



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 180

SALSOMAGGIORE TERME

A cura di

L. Calabrese ⁽¹⁾, **G. Di Dio** ⁽²⁾

Con contributi di:

U. Cibin ⁽¹⁾, **M.T. De Nardo** ⁽¹⁾, **A. Di Giulio** ⁽³⁾,

L. Martelli ⁽¹⁾, **A. Martini** ⁽¹⁾, **M. Pizziolo** ⁽¹⁾,

S. Rogledi ⁽⁴⁾, **M. Roveri** ⁽⁵⁾, **S.C. Vaiani** ⁽⁶⁾

(1) Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

(2) Servizio Tecnico Bacini Tarò e Parma, Regione Emilia-Romagna

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

(4) AGIP, San Donato, Milano.

(5) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma

(6) Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-ambientali, Università di Bologna

Ente realizzatore

 **Regione Emilia-Romagna**
Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. Todisco

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica

C. D'Ambrogi, M. D'Orefice, M. Rossi

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici

**L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu, M.C. Giovagnoli (ASC),
R. Ventura,**

Coordinamento editoriale

S. Falcetti, D. Tacchia

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO, SISMICO E DEI SUOLI - REGIONE EMILIA-ROMAGNA

Coordinamento informatizzazione

M. Grandi, A. Martini (direzione lavori), I. Pellegrino

Coordinamento allestimento cartografico per la stampa

A. Angelelli (direzione lavori), S. Scappini

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa
a cura di SYSTEMCART - ROMA*

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

**G. Falanga, S. Stagni - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli - Regione
Emilia-Romagna**

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

Stampa: **A.T.I. - S.EL.CA. srl - L.A.C. srl - SYSTEMCART srl - 2009**

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 5
II	- INQUADRAMENTO GENERALE»	9
1.	- LA GEOLOGIA.....»	9
2.	- LA GEOMORFOLOGIA.....»	11
III	- CENNI STORICI»	13
IV	- STRATIGRAFIA»	15
1.	- SUCCESSIONI DEL DOMINIO LIGURE.....»	15
1.1.	- UNITÀ TETTONICA CASSIO.....»	16
1.1.1.	- <i>Arenarie di Scabiazza</i>»	17
1.1.2.	- <i>Argille Varicolori di Cassio</i>»	18
1.1.3.	- <i>Flysch di Monte Cassio</i>»	18
1.2.	- UNITÀ TETTONICA GROPPALLO.....»	19
1.2.1.	- <i>Complesso di Pietra Parcellara</i>»	19
1.3.	- UNITÀ TETTONICA GROTTA.....»	20
1.3.1.	- <i>Complesso di Case Boscaini</i>»	20
1.3.2.	- <i>Argille Varicolori di Case Crovini</i>»	21
1.3.3.	- <i>Formazione del Rio della Canala</i>»	22
1.3.4.	- <i>Formazione di Ponte Grosso</i>»	23
1.4.	- UNITÀ TETTONICA BETTOLA.....»	23
1.4.1.	- <i>Flysch di Bettola</i>»	24
1.4.2.	- <i>Formazione di Val Luretta</i>»	24
1.5.	- UNITÀ TETTONICA GUSELLI.....»	27
1.5.1.	- <i>Argilliti di Guselli</i>»	27
1.6.	- UNITÀ TETTONICA SPORNO.....»	28
1.6.1.	- <i>Flysch di Monte Sporno</i>»	28
2.	- SUCCESSIONE EPILIGURE.....»	29
2.1.	- MARNE DI MONTE PIANO.....»	29
2.2.	- FORMAZIONE DI RANZANO.....»	30
2.3.	- FORMAZIONE DI ANTOGNOLA.....»	31
2.4.	- FORMAZIONE DI CONTIGNACO.....»	32
2.5.	- FORMAZIONE DEL TERMINA.....»	33
3.	- SUCCESSIONE DEL DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO- ROMAGNOLO.....»	35
3.1.	- UNITÀ TETTONICA SALSOMAGGIORE.....»	35

3.1.1.	- <i>Formazione del Torrente Ghiara</i>	36
3.1.2.	- <i>Formazione di Rio Gisolo</i>	37
3.2.	- SUCCESIONE MESSINIANA DEL DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLO	37
3.2.1.	- <i>Formazione Gessoso-solfifera</i>	37
3.2.2.	- <i>Sintema di Campore</i>	38
4.	- SUCCESIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO	40
4.1.	- SUPERSINTEMA POST-EVAPORITICO	44
4.1.1.	- <i>Sintema di Noceto</i>	44
4.1.2.	- <i>Sintema del Torrente Ongina</i>	45
4.1.2.1.	- <i>Formazione a Colombacci</i>	46
4.1.2.2.	- <i>Formazione di Vernasca</i>	47
4.1.2.3.	- <i>Argille di Lugagnano</i>	48
4.2.	- SUPERSINTEMA DELLA VAL D'ARDA	49
4.2.1.	- <i>Sintema del Torrente Chero</i>	49
4.2.2.	- <i>Sintema di Badagnano</i>	52
4.3.	- SUPERSINTEMA DEL QUATERNARIO MARINO	53
4.3.1.	- <i>Sintema del Torrente Stirone</i>	54
4.3.2.	- <i>Sintema di Costamezzana</i>	55
4.4.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO	56
4.4.1.	- <i>Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore</i>	59
4.4.1.1.	- Sistemi deposizionali distinti in AES _g e AES _{ga}	65
5.	- DEPOSITI QUATERNARI INTRAPPENNINICI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA	68
5.1.	- I CORPI DI FRANA	68
5.2.	- I DETRITI E LE COLTRI ELUVIO COLLUVIALI DI VERSANTE	68
5.3.	- I DEPOSITI ALLUVIONALI	69
V	- GEOLOGIA DEL SOTTOSUOLO	71
1.	- ASSETTO STRUTTURALE	71
2.	- SEZIONI GEOLOGICHE	73
3.	- CARTA DEL "TETTO DELLE GHIAIE"	78
APPENDICE 1		
CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO		85
BIBLIOGRAFIA		97

I – INTRODUZIONE

Il Foglio 180 “Salsomaggiore Terme” è limitato a sud dal parallelo di Vernasca (PC) (44° 48') e a nord dal parallelo che passa da Pontenure-Cortemaggiore (45° 00'). È limitato ad occidente dal meridiano passante immediatamente ad est di Ponte dell'Olio (9° 40') e ad oriente da quello immediatamente ad est di Salsomaggiore (10° 00').

La stesura di questo Foglio è stata realizzata sulla base dei rilevamenti geologici eseguiti tra gli anni 1989-1996 nell'ambito del progetto “Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:10.000” della Regione Emilia-Romagna e sulla base dei rilevamenti *ex-novo* dei depositi quaternari in scala 1:10.000 e 1:25.000. Tra gli anni 1992-1998 il Gruppo di ricerca ha curato la revisione dei rilevamenti per l'allestimento della carta geologica alla scala 1:50.000.

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). 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 analisi

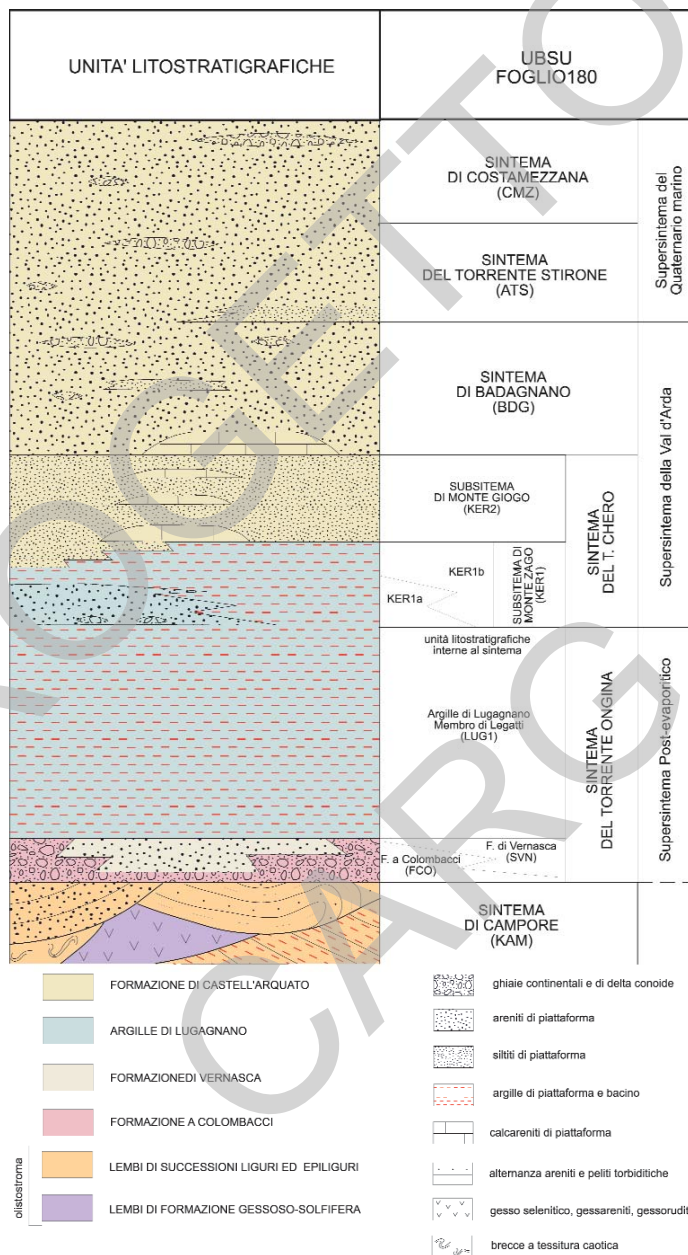


Fig. 1 - Schema di correlazione regionale tra unità litostratigrafiche da letteratura ed UBSU utilizzate nel Foglio 180 della successione sedimentaria miocenica (post evaporitica, pliocenica e del Pleistocene inferiore).

biostratigrafiche e le datazioni sono state condotte da CATANZARITI (com. pers.) e FORNACIARI (com. pers.), con riferimento alla scala tempo proposta da RIO.

Per la cartografia dei depositi miocenici (post evaporitici), pliocenici pleistocenici ed olocenici, che nel Foglio 180 occupano tutta l'area collinare e di pianura posta a valle del margine appenninico e bordano i principali corsi d'acqua nelle zone montane (oltre il 50 % delle unità geologiche rappresentate in Carta), è stato utilizzato un criterio stratigrafico-sequenziale. Questo approccio, ha portato alla definizione ed alla correlazione di unità limitate da superfici di discontinuità stratigrafica (UBSU), definite, in ordine gerarchico decrescente, supersintemi, sintemi e subsintemi; quest'ultimi sono stati in parte suddivisi in sottounità informali definite su base morfologica e pedostratigrafica.

L'applicazione dei criteri della stratigrafia fisica alla successione miocenica (post evaporitica) e pliocenica nell'ambito del progetto CARG è un approccio di tipo sperimentale limitato al Foglio 180 stesso e favorito dalle buone condizioni di affioramento nonché dalla disponibilità di dati significativi e di approfonditi studi precedenti. Per una migliore comprensione delle suddivisioni stratigrafiche operate, viene riportato uno schema di confronto tra le unità litostratigrafiche definite in letteratura ed utilizzate nei fogli limitrofi e le UBSU introdotte nel Foglio 180.

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 la ricostruzione della geologia del sottosuolo ci si è avvalsi dei pozzi e delle linee sismiche fornite dall'AGIP e dei dati presenti nella Banca Dati Geognostici della Regione Emilia-Romagna, a cui si sono aggiunti nove sondaggi, condotti *ad hoc* durante il rilevamento del Foglio.

PROGETTO
CARG

II - INQUADRAMENTO GENERALE

1. - LA GEOLOGIA

Il settore in esame comprende il margine appenninico-padano che attraversa il Foglio secondo una direzione ESE-ONO ed è il risultato dell'impilamento delle falde che si mobilitarono a partire dal Cretacico sup., attraverso tre momenti di acme definiti rispettivamente come fase Ligure (Eocene medio), Subligure (Oligocene sup. - Miocene inf.) e Toscana (Tortoniano) (ABBATE *et alii*, 1970a; ELTER, 1975c). Le ultime importanti fasi di strutturazione della catena risalgono ai movimenti messiniani e plio-pleistocenici (fase Padano-adriatica).

Durante questa continua e progressiva evoluzione geodinamica, le successioni liguri sono state dislocate verso est, accavallandosi sui depositi dell'avanzata fossa miocenica, oggi presenti nel sottosuolo (PIERI & GROPPI, 1981) ed affioranti nelle finestre tettoniche di Bobbio e di Salsomaggiore; in particolare, questa traslazione orizzontale è stata valutata dell'ordine del centinaio di chilometri o superiore ed è avvenuta successivamente all'Eocene medio (fase Ligure) e principalmente durante i movimenti del Messiniano-Pleistocene (PIERI & GROPPI, op. cit., RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) che hanno conferito all'Appennino emiliano l'aspetto attuale.

In aggiunta a questa generale traslazione verso E e NE, le falde affioranti nel F. 180 hanno subito movimenti più complessi in quanto l'area in esame 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, VANOSI *et alii*,

1994), con l'applicazione di campi di tensione che manifestano deformazioni con assi variamente orientati (PEROTTI, 1991).

Nell'area del Foglio le formazioni presenti, sia pure in modo non continuo, coprono l'arco di tempo che va dal Cretacico superiore all'Olocene. Nel settore di montagna, 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 proposto da ELTER (1960; 1973, 1994) ed ELTER *et alii* (1991).

Nel Foglio 180 sono ben rappresentate le unità appartenenti al dominio Ligure esterno che sono costituite da depositi argillosi emipelagici (argille varicolori *s.l.*), da depositi torbiditici arenaceo-marnosi (Flysch di Monte Cassio, Arenarie di Scabiazza, Formazione della Val Luretta, Flysch di Bettola, Flysch di Monte Sporno) e da depositi contenenti brandelli di crosta oceanica e di successioni a diaspri ed a calcari a calcionelle (Unità Groppallo ed Unità Grotta).

Avvicinandosi al margine padano si osservano lembi di successione epiligure. Si tratta di una successione eocenica-miocenica, costituita da depositi emipelagici marnosi (Marne di Monte Piano, Formazione di Antognola), depositi torbiditici arenaceo-pelitici (Formazione di Ranzano, Formazione di Contignaco) e depositi misti di piattaforma (Formazione del Termina), che registra il progressivo colmamento dei bacini satelliti che si formarono dopo la fase Ligure al di sopra delle unità già strutturate.

Nel settore SE del Foglio, in corrispondenza di Salsomaggiore, affiora in finestra tettonica la successione dell'avanfossa miocenica del dominio Umbromarchigiano-romagnolo (unità di Salsomaggiore). Attraverso questa struttura è possibile apprezzare il sovrascorrimento dei terreni liguri con la loro copertura epiligure, per questo definiti alloctoni, al di sopra di questa successione, che ha subito solo in parte una traslazione verso N e NE (terreni semi-alloctoni).

