Vignola) ed in località Piane (destra Trebbia, all'altezza di Rallio), anche in questo caso al tetto del deposito alluvionale. L'insediamento neolitico di Travo, che testimonia la disattivazione e quindi l'avvenuto terrazzamento di questa superficie, è stato riferito a 5.000-5.500 yr BP (VALLE, 1984); il dato archeologico conferma l'attribuzione, operata su base geometrica e pedostratigrafica, del deposito terrazzato all'unità di Vignola.

Molto frequenti sono invece i ritrovamenti in condizioni di giacitura superficiali (spesso in occasione di lavori agricoli e quindi a profondità di 50-70 cm) di materiali riferibili ai periodi etrusco e romano. Tra questi sono da segnalare: tombe con suppellettili riferibili al II sec. a.C. rinvenute poco a S di Ciavernasco (destra Trebbia all'altezza di Settima, unità di Vignola); frammenti di manubriati romani segnalati tra Caminata S. Sisto e Casaliggio (sinistra Trebbia, margine settentrionale del Foglio, Subsistema di Ravenna); tombe romane, riferibili al II sec. d.C., rinvenute nei pressi di C.na S. Mauro (destra Luretta, a sud di Campremoldo sopra, Subsistema di Ravenna). Questi ritrovamenti "superficiali" indicano modesti seppellimenti da parte del Subsistema di Ravenna, probabilmente ancora deposizionalmente attivo (si ricorda tuttavia che il Subsistema di Ravenna in quest'area non supera i 2-3 m di spessore) e ben si inseriscono nell'arco di tempo attribuito al Subsistema di Ravenna (circa post 18.000 anni B.P. - IV/VII sec. d.C.) a scala regionale.

## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1976) - *Norme generali per il rilevamento e la compilazione della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Boll. Serv. Geol. It., **97**, 259-320.
- AA.VV. (1991) - *Guida al rilevamento e all'informatizzazione della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. C.N.R.-CCGG e Serv. Geol. Naz., Quaderni, serie III, vol.1, I.P.Z.S., 203 pp. Roma.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. in: SESTINI G.: *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedimentary Geology, **4**, 251-340.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 115-126.
- ACCORSI C.A., BARONI C., CARTON A., CREMASCHI M., FILIPPI N., MAGNANI P., MAGGI W. & NISBET R.. (1990) - *The loess at the Apennine fringe*. In: CREMASCHI M. (Ed.) - *The loess in Northern and Central Italy: a loess basin between the Alps and the mediterranean region*. Quad. Geod. Alp. Quat., **1**, 73-101.
- AGIP (1959a) - *Stratigrafia padana*. Atti Conv. Milano. "I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale". Acc. Naz. Lincei - E.N.I., **2**, 67-112, 1957, Roma.
- AGIP (1959b) - *Campi di Podenzano e S.Giorgio Piacentino*. Atti Conv. Milano. "I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale". Acc. Naz. Lincei - E.N.I., **2**, 292-299, 1957, Roma.
- AGIP (1972) - *Acque dolci sotterranee: inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia*. **1**, S. Donato M.se.
- AGIP (1977) - *Temperature sotterranee: inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia*. Ed. Brugora, 1390 pp. Segrate.
- AGIP (1995) - *Acque dolci sotterranee: inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia*. **2**, S. Donato M.se.
- AIELLO E. (1975) - *Le arenarie dell'Aveto, di Petriagnacola e di M. Senario (Appennino settentrionale). Osservazioni sedimentologiche e petrografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 797-825.
- ALBERTELLI L. & MAZZEI R. (1963) - *Geologia del settore vogherese-piacentino*. In: LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. & DONDI L.: *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, 3, 20-44.
- AMATO A., CIMINI G. B. & ALESSANDRINI B. (1992) - *Struttura del sistema litosfera-astenosfera nell'Appennino settentrionale da dati di tomografia sismica*. Studi Geol. Camerti, Vol. sp. (1991/1), CROP 03, 49-53.
- AMATO A. & SELVAGGI G. (1992) - *Terremoti crostali e sub-crostaali nell'Appennino settentrionale*. Vol. sp. (1991/1), CROP 03, 49-53.
- ANELLI M. (1910) - *Cenni petrografici sul conglomerato dei Salti del Diavolo in Val Baganza (Prov. di Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **29**, 257-286.
- ANELLI M. (1938) - *Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza*. Atti R. Acc. Sc. Lettere ed Arti Modena, **3**, 3-37.
- ATOMIC ENERGY COMMISSION (1973) - *Seismic and geologic siting criteria for nuclear power plants*. U.S. Federal Register, **38**, 31279-31285.
- AZZAROLI A., CITA M.B. & SELLI R. (1969) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica*. Boll. Serv. Geol. It., **89**, 3-22.
- BAKSI A. K. (1993) - *Geomagnetic polarity time scale for the period 0-17 Ma, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau ages for selected field reversals*. Geophys. Res. Lett., **20** (15), 1607-1610.
- BALDACCIO F., CERRINA FERONI A., ELTER P., GIGLIA G. & PATACCA E. (1972) - *Il margine del Paleocinetico nord - appenninico dal Cretaceo all'Oligocene: nuovi dati sulla ruga insubrica*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.
- BALDINI A. (1993) - *Studio geologico della media Val Tidone, con riferimento al dissesto idrogeologico*. Tesi di laurea inedita, Dip. Sc. Terra, Univ. Pavia.

- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., CASTALDINI P., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., FRANCAVILLA F., GASPERI G., LAZZAROTTO G., MARCHETTI G., MAZZANTI G., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F. & VERCESI P.L. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale*. C.N.R., P.F.G. sottoprogetto Neotettonica, Boll. Soc. Geol. It., **101**, 4 tavv., 523-549.
- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G. & MARCHETTI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 71-Voghera*. 121 pp.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & FLYNN J.J. (1985a) - *Paleogene geochronology and chronostratigraphy*. In: SNELLING N.J. (Ed.) - *Geochronology and the geological record*. Geol. Soc. Mem., **10**, 141-195.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985b) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy*. In SNELLING N.J. (Ed.) - *The chronology of the Geological record*. London Geol. Soc., Spec. Publ., 211-260, London.
- BERNINI M., CLERICI A., FOUQUE G., IACCARINO S., MARCHETTI G., PAPANI G., PELLEGRINI L., PEROTTI C. R., SGAVETTI M., TELLINI C. & VERCESI P.L. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica di un settore dell'Appennino nord-occidentale e dell'antistante pianura*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Pubbl. **155**, 261-327.
- BIELLA G., GELATI R., MAISTRELLO M., MANCUSO M., MASSIOTTA P. & SCARASCIA S. (1987) - *The structure of the upper crust in the Alps-Appennines boundary region deduced from refraction seismic data*. Tectonophysics, **142**, 71-85.
- BIELLA G., GELATI R., LOZEJ A., ROSSI P. M. & TABACCO I. (1988) - *Sezioni geologiche nella zona limite Alpi occidentali - Appennino settentrionale ottenute da dati geofisici*. Rend Soc. Geol. It., **11**, 287-292.
- BONI A. (1957) - *Elementi per la struttura geologica della porzione di NW dell'Appennino settentrionale*. Ricerca Scientifica, **27**, 10, 2977-2987.
- BONI A. (1961) - *Per la geologia dell'Appennino settentrionale a W della linea La Spezia-Piacenza*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **12**, 63-196.
- BONI A. (1962) - *Lignes et problèmes tectoniques du secteur nord-ouest de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, **VII**, **4**, 5, 644-656.
- BONI A. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 59 - Pavia*. 68 pp.
- BONI A. (1980) - *Struttura geologica e sismicità del "territorio" pavese*. In: *Seminari su: Eventi naturali ed antropici: I terremoti*. Univ. Studi Pavia, 149-277.
- BONI A., BONI P., GERVASONI S. & PELOSO G.F. (1980) - *Dati sulla neotettonica del F. 59 Pavia e di parte dei Fogli 71 Voghera e 70 Alessandria*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Pubbl. **356**, 1199-1244.
- BONI A., BRAGA G., GELATI R., LAURERI S., PAPANI G., PETRUCCI F. & VENZO S. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 72-Fiorenzuola d'Arda*. 93 pp.
- BRAGA G. (1957) - *Segnalazione di Scisti ad Aptici e di calcari tipo Maiolica nell'Appennino di Piacenza*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **7**, 87-104.
- BRAGA G. (1963) - *Stratigrafia e tettonica delle formazioni implicate nella struttura della valle del T. Spettine (Appennino di Piacenza)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 16 pp.
- BRAGA G. (1965a) - *Geologia delle Valli Nure e Perino (Appennino piacentino)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, 1-49.
- BRAGA G. (1965b) - *Primo contributo alla conoscenza dei Nannofossili calcarei dell'Alberese*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, 185-195.
- BRAGA G. (1984) - *Effetti dell'estrazione di inerti dall'alveo del F. Trebbia*. Atti del Convegno di idraulica padana, **2**, 165-181.
- BRAGA G. (1985) - *Cave in alveo e sistemazione delle aste fluviali di pianura*. Atti corso di agg. su "I piani di bacino", Polit. Milano, (1984), 437-461.
- BRAGA G. & MOSNA S. (1964) - *Sulla presenza e sulle condizioni di giacitura di marne oligoceniche al margine padano dell'Appennino piacentino*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **16**, 3-11.
- C.N.R. (1985a) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Prog. Fin. Geodin., Sottoprogetto Rischio sismico e ingegneria sismica, Graficoop, Bologna, 230 pp.