In prossimità del margine padano affiorano i depositi che costituiscono il colmamento dei bacini di *piggy back*, formati in seguito alla frammentazione dell'avanfossa miocenica, che si realizza dal tardo Messiniano. La successione è costituita alla base da depositi continentali e marino-marginali (Formazione a Colombacci e Formazione di Vernasca) ricoperti bruscamente da depositi di mare profondo (Argille di Lugagnano, Membro di Legatti) che passano progressivamente a depositi di piattaforma (Supersintema della Val d'Arda) e successivamente a depositi marino-marginali (Supersintema del Quaternario Marino).

Questa successione è infine ricoperta, attraverso una vasta superficie erosionale, da depositi continentali quaternari di piana e conoide alluvionale (Supersintema Emiliano-Romagnolo), che hanno progressivamente colmato i resti del bacino marino padano, attraverso un'alternanza di fasi erosivo-deposizionali.

2. - LA GEOMORFOLOGIA

Nel territorio del F. 180, dal punto di vista morfologico, sono rappresentate le varie fasce altimetriche che dalla pianura portano ai rilievi collinari e montuosi, questi ultimi peraltro presentano quote non particolarmente elevate. Il raccordo tra la bassa pianura e i rilievi si sviluppa attraverso un articolato sistema di terrazzi caratteristici. Si distinguono pertanto due settori, il settore di collina e montagna e il settore dei terrazzi e di pianura.

Il settore di collina e di montagna comprende la porzione di territorio posta a S della congiungente Salsomaggiore - Castell'Arquato - Ponte dell'Olio (Foglio 179).

La maggior parte del paesaggio è modellata in terreni scarsamente selettivi, come la Formazione di Val Luretta (rappresentata dai membri di Poviago e Monteventano), la Flysch di Bettola e le Arenarie di Scabiazza, che portano a forme generalmente addolcite. Nel contesto di queste successioni, risaltano locali variazioni litologiche che creano speroni rocciosi. Le successioni maggiormente erodibili, rappresentate dai terreni argillosi e marnosi (principalmente i complessi caotici, le Marne di M. Piano e le Argille di Lugagnano), subiscono una morfoselezione che produce pseudocalanchi.

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, nonché gli effetti dell'erosione residuale (*monadnocks*) che isola picchi ofiolitici, come quello nei pressi di Gropparello, che emergono dal paesaggio circostante.

Altri esempi di rocce che oppongono una elevata resistenza agli agenti modellatori esogeni sono forniti dai lembi della Formazione del Termina.

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.

Il settore dei terrazzi e di pianura corrisponde al margine dell'Appennino e comprendente i grandi ripiani terrazzati impostati nei depositi alluvionali più antichi e/o nei sedimenti marini recenti ad est del Nure.

I sistemi terrazzati testimoniano l'evoluzione delle conoidi alluvionali appenniniche e l'alternarsi di fasi di deposizione e fasi di erosione. L'elemento morfologico più caratteristico di questa zona è costituito da superfici topografiche uniformi e piatte, inclinate verso la pianura (da 1% a 4% circa), suddivise e

smembrate in tanti costoni digitati a sommità più o meno regolare, 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.

Verso nord i ripiani delle alluvioni antiche e medie 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 (torrenti Arda, Chero).

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

L'origine dell'architettura dei terrazzi è riconducibile alla interazione tra variazioni climatiche, a fenomeni di sollevamento dell'area e al conseguente ringiovanimento del sistema idrografico sviluppatosi in più fasi nel corso del Quaternario (MARCHETTI *et alii*, 1978a e 1978b), con il concorso dei corsi d'acqua minori.

III – CENNI STORICI

L'area rappresentata nel Foglio Salsomaggiore Terme è stata oggetto di studi geologici sin dalla fine dell'800, soprattutto per l'interesse delle prime società petrolifere allo sfruttamento degli idrocarburi che, sia nella zona di Salsomaggiore sia in quella di Vallezza (Foglio 199), erano conosciuti da molto tempo in numerose manifestazioni superficiali.

Data la vasta letteratura disponibile, di seguito verranno ricordati solo i lavori più generali e quelli che hanno costituito la base per gli studi successivi, rimandando ai capitoli successivi i riferimenti ai lavori più specifici.

Dopo le osservazioni sull' "Appennino dell'Emilia" di SACCO F. (1893), la zona venne presa in considerazione dalle prime industrie petrolifere oltre che da Camerana e Galdi nel loro lavoro sui "Giacimenti petroliferi dell'Emilia" (1911).

Un primo studio stratigrafico e tettonico sull'Appennino piacentino si deve ad ANELLI (1938), al quale segue il lavoro di SIGNORINI (1943), che si interessò dell'area parmense ed in particolare di Salsomaggiore. Nello stesso anno Redini riconobbe il collegamento tra struttura di Salsomaggiore e depositi coevi padani.

Una prima sintesi delle conoscenze e delle interpretazioni dell'Appennino settentrionale dal Tirreno alla Pianura Padana venne proposta da MERLA (1951 e 1959). Nel 1958 FINETTI si occupò nuovamente dei problemi relativi alla struttura di Salsomaggiore.

Fra i numerosi lavori presentati dall'AGIP si deve segnalare per la sua completezza ed importanza il lavoro di PIERI (1961) sul rilevamento del versante padano dell'Appennino eseguito tra gli anni 1955 e 1959, che illustra una carta geologica alla scala 1:100.000.

Negli anni '60 vennero condotti nell'area del Foglio studi biostratigrafici

(PIRINI, 1961, TEDESCHI, 1961), studi sui depositi pedeappenninici (LUCCHETTI *et alii*, 1962) e sulle arenarie del Serravalliano della struttura di Salsomaggiore (SPINELLI, 1963).

Nel 1965 viene pubblicata la Carta geologica della provincia di Parma e zone limitrofe alla scala 1:100.000, prodotta dall'Istituto di Geologia, Geografia e Paleontologia dell'Università di Parma e col contributo del CNR e frutto dei rilievi alla scala 1:25000 condotti tra il 1958 e il 1966.

BRAGA (1962, 1965) apportò un ulteriore contributo alla conoscenza della geologia del settore occidentale del Foglio, soffermandosi in particolare sulla stratigrafia e sulla tettonica dei flysch terziari e mesozoici a dominante calcareo-marnosa.

PAPANI (1967) segnala per la prima volta una "finestra tettonica" di Flysch di Monte Sporno nella zona di Vernasca. GIAMMETTI *et alii* (1968) propongono nuove osservazioni su un livello cineritico nel Miocene della zona di Salsomaggiore.

L'area del Foglio fu oggetto anche di lavori di carattere regionale condotti intorno agli anni '70 (REUTTER, 1968; SESTINI, 1970) e che proposero schemi dell'assetto delle unità tettono-stratigrafiche presenti nell'Appennino settentrionale e ipotesi sull'evoluzione della geosinclinale appenninica.

Nel 1980 Zanzucchi pubblica le note illustrative della Carta geologica della provincia di Parma e delle zone limitrofe in scala 1:100.000, corredata con numerose sezioni geologiche che aggiungono nuovi dati per l'interpretazione strutturale dell'area in esame; sempre a ZANZUCCHI (1982) si deve una sintesi delle conoscenze di questo settore di catena e la ricostruzione delle principali tappe dell'evoluzione del substrato alloctono dell'Appennino emiliano.

Nello stesso anno i dati storici tettono-stratigrafici sono stati rivisitati ed aggiornati nella Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale alla scala 1:250.000 (BOCCALETTI & COLI, 1982).

Gli studi più recenti condotti nell'area in esame hanno avuto come oggetto le successioni sedimentarie più recenti. L'AGIP (1994) ha caratterizzato l'evoluzione dei bacini sedimentari del tardo Messiniano e del Pliocene ed ha fornito un'interpretazione in chiave stratigrafico-sequenziale della successione sedimentaria.

L'approccio stratigrafico-sequenziale è stato adottato anche nei lavori di DI DIO (1996a) e DI DIO *et alii* (1997a, 1997b) per lo studio delle successioni tardo plioceniche e quaternarie di un settore dell'Appennino parmense in cui, in parte, è compreso il Foglio 180.

IV - STRATIGRAFIA

Le unità cartografate possono essere raggruppate in cinque grandi insiemi:

1. le successioni del dominio Ligure;
2. la successione epiligure;
3. la successione del dominio Umbro-marchigiano-romagnolo;
4. la successione post-evaporitica del margine padano-adriatico;
5. i depositi quaternari intrappenninici.

Nel Foglio 180, la successione epiligure e limitate porzioni delle successioni liguri sono presenti come lembi risedimentati inclusi in una unità stratigrafica (Sintema di Campore) deposta in corrispondenza del margine appenninico, in un contesto tettonico attribuibile al dominio Umbro- marchigiano-romagnolo.

L'ordine seguito per la descrizione delle unità segue diversi criteri: si passa dai domini paleogeografici più interni a quelli più esterni della catena, dalle unità tettoniche più alte strutturalmente a quelle più basse e dalle successioni più antiche a quelle più recenti. Questo schema descrittivo piuttosto articolato rispecchia la complessità dell'orogene appenninico.

1. - SUCCESSIONI DEL DOMINIO LIGURE (con i contributi di L. Martelli e A. Martini)

Le formazioni appartenenti ai domini Ligure e Subligure sono state raggruppate in unità (e sottounità) tettoniche, che vengono qui di seguito elencate in ordine di sovrapposizione geometrica attuale (dall'alto verso il basso), specificando le successioni stratigrafiche in esse contenute (formazioni elencate dal

basso verso l'alto stratigrafico): Unità Cassio, Sottounità Scabiazza (Arenarie di Scabiazza), Sottounità Monte Calenzone (Argille Varicolori di Cassio, Flysch di Monte Cassio); Unità Groppallo (Complesso di Pietra Parcellara); Unità Grotta (Complesso di Case Boscaini, Argille Varicolori di Case Crovini, Formazione del Rio della Canala, Formazione di Ponte Grosso); Unità Bettola (Flysch di Bettola, Formazione di Val Luretta); Unità Guselli (Argilliti di Guselli); Unità Sporno (Flysch di Monte Sporno).

Le formazioni appartenenti a diverse sottounità di una stessa unità tettonica sono riferibili allo stesso ambito paleogeografico ed i contatti tettonici che separano le sottounità sono interpretabili come scollamenti all'interno di una stessa successione stratigrafica. I rapporti tra le formazioni appartenenti alla stessa unità o sottounità tettonica sono invece stratigrafici, anche se localmente questi possono evidenziare fenomeni di tettonizzazione.

L'attuale sovrapposizione di tutte queste unità è il risultato della complessa successione di eventi tettonici esplicitatisi a partire dall'Eocene medio sino al Pleistocene.

1.1. - UNITÀ TETTONICA CASSIO

L'Unità Cassio è presente nel settore di SO ed in prossimità del limite meridionale del Foglio 180 (tra la valle del Riglio e del Chero, a sud di Vernasca e tra le valli dell'Arda e dello Stirone); a scala regionale è costituita da una successione stratigrafica che comprende, dal basso, le Argille a Palombini del T. Grontone, le Arenarie di Scabiazza (con associati lembi di successioni mesozoiche ad affinità sudalpina), le Argille Varicolori di Cassio (cui si associano areniti e conglomerati riferibili ai Conglomerati dei Salti del Diavolo), il Flysch di Monte Cassio e le Argille di Viano. Nel Foglio non sono presenti le formazioni delle Argille a Palombini del T. Grontone e delle Argille di Viano.

L'Unità Cassio è stata recentemente suddivisa in due elementi tettonici (GHISELLI *et alii*, 1994), Sottounità Monte Calenzone, costituita dalle Argille Varicolori di Cassio e dal Flysch di Monte Cassio e Sottounità Scabiazza, costituita dalle Arenarie di Scabiazza; questi due elementi si sono distinti verosimilmente durante l'Eocene medio (Fase Ligure *Auctt.*) e sono scollati a livello delle Argille Varicolori. In questo studio le Arenarie di Scabiazza sono quindi considerate come elemento tettonico indipendente all'interno dell'unità tettonica Cassio, di cui condividono le affinità paleogeografiche "sudalpine", ma da cui si discostano per quanto riguarda l'assetto strutturale.

Sottounità Scabiazza

1.1.1. - *Arenarie di Scabiazza (SCB)*

Le Arenarie di Scabiazza costituiscono un'unità composta da litoareniti micacee a cemento carbonatico, fini e medie grigio nocciola e peliti siltoso-marnose grigio scure, in strati da molto sottili a medi, localmente spessi, con rapporto A/P tra 1/2 e 1/4. Sono osservabili localmente alcuni strati molto spessi, fino a banchi, di marne calcaree grigie a base arenitica come anche conglomerati e calciliti in strati spessi e sottili intercalazioni di argilliti rossastre. Si presentano sempre intensamente tettonizzate, con pieghe a tutte le scale e, per gli strati di un certo spessore, con una caratteristica fratturazione con vene di calcite perpendicolari alla stratificazione.

L'originario contatto stratigrafico con le Argille Varicolori di Cassio risulta molto spesso disturbato tettonicamente e in più punti non è più riconoscibile come tale; tuttavia la presenza costante delle Arenarie di Scabiazza alla base delle Argille Varicolori di Cassio, la stretta parentela riconoscibile tra le prime e le arenarie intercalate localmente nella formazione argillosa, il ritrovamento di argille rosse intercalate nelle Arenarie di Scabiazza e lo stile deformativo delle due formazioni, estremamente simile, sostengono l'interpretazione stratigrafica del contatto tra le Arenarie di Scabiazza e le Argille Varicolori di Cassio.

Lo spessore, data l'intensa deformazione, è difficilmente valutabile, è comunque stimabile tra i 100 e i 250 m circa.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione quasi esclusivamente torbida.

Le Arenarie di Scabiazza nella loro località tipo in Val Trebbia (LUDWIG, 1929; BRAGA, 1965; BELLINZONA *et alii*, 1971) sono state attribuite in passato al Cenomaniano-Turoniano in base ai foraminiferi planctonici (SAMES, 1963; BRAGA, 1965; BELLINZONA *et alii*, 1971). In un recente studio GHISELLI *et alii* (1991) riportano associazioni riferibili al Turoniano-Santoniano per la facies pelitico-arenacea ed associazioni campaniane per la facies pelitica della porzione superiore dell'unità. Questi stessi autori ipotizzano che le Arenarie di Scabiazza o parte di esse possano essere una successione indipendente dall'Unità Cassio correlabile con l'Unità di Ostia Parmense. Lo studio di VESCOVI *et alii* (1999) sulla successione sedimentaria alla base del Flysch di Monte Cassio nella sua località tipo fra le Valli del Baganza e del Taro, ha riscontrato un'età ristretta al Cenomaniano -Turoniano per i sedimenti qui attribuiti alle Arenarie di Scabiazza. In assenza di una datazione significativa nel Foglio 180, si attribuisce alla formazione un'età indicativa Cenomaniano?-Campaniano inf.?, tenendo conto di tutte le determinazioni presenti in letteratura (vedi sopra).

Sottounità Monte Calenzone

1.1.2. - *Argille Varicolori di Cassio (AVV)* (cfr. *Argille Varicolori Auctt.*)

Affiorano generalmente sotto forma di strette fasce allungate, al bordo delle principali “placche” costituite dalla formazione del Flysch di Monte Cassio. Questa formazione è costituita da argille ed argille siltose rosse, verdi, grigie, nocciola, con intercalati livelli molto sottili di arenarie torbiditiche fini grigio scure con patine ferro-manganesifere e più rari straterelli calcilititici verdi e calcilititici chiari. Sono presenti intercalazioni di arenarie torbiditiche fini grigio scure, con patine ferro-manganesifere, in livelli molto sottili e più rari brandelli di strati calcilititici verdi e calcilititici chiari. La formazione è intensamente tettonizzata, con pieghe a tutte le scale, rese ben evidenti dall’alternanza delle bande di diverso colore.

Le Argille Varicolori di Cassio passano stratigraficamente al Flysch di Monte Cassio. Il contatto sul terreno si presenta spesso tettonizzato, ma in alcune località (F. 198) è ancora osservabile il passaggio per alternanze tra le due formazioni, che si realizza in pochi metri di successione.

Lo spessore della formazione è difficilmente valutabile a causa dell’estrema tettonizzazione, tuttavia è stimabile intorno ad un massimo di 350 m circa.

L’ambiente di deposizione doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica, con apporti torbiditici estremamente limitati come frequenza e volume, ad eccezione di apporti locali, *i.e.* il corpo conglomeratico dei Salti del Diavolo.

Il contenuto paleontologico delle AVV è molto povero. Tuttavia, diversi campioni, anche con un debole contenuto in carbonati, contengono associazioni a nannofossili calcarei ben preservate e diagnostiche: i dati raccolti nell’area dell’adiacente Foglio 198 confermano che l’unità è estesa cronologicamente dal limite Coniaciano -Santoniano (Cronozona NC16) fino al limite Campaniano-Maastrichtiano (Cronozona NC20).

1.1.3. - *Flysch di Monte Cassio (MCS)*

Il Flysch di Monte Cassio appartiene alla famiglia dei flysch ad elmintoidi ed è costituito da marne e marne calcaree grigie, con base calcarenitica fine, a frattura scheggiata, passanti a marne argillose scagliose, in strati da spessi a banchi; a queste litologie sono regolarmente intercalati gruppi di strati medi e sottili di areniti medio-fini ed argille siltoso-marnose grigio-brune. Gli strati marnosi sono spesso interessati da intensa bioturbazione con impronte di vermi e tracce di elmintoidi, fucoidi e *Chondrites* e spesso presentano al tetto un sottile livello

di argille siltose grigio scuro. In generale gli strati mostrano sequenze di Bouma Tc-e e le superfici inferiori di strato presentano numerose impronte di fondo di piccole dimensioni.

Lo spessore del Flysch di Monte Cassio nell'area del Foglio è stimabile in circa 500 m, ma è da ricordare che nell'adiacente Foglio 198 (Bardi) il Flysch di Monte Cassio raggiunge i 1300 m nella sezione di M. Vidalto, dove per altro non è rappresentato il tetto della formazione.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo, in cui la sedimentazione torbiditica era nettamente prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

Lo studio sui nannofossili nell'area del Foglio confermano per la formazione un'età estesa dalla Cronozona NC20 (Campaniano alto-Maastrichtiano inferiore) al Maastrichtiano (RIO *et alii*, 1983b, RIO & VILLA, 1987).

1.2. - UNITÀ TETTONICA GROPPALLO

L'Unità Groppallo affiora in aree limitate tra la valle del Chero e la valle dell'Arda, al limite meridionale del Foglio 180 ed 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, 1997) e l'Unità ofiolitica della Val Baganza (F.217 Neviano degli Arduini, 1990). È rappresentata nel Foglio dal Complesso di Pietra Parcellara.

1.2.1. - *Complesso di Pietra Parcellara (CPP)* (cfr. Complessi di Base *Auctt.*)

La litofacies prevalente è costituita 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 plurietometrici) di serpentiniti (peridotiti lherzolitiche serpentinnizzate) 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.

Il Complesso di Pietra Parcellara corrisponde a parte delle "Argille a Palombini di Barberino" e a parte del "Complesso Caotico" di BELLINZONA *et alii* (1971).

In altri settori dell'Appennino (vedi per esempio il Foglio limitrofo 198), all'interno del complesso sono state distinte due litozone variamente intercalate

senza un preciso ordine stratigrafico: complesso dominato da olistoliti di arenarie ofiolitiche (CPP_a) e complesso dominato da olistoliti di breccie poligeniche (CPP_b); entrambe le litofacies non affiorano nel Foglio 180.

L'età attribuita alla formazione è Cretaceo superiore, non supportata da datazioni specifiche della formazione stessa, ma definita per confronto con unità simili note in letteratura.

Lo spessore è parziale ed è difficilmente valutabile a causa dell'intensa deformazione.

1.3. - UNITÀ TETTONICA GROTTA

L'Unità Grotta affiora nel settore meridionale del Foglio, lungo una fascia orientata circa E-O che si chiude verso ovest all'altezza di Gropparello e che si apre verso sud e sud-est all'altezza della valle dello Stirone, a sud di Salsomaggiore.

Questa unità è ricoperta per sovrascorrimento dall'Unità Cassio, mentre più dubbi sono i suoi rapporti con l'Unità Sporno e con l'Unità Bettola, che probabilmente sovrascorre. È da rilevare l'analogia con l'Unità Groppallo per la convergenza di facies tra i due complessi di natura ofiolitica (complesso di Pietra Parcellara e complesso di Case Boscaini) e per la posizione tettonica.

L'Unità Grotta è ricoperta stratigraficamente dalla successione epiligure e dal Sintema del torrente Ongina.

La successione stratigrafica che costituisce l'Unità Grotta è rappresentata, dal basso, dal Complesso di Case Boscaini, dalle Argille Varicolori di Case Crovini, dalla Formazione del Rio della Canala e dalla Formazione di Ponte Grosso.

1.3.1. - *Complesso di Case Boscaini (CCB)*

Affiora lungo una fascia circa longitudinale da Gropparello a Vigoleno; si tratta di un complesso sedimentario molto simile al Complesso di Pietra Parcellara, anch'esso costituito da depositi clastici grossolani, di natura torbidi-tica, cui sono associati olistoliti, anche di notevoli dimensioni, di natura essenzialmente ofiolitica. Questo complesso è caratterizzato da breccie argillose, costituite da blocchi più o meno stratiformi di calcari grigio chiari tipo palombino e/o Maiolica e da clasti di biocalcareni, immersi in una matrice argillosa grigio-azzurra localmente rossa, in cui sono intercalate anche arenarie siltose grigie in strati sottili e corpi lenticolari costituiti da marne grigio chiare; sono presenti anche argille rosso mattone in livelli pseudostratificati.

Localmente è stata distinta una litofacies costituita da breccie poligeniche (**CCB_p**): si tratta di corpi stratificati costituiti da breccie medio-fini, grano-sostentate a elementi ofiolitici e subordinato pezzame calcareo. Si riconoscono calciliti chiare, diaspri rossi, siltiti, areniti ed argilliti nere; sono presenti anche rari frammenti di rocce granitoidi. La matrice è per lo più pelitica scagliosa, molto scura, o arenaceo-siltosa. Localmente le breccie passano a conglomerati fini ed arenarie grossolane gradate a composizione prevalentemente ofiolitica.

Le determinazioni biostratigrafiche sulle argille indica un'età Cenomaniano-Turoniano (FORNACIARI, com. pers.).

Sono associati olistoliti costituiti da:

ofioliti (OFL): blocchi costituiti da serpentiniti, basalti, oficalciti e breccie non distinguibili cartograficamente.

serpentiniti (Σ): serpentiniti e lherzoliti serpentizzate brecciate di colore verde scuro, in blocchi di dimensioni molto variabili, spesso fasciate da breccie e arenarie grossolane ofiolitiche.

calcarei a Calpionelle (cc): calciliti chiare in strati spessi e banchi, spesso a laminazione parallela e con sottili livelli discontinui di selce grigia, talora alla base degli strati sono presenti dei livelli calcarenitici sottili e medi di colore beige-rosato.

arenarie torbiditiche (at): torbiditi pelitico-arenacee con strati calcarenitici medi e spessi, talora molto spessi, laminati con base spesso grossolana a litici calcarei, intercalati a peliti marnose grigio scure con rari banchi marnosi.

argille varicolori (av): argille rosse, rosso mattone e grigio-azzurre e arenarie con patine nerastre in strati sottili e medi, alcuni strati a grana medio-grossolana mostrano una composizione prevalente a quarzo, miche e feldspati rosa.

1.3.2. - Argille Varicolori di Case Crovini (ACR)

Le Argille di Case Crovini affiorano in lembi isolati e allungati tra la valle dello Stirone e Salsomaggiore.

Questa successione è costituita da argille e argilliti, di colore variabile dal rosso, al grigio-verde, al bluastro, fino a nere; presentano talora intercalati dei livelli sottili di arenarie silicoclastiche grigio scure, o più raramente di calcarei marnosi chiari e inglobano localmente blocchi budinati calcarei e conglomeratici. La formazione si presenta molto spesso estremamente tettonizzata, con sviluppo di pieghe isoclinali strizzate, anche alla scala macroscopica, e formazione di superfici lucide.

Le argille varicolori, laddove sono conservati dei probabili contatti stratigrafici, passano stratigraficamente ad una successione arenaceo-siltosa in modo rapido per alternanze. Il contatto basale con CCB, dove preservato, è eteropico.

Lo spessore è difficilmente valutabile data l'intensa deformazione della formazione e le cattive condizioni di affioramento; si valuta uno spessore massimo di 300 m.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica.

Per questa formazione che, nonostante l'età documentata (F. 198) sia Campaniano-Maastrichtiano, si deve ipotizzare un'età più antica per il contatto eteropico con il Complesso di Case Boscaini (Cenomaniano-Turoniano) osservato in campagna. Inoltre è stata segnalata la presenza di *Discoaster lodoensis* e *Tribrachiatos orthostylus* in alcuni campioni che indicano un'età dell'Eocene inferiore (FORNACIARI, com. pers.). Questi dati divergenti potranno essere giustificati dopo uno studio stratigrafico dettagliato della successione in esame, che allo stato attuale non è stato ancora affrontato, pertanto si mantiene la datazione del Foglio 198, in cui la formazione è stata analizzata con maggior dettaglio.

1.3.3. - *Formazione del Rio della Canala (FCN)*

Questa unità, istituita recentemente in occasione della stesura del F.198 (MARTINI, 1999), affiora tra la valle dello Stirone e Salsomaggiore ed è costituita dalla ritmica alternanza di arenarie da finissime a medio-fini grigio chiare, poco cementate, passanti a siltiti gradate, con argille siltose debolmente marnose, grigio-verdi fino a nerastre, in strati da medi a spessi. Subordinatamente sono intercalate delle marne siltose nocciola-rosate con tracce di *Chondrites* e calcari marnosi chiari, in strati sottili e medi, raramente spessi. Alla base della formazione sono intercalate alle arenarie già descritte, delle litoareniti medio-grossolane in strati medi, di colore verde, estremamente ricche in elementi ofiolitici, e un paio di livelli conglomeratici, di spessore decimetrico, con abbondanti clasti serpentinitici e basaltici e subordinati sedimentari, costituiti per lo più da calcilutiti e diaspri rossi.

Questa unità passa stratigraficamente verso l'alto, per alternanze, ad una successione prevalentemente calcareo-marnosa.

Lo spessore risulta molto variabile, probabilmente anche per motivi strutturali (laminazione tettonica), fino ad un massimo valutato intorno ai 150 m.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbidityca.

La formazione mostra un contatto per alternanze con le Argille Varicolori di Case Crovini, mentre più problematico sembra essere il suo limite di tetto. Come già descritto per il Foglio 198, anche nel Foglio 180 è riconoscibile un passaggio per alternanze alla Formazione di Ponte Grosso; tuttavia, in alcuni affiora-

menti è visibile un contatto in apparente continuità stratigrafica per alternanze con le Marne di M. Piano.

In accordo con le osservazioni stratigrafiche di terreno, le determinazioni biostratigrafiche indicano un'età molto variabile, dal Campaniano all'Eocene medio (CATANZARITI, com. pers.). In particolare, due serie campionate nel Foglio (torrente Stirone e torrente Citronia) indicano un'età compresa tra l'Ypresiano (Cronozona NP12) e il Luteziano (Cronozona NP15). Nei campioni provenienti dal Foglio 198 le associazioni a nannofossili calcarei forniscono indicazioni di età comprese tra il Campaniano avanzato (Cronozona NC19) ed il Maastrichtiano terminale (Cronozona NC23).

Questo quadro, sicuramente complesso, dimostra come questa formazione, come d'altronde l'unità tettonica di cui fa parte, meriti più approfonditi studi per una migliore comprensione e collocazione sia stratigrafica che strutturale.

1.3.4. - *Formazione di Ponte Grosso (PGR)*

Questa unità, anch'essa istituita recentemente in occasione della stesura del F.198 (MARTINI, 1999), affiora tra la valle dello Stirone e Salsomaggiore e ad est di Vernasca (località Mazzaschi). È costituita da marne e calcari marnosi grigio chiari, in strati da spessi a banchi, a base arenitica medio-fine, passanti a peliti marnose grigio scure, in cui sono intercalate areniti medie grigio chiare, poco cementate, in strati sottili e medi. Gli strati marnosi sono spesso interessati da intensa bioturbazione con impronte di vermi, e tracce di *Chondrites*.

Lo spessore massimo valutato è di circa 450 m, potenza parziale, in quanto non è visibile in affioramento il tetto della formazione. Il passaggio alla Formazione del Rio della Canala avviene per alternanza.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo in cui la sedimentazione torbiditica era nettamente prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

Le analisi biostratigrafiche indicano un'età compresa tra il Campaniano superiore e il Paleocene basale (CATANZARITI, com. pers., FONACIARI, com. pers.); quest'ultima età è testimoniata dalla presenza di *C. pelagicus*.

1.4. - UNITÀ TETTONICA BETTOLA

È presente nel settore di SO del Foglio ed è costituita dalla Flysch di Bettola e dalla Formazione di Val Luretta. L'Unità Bettola è generalmente sovrascorsa dalle Unità Groppallo e Cassio e si sovrappone, anche se con rapporti tettonici

complessi e non del tutto chiariti, all'Unità Guselli nel settore sud-orientale. L'Unità 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).

1.4.1. - *Flysch di Bettola* (BET)

Istituita da BRAGA (1965) con la denominazione "calcari di Bettola", questa unità affiora nel margine meridionale del Foglio (tra le valli del Riglio e dell'Arda, a sud di Gropparello) ed è qui rappresentata solamente dalla porzione sommitale, generalmente in giacitura rovesciata.