- C.N.R. (1985b) - *Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes*. POSTPISCHL (Ed.), 164 pp., Graficoop, Bologna.
- C.N.R. - GRUPPO NAZIONALE PER LA DIFESA DELLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE (1993) - *Programma speciale SCAI: Atlante dei centri instabili dell'Emilia Romagna: 1-Provincia di Piacenza*. A cura di ANNOVI A. & SIMONI G., 50 pp., Stab. d'Arti Grafiche L. Salomone, Roma.
- CAMPBELL C.V.(1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. *Sedim.*, **8**, 7-26.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new Geomagnetic Polarity Time Scale for late Cretaceous and Cenozoic*. *J. Geoph. Res.*, **97** (13), 917-951.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. Pubbl. AGIP, Serv. Centr. Espl. Met. Appl. Geof., 27 pp.
- CASSINIS R. (1986) - *The geophysical exploration of the upper crust from the ligurian coast to the northern margin of the Po Valley: problem and results*. *Tectonophysics*, **128**, 381 - 394.
- CASSANO E., CASSANO E. & CAPPELLI V. (1990a) - *Gravity modelling along the Southern Segment of the European Geotraverse from the Gulf of Genoa to the Swiss Molasse Basin*. *Tectonophysics*, **176**, 183-192.
- CASSINIS R., LOZEJ A., TABACCO I., GELATI R., BIELLA G., SCARASCIA S. & MAZZOTTI A. (1990b) - *Reflection and refraction seismics in areas of complex geology. An example in the Northern Apennines*. *Terra Nova*, **2**, (4), 351-362.
- CASTELLARIN A. (1994) - *Strutturazione eo-mesoalpina dell'Appennino settentrionale attorno al "nodo ligure"*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. sp. (1992/2), appendice, CROP 1-1A, 99-108.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A. M., MERCIER J. L., PICOTTI V., PINI A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps, Relationships with the N-Apennines*. *Annales tectonicae*, **6**, 1, 62-94.
- CASTELLARIN A., EVA C. & CAPOZZI R. (1994) - *Tomografie sismiche e interpretazione geologica profonda dell'Appennino settentrionale - nord occidentale*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. sp. (1992/2), appendice, CROP 1-1A, 85-98.
- CATANZARITI R. (1993) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei dell'intervallo Eocene superiore - Oligocene inferiore dell'Appennino settentrionale*. Tesi di dottorato V ciclo, Univ. Padova.
- CATANZARITI R., CIBIN U., TATEO F., MARTELLI L. & RIO D. (1993) - *Segnalazione di livelli vulcano-derivati nella Formazione di Ranzano: età oligocenica inferiore del vulcanesimo andesitico dell'Appennino settentrionale*. C.N.R., Gr. Inf. Sed., Atti III Conv. Ann., Salice T., 4-6 ottobre 1993, 15.
- CATTANEO M., EVA C., SOLARINO S., SPALLAROSSA D. & PAROLAI S. (1993) - *Struttura della litosfera e del mantello superiore delle Alpi occidentali e zone limitrofe derivata da inversione di onde P telesismiche*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. sp. (1992/2), CROP 1-1A, 77-87.
- CERRINA FERONI A., FONTANESI G., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1994a) - *Elementi di correlazione stratigrafica tra il Membro di Bersatico (Formazione delle Marne Rosate di Tizzano) ed il Membro di Poviago (Formazione di Val Luretta) nell'Appennino Settentrionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **94**, 117-122.
- CERRINA FERONI A. & MARTINELLI (1991) - *Possibili relazioni stratigrafico-strutturali tra i Domini ligure esterno e subligure dell'Appennino settentrionale e il Sudalpino lombardo*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **34**, 61-70.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1994b) - *L'edificio strutturale della media Val Nure (Appennino Settentrionale): nuovi dati strutturali e biostratigrafici*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **94**, 105-115.
- CIBIN U. (1993a) - *La successione epiligure eo-oligocenica dell'Appennino settentrionale: composizione del detrito e diagenesi*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Bologna.
- CIBIN U. (1993b) - *Evoluzione composizionale delle areniti nella successione epiligure eo-oligocenica (Appennino settentrionale)*. *Giorn. Geol.*, **55**, 69-92.
- CIBIN U. & DI GIULIO A. (1996) - *Proposta di normativa per l'analisi composizionale delle areniti al microscopio ottico nell'ambito della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50000*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, in stampa.

- CIGALA FULGOSI F. (1976) - *Dicerorhinus Hemitoechus (Falconer) del post-Villafranchiano Fluvio-lacustre del T. Stirone (Salsomaggiore, Parma)*. Boll. Soc. Paleont. It., 15, 59-72.
- COBIANCHI M., PICCIN A. & VERCESI P.L. (1994) - *La Formazione di Val Luretta (Appennino Piacentino): nuovi dati litostratigrafici e biostratigrafici*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**, 235-262.
- COBIANCHI M., PICCIN A. & VERCESI P.L. (1995) - *Nota preliminare sulla biostratigrafia della Formazione di Val Luretta nell'Appennino pavese-piacentino*. Atti Tic. Sc. Terra, serie spec., **3**, 83-88.
- CONTER M.A. (1980) - *Messa a punto di una carta della stabilità e valutazione critica della metodologia adottata (F. 72 Fiorenzuola d'Arda, Tavv. IV NO; IV SO)*. Ist. Geol. Univ. Pavia, Tesi di laurea inedita.
- CORTESI G. (1819) - *Saggi geologici degli Stati di Parma e Piacenza*. Del Majno, Piacenza.
- COSTA E. & FRATI G. (1994) - *Carta Geologico-Strutturale delle Liguridi Esterne nell'area tra la media Val Ceno e la Val d'Arda (Province di Parma e Piacenza), scala 1:25.000*. Dip. Sc. Terra Univ. Parma.
- CREMASCHI M. (1982) - *La Formazione fluvio-lacustre del Pleistocene inferiore-medio nel pedepennino emiliano*. in: Cremonini G. & Ricci Lucchi F. (Ed.): *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 145-149, Guida Geol. Reg., S.G.I., Bologna.
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and Vetusols in the Central Po plain (Northern Italy): a study in Quaternary Geology and Soil Development*. Unicopli, Milano.
- CREMASCHI M. & BUSACCA A. (1994) - *Deep soils on stable or slowly aggrading surfaces: time versus climate as soil-forming factors; the Ferretto type Paleosol, a case study: the Crocetta profile (Gazzola, Piacenza, Northern Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **17**, 19-28.
- CREMASCHI M. & PERETTO C. (1976) - *Il Paleolitico dell'Emilia e Romagna*. In: Atti della XIX Riunione Scientifica dell'I.I.P.P., 15-78.
- DA RÙ L. (1981) - *Condizioni di stabilità e loro rapporti con la tettonica nell'ambito della Tavoletta Nibbiano (Foglio 71 Voghera - Tav. I SE)*. Ist. Geol. Univ. Pavia, Tesi di laurea inedita.
- DALLAGIOVANNA G., MARCHETTI G. & VERCESI P.L. (1991) - *Sulla presenza di spezzoni di successioni giurassiche nel "Complesso Caotico Indifferenziato" dell'Appennino pavese-piacentino*. Rend. Soc. Geol. It., **14**, 37-42.
- DE LAUNAY L. (1907) - *La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes. II - Note sur la Toscane minière et de l'île d'Elbe*. X Congr. Geol. Int., Mexico.
- DE ROSA E., GELATI R. & MUTTI E. (1966) - *Una nuova formazione terziaria dell'Appennino di Piacenza: la Formazione di Val Luretta*. Riv. It. Paleont. Strat., **72**, 369-395.
- DI GIULIO A. (1990) - *Litostratigrafia e petrografia della successione eo-oligocenica del Bacino Terziario Piemontese, nell'area compresa tra le valli Grue e Curone (provincia di Alessandria, Italia settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 279-298.
- DI GIULIO A. & GEDDO G. (1990) - *Studio petrografico delle Arenarie di Casanova (alta Val Trebbia, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **33**, 243-254.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle arenite terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense, **28**, nn. 3/4, 55-101.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982a) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Eds.): *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 47-58, Guida Geol. Reg., S.G.I., Bologna.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982b) - *Lessico delle Formazioni del bacino padano orientale*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Eds.): *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 205-236, Guida Geol. Reg., S.G.I., Bologna.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982c) - *Stratigrafia dei pozzi nel bacino padano orientale*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Eds.): *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 237-247, Guida Geol. Reg., S.G.I., Bologna.
- ELMI C. & ZECCHI R. (1974) - *Caratteri sismotettonici dell'Emilia Romagna*. Quaderni de La Mercanzia, C.C.I.A.A., **21**, 44 pp.

- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine Ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Prealpes Romandes et Chabloisiennes*. Bull. Géol. Miner. Geophys. et Musée Geol. Univ. Lausanne, **167**, 279-382.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a Nord Ovest delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79**, 2, 273-312.
- ELTER P. (1973) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In: *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Acc. Naz. Lincei, Quad. 183, 97-109, Roma.
- ELTER P. (1975) - *L'ensemble ligure*. Bull. Soc. Geol. France, **17**, 984-997.
- ELTER P. (1994) - *Introduzione alla geologia dell'Appennino ligure-emiliano*. In: *Guide Geologiche Regionali: Appennino ligure-emiliano*. 17-24, BE-MA Ed., Segrate.
- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (1994) - *Il profilo Camogli - Ponte dell'Olio: assetto strutturale e problematiche connesse*. Studi Geol. Camerti, Vol. sp. (1992/2), appendice, CROP 1-1A, 9-15.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 2, 373-394.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 121-138.
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M. & GIGLIA G. (1990) - *Some considerations on seismotectonics of Northwestern Italy*. The EGT: integrative studies, 289-296.
- EVA E. & SOLARINO S. (1994) - *Alcune considerazioni sulla sismotettonica dell'Appennino nord-occidentale ricavate dall'analisi dei meccanismi focali*. Studi Geol. Camerti, Vol. sp. (1992/2) appendice, CROP 1-1A, 75-83.
- FORNACIARI E. & LABAUME P. (1992) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Bobbio Formation (NW Apennines, Italy)*. Mem. Sc. Geol., **44**, 109-126.
- GALSON D. A. & MUELLER ST. (1986) - *An introduction to the European Geotraverse*. Tectonophysics, **126**, 57-83.
- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M.P., CARDARELLI A., CATTANI M. & LABATE D. (1987) - *Evoluzione plio-quadernaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura. Note illustrative alla carta geologica*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 375-431.
- GASPERI G., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene evolution of the Northern Apennines on the Po Valley side*. Giorn. Geol., ser. 3, **48/1-2**, 187-195.
- GAZZI P. & ZUFFA G.G. (1970) - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, **16**, 97-137.
- GHISELLI F., OTTRIA G. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle Arenarie di Scabiazza in base ai Nannofossili Calcarei (Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note brevi 75-84.
- GHISELLI F., OTTRIA G., PICCINI A. & VERCESI P.L. (1994) - *Assetto strutturale delle Arenarie di Scabiazza tra le valli Trebbia e Tidone (Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **94**, 1-12.
- GINZBURG A., MAKRISS J., NICOLICH R. (1985) - *European Geotraverse: a seismic refraction profile across the Ligurian Sea*. In: D.A. Galson & S t Mueller (Ed.), Second EGT Workshop; The Southern Segment. Proc. second Workshop on the European Geotraverse Project, Venice, 1985. European Science Foundation, Strasbourg, 143-153.
- GUALTIERI L., VALENTI L. & CASSINIS R. (1992) - *Modelling gravimetrico e magnetico della regione di transizione tra la Liguria orientale e la Toscana*. Studi Geol. Camerti, Vol. sp. (1992/2), CROP 1-1A, 107-114.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 309-341.
- HAQ B. U., HANDERBOL J., VAIL P. R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*. In C. K. WILGUS, B. S. HASTINGS, C. G. ST. C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C. A. ROSS