Il Flysch di Bettola è costituita da calcari marnosi e marne, da grigie a nocciola, a base calcarenitica grigio scura, giallo-bruna se alterata, in strati spessi e banchi di spessore superiore ai 6 metri. Queste litologie si alternano ritmicamente ad areniti e peliti grigie, in strati da sottili a spessi, con rapporto A/P < 1. Sono talora intercalati alcuni strati calcarei sottili o medi, di colore rossastro, tipo "pietra paesina", e siltiti arenacee laminate, rosso-brune. Localmente la formazione presenta un notevole aumento delle porzioni pelitiche rispetto ai livelli arenitici, con banchi marnoso-siltosi spessi fino a 10 m; gli strati più grossolani si presentano spesso con una base calcarenitica medio-fine di pochi centimetri di spessore grigio scura e passante superiormente a 10/30 cm di calcare marnoso-siltoso rosa scuro. Lo spessore della formazione nell'area del Foglio è valutata approssimativamente, mancando affioramenti continui, circa 400-500 m.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbidityca prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

La base della Flysch di Bettola è riferibile al Campaniano sup. (biozona 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 (COBIANCHI *et alii*, 1994) e nell'adiacente Foglio 198 al Paleocene basale: l'associazione a nannofossili calcarei rinvenuta è riferibile infatti alla biozona NP2 (Daniano), per la presenza di *Cruciplacolithus primus*, *Coccolithus pelagicus* e *Prinsius dimorphosus*.

1.4.2. - *Formazione di Val Luretta* (VLU)

Affiora nel settore di SO del Foglio 180, lungo la valle del Riglio e in aree limitate in prossimità del limite meridionale del Foglio stesso (sul versante destro della valle del Chero).

Istituita da DE ROSA *et alii* nel 1966 e suddivisa 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 nannoplancton calcareo ed è stato istituito un nuovo membro sommitale (membro di Genepreto) in aggiunta ai due preesistenti (COBIANCHI *et alii*, 1994).

Membro di Poviago (VLU₁). Il membro basale della formazione è costituito prevalentemente da alternanze 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 alternanze si intercalano 4 livelli distinti di marne rosate, in strati molto spessi e banchi, talora con base composta da livelli biocalcarenitici nocciola con nummuliti e discocicline, medi e grossolani, utilizzati come orizzonti guida.

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 della sottostante Flysch di Bettola. Il passaggio tra le due formazioni è stratigrafico, come è osservabile in Val Riglio (COBIANCHI *et alii*, 1994), anche se localmente si presenta tettonizzato.

La sezione tipo del membro di Poviago affiora in Val Luretta di Monteventano, a Sud di Bosco Nuovo (F. 179), ed il suo spessore è valutabile in 450 m circa.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbidityca prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

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 (F. 179, 198). Essa si caratterizza per la presenza di *Cruciplacolithus primus*, *Prinsius dimorphosus* e *Thoracosphaera* sp. I quattro livelli di marne rosate, sono stati datati come segue: il primo alla cronozona NP2 (caratterizzata dall'associazione 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 multriradatus*), che marca anche il passaggio al membro sovrastante.

Membro di Monteventano (VLU₂). 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 è presente una litofacies caratterizzata da un rapporto arenaria/pelite particolarmente elevato.

Il contatto con il sottostante membro di Poviago è netto ed è posto in corrispondenza del 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 (F. 179), è riferibile verosimilmente alla cronozona NP13 (presenza di *Sphenolithus orphanknollensis* e assenza di *Tribrachiatulus orthostylus*, *Sphenolithus editus* e *Sphenolithus conspicuus*).

Membro di Genepreto (VLU₃). 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 presenti 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 massimo valutato per questo membro è di circa 450 m, lo spessore è da ritenersi parziale non affiorando i limiti superiore e inferiore del membro. 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.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbidityca prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

Le sezioni studiate nell'area del Foglio 179 presentano alla base associazioni riferibili alla cronozona NP14, per la presenza di *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 & BRUKY, 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

1.5. - UNITÀ TETTONICA GUSELLI

Questa unità affiora nel settore di SO del Foglio 180, lungo la valle del Riglio e in prossimità del limite meridionale del Foglio stesso, tra le valli del Chero e dell'Arda ed è rappresentata dalla formazione delle Argille di Guselli.

In accordo con CERRINA FERONI *et alii* (1994) e con i Gruppi di Ricerca dei Fogli limitrofi (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 e pertanto come facente parte dell'Unità Farini. Per quanto riguarda la sua posizione strutturale, nel quadrante sud occidentale del Foglio e nella porzione NO del F. 198 l'Unità Guselli si ritrova generalmente sovrascorsa dall'Unità Bettola, mentre è in contatto con l'Unità Farini tramite una faglia normale ad alto angolo, immergente verso nord. Quest'ultima struttura può essere legata ad una fase successiva a quella che aveva portato l'Unità Guselli a sovrascorrere sull'Unità Farini.

1.5.1. - Argilliti di Guselli (GUS)

Questa formazione è costituita da calcilutiti silicizzate grigio chiare e grigio-verdi, con patine verde scuro sulle superfici di strato, in strati da medi a spessi, molto spesso discontinui per motivi tettonici, e più rari calcari marnosi grigi e verdi in strati spessi, intercalati ad argilliti siltose grigio scure; frequenti intercalazioni di siltiti ed arenarie torbiditiche fini in strati molto sottili e sottili di colore grigio scuro e di calcareniti medio-grossolane in strati da medi a spessi. Gli strati calcilutitici sono caratterizzati da una fitta rete di vene di calcite, spalmature verdastre sulle superfici di strato e frattura concoide.

All'interno della formazione si distingue una litofacies, affiorante localmente nel F.198 e limitatamente nel F. 180 (sulla destra idrografica del T. Chero, al limite meridionale del Foglio); si tratta di argilliti grigio scure intercalate a strati calcilutitici grigio-verdi sottili e medi ed areniti torbiditiche grigie in livelli molto sottili (GUS_c).

Le Argilliti di Guselli corrispondono al "Complesso argilloso caotico indifferenziato" di BONI *et alii* (1971).

Caratteristica delle Argilliti di Guselli è l'intensa tettonizzazione che è testimoniata da pieghe strizzate a tutte le scale e da piani di taglio con superfici lucide. Spessore massimo stimato 90 m.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica, con limitati apporti da parte di correnti torbiditiche.

L'età delle Argilliti di Guselli è molto discussa: BRAGA (1965) ipotizza per le Argilliti di Guselli un'età prevalentemente Cenomaniana, sulla base di foraminiferi planctonici. Più recentemente sono state documentate, sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei, le biozone NC10, NC15 e NC17 del Cretacico superiore (CERRINA FERONI *et alii*, 1994); 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.

In attesa di studi più approfonditi, s'è assegnata un'età generica del Cretacico superiore.

1.6. - UNITÀ TETTONICA SPORNO

È presente limitatamente ad ovest di Salsomaggiore. I rapporti dell'Unità Sporno con le unità sovrastanti sono analizzabili nell'area della Val Ceno (Foglio 198); qui l'Unità Sporno è delimitata, ad est e a ovest, da faglie subverticali orientate per lo più SO-NE, che la giustappongono alla successione del Sintema di Campore.

L'originario sovrascorrimento dell'Unità Sporno sui terreni del dominio Umbro-marchigiano-romagnolo (Unità di Salsomaggiore) è attualmente mascherato da una faglia normale.

L'Unità di Sporno è rappresentata nell'area del Foglio unicamente dal flysch di Monte Sporno.

1.6.1. - *Flysch di Monte Sporno* (FYS)

Questa formazione è stata suddivisa in membri che, dal basso verso l'alto stratigrafico, sono: il membro di Rio Spigone (FYS₁), il membro di Armorano (FYS₂) e il membro di Calestano (FYS₃).

A scala regionale l'età della formazione va dal Thanetiano al Luteziano (dati riportati dal Foglio 198).

Nell'area del Foglio 180 affiora il solo membro di Armorano.

Membro di Armorano (FYS₂). E' costituito da calcari marnosi e calcari chiari, passanti a marne grigio-nocciola e argille marnose grigio scure, in strati da medi a molto spessi, fino a banchi di 5 m, alternati ad arenarie e peliti marnose grigio scure in strati sottili e medi. Sono presenti sporadicamente, nella porzione superiore del membro, alcuni livelli marnosi con sfumature rosate o verdi.

Gli strati calcarei presentano spesso una base biocalcarenitica di colore grigio-verde, talora biocalciruditica, con numerosi macroforaminiferi tra cui prevalgono nummuliti e orbitoididi, comune è anche la presenza di livelli o liste di selce bruna e una evidente laminazione sia piano-parallela che da *ripples*.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbidityca prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

La potenza parziale massima stimata è di circa 700-800 m; il grado di attendibilità del dato è abbassato dalle condizioni di tettonizzazione dell'unità, spesso elevata.

L'analisi biostratigrafica su campioni raccolti nell'area del Foglio 180 ha documentato la cronozona NP15, indicando un'età luteziana (CATANZARITI, com. pers.). Nel Foglio limitrofo (198) è documentato anche l'Ypresiano; pertanto l'età attribuita alla formazione è Ypresiano-Luteziano.

2. - SUCCESSIONE EPILIGURE (con i contributi di L. Martelli e A. Martini)

La successione epiligure (RICCI LUCCHI & ORI, 1985) si depositano originariamente in discordanza sulle unità Liguri, 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-orogénica, in grado di registrare gli eventi tettonici che hanno interessato il substrato ligure durante l'orogénesi terziaria dell'Appennino.

Nel Foglio 180 la successione epiligure affiora in corrispondenza della struttura di Salsomaggiore ed è localmente inclusa nel Sintema di Campore come lembi isolati risedimentati; la successione epiligure affioranti sono: le Marne di Monte Piano, la Formazione di Ranzano, la Formazione di Antognola, la Formazione di Contignaco e la Formazione del Termina.

2.1. - MARNE DI MONTE PIANO (MMP)

Nel Foglio 180, le Marne di Monte Piano affiorano nel settore di SE, compreso tra Salsomaggiore e il torrente Stirone.

Le Marne di Monte Piano (MARCHESI, 1961b) sono costituite da marne argillose e argille marnoso-siltose grigio-verdastre, a luoghi rossastre, a stratificazione indistinta e, verso la base, varicolorate e scarsamente carbonatiche. Sono presenti inoltre rari sottili livelli arenitici grigio-azzurri.

Le caratteristiche litologiche consentono di distinguere due litofacies. La litofacies inferiore (MMP_v) è costituita da argille varicolorate, 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 (**MMP_g**) 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 pluridecimetri, maggiormente cementati e a frattura scheggiata.

La base delle Marne di Monte Piano, a scala regionale, è caratterizzata da una litofacies conglomeratica (Brecce di Baiso) e marcata da una lacuna biostratigrafica; nel Foglio 180, tuttavia, questa litofacies è assente ed è stato rilevato, nel torrente Citronia, un limite stratigrafico per alternanze alla Formazione della Canala, apparentemente senza registrare una apprezzabile lacuna biostratigrafica.

Le Marne di Monte Piano passano alla Formazione di Ranzano, il passaggio è netto ed è marcato dalla comparsa dei primi livelli arenacei, assenti nella parte alta delle Marne di M. Piano.

Lo spessore della formazione è estremamente variabile, da qualche decina di metri a circa 100 m, sia per motivi deposizionali che per motivi strutturali (laminazione tettonica).

L'ambiente deposizionale delle Marne di Monte Piano corrisponde ad un bacino profondo a sedimentazione emipelagica senza significativi apporti grossolani da parte di correnti torbiditiche (vedi per maggior dettagli le note dei Fogli 198 e 216).

Sulla base degli studi di CATANZARITI *et alii* (1997) relativi a questo Foglio ed ai Fogli 198, 216 e 217, l'età della formazione comprende il Luteziano superiore (MNP16) e il Priaboniano superiore (MNP21).

2.2. - FORMAZIONE DI RANZANO (**RAN**)

Lembi della Formazione di Ranzano affiorano nel settore di SE del Foglio 180, lungo la valle dello Stirone.

Questa formazione, istituita dai geologi dell'AGIP col nome di Arenarie di Ranzano (PIERI, 1961), è generalmente costituita da più corpi sedimentari di origine prevalentemente torbiditica, con geometria da lenticolare a tabulare e con facies molto variabili, da grossolane a pelitiche. Ciò ha permesso di suddividere la Formazione di Ranzano in membri e litofacies (MARTELLI *et alii*, 1993 e 1998; MUTTI *et alii* 1995); tuttavia in prossimità del margine appenninico-padano, come nel caso di questo Foglio e del vicino Foglio 199, la formazione si presenta generalmente con spessori ridotti ed è costituita, dalla base al tetto, da un'alternanza monotona di areniti fini grigie, micacee e peliti siltose grigie scure e grigio-verdi, in strati medi e spessi, con A/P generalmente <1. In questi casi, la formazione è stata cartografata come un'unità indistinta; tuttavia sono stati riconosciuti strati sottili di vulcanoareniti feldspatiche a composizione andesitica (loca-

lità Vigoleno), in cui la componente neovulcanica è pura o variamente diluita al normale detrito terrigeno (GAZZI & ZUFFA, 1970; CIBIN *et alii*, 1998), già riconosciuti a scala regionale nella parte medio-alta della formazione (CIBIN *et alii*, 1998; MARTELLI *et alii*, 1998; CATANZARITI *et alii*, 1997). Questi livelli, ben riconoscibili sul terreno nelle facies prevalentemente pelitiche per la tipica colorazione ocrea e biancastra per alterazione e per la granulometria medio-fine che permette il riconoscimento dei cristalli, costituiscono un ottimo marker di correlazione tra le varie aree di affioramento di questa formazione e consentono di ipotizzare un interessante confronto stratigrafico di questi affioramenti con la parte medio-superiore della Formazione di Ranzano a scala regionale (membro di Varano de' Melegari di Martelli *et alii* 1993 e 1998, F. 198) e tra la Formazione di Ranzano e le coeve arenarie ricche di detrito andesitico di Petrignacola e della Val d'Aveto appartenenti al dominio Subligure (AIELLO, 1975; CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO 1:50.000 F. 217, 1990; CIBIN *et alii* 1998).

Significativa è anche la presenza di livelli arricchiti in serpentinosisti e in altre metamorfiti di alta pressione e bassa temperatura tipicamente pennidiche, che indicano relazioni di parentela con il membro di S. Sebastiano Curone nel Bacino Terziario Piemontese (MARTELLI *et alii*, 1998), confermando la correlazione con la parte medio alta della formazione.

Alla base la formazione poggia sulle Marne di Monte Piano; questo contatto è spesso discordante e, dove mancano i termini inferiori della formazione, è marcato da lacuna erosiva. Tuttavia, dove la successione è completa, in corrispondenza di questo limite l'analisi del nannoplancton calcareo non ha evidenziato alcuna lacuna biostratigrafica (Pizzo d'Oca e Rio Molinetto, in sinistra Val Pessola, nel F. 198 (CATANZARITI, 1993; CATANZARITI *et alii*, 1997).

Verso l'alto passa stratigraficamente alla Formazione di Antognola. Lo spessore complessivo è molto variabile; in questo foglio è di poche decine di metri fino ad un massimo di circa 50 metri.

L'ambiente deposizionale doveva essere un bacino confinato, relativamente profondo, a prevalente sedimentazione torbida con ripetuti episodi di risedimentazione in massa ad opera di frane sottomarine.

A scala regionale l'estensione temporale complessiva della formazione è di circa 6 Ma, dal Priaboniano superiore (MNP19-20) al Rupeliano superiore (MNP23); quest'età è stata documentata anche nell'area del Foglio 180 (CATANZARITI, com. pers.).

2.3. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (**ANT**)

La Formazione di Antognola (THIEME, 1961) affiora nel settore di SE del

Foglio, in prossimità di Salsomaggiore e di Vigoleno. Questa unità è costituita da marne siltose grigio-verdi, localmente debolmente arenacee, a frattura da scheggiata a concoide, con sporadici livelletti arenitici fini o siltitici di spessore da sottile a medio; le marne presentano spesso spalmature mangesifere scure sulle superfici di frattura. La stratificazione, piano-parallela, è generalmente mal distinguibile.

La Formazione di Antognola passa stratigraficamente alla Formazione di Contignaco; il passaggio risulta graduale per alternanze ed è marcato dalla comparsa dei primi livelli silicei, caratteristici della Formazione di Contignaco, intercalati in marne grigio-verdi del tutto simili a quelle della Formazione di Antognola.

Lo spessore massimo stimato della formazione è di 100-150 m circa.

L'ambiente deposizionale della Formazione di Antognola doveva essere un bacino relativamente profondo a sedimentazione emipelagica con limitati contributi da parte di correnti torbidity, in generale estremamente diluite.

Le determinazioni biostratigrafiche su campioni raccolti entro il Foglio 180 indicano un'età rupeliana (CATANZARITI, com. pers., FORNACIARI, com. pers.).

La base della formazione è stata datata nelle sezioni Varano de' Melegari-Rio del Bocolo e Rio del Torchio (F.199), dove ha fornito età riferibili alla parte medio alta della biozona MNP23 (Rupeliano terminale, Oligocene inferiore) e alla biozona MNP24 (Chattiano basale, Oligocene superiore; CATANZARITI *et alii*, 1997). Il tetto della Formazione di Antognola come qui inteso, contiene abbondanti *Helicosphaera euphratis* e sembra, pertanto, da collocare entro la biozona MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996), correlabile con la parte inferiore della cronozona NN2* (Aquitaniense). A livello regionale entro la Formazione di Antognola sono state documentate tutte le biozone a nanofossili calcarei dell'Oligocene superiore ed Aquitaniense dello schema zonale di Fornaciari e RIO (1996); tuttavia, nell'unità sono presenti lacune, talora rilevabili anche biostratigraficamente. L'età della formazione, a scala regionale, comprende quindi un intervallo che va dal Rupeliano superiore all'Aquitaniense superiore.

2.4. - FORMAZIONE DI CONTIGNACO (CTG)

In occasione di una revisione litostratigrafica, che ha interessato l'intera successione epiligure, è stata istituita la Formazione di Contignaco che comprende "Tripoli di Contignaco" (formazione istituita da MARCHESI nel 1961) ed il membro delle marne selciose, precedentemente considerato appartenente alla Formazione di Antognola.

È costituita da marne localmente siltose di colore grigio chiaro e marne calcaree a frattura scheggiata e patine mangesifere; caratteristica è la presenza di

livelli fortemente arricchiti in silice di origine sia vulcanica che bioclastica, che può essere omogeneamente diffusa nella marna (in questo caso particolarmente competente, a frattura scheggiata e con patine scure manganesifere sulle superfici di frattura) o, più raramente, concentrata in sottili livelli o lenti di colore grigio scuro. Altrettanto caratteristica è la presenza di due banchi di marne tripolacee biancastre farinose a grana fine, con spalmature nere sulle superfici di frattura e a basso peso specifico. Sono presenti localmente intercalazioni di arenarie fini grigie in strati gradati da sottili a medi, raramente spessi, che sono di aiuto nell'individuazione dell'assetto e della polarità della formazione.

Lo spessore della formazione è variabile e raggiunge un valore massimo di 150-200 m circa. L'ambiente deposizionale doveva essere un bacino a sedimentazione emipelagica con sporadici arrivi di correnti torbiditiche estremamente diluite.

I dati raccolti nell'area tipo, ricadente nel Foglio 198 ed a livello regionale (si vedano le note illustrative al Foglio 218) indicano che nella Formazione di Contignaco sono riconoscibili le biozone MNN1d (parte alta), MNN2a, MNN2b correlabili con la Cronozona NN2* che si colloca fra la parte alta dell'Aquitano e la parte inferiore del Burdigaliano. In particolare, le determinazioni biostratigrafiche su campioni raccolti entro il Foglio 180 indicano un'età burdigaliana (CATANZARITI, com. pers.).

2.5. - FORMAZIONE DEL TERMINA (**TER**)

Sono stati attribuiti a questa formazione, da tempo istituita nell'Appennino parmense e reggiano con la denominazione di Marne del Termina (LUCCHETTI *et alii*, 1962) e di recente oggetto di una più precisa definizione di tipo biostratigrafico e litostratigrafico (FIORONI & PANINI, 1989; AMOROSI *et alii*, 1993; AMOROSI & SPADAFORA, 1995; AMOROSI *et alii*, 1996), gli affioramenti, litologicamente eterogenei, limitati nella zona sud-orientale del Foglio, in corrispondenza della località di Vigoleno e del torrente Stirone. Il limite basale è rappresentato da un contatto stratigrafico discordante con la Formazione di Antognola, la Formazione di Cotignaco e localmente da un contatto meccanico con terreni liguri. Nella Formazione del Termina è stata inclusa la Formazione di Vigoleno (BONI *et alii*, 1971), definita a scala locale e non inquadrata nel contesto stratigrafico regionale e per questo motivo abbandonata nell'ambito della stesura del Foglio 180.

A scala regionale la litologia prevalente della Formazione del Termina è costituita da marne argillose e marne di colore grigio scuro, a stratificazione spesso indistinta e caratterizzate dalla diffusa presenza di bioclasti e biosomi; sono presenti intercalazioni di arenarie finissime e fini in strati sottili ed amal-

gamati e localmente ammassi circoscritti o stratiformi di calcari contenenti associazioni di molluschi di grandi dimensioni (CONTI *et alii*, 1996). La sua età è compresa tra il Serravalliano superiore (zona a *G. siakensis*, IACCARINO 1985, corrispondente a NN7 di MARTINI 1971) ed il Messiniano inferiore (zona a *G. conomiozea*, IACCARINO 1985, corrispondente a NN11c di MARTINI 1971).

L'ambiente di sedimentazione è genericamente di scarpata o di transizione alla piattaforma esterna.

Nel Foglio 180, questa unità presenta caratteristiche litologiche ed associazioni di facies che differiscono da quelle tipiche sopra accennate, poiché sono frequenti intervalli arenaceo-siltosi e calcarenitici che testimoniano ambienti di piattaforma; inoltre la formazione presenta una sviluppata variazione verticale delle associazioni di facies a causa della presenza di corpi litologicamente ben differenziabili dalle peliti che caratterizzano l'unità litostratigrafica in altri settori dell'Appennino emiliano. Sono stati così distinti e cartografati due membri informali: il membro di Scipione e il membro di Vigoleno. Entrambi i membri, presentando litologie maggiormente competenti rispetto alle altre unità circostanti, producono un risalto morfologico netto (colle di Vigoleno e colle di Scipione). La potenza massima affiorante dell'intera formazione è di oltre 200 metri.

membro di Scipione (TER₄). Affiora lungo il torrente Stirone poco a nord-est di Vigoleno e in corrispondenza della località Scipione; un lembo si rinviene anche poco ad est della località Stivalini. E' costituito da un'alternanza di livelli argilloso-marnosi grigio chiari e livelli arenaceo-siltosi costituiti da strati bioturbati ed amalgamati, localmente ricchi in fossili, prevalentemente lamellibranchi e gasteropodi. Questo membro testimonia ambienti di transizione tra la piattaforma interna e la piattaforma esterna. Lo spessore stimato è oltre 150-200 m e l'età è compresa tra il Serravalliano superiore e il Tortonianiano inferiore (CALDERONI, 2001). Compresa tra il tetto della Formazione di Contignaco e la base di questo membro, nell'affioramento lungo l'alveo del torrente Stirone, sono segnalate delle marne datate Serravalliano inferiore (CALDERONI, 2001), verosimilmente attribuibili alla Formazione di Cigarello, e non cartografate a causa dell'esiguo spessore.

membro di Vigoleno (TER₅). Affiora presso la località di Vigoleno ed è costituito da sabbie argillose grigie, poco cementate a cui si intercalano banconi calcarenitici giallastri (TER_{5a}), spessi fino ad una decina di metri e ricchi in macrofossili (briozoi, coralli, ostree, cerizi, *Potamides*, *Pecten vigolenensis*; VENZO & PELOSIO, 1963); sono presenti, nella parte superiore della formazione, argille sabbiose a cui si alternano strati arenacei e calcarenitici. L'ambiente testimonia-

to da questo membro è quello di piattaforma. Lo spessore è di 120 m e l'età attribuitagli è Messiniano inferiore (MICULAN, 1992).

3. - SUCCESSIONE DEL DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLO

A questo dominio appartiene l'Unità tettonica di Salsomaggiore, che costituisce l'unità strutturalmente più bassa di questo settore della catena appenninica. L'attribuzione di questa unità al dominio Umbro-marchigiano-romagnolo è stata guidata dalle interpretazioni eseguite dai ricercatori dell'AGIP di numerosi profili sismici; la loro analisi sembrerebbe mostrare un collegamento diretto della struttura di Salsomaggiore al di sotto della coltre ligure con l'area di affioramento classica delle unità appartenenti al dominio Umbro-marchigiano-romagnolo, ad oriente della ben nota "Linea del Sillaro" *auctt.* Più specificatamente viene suggerita la correlazione dei terreni della struttura di Salsomaggiore con la Formazione Marnoso-arenacea.

Nell'adiacente foglio geologico F198-Bardi, la stessa unità era invece stata inserita nel dominio Padano, prendendo spunto dalla Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale (C.N.R., 1982), dove i terreni della struttura di Salsomaggiore vengono ascritti a non meglio specificate Unità padane interne.

Al dominio Umbro-marchigiano-romagnolo è stata attribuito anche il Sintema Campore (KAM). Il motivo di questa scelta è legato al criterio stratigrafico adottato (vedi introduzione alla successione padana, § 4.): questa unità costituisce il deposito sintettonico legato alla fase deformativa intra-messiniana che, nell'area del Foglio 180, determina la chiusura della sedimentazione dell'unità di Salsomaggiore e quindi costituisce la parte superiore di un'ultima sequenza deposizionale principale umbro-romagnola-marchigiana definita su basi sismostratigrafiche.

3.1. - UNITÀ TETTONICA SALSOMAGGIORE

La scelta di inserire l'Unità di Salsomaggiore nella successione del dominio Umbro-marchigiano-romagnolo è giustificabile per il fatto che si ritiene che i terreni appartenenti a questa unità siano da correlare direttamente alla formazione Marnoso-arenacea e siano parzialmente scollate e abbiano subito delle traslazioni verso l'avampaese.

Quest'unità è localizzata all'estremità sud-orientale del Foglio 180, in prossimità di Salsomaggiore; affiora in finestra tettonica e rappresenta, in questo set-

tore di Appennino, l'unica emergenza della successione di avanfossa sovrascorsa dalle unità alloctone liguri. L'originario sovrascorrimento dell'Unità Sporno sopra l'Unità Salsomaggiore nell'area del Foglio non è conservato e l'attuale contatto è stato interpretato come una faglia normale ad andamento appenninico, immergente verso la catena (dati dal Foglio 198).

L'Unità Salsomaggiore è rappresentata da una successione stratigrafica costituita, dal basso, dalle Formazioni del T. Ghiara, di Rio Gisolo e di Case Gallo. In questo Foglio affiorano parzialmente solo le prime due formazioni.

3.1.1. - *Formazione del Torrente Ghiara (FGH)*

Affiora nell'estremità sud-orientale del Foglio, immediatamente a sud di Salsomaggiore.

Questa formazione è costituita da peliti marnose grigie, a stratificazione indistinta, con intercalati sottili livelli siltosi e più raramente arenitici fini.

La Formazione del Torrente Ghiara passa, con contatto netto raramente visibile, alle arenarie di Varano Marchesi, membro appartenente alla Formazione di Rio Gisolo.

Lo spessore massimo della formazione è valutabile intorno a 800 m; tuttavia lo spessore è da ritenersi parziale, in quanto non si conosce in affioramento la base della formazione. Le numerose trivellazioni per ricerche di idrocarburi effettuate nella zona di Salsomaggiore hanno attraversato al di sotto della Formazione del Torrente Ghiara almeno 2000 m di successione, mai affiorante, chiamata "Serie Sabbiosa di Salso".

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica con sporadici arrivi di correnti torbiditiche estremamente diluite.

Le datazioni su campioni raccolti nell'area del Foglio indicano un'età langhiana (CATANZARITI, com. pers.).

Le informazioni bio-cronostratigrafiche più omogenee sono state raccolte nella sezione del Torrente Ghiara (F. 198) entro ed intorno all'abitato di Salsomaggiore in una campionatura in bassa risoluzione (16 campioni per uno spessore di circa 450 m). La parte basale affiorante dell'unità contiene *Sphenolithus heteromorphus* mentre mancano *Helicosphaera ampliaptera* ed *Helicosphaera walbersdorfensis*. Essa pertanto è riferibile alla Biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii* (1996) del Langhiano avanzato (ma non terminale). Nella parte media della sezione compare *H. walbersdorfensis* e nella parte alta si estingue *S. heteromorphus*. Questi dati suggeriscono che l'unità si estende dal Langhiano (Cronozona MNN5a) alla parte inferiore del Serravalliano (Cronozona MNN6a di FORNACIARI *et alii*, 1996).

3.1.2. - *Formazione di Rio Gisolo*

Affiora lungo una fascia allungata circa N-S ad ovest di Salsomaggiore (località Stivalini).

Questa formazione è stata suddivisa in due membri: il membro arenaceo di Varano Marchesi (FGS₁), e il membro conglomeratico di M. Predella (FGS₂).

Nel Foglio 180 affiorano le sole arenarie di Varano Marchesi.

Membro arenaceo di Varano Marchesi (FGS₁). Il membro arenaceo di Varano Marchesi (FGS₁) è costituito da arenarie medie micacee, di colore grigio chiaro, giallastro all'alterazione, in strati da medi a spessi a laminazione poco distinta, con frequenti amalgamazioni a formare potenti banchi massivi a base erosiva, a queste sono associate arenarie e peliti siltose grigio chiare, in strati medio-sottili. Si tratta di depositi di flussi torbidity.

Lo spessore di questo membro è variabile tra 200 e 600 m; tale variabilità è dovuta alla sua parziale erosione ad opera del membro conglomeratico. Dagli studi relativi al Foglio 198, la formazione è attribuibile al Serravalliano.

3.2. - SUCCESIONE MESSINIANA DEL DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLO

3.2.1. - *Formazione Gessoso-solfifera (GES)*

La Formazione Gessoso-solfifera è rappresentata, nel Foglio, da blocchi di depositi evaporitici presenti poco ad ovest di Vigoleno e a nord di Salsomaggiore.