- & VAN J. WAGONER (Eds.) - *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**, 71-108, Los Angeles.
- HARLAND W. B., ARMSTRONG R., COXS A., CRAIG L., SMITH A. E SMITH D. (1989) - *A Geological Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 1-263.
- HILGEN F. J. (1991a) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary*. Earth Planet. Sci. Lett., **107**, 349-368.
- HILGEN F. J. (1991b) - *Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale*. Earth Planet. Sci. Lett., **104**, 226-244.
- IACCARINO E. (1968) - *Carta sismica per il periodo 1893-1965 con aree di massima intensità (scala 1:1.000.000)*. C.N.E.N. - Gruppo attività minerarie, RT/Geo (68), **14**.
- IACCARINO S., PAPANI G. & RAFFI S. (1982) - *La trasgressione della Formazione di Castell'Arquato sulla Formazione di Lugagnano ad ovest della Linea del T.Chiavenna (Pedeappennino piacentino)*. in: Cremonini G. & Ricci Lucchi F. (Ed.): *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 131-135, Guida Geol. Reg., S.G.I., Bologna.
- KARNIK V. (1968) - *Seismicity of the European Area*. Czechoslovak Acad. Sci. Praha, 364 pp., D. Reidel, Dordrecht, Holland.
- LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sedimentaire des fronts de chaine sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile*. Tesi di Dottorato di Stato, Université Montpellier II, 476 pp..
- LAUBSCHER H.P., BIELLA G.C., CASSINIS R., GELATI R., LOZEJ A., SCARASCIA S. & TABACCO I. (1992) - *The collisional knot in Liguria*. Geol. Rundschau, **81**, 2, 275-289.
- LOUITT T. S., HARDEMBOL J., VAIL P. R. (1988) - *Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin section*. In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross e Van J. Wagoner (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**, 183-213, Los Angeles.
- LUDWIG O. (1929) - *Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin*. Geol. Rundschau, **20**, 36-66.
- MARCHESI R. (1961) - *Serie stratigrafica di Monte Piano*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 1, 71-77.
- MARCHETTI G. (1974) - *Studi geomorfologici in rapporto alla neotettonica nella fascia pedecollinare piacentina: prime osservazioni sull'area compresa fra il T.Nure e il F. Trebbia*. St. Trent. Sc. Nat., **51**, 193-212.
- MARCHETTI G. & DALL'AGLIO P.L. (1988) - *Geomorfologia e popolamento antico nel territorio piacentino*. In: Storia di Piacenza, Vol. 1, "Dalle origini all'anno mille". Cassa di Risp. di Piacenza e Vigevano.
- MARCHETTI G., MOSNA S. & VERCESI P.L. (1978a) - *Nuovi affioramenti di terreni paleogenici e neogenici al margine dell'Appennino pavese (a E di Stradella) e loro possibile significato*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **28**, 87-95.
- MARCHETTI G., MUGGETTI L., PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1980) - *Tavolette "Valle del Perino" e "Bettola" - Carta della stabilità dei versanti*. C.N.R., P.F. Conservazione del Suolo, sottoprogetti "Fenomeni franosi" e "Dinamica dei versanti" Pubbl. 36 L.
- MARCHETTI G., PAPANI G. & SGAVETTI M. (1978b) - *Evidence of neotectonics in the North-West Apennines-Po side*. In: *Apennines, Hellenide - Geodynamic investigations along Geotraverses by an International Group of Geoscientists*. Ed.: Closs, Roeder & Schmidt, 283-288, Stuttgart.
- MARCHETTI G., PELLEGRINI L., PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1979a) - *L'evoluzione morfo-strutturale dell'Appennino piacentino: proposta di uno schema interpretativo*. In: *Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. 251 P.F. Geodinamica C.N.R., 449-461.
- MARCHETTI G., PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1979b) - *Possible significance of the paleosurfaces with reference to the geomorphological plioquaternary evolution of the Piacenza Apennine*. Proc. 15th meeting "Geomorphological Survey and Mapping", Modena, 151-164.

- MARCHETTI G., PEROTTI C. R., VERCESI P.L. & BARONI C. (1979c) - *Note illustrative degli elaborati cartografici presentati il 31/5/1980 (F. 60 Piacenza e 61 Cremona p.p.) e il 31/3/1979 (F. 71 Voghera, F. 72 Fiorenzuola d'Arda, F. 83 Rapallo e F. 84 Pontremoli p.p.)*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica. Pubbl. **356**, 915-964.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *Nuovi dati sull'età del Complesso di M. Penna/Casanova (Unità Liguri Esterne, Appennino settentrionale)*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, 139-142.
- MARRONI M. & TRIBUZIO R. (1994) - *Rocce in facies granulitica nel Complesso di M. Ragola (Unità Liguri Esterne, Appennino settentrionale)*. Riassunti del convegno "Rapporti tra le Alpi e Appennino", Peveragno (CN), 75-76.
- MARRONI M. & TRIBUZIO R. (1996) - *Gabbro-derived granulites from External Ligurides Units (northern Apennine, Italy): some tectonic implications*. Geol. Rundschau, in stampa.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A., CATANZARITI R. & RIO D. (1993) - *Revisione litostratigrafica della Formazione di Ranzano. Proposta di legenda per la Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. C.N.R., Gr. Inf. Sed., Atti III Conv. Ann., Salice T., 4-6 ottobre 1993, 13-14.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (ed.) *Proceeding II Planktonic Conference*, Roma, 1970, **2**, 739-785.
- MARY C., IACCARINO S., COURTILOT V., BESSE J. & AISSAOUI D.M. (1993) - *Magnetostratigraphy of Pliocene sediments from the Stirone River (Po Valley)*. Geophys. J. Int., **112**, 359-380.
- MERCALLI A. (1987) - *Studio biostratigrafico e sedimentologico delle "marne rosate" (formazione di Val Luretta) tra il T.Perino e il T.Riglio (Appennino Piacentino)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Pavia.
- MERLA G. (1933) - *I graniti della formazione ofiolitica appenninica*. Boll. R. Uff. Geol. It., **58**, 6, 1-115.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, 1, 96-382.
- MERLA G. (1959) - *Essay on the Geology of the Northern Apennines, with a Geological Map 1:1.000.000*. Atti Conv. Milano. "I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale". Acc. Naz. Lincei - E.N.I., **2**, 629-651, 1957, Roma.
- MITCHUM JR. R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S. III (1977) - *The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: C.E. PAYTON (Ed.): *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*, Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir, **26**, 53-62.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del nord-appennino. 1: l'Unità di Canetolo*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 275-289.
- MUTTI E. (1963) - *Confronto tra le direzioni di apporto dei clastici entro il macigno e il "Tongriano" dell'Appennino di Piacenza*. Riv. It. Paleont. Strat. **69**, 235-258.
- MUTTI E. (1964) - *Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza*. Riv. It. Paleont. Strat. **71**, 2, 869-885.
- MUTTI E. (1985) - *Turbidite system and their relations to depositional sequence*. In: G.G. ZUFFA (Ed.): *Provenances of arenites*, NATO-ASI Series, D. Reidel Publishing Co., 65-93.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. AGIP e Ist. Geol. Univ. Parma, 275 pp.
- MUTTI E. & DE ROSA E. (1968) - *Caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano e della Formazione di Val Luretta nel basso Appennino di Piacenza*. Riv. It. Paleont. Strat. **74**, 1, 71-120.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le turbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 161-199.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: Mutti et al. (Eds.): *Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of Northern Apennines*. Ninth Inter. Congress of Sedimentology, Nice, Field Trip, 21-36.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *Turbidites in the Northern Apennines. Introduction to the facies analysis*. Intern. Geol. Review, **20**, 125-166.
- NACSN (1983) - *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bull. **67**, 841-875.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Mar. Micropaleontol., **5** (3), 321-325.