Si tratta di depositi costituiti da prevalenti gessareniti e localmente gessoruditi fini, più raramente da gesso selenitico. Questi blocchi mostrano relazioni latero-verticali di difficile interpretazione (probabilmente di natura meccanica) con le successioni liguri ed epiliguri; lo spessore, comunque parziale, è quindi difficilmente valutabile. Si ipotizza, sulla base dell'estensione dei corpi affioranti e dei contatti con le altre unità, che la Formazione Gessoso-solfifera sia costituita da lembi isolati e risedimentati della successione originaria.

L'ambiente di sedimentazione di questi depositi era costituito da bacini di mare basso ipersalini che si instaurarono lungo il margine appenninico, come nel resto del Mediterraneo, durante il Messiniano. L'età della formazione, desunta dalla letteratura (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; ROVERI *et alii*, 1998), è Messiniano.

3.2.2. - *Sintema di Campore (KAM)*

Questa unità affiora estesamente nel settore sud-orientale del Foglio lungo una fascia compresa tra l'Unità Grotta e la base della successione pliocenica (Membro di Legatti) e presenta un aspetto di "melange", infatti è caratterizzata da depositi pelitici scompaginati inglobanti lembi di successioni liguri, epiliguri ed evaporitiche (GELATI *et alii*, 1987, AGIP, 1998, CALDERONI, 2001). Il nome deriva dalla località Campore (Foglio 181), in corrispondenza della quale il pozzo AGIP Campore 1 attraversa l'intera successione.

In affioramento, il limite tra le unità liguri e il Sintema di Campore è di difficile individuazione a causa dell'assenza di un contrasto litologico e di associazioni di facies. Questo limite è stato tracciato indicativamente immediatamente all'interno dell'area in cui affiorano i terreni liguri in seguito a due considerazioni: i dati di pozzo testimoniano la presenza di unità liguri risedimentate all'interno del sintema ed i profili sismici mostrano che la base del sintema stesso, dal sottosuolo, può essere seguita in superficie in corrispondenza degli affioramenti dei terreni liguri (vedi oltre e cap. V "Geologia del sottosuolo"). Tale limite dovrebbe separare la successione dell'Unità Grotta dalle unità liguri che sono state rimobilizzate ed incluse in una unità più recente che si è formata tra il margine appenninico e l'avanfossa padano-adriatica.

Così limitata, nel margine SE, l'unità è caratterizzata da elementi isolati della successione ligure interna (argille varicolori, calcari a calpionelle, serpentiniti ecc., lembi di successioni di PGR, CCB) in matrice argillosa. Nel settore compreso tra Salsomaggiore e il torrente Stirone e in prossimità di Vigoleno su queste successioni si appoggiano in discordanza e spesso con contatti di natura meccanica le unità Epiliguri (MMP, RAN, ANT, CTG, TER). Blocchi di depositi evaporitici sono presenti poco ad ovest di Vigoleno e a nord di Salsomaggiore.

Questi blocchi sono olistoliti ettometrici della Formazione Gessoso-Solfifera; questi olistoliti inclusi nel sintema testimoniano il coinvolgimento dei bacini di sedimentazione della Formazione Gessoso-solfifera nelle fasi deformative intramessiniane della catena (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982, GELATI *et alii*, 1987, Roveri *et alii*, 1998).

L'età di questa unità è definibile grazie alla presenza di questi blocchi di evaporiti (Messiniano medio) e per il fatto che la stessa risulta ricoperta da sedimenti del Messiniano terminale (Formazione a Colombacci e Formazione di Vernasca); ciò permette di attribuirle un'età Messiniano medio-superiore.

La definizione di questa unità è tuttavia basata sulle immagini sismiche del sottosuolo dove sono osservabili i caratteri fisici regionali che la caratterizzano, difficilmente osservabili alla scala dell'affioramento.

Il Sintema di Campore viene infatti introdotto per indicare l'insieme sopra descritto in netta discordanza sui depositi di avanfossa del dominio Umbro-mar-

chigiano-romagnolo del tipo “Marnoso-arenacea” (Unità di Salsomaggiore) o, più internamente alla catena, sui terreni Liguri. Questa superficie di discontinuità basale è ben evidente nei profili sismici ed è stata riconosciuta regionalmente lungo il margine della catena appenninica fino nel settore romagnolo (ROSSI & ROGLEDI, 1988, rapporto interno AGIP, 1998).

Le immagini di sottosuolo mostrano che questa unità è costituita da *slump* e da scaglie di dimensioni ettometriche e chilometriche embricate, con un'apparente direzione di movimento verso nord, che coinvolgono la successione evaporitica messiniana e le unità Liguri ed Epiliguri. Questi depositi appoggiano su una superficie che tronca localmente la successione dell'Unità di Salsomaggiore, relazione ben evidente in corrispondenza dell'alto di Cortemaggiore, sul quale l'unità stessa si assottiglia e si chiude in *onlap* (vedi sezione geologica C-C').

I lembi embricati e i piani di accavallamento sono ben evidenti di fronte al *thrust* di Salsomaggiore, dove questo intervallo si sviluppa col massimo spessore (circa 1200 m); l'intero intervallo si assottiglia verso nord e nord-ovest e mostra una deformazione interna progressivamente minore fino a passare a riflettori piano-paralleli ed indisturbati nelle zone più distali del bacino di sedimentazione.

Nel sottosuolo, a sud del *thrust* di Salsomaggiore, il Sintema di Campore è presente nel settore di SE del Foglio mentre si chiude progressivamente verso ovest (vedi sezione geologica D-D' e A-A' e linee sismiche, nel Foglio Allegato). In questo settore i depositi caotici appoggiano in discordanza sia sulla successione dell'unità di Salsomaggiore, sia sui depositi delle unità liguri e sono direttamente ricoperti dai sedimenti della Formazione a Colombacci e della Formazione di Vernasca.

In aggiunta ai profili sismici, i dati relativi a pozzi AGIP hanno consentito di chiarire in parte l'architettura stratigrafica di questa unità.

Lateralmente alla culminazione di Salsomaggiore, verso ESE e in area esterna al Foglio, i dati del pozzo Campore 1 (AGIP) evidenziano una organizzazione complessa, caratterizzata da ripetizioni della successione: i primi depositi arenacei del Messiniano terminale incontrati nel sottosuolo (1017-1222 m) ricoprono un corpo olistostromico datato Paleogene che a sua volta giace sugli stessi depositi arenacei del Messiniano terminale; al di sotto dei 1500 m di profondità questi depositi del tardo Messiniano ricoprono una successione del Cretacico inferiore che appoggia in profondità (2168 m) nuovamente sulla successione messiniana. Congiuntamente alle immagini del sottosuolo, la stratigrafia del pozzo Campore 1 costituisce un dato fondamentale per comprendere quali successioni siano state coinvolte nella formazione del Sintema di Campore e quindi per giustificare l'estensione dell'unità in affioramento.

L'origine di questa unità è stata attribuita (ROSSI e Rogledi, op. cit.) all'effetto combinato tra un picco di caduta eustatica a scala globale ed un'importante

fase di attività delle falde sia nel margine appenninico sia nel margine alpino (fase intra-messiniana, Gelati *et alii*, op. cit.); entrambi i fenomeni avrebbero condotto a una condizione di estrema instabilità sui fronti di sovrascorrimento e alla conseguente formazione di accumuli nei depocentri dei bacini di *piggy back* in via di formazione di corpi caotici intra ed extraformazionali da frana sottomarina e torbiditi che coinvolgono lembi di successioni sedimentarie messiniane, provenienti dallo smantellamento delle successioni evaporitiche primarie, e pre-messiniane (ROVERI *et alii*, 1998; ROVERI *et alii*, 2001).

Sulla base di queste considerazioni, il Sintema di Campore può essere interpretato come la successione sin-tettonica (nel senso di G. Di Dio, note F. 199) che chiude la storia sedimentaria del dominio Umbro-marchigiano-romagnolo.

Per la descrizione delle successioni liguri ed epiliguri presenti come lembi risedimentati nel Sintema di Campore, si rimanda ai paragrafi specifici (§. 2. e §. 1.3.).

4. - SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO (con i contributi di G. Di Dio e M. Roveri)

La successione di età Messiniano-Pliocene e Pleistocene affiorante nell'area del foglio 180 costituisce un grande ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo legato alla migrazione verso E-NE del fronte compressivo della catena appenninica durante il Messiniano e alla conseguente formazione di un nuovo bacino di avanfossa in posizione più esterna rispetto al precedente.

Lo schema stratigrafico-fisico qui adottato per la successione del Pliocene (fig. 2) si basa essenzialmente su studi di dettaglio che integrano dati di superficie e di sottosuolo condotti da IGM-CNR Bologna ed ENI-AGIP (ROVERI *et alii*, 1998 e successive modifiche in MONEGATTI *et alii*, 2001).

Per quanto riguarda la successione pleistocenica si fa riferimento allo schema stratigrafico costruito sulla base dei dati AGIP e della Banca Dati Geognostici della Regione Emilia-Romagna (1998), recentemente revisionato in relazione alla stesura del Foglio 199 (fig. 3).

Nell'area in esame questi depositi costituiscono le porzioni più interne e prossimali di tale bacino; la successione può essere suddivisa in unità separate da superfici di discontinuità di importanza regionale (UBSU) che registrano la complessa interazione tra le oscillazioni climatico-eustatiche, ben documentate, soprattutto per quanto riguarda il Pleistocene, e l'evoluzione strutturale della catena. Queste unità sono correlabili lungo tutto il fronte della catena appenninica, dal settore nord-occidentale fino alla Romagna e alle Marche; in tal senso costituiscono l'ossatura principale dello schema stratigrafico-fisico relativo a questo intervallo di tempo e il loro riconoscimento e utilizzo consente una

Serie	Piano	Scala della polarità magnetica (Cande & Kent, 1992, rivisitato)				Biozone				Agip, 1994; Roveri et alii 1998				Unità litostratigrafiche	FOGLIO 180 (unità affioranti)				
		Chronos (1)	Sub- chronos	Ma	Eventi (2)	Polarità	Ma	Nanno Rio et alii, 1990b)	Forams (Cita, 1975 Rio et alii, 1984 Sprovieri, 1992)	Unità Allostratigrafica	Superfici fisiche	Unità affioranti	Unità affioranti						
PLEISTOCENE	Gelasiano	Matuyama	1.785	2n	■	2.0	MNN 19c	G. cariacensis	?	?	t4								
							MNN 19b												
							MNN 19a		MPL6						UP	up	Fontana	Sintema del Torrente Stirone	
							MNN 18		b					MP	t3	Verzaneto	F. di Castell'Arquato	Sintema di Badagnano	
							MNN 16b-17		MPL5						mp	Badagnano	calcareni di C.Arquato-M. Padova		
							MNN 16a		a								Monte Giogo	calcareni di M. Giogo (livelli marker)	Subsintema di M. Giogo
	Piacenziano	Gauss	3.032 3.116 3.207 3.330	2An.1 2An.2 2An.3	■	3.0		MNN 18a											
								MNN 18a		b									
								MNN 18a		MPL4									
								MNN 18a		a									
								MNN 14-15		MPL3									
								MNN 13											
	Zancleano	Gilbert	4.188 4.300 4.493 4.632 4.799 4.896 4.998 5.236	3n.1 3n.2 3n.3 3n.4	■	4.0		MNN 12											
								MNN 12											
								MNN 12		MPL2									
								MNN 12											
								MNN 12											
								MNN 12		MPL1									
Messiniano		5.236	3r	■	5.0	non definito													

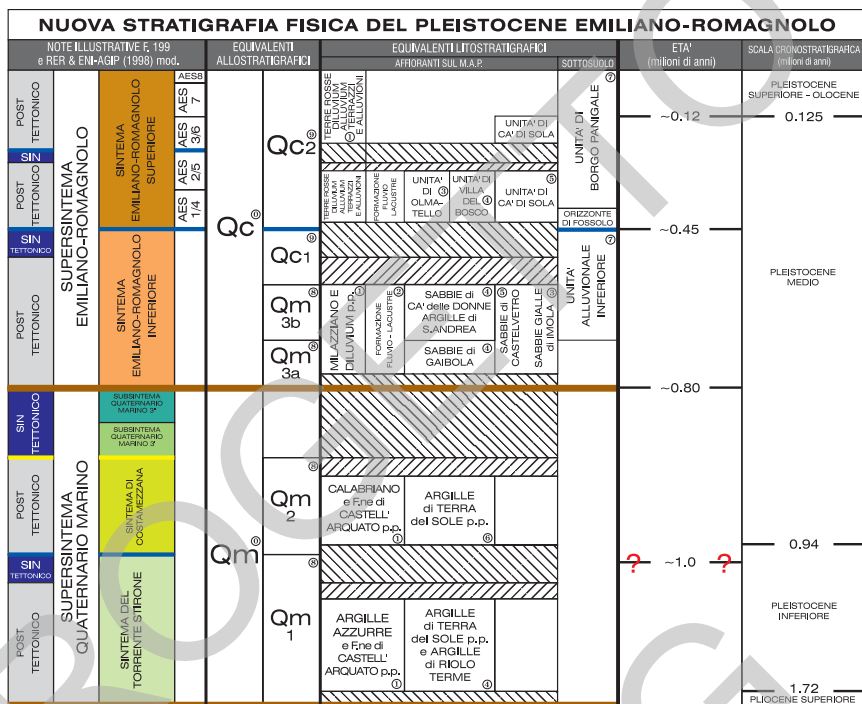
Fig. 2 - Schema stratigrafico relativo alla successione pliocenica (modificato da ROVERI et alii, 1998)

miglior comprensione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'avanfossa appenninica durante il Pliocene ed il Pleistocene.

Queste unità (sintemi) sono ulteriormente suddivisibili e raggruppabili in unità di rango gerarchico rispettivamente inferiore (subsintemi) e superiore (supersintemi) ed hanno un forte connotato operativo, in quanto ben riconoscibili sul terreno e cartografabili in tutta l'area in esame.

In accordo con quanto esposto nelle note del F. 199 (DI DIO et alii, in prep.), a cui si rimanda, l'organizzazione latero-verticale dei sintemi e supersintemi è attribuita principalmente alla tettonica; in particolare queste unità registrano l'alternarsi di fasi tettoniche intense e fasi di relativa stabilità e riflettono, quindi, l'evoluzione paleogeografica del margine appenninico. Il supersintema ed il sintema sono caratterizzati, a scala diversa, da una successione deposta in seguito all'evento tettonico (Post-tettonico) nella parte inferiore e da una successione deposta durante il successivo evento tettonico (Sin-tettonico) nella parte superiore (fig. 4).

Il motivo di porre i limiti di queste unità in corrispondenza della base del ciclo post-tettonico è operativo ed è giustificato dal fatto che nelle immagini sismiche i riflettori più evidenti corrispondono alle superfici di *onlap*, ovvero



Riferimenti Bibliografici

- ① Ricci Lucchi et Al. (1982)
- ② Carta Geologica d'Italia 1:100.000
- ③ Cremaschi (1982)
- ④ Vai (1984) - Marabini et Al. (1987)
- ⑤ Farabegoli (1985)
- ⑥ Gasperi et Al. (1987)
- ⑦ Nuova Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (in stampa) F. 218 - F. 254
- ⑧ Amorosi & Farina (1994)
- ⑨ Amorosi et Al. (1998 a)
- ⑩ Amorosi et Al. (1998 b)

Legenda






-  Discontinuità Principali
-  Discontinuità Minori
-  Base di Sin-Tettonico Regionale
-  Lacuna stratigrafica per non deposizione
-  Lacuna stratigrafica per erosione

Fig. 3 - Schema stratigrafico della successione pleistocenica (modificato da AGIP e REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1998)

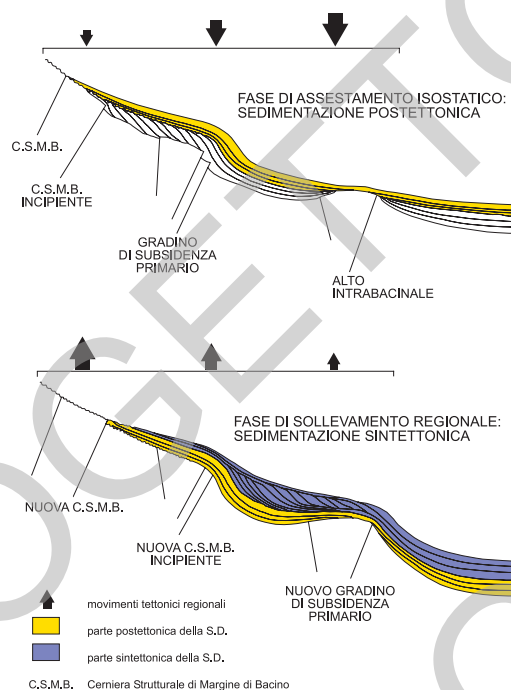


Fig. 4 - Schema genetico e caratteristiche sismografiche di una s.d. principale.

alle superfici che segnano un aumento dello spazio a disposizione per la sedimentazione (*accomodation*). In un contesto di bacino di avampaese come è quello del bacino padano, questa fase di incremento dell'*accomodation* può essere attribuito alla subsidenza per carico tettonico (fase post-tettonica), così come il suo decremento può essere attribuito alle principali fasi di *thrusting* (fase sintettonica, TANKARD, 1986).

Diversamente, come evidenziato da recenti studi stratigrafici (CORREGGIARI *et alii*, 1992; AMOROSI, 1999; AMOROSI *et alii*, 1996, 1999; DI DIO, 1996; DI DIO & VALLONI, 1997c; DI DIO *et alii* 1997a, b; DI DIO & CAPORALE, 1998; DI DIO & MOLINARI, 2000; dati non pubblicati dell'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna) il controllo climatico-eustatico sembra essere il fattore preponderante sul tipo di sedimentazione e sull'organizzazione stratigrafica alla scala delle unità di ordine gerarchico inferiore (subsintemi).

4.1. - SUPERSINTEMA POST-EVAPORITICO

Questa unità appoggia sui depositi sin-tettonici associati alla fase deformativa intra-messiniana (GELATI *et alii*, 1987), che mette fine nel dominio appenninico, ed anche nel resto dell'area mediterranea, alla deposizione delle evaporiti e provoca l'isolamento totale del Mediterraneo dall'Oceano Atlantico.

Nelle zone più subsidenti e a maggior tasso di sedimentazione, questo supersintema può essere suddiviso in due unità separate da una discontinuità minore.

L'unità inferiore è costituita dai depositi prevalentemente pelitico-arenitici di tipo torbiditico che ricoprono il complesso risedimentato del dominio umbromarchigiano-romagnolo (Sintema di Campore); questa unità è denominata Sintema di Noceto e sarà trattata marginalmente poiché non affiorante e definita sulla base delle immagini sismiche e dei pozzi AGIP.

L'unità superiore, definita Sintema del Torrente Ongina poggia su una discontinuità erosiva di ordine minore che segna comunque la formazione di sistemi di drenaggio appenninici che scaricano in bacino depositi grossolani (conglomerati, arenarie) formando piccoli sistemi fluvio-deltizi. L'unità superiore nel complesso mostra in tutta l'avanfossa appenninica una organizzazione ciclica molto evidente che si sovrappone ad un *trend* generalizzato di tipo trasgressivo, con *onlap* sui margini dei bacini e contro gli alti strutturali, legato probabilmente ad una fase di quiescenza tettonica; in questa unità si riconoscono tre unità litostratigrafiche: la Formazione a Colombacci, la Formazione di Vernasca e le Argille di Lugagnano (Membro di Legatti). Il limite tra la Formazione di Vernasca e le Argille di Lugagnano corrisponde anche alla superficie che segna in tutto il Mediterraneo il ritorno brusco a condizioni marine relativamente profonde, evento che chiude la crisi di salinità messiniana e che marca il passaggio al Pliocene.

Nell'area del Foglio 180, questo supersintema è essenzialmente rappresentato in affioramento dalla successione pliocenica e tardo messiniana del Sintema del Torrente Ongina poggiate direttamente in discordanza sopra i complessi risedimentati intra-messiniani e il substrato ligure. Il tetto del supersintema è costituito da una discontinuità di importanza regionale che nell'area in esame segna un deciso sollevamento del fronte appenninico. Presenta uno spessore massimo di 600-700 m in affioramento e di oltre 2000 m nel sottosuolo.

4.1.1. - Sintema di Noceto (NCT; nelle sezioni geologiche e nelle linee sismiche)

Il Sintema di Noceto è una unità definita sulla base delle linee sismiche e dei pozzi AGIP e non è affiorante; è limitata alla base dal riflettore sismico che evidenzia i rapporti di *onlap* tra una successione regolare, costituita da un'alternan-

za di riflettori piano paralleli ed il tetto del complesso caotico attribuito al Sintema di Campore o, nelle porzioni più esterne della catena, la successione dell'Unità di Salsomaggiore; al tetto è limitata da una superficie di discontinuità stratigrafica, riconoscibile a scala regionale ed espressa localmente come superficie di troncatura erosiva, sulla quale appoggiano i depositi messiniani post-evaporitici (Formazione a Colombacci e Formazione di Vernasca).

Le immagini di sottosuolo mostrano che questa unità si sviluppa a nord del *thrust* di Salsomaggiore ed è costituita da riflettori piano paralleli il cui spessore massimo è stimato circa 900 m. Sulla base dei dati dei pozzi AGIP Campore 1 e Noceto 1 (da cui il nome dell'unità) questi riflettori corrispondono ad una successione torbiditica arenaceo-pelitica (sistemi torbiditici di tipo III), attribuibile al Messiniano per posizione stratigrafica.

In prossimità del *thrust* di Salsomaggiore, associati alla successione torbiditica, si osservano ancora degli *slump* ma di dimensioni decisamente limitate rispetto a quelli osservati nel Sintema di Campore.

Le linee sismiche e le sezioni geologiche (vedi Carta Geologica e Foglio Allegato) evidenziano che questa successione torbiditica si appoggia in *onlap* sui depositi caotici stessi e sull'alto di Cortemaggiore, determinando la progressiva peneplanazione della morfologia legata alla geometria cuneiforme dell'unità sottostante.

Questa unità registra l'inizio del ciclo sedimentario seguente alla fase deformativa intra-messiniana, ricoprendo i depositi caotici che chiudono la storia dell'avanfossa miocenica; in accordo con quanto brevemente illustrato nell'introduzione alla successione padana, tale successione costituisce il primo deposito postettonico (nel senso di G. DI DIO, note F. 199) in un ambito paleogeografico nuovo corrispondente col dominio Padano.

4.1.2. - Sintema del Torrente Ongina (ONG)

Unità costituita da depositi arenitico-siltosi di piattaforma, limitato alla base da una superficie di discontinuità che marca il tetto dei depositi caotici e dei depositi torbiditici del Messiniano, nelle porzioni più esterne della catena. In questo sintema si riconoscono tre unità litologiche, la Formazione a Colombacci, la Formazione di Vernasca e la parte inferiore delle Argille di Lugagnano (Membro di Legatti), distinte sulla base delle associazioni di facies e separate, le ultime due, da una superficie di trasgressione riconoscibile a scala regionale.

4.1.2.1. - Formazione a Colombacci (FCO)

Questa formazione affiora in maniera molto discontinua lungo una fascia orientata circa E-O nel settore meridionale del Foglio (tra il torrente Stirone e il torrente Chero). Questa unità affiora col massimo spessore (60 m) lungo l'alveo del torrente Stirone, in corrispondenza della località Ponte Scipione; un'altra area di affioramento isolata è situata presso la località Ca' Fornaci (lungo il torrente Chero). Nel Foglio sono stati cartografati questi due affioramenti; diversamente, negli altri casi, per l'assenza dei caratteri distintivi della formazione (vedi oltre) o per l'esiguo spessore dei depositi, l'unità è stata accorpata alla Formazione di Vernasca.

La Formazione a Colombacci è un'unità essenzialmente pelitica, ben affiorante nell'Appennino romagnolo (SELLI, 1952); il suo nome è dovuto alla presenza di caratteristici livelli carbonatici chiari detti "colombacci". Nell'area del Foglio 180 questa formazione era stata denominata finora con termini informali e generici quali "Messiniano ipoalino" o "Serie clastica continentale" (IACCARINO & PAPANI, 1979).

Rispetto all'area romagnola la successione è rappresentata prevalentemente da facies grossolane costituite da paraconglomerati poligenici grossolani gradati, a matrice sabbiosa, spesso poco cementati e poco organizzati, che costituiscono grossi corpi canalizzati. I clasti risultano in genere ben arrotondati e indicano spesso provenienza da unità tettoniche liguri e dalla successione epiligure, in particolare dalla Formazione di Contignaco; non sono rari i clasti di natura cristallina, ereditati probabilmente da conglomerati della Formazione di Ranzano o dai Conglomerati dei Salti del Diavolo; la taglia media dei clasti è circa 10 cm. Verso l'alto sono spesso osservabili alcune intercalazioni di areniti da grossolane a fini in strati da medi a spessi, a geometria marcatamente lenticolare. Queste areniti sono generalmente poco cementate, giallastre e presentano laminazioni incrociate a basso angolo e laminazioni piano-parallele poco evidenti. Questo intervallo arenitico è seguito, nell'affioramento del torrente Stirone, da argille fittamente stratificate e laminate.

Al tetto è spesso presente un caratteristico strato argilloso, denominato "strato nero", localmente argilloso-sabbioso, di colore variabile dal nero al verde scuro, e di spessore variabile da pochi cm a circa 150 cm, ricco in sostanza organica e resti vegetali, a luoghi intensamente bioturbato, localmente ricco in concrezioni calcaree e raramente con ciottoli alla base.

La formazione testimonia un ambiente transizionale tra quello fluviale e quello lagunare, sviluppando facies e associazioni faunistiche tipiche di ambienti d'acqua dolce o sottosalata; in particolare mostra una tendenza trasgressiva, con approfondimento relativo di un bacino di tipo ipoalino, rappresentata dalla sequenza positiva conglomerati-sabbie-argille (IACCARINO & PAPANI, 1979). I

conglomerati e le sabbie mostrano caratteri simili a quelli tipici di un sistema deposizionale di conoide alluvionale o delta-conoide, passante a pianura a canali intrecciati. Le argille presentano i caratteri tipici di un ambiente subacqueo poco profondo e sottosalato, da lacustre a lagunare, con interdigitazione locale di episodi deltizi tra la fascia alluvionale e il bacino lacustre. Fasi di oscillazione nel grado di salinità del bacino sembrano essere registrate da livelli carbonatici molto simili ai “colombacci” della Romagna. Infine la presenza più o meno costante dello “strato nero” al tetto della successione potrebbe rappresentare un episodio di impaludamento del bacino lacustre, con possibile emersione (IACCARINO & PAPANI, 1979 e 1982).

L'unità è in contatto discordante sulle unità tettoniche liguri e presenta uno spessore variabile da pochi metri a sessanta metri circa. In base ai dati della letteratura, la formazione si colloca nella parte superiore del Messiniano.

4.1.2.2. - Formazione di Vernasca (SVN)

Questa unità (BONI *et alii*, 1971) affiora nel settore centro-meridionale del Foglio, in prossimità della località Vernasca. È costituita da areniti grossolane e areniti siltose da medie a fini di color ocra, organizzate in strati gradati medi e spessi, spesso amalgamati o con rare intercalazioni di livelli argillosi. A queste sono localmente intercalati alcuni livelli di *debris flow* costituiti da paraconglomerati a grana media in matrice sabbiosa.

Le associazioni di facies sono organizzate in sequenze di tipo *fining upward*. Questi depositi testimoniano ambienti continentali nella porzione inferiore dell'unità (nella quale sono accorpati localmente i depositi della Formazione a Colombacci) che passano, nella parte superiore, a sistemi marino-marginali (*fan-delta* e spiagge). Secondo altre interpretazioni (IACCARINO & PAPANI, 1979, 1982), questi depositi rappresenterebbero il prodotto di una sedimentazione di tipo torbiditico, in un bacino relativamente profondo.

Presenta uno spessore massimo di circa 80 m. L'unità si assottiglia rapidamente sia verso est, sia verso ovest, sia verso nord; a sud è coinvolta in elisioni di natura tettonica. Le immagini di sottosuolo indicano che la Formazione di Vernasca si chiude in *onlap* contro le strutture di alto (fronte delle falde liguri, *thrust* di Salsomaggiore, *thrust* di Cortemaggiore).

Il contatto basale è discordante sulle unità liguri e sul Sintema di Campore, mentre non è stata osservata il contatto con la Formazione a Colombacci.

Il passaggio alle Argille di Lugagnano (Membro di Legatti) è rapido ma transizionale (presso Vernasca). Il tetto dell'unità corrisponde con una superficie di annegamento (base del Membro di Legatti, vedi oltre) che chiude un *trend* generale di tipo trasgressivo. La formazione, per posizione stratigrafica, si col-

loca tra la parte sommitale del Miocene e la parte basale del Pliocene; il limite Miocene-Pliocene ricade quindi all'interno dell'unità (AGIP, 1994).

4.1.2.3. - Argille di Lugagnano (**LUG**)

Le Argille di Lugagnano, nel Foglio 180, sono costituite da una successione di argille marnose a cui si intercalano livelli siltosi ed intervalli prevalentemente arenaceo-conglomeratici. Le Argille di Lugagnano sono confrontabili con le porzioni più antiche delle Argille Azzurre affioranti nell'Appennino romagnolo; allo stato attuale delle conoscenze regionali si preferisce mantenere distinte le due nomenclature, pur segnalando la possibilità che in futuro il nome Argille di Lugagnano venga abbandonato in favore del nome Argille Azzurre.

La porzione superiore dell'unità, caratterizzata dalle relazioni di eteropia tra le litologie più fini e gli intervalli più grossolani, è stata inclusa nel Subsistema di Montezago mentre la porzione media ed inferiore è stata cartografata, in accordo con la letteratura precedente, come unità litostratigrafica (Membro di Legatti).