- PAPANI G & ZANZUCCHI G. (1970a) - *Flysch di M. Cassio. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia, Formazioni geologiche*. Serv. Geol. d'Italia, **4**, 63-72.
- PAPANI G & ZANZUCCHI G. (1970b) - *Argille di Viano. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia, Formazioni geologiche*. Serv. Geol. d'Italia, **4**, 73-80.
- PELLEGRINI L. & VERCESI P.L. (1995) - *Considerazioni morfotettoniche al margine pedecollinare tra Voghera e Sarmato*. Atti Tic. Sc. Terra, **38**, 39-69.
- PEROTTI C.R. (1991) - *Osservazioni sull'assetto strutturale del versante padano dell'Appennino nord-occidentale*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note brevi 11-22.
- PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1991) - *Assetto tettonico ed evoluzione recente della porzione nord-occidentale dell'Appennino emiliano*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 313-326.
- PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento geologico del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai geologi dell'AGIP Mineraria, con carta geologica 1:100.000*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1), 3-34.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. Pubbl. 414 P.F. Geodinamica C.N.R., 1-23.
- PLESI G. (1974) - *L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio, Montegrosso e lungo la trasversale Cinque Terre-Pracchiola*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser A, **81**, 121-151.
- PLESI G. (1975) - *La Nappe de Canetolo*. Bull. Soc. Geol. France, **17**, 979-983.
- RAFFI S. (1982) - *Stato delle conoscenze sulla pleistocenica marina del Torrente Stirone (Parma)*. in: Cremonini G. & Ricci Lucchi F. (Ed.): *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 141-144, Guida Geol. Reg., S.G.I., Bologna.
- R.E.R. (1988) - *Piano Territoriale Regionale per il risanamento delle acque*. UFA Documentazione - Ass. Amb. Dif. Suolo, Serv. Ris. Idr., Bologna.
- R.E.R. (1994a) - *Carta del Rischio Geoambientale, 1:250.000*. Servizio Cartografico, Bologna.
- R.E.R. (1994b) - *I suoli della Regione Emilia-Romagna, note illustrative*. Servizio Cartografico, Ufficio Pedologico, Bologna.
- R.E.R.-C.N.R. (1980) - *Catalogo dei terremoti della regione Emilia-Romagna*. Collana di orientamenti geomorfologici ed agronomico-forestali. Prog. Fin. Geodin., Pubbl. **273**, 149 pp.
- R.E.R.-ENI-AGIP(1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna..* A cura di Di Dio G., S.EL.CA., 120 pp., Firenze.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI I. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Eds.): *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 17-46, Guida Geol. Reg., S.G.I., Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G. C. (1985) - *Syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland*. Field Excursion Guidebook, Fribourg, **73**, 353-377.
- RIO D., VILLA G. & CANTADORI M. (1983) - *Nannofossil dating of Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines*. Giorn. di Geol., (2), **45**, (1), 57-86.
- RIO D. & VILLA G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the Monte Cassio Flysch "Basal complex" (Northern Apennines, Parma province)*. Giorn. di Geol., III, **49/1**, 63-79.
- ROSSI M.E. & ROGLEDI S. (1988) - *Relative sea-level changes, local tectonic settings and basin margin sedimentation in the interference zone between two orogenic belts: seismic stratigraphic examples from Padan foreland basin, northern Italy*. in *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, Nemeč W. & Steel R.J. (Eds.), 368-384, Blackie and Son, Glasgow, UK.
- ROTH P. H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean*. in Benson W.E., Sheridan R.E. et al. - *Initial report of the Deep Sea Drilling Project*, **44**, 731-759, Washington.
- ROVERETO G. (1892) - *Sezione geologica da Genova a Piacenza*. Atti Soc. Ligustica Sc., **3**, Genova.
- ROVERETO G. (1926) - *Note al rilevamento geologico dei fogli "Rapallo" e "Chiavari" - Assetto tettonico tra la Trebbia e l'Aveto*. Boll. Soc. Geol. It., **45**, 2, 123-134.

- RUFFINI R., POLINO R., COSCA M.A., HUNZIKER J. & MASSON H. (1993) - *New data on Tavayanne-related volcanic activity*. *Plinius*, **10**, 223-224.
- SACCO F. (1889) - *Carta Geologica del Bacino Terziario del Piemonte (scala 1:100.000)*.
- SACCO F. (1891a) - *Carta Geologica dell'Appennino settentrionale (scala 1:100.000)*. Ed. Lonscher, Torino.
- SACCO F. (1891b) - *L'Appennino settentrionale (parte centrale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **10**, 731-956.
- SACCO F. (1893) - *L'Appennino settentrionale (Appendice prima)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **12**, 627-658.
- SACCO F. (1923) - *Sunto di osservazioni geologiche fatte durante le escursioni del Congresso di Piacenza*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **43**, 173 pp.
- SACCO F. (1929a) - *Carta Geologica d'Italia - Foglio 71 "Voghera" (1ª Ed.)*. R. Ufficio Geologico, Roma.
- SACCO F. (1929b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Fogli di Voghera e Pavia*. R. Ufficio Geologico, Roma.
- SACCO F. (1930a) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 72 "Fiorenzuola d'Arda" (1ª Ed.)*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- SACCO F. (1930b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio Piacenza e Fiorenzuola d'Arda (1ª Ed.)*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- SACCO F. (1930c) - *Il corrugamento appenninico marginale e subpadano*. *Atti R. Acc. Sc. Torino*, **65**, Torino.
- SACCO F. (1935) - *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino*. *Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat e Nat.*, s. VI, **22**, 371-375 e 551-553.
- SACCO F. (1939) - *Schema paleogeografico dell'Appennino settentrionale*. *Atti R. Acc. Sc. Torino*, **73**, Torino.
- SALVADOR A. (editor) (1994) - *International stratigraphic guide, second edition - International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphic*. IUGS and GSA, pp. 214.
- SAMES C.W. (1963) - *Beitrag zur Gliederung der Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordappennin (Italien)*. *Geol. Jb.*, **81**, 481-518.
- SAMES C.W. (1967) - *Sui conglomerati medio-cretacei della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86**, 49-58.
- SCAGNI G & VERCESI P.L. (1987) - *Il Messiniano tra la Valle Versa e la Valle Staffora (Appennino pavese-vogherese): considerazioni paleogeografiche*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **31**, 1-20.
- SCARASCIA S. & CASSINIS R. (1992) - *Profili sismici a grande angolo esplorati in prossimità del tracciato del profilo Crop 01: una raccolta dei risultati e qualche revisione*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. sp. (1992/2), CROP 1-1A, 17-26.
- SCHWENDENER H., (1984) - *Ein gravimetrisches Krusten-mantel-Modell für ein Profil von nördlichen Alpenvorland bis and die Ligurischen Kuste*. *Geodet. - Geophys. Arb. Schweiz*, **36**, Schweizerische Geodätische Kommission, 160 pp.
- SESTINI G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. *Sedim. Geol.*, **4**, 445-479.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.R. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 667*. *Royal Soc. of Edinburgh Trans., Earth Sciences*, **81**, 251-261.
- SHACKLETON N. J., CROWHURST S., HAGELBERG T., PISIAS N. G. E SCHNEIDER D. A. (1991)- *A new late Neogene time scale: application to leg 138 sites*. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, **138**.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. *Geol. en Mijnbouw*, **56**, 37-65.
- STEINMANN G. (1907) - *Alpen und Apennin.. Monatsber. D. Deutsch. Geol. Ges.*
- TARAMELLI T. (1882a) - *Descrizione geologica della provincia di Pavia , con annessa carta geologica*. Stab. Crivelli, 163 pp., Milano.
- TARAMELLI T. (1882b) - *Osservazioni fatte nell'Appennino di Piacenza*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **1**, 2, 189-191.

- TARAMELLI T. (1883) - *Sunto di alcune osservazioni stratigrafiche nell'Appennino piacentino*. Boll. R. Comit. Geol. It., **14**, 298-314.
- TARAMELLI T. (1884) - *Contribuzione alla geologia dell'Appennino di Piacenza*. Rend. R. Ist. Lomb., **17**, 13, 1-10.
- THIEME R. (1962) - *Geologia del settore parmense-modenese*. In: LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. & DONDI L.: *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedeappennino padano*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, 3, 45-79.
- TERRANOVA R. & VERCESI P.L. (1994) - *Da Genova a Piacenza attraverso il crinale appenninico e le valli Tidone, Trebbia e Nure*. In: *Guide Geologiche Regionali: Appennino ligure-emiliano*. 120-156, BE-MA Ed., Segrate.
- TOLDO G. (1890a) - *Studi geologici sulla Provincia di Piacenza*. Boll. Soc. Geol. It., **9**, 3, 671-687.
- TOLDO G. (1890b) - *Carta geologica della Provincia di Piacenza (scala 1:100.000)*. Tip. Porta, Piacenza.
- TOMASELLI A., PASTORE S., AUGLIERA P. & EVA C. (1993) - *Sismicità dell'Appennino nord-occidentale*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1992/2), CROP 1-1A, 35-50.
- TRABUCCO G. (1890) - *Cronologia dei terreni della Provincia di Piacenza. Studio geopaleontologico con tavola*. 51 pp., Tip. F.lli Bertola, Piacenza.
- TRABUCCO G. (1891) - *Risposta alla nota del Dott. G. Toldo. "Studi geologici sulla Provincia di Piacenza"*. Firenze.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) - *Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, vol. sp. 1992/2, CROP 1-1A, 171-185.
- VALLE G. (1984) - *Geologia e insediamenti storici in bassa e media Val Trebbia (Piacenza)*. Ist. Geol. Univ. Pavia, Tesi di laurea inedita.
- VALLONI R., AMOROSI A., CIBIN U., DE DONATIS M., DE NARDO M.T., FARINA M., GHISELLI F., MARTELLI L., MARTINI A., OTTRIA G., PICCIN A., PIZZOLO M. & SEVERI P. (1991) - *Proposta di classificazione macroscopica delle areniti*. Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense, **27**, 1-22.
- VANOSSI M., PEROTTI C. R. & SENO S. (1994) - *The Maritime Alps arc in the Ligurian and Tyrrhenian systems*. Tectonophysics, **230**, 75-89.
- VESCOVI P. (1993) - *Schema evolutivo per le Liguridi dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**, 89-112.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta e Sezioni geologiche della Provincia di Parma e zone limitrofe (1:100.000)*. In Vol. dedicato a Sergio Venzo, Grafiche Step Editrice Parma, 201-233.
- ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi esterne" cretacicocene nell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**, 327-339.
- ZANZUCCHI G. (1994) - *Il quadro geologico dell'Appennino settentrionale fino ai primi decenni del secolo XX*. In: *Guide Geologiche Regionali: Appennino ligure-emiliano*. 12-16, BE-MA Ed., Segrate.

#### BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA

- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G., CASNEDI R. & MARCHETTI G. (1968) - *Carta Geologica della "Finestra di Bobbio"*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E & PASSERINI P. (1969) - *Geological Map of the Northern Apennines and adjoining Areas (scale 1:500.000)*. LAC, Firenze.
- C.N.R. (1973) - *Structural model of Italy*. Scala 1:1.000.000, 2 tavv., Graf. Edit. Cart.
- C.N.R. (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale: scala 1:250.000*. BOCCALETTI M. & COLI M. (Ed.). Progetto Finalizzato Geodinamica, Mod. Strutt. App. Sett., S.EL.CA.-Firenze.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:100.000 - Foglio 59 "Pavia" (1965). Serv. Geol. Naz., Roma.

- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:100.000 - Foglio 71 "Voghera" (1969). Serv. Geol. Naz., Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:100.000 - Foglio 72 "Fiorenzuola d'Arda" (1969). Serv. Geol. Naz., Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 - Foglio 180 "Salsomaggiore Terme". Regione Emilia-Romagna/Serv. Geol. Naz., in preparazione.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 (1997) - Foglio 197 "Bobbio". Regione Emilia-Romagna/Serv. Geol. Naz., Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 (2000)- Foglio 198 "Bardi". Regione Emilia-Romagna/Serv. Geol. Naz., Roma.
- CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO 1:50.000 - Foglio 217 "Neviano degli Arduini" (1990). Regione Emilia-Romagna.
- C.N.R. (1987) - *Neotectonic map of Italy*. Scala 1:500.000, Quaderni della ricerca scientifica, 114, 4, 6 tavv.
- C.N.R. (1990) - *Structural model of Italy*. Scala 1:500.000, Quaderni della ricerca scientifica, 114, 3, 6 tavv.
- COSTA E. & FRATI G. (1994) - *Carta Geologico-Strutturale delle Liguridi Esterne nell'area tra la media Val Ceno e la Val d'Arda (Province di Parma e Piacenza), scala 1:25.000*. Dip. Sc. Terra Univ. Parma.
- SISMONDA A. (1866) - *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*. Pubb. per cura del Governo di S.M. Vittorio Emanuele II Re d'Italia.

CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO in scala 1:10.000:

- BARONI C., FASANI M., PICCIN A. & VERCESI P.L. - *Sezione 179030 "Gazzola"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- BARONI C., FASANI M., PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1989) - *Sezione 179010 "Vicobarone"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- BARONI C., FASANI M., PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1989) - *Sezione 179050 "Pianello Val Tidone"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- BARONI C., FASANI M., PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1989) - *Sezione 179060 "Piozzano"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- BARONI C., FASANI M., PEROTTI C.R., PICCIN A. & VERCESI P.L. - *Sezione 179020 "Castelnuovo Val Tidone"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- BARONI C., FASANI M., PICCIN A. & VERCESI P.L. - *Sezione 179070 "Agazzano"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- BARONI C. & PICCIN A. - *Sezione 179040 "Settima"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- BARONI C. & PICCIN A. - *Sezione 179080 "Rivergaro"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- BISSOLATI G., CLEMENTI E., FASANI M., PICCIN A. & VERCESI P.L. - *Sezione 179100 "Chiosi"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- BISSOLATI G., FASANI M., PICCIN A., ROCCHI G. & VERCESI P.L. - *Sezione 179140 "Mezzano Scotti"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- CLEMENTI E., FASANI M., PEROTTI C.R., PICCIN A., ROCCHI G. & VERCESI P.L. - *Sezione 179130 "Cicogni"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- FASANI M., PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1989) - *Sezione 179110 "Travo"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- FASANI M., PEROTTI C.R., PICCIN A., TANNOIA G. & VERCESI P.L. - *Sezione 179090 "Pecorara"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
- LABAUME P. (1993) - *Sezione 179010 "Bobbio"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- MARTINI A., PICCIN A. & VERCESI P.L. - *Sezione 179120 "Ponte dell'Olio"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.

108

MARTINI A., PICCIN A. & VERCESI P.L. - *Sezione 179150 "Perino"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.

MARTINI A., PICCIN A. & VERCESI P.L. - *Sezione 179160 "Cassano"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.

PROGETTO  
CARGO