Membro di Legatti (LUG₁). Questa unità affiora lungo una fascia circa longitudinale, nel settore meridionale del Foglio, da Salsomaggiore a Gropparello. Buone esposizioni sono offerte nella valle dell'Arda e del torrente *Vezeno*.

Presso Salsomaggiore, in affioramento, presenta il massimo spessore, valutato circa 600 m, verso ovest si riduce fino a scomparire per truncatura erosiva da parte delle unità più recenti. Nel sottosuolo lo spessore si mantiene circa costante (massimo circa 1200 m) e si riduce in prossimità degli alti strutturali di Salsomaggiore e di Cortemaggiore.

Il Membro di Legatti è costituito da una monotona successione di argille marnose compatte grigio-azzurre, a frattura concoide, con rari livelli sabbioso-siltosi per lo più concentrati nella porzione basale della formazione e rari livelli siltosi in quella superiore. Il contenuto paleontologico è sempre molto abbondante, tanto da aiutare spesso nel riconoscimento stesso della formazione rispetto ad altre unità pelitiche; sono frequenti sia microfossili (foraminiferi per lo più planctonici) che macrofossili (lamellibranchi, gasteropodi, pteropodi, eccezionalmente resti di mammiferi sia marini che terrestri) (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967, BONI *et alii*, 1971).

Abbondanti sono anche i resti di frammenti vegetali lignitizzati e i livelli ad intensa bioturbazione. La stratificazione piano-parallela in genere è mal distinguibile, solo in condizioni di roccia bagnata o umida viene marcata dalla comparsa di bande di colore chiare e scure, che riflettono cambiamenti tessiturali altrimenti difficilmente apprezzabili, e che in tal caso risultano ben visibili anche in osservazioni panoramiche (IACCARINO & PAPANI, 1982).

L'ambiente deposizionale ipotizzato era costituito da un bacino profondo a sedimentazione torbiditica ed emipelagica, probabilmente corrispondente al settore interno dell'avanfossa pliocenica del fronte appenninico. Il limite inferiore è netto su SVN e localmente su FCO e discordante sulle unità liguri (CCB) e sul Sintema di Campore (KAM).

Il limite superiore è costituito da una superficie di discontinuità stratigrafica importante che costituisce la base del Sintema del Torrente Chero. In affioramento tale superficie è marcata localmente dal contatto brusco tra i depositi arenaceo-conglomeratici di sistemi marino-marginali e di piattaforma e le sottostanti peliti di mare più profondo (Argille di Lugagnano, Membro di Legatti). Nelle immagini di sottosuolo questo limite è evidente per il marcato contrasto tra l'intervallo con riflettori a bassa ampiezza (peliti) e i forti riflettori soprastanti che si seguono in tutta l'area del Foglio.

Le determinazioni biostratigrafiche nell'area del Foglio (FORNACIARI, com. pers.) attribuiscono questa unità al Pliocene inferiore, in accordo con le datazioni presenti in letteratura.

4.2. - SUPERSINTEMA DELLA VAL D'ARDA

Il Supersintema della Val d'Arda corrisponde con la parte sommitale delle Argille di Lugagnano (*auctt.*) e con la Formazione di Castell'Arquato (*auctt.*). La successione sedimentaria di questo supersintema registra la complessa evoluzione del margine appenninico in seguito alla frammentazione del bacino di avanfossa miocenica durante il Pliocene inferiore e l'attivazione dei *thrust* che conducono alla formazione di un articolato sistema di bacini di tipo *piggy back*.

Il Supersintema della Val d'Arda è formato da due sintemi, il Sintema del Torrente Chero e il Sintema di Badagnano, distinti sulla base di una superficie di discontinuità stratigrafica affiorante, caratterizzata da un netto contrasto di facies e localmente dalla troncatura erosiva del sintema inferiore, e riconoscibile anche nel sottosuolo. Lo spessore massimo in affioramento è circa 300 m, nel sottosuolo circa 600 m.

4.2.1. - Sintema del Torrente Chero

Il Sintema del Torrente Chero corrisponde alla parte sommitale delle Argille di Lugagnano (*auctt.*) ed alla parte inferiore della Formazione di Castell'Arquato (vedi fig.2). È costituito da depositi di piattaforma; in affioramento, il limite inferiore corrisponde al contatto netto, localmente erosivo, tra le sottostanti argille di mare relativamente profondo (Membro di Legatti) e i depositi arenitici di piatta-

forma e testimonia un brusco *fore-stepping* dei sistemi deposizionali.

Il sintema è limitato superiormente da una superficie di discontinuità che mette a contatto localmente i depositi di piattaforma con i depositi marino-marginali dell'unità soprastante (Sintema di Badagnano).

L'età del sintema è Pliocene inferiore-Pliocene medio (AGIP, 1994).

Questo sintema è suddividibile in due subsintemi (il Subsintema di Montezago e il Subsintema di Monte Giogo) distinti sulla base della diversa organizzazione dei sistemi deposizionali e sul riconoscimento di superfici di discontinuità di ordine gerarchico inferiore.

Subsintema di Montezago (KER₁). I depositi più propriamente pelitici del Membro di Legatti sono ricoperti dai depositi prevalentemente siltitico-arenitici del Subsintema di Montezago. Questa unità corrisponde, da un punto di vista litostratigrafico, alla parte superiore della formazione delle Argille di Lugagnano (*auctt.*) ed alla porzione basale della Formazione di Castell'Arquato (*auctt.*) (vedi fig. 2).

Si tratta di un'unità eterogenea dal punto di vista litologico, costituita da depositi argilloso-marnosi grigio-azzurrognoli bacinali e depositi siltitico-arenitici di piattaforma. La base coincide con un'importante superficie di discontinuità che ha una chiara evidenza sia in superficie (corrisponde, localmente, al contatto netto tra le argille di mare relativamente profondo e i depositi arenitici di piattaforma), sia nelle immagini di sottosuolo.

Il Subsintema di Montezago è a sua volta suddiviso in due unità, una inferiore ed una superiore.

La distinzione tra l'unità Montezago inferiore e l'unità Montezago superiore è stata utilizzata, relativamente al Foglio 180 per evidenziare un diverso tipo di associazione di facies, là dove riconosciuto sul terreno. Il limite cartografato pertanto separa due litozone, non è continuo ed è eterocrono.

Litozona inferiore di Montezago (KER_{1a}): presenta uno spessore massimo di circa 50 m ed è costituita da depositi arenitici massivi, localmente conglomeratici e bioclastici, da areniti argillose, peliti bioturbate ed accumuli bioclastici.

Le associazioni di facies testimoniano ambienti da marino-marginali ad ambienti di *offshore*. Le singole sequenze di facies sono organizzate in *trend fining upward* e, ad una scala maggiore, i sistemi deposizionali mostrano un generale assetto retrogradazionale. Il tetto di questa unità corrisponde ad una superficie di massimo arretramento dei sistemi deposizionali.

Nelle immagini di sottosuolo si osservano *onlap* progressivi dell'unità sugli alti strutturali. L'attribuzione cronostratigrafica dell'unità (AGIP, 1994) si basa su dati biostratigrafici (zone MNN 14-15 p.p. / base della MNN16a) e magneto-

stratigrafici (parte superiore della cronozona di magnetopolarità Gilbert) che permettono di collocarla entro la parte alta del Pliocene Inferiore, Zancleano.

Litozona superiore di Montezago (KER_{1b}): presenta uno spessore massimo di 150 m ed affiora nelle valli dell'Arda e del torrente Chiavenna. È costituita prevalentemente da argille e siltiti bioturbate di *offshore* che si organizzano in sequenze di tipo *fining upward* a loro volta organizzate in un *trend* generale regressivo *coarsening upward*.

L'unità è attribuibile alla parte sommitale del Pliocene Inferiore, Zancleano e alla parte inferiore del Pliocene Medio, Piacenziano sulla base di dati (AGIP, 1994) biostratigrafici (zona MNN16a) e magnetostratigrafici (parte sommitale della cronozona di magnetopolarità Gilbert, parte basale della cronozona Gauss).

Subsistema di Monte Giogo (KER₂). Questo subsistema presenta uno spessore in affioramento di circa 100-120 m (valle dell'Arda) e nel sottosuolo di circa 300 m. È costituito da depositi pelitici e siltosi bioturbati a cui si intercalano tre corpi tabulari calcarenitici, spessi fino a una decina di metri. Il limite inferiore corrisponde con la base netta e localmente erosiva del primo corpo calcarenitico. Il limite superiore coincide con un'importante superficie di discontinuità stratigrafica, sulla quale appoggia, limitatamente tra Castell'Arquato e la valle del torrente Chiavenna, un quarto corpo calcarenitico (vedi fig. 2). Da un punto di vista litostratigrafico, questo subsistema corrisponde alla parte inferiore della Formazione di Castell'Arquato.

I corpi calcarenitici sono costituiti da strati da sottili a medi, con basi nette ed erosive e varie geometrie (da lenticolari a tabulari), localmente organizzati in una stratificazione incrociata a piccola e media scala. Sono composti da bioclasti e gusci interi di organismi e da una percentuale variabile (può anche essere assente) di matrice sabbioso-siltosa. Le associazioni fossilifere sono comparabili con quelle diffuse nei sedimenti più fini e sono dominate dai molluschi, in particolare da lamellibranchi (ad es. *Aequipecten scabrella*, *Amusium cistatum*, *Pecten flabelliformis*).

I tre corpi calcarenitici sono affioranti tra le valli dell'Arda e del Chiavenna e si chiudono progressivamente verso ovest dove l'intera unità è ridotta per erosione.

Le associazioni di facies indicano ambienti di piattaforma (*offshore*) e ambienti di spiaggia sommersa soggetta al moto ondoso; i corpi calcarenitici sarebbero interpretati come i depositi rielaborati dalle tempeste.

I dati magnetostratigrafici (AGIP, 1994) assegnano l'unità alla parte alta della cronozona di magnetopolarità Gauss e permettono l'attribuzione al Pliocene Medio, Piacenziano.

4.2.2. - Sintema di Badagnano (BDG)

Il Sintema di Badagnano comprende la parte medio-superiore della Formazione di Castell'Arquato (vedi fig. 2) ed è costituito da depositi prevalentemente sabbiosi di fronte deltizio associati a depositi marino-marginali e da depositi di prodelta prevalentemente fini. Il suo spessore massimo, dedotto dall'esame delle linee sismiche AGIP, è di circa 700 m. In affioramento mostra uno spessore massimo di 80-90 m.

Questo sintema è limitato alla base da un'importante superficie di discontinuità, che si riconosce a scala regionale e determina la troncatura erosiva, nel settore occidentale del Foglio, delle unità sottostanti (subsintemi di Montezago e Monte Giogo). Nelle immagini di sottosuolo questa superficie ha una chiara evidenza e mostra marcate erosioni e/o condensazioni localizzate soprattutto in prossimità degli alti strutturali.

I depositi di fronte deltizio sono costituiti essenzialmente da corpi sabbiosi e/o sabbioso ghiaiosi, alternati a facies pelitiche.

I depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi costituiscono corpi a base netta, gradati e localmente amalgamati. Alla base sono frequenti gli inclusi pelitici. Verso tetto gli strati diventano prevalentemente sabbiosi con laminazione piano parallela e HCS.

I depositi sabbiosi sono caratterizzate da corpi tabulari di sabbie medio-fini, a volte amalgamati, con spessori di 0.2 - 3.0 metri. Internamente mostrano gradazione normale, con tappeti di trazione, laminazione piano parallela e HCS. Sono comuni in queste facies le intercalazioni ricche di resti conchigliari, disposte sia alla base degli strati come livelli residuali irregolari, sia all'interno degli strati entro tappeti di trazione; si riconoscono bivalvi (es. *Tellina pulchella*, *Spisula subtruncata*, *Donax venustus*, *Corbula gibba*, *Chamelea gallina*, *Abra prysmatica*, *Ensis ensis*) gasteropodi (es. *Tricolia pulla*, *Bittium reticulatum*, *Natica tigrina*, *Sphaeronassa mutabilis*, *Neverita josephina*, briozoi incrostanti e Ditrupa.

Le facies pelitiche sono costituite da argille siltose con sottili livelli di sabbia fine. Sono comuni i fossili in posizione di vita; si riconoscono i bivalvi *Venus multilamella*, *Glossus humanus*, *Acanthocardia paucicostata*, *Nucula placentina*, *Arctica islandica*, *Venerupis senescens cuneiformis*, *Spisula subtruncata*, i gasteropodi *Turritella tricarinata*, *Amyclina semistriata* e gli echinoidi *Astropecten irregularis*, *Ophiura*, *Echinocardium cordatum*.

Le associazioni di facies di spiaggia sono costituite prevalentemente da sabbie medie e fini ben selezionate e generalmente non gradate con frequenti intercalazioni lenticolari di ghiaie fini e medie, anch'esse ben selezionate, a clasti molto ben arrotondati in matrice sabbiosa. Le facies più distali sono costituite da sabbie fini siltoso-argillose molto bioturbate e ricche in fossili. Le malacofaune presenti in questi depositi sono rappresentate essenzialmente da: *Arctica islandi-*

ca, *Turritella tricarinata*, *Ostrea spp*, *Chlamys opercularis*, *Chlamys varia*, *Chlamys multistriata*, *Pseudoamussium clavatum*, *Anomia ephippium*, *Amusium cristatum*, *Amyclina semistriata*, *Haustator spiratus*, *Palliolum simile*, *Venus multilamella*.

Nel settore orientale del Foglio, tra Castell'Arquato e la valle del torrente Chiavenna, la base del sintema è caratterizzato dalla presenza di un corpo calcarenitico (vedi fig. 2), che si assottiglia fino a chiudersi sia verso ovest, sia verso est, rispetto all'area di affioramento. La chiusura è attribuita a una relazione di *onlap* di questa unità sulla superficie di discontinuità basale.

Questa unità, che costituisce un evidente elemento morfologico, è spesso 25 m in affioramento (Madonna dell'Arda) e oltre a 60 m nel sottosuolo ed è composta prevalentemente da calcareniti bioclastiche (sostanzialmente simili a quelle del Subsintema di Monte Giogo) a cui si intercalano livelli di argilliti e siltiti bioturbate.

Le calcareniti presentano un basso contenuto di matrice e sono spesso ben cementate; il contenuto fossilifero è ricco e sono diffusi resti di alghe, gasteropodi e bivalvi (soprattutto pectinidi come *Aequipecten scabrella*, *Amusium cristatum*, *Pecten flabelliformis*). Le calcareniti costituiscono corpi da 6 a 10 m di spessore con stratificazioni complesse, in cui predominano quelle incrociate a larga scala. Nei pressi di Castell'Arquato, questo intervallo presenta anche corpi con clinostratificazioni giganti, in cui i *foreset* raggiungono i 25 m di altezza.

L'unità presenta a grande scala una geometria sigmoidale di un prisma progradante, complicato dalla morfologia del substrato; gli affioramenti di Castell'Arquato sembrano indicare che i corpi calcarenitici abbiano riempito una depressione erosionale o si siano deposte sul fianco di una scarpata morfologica. L'assenza di facies di spiaggia suggerisce un ambiente di sedimentazione di *offshore* dominato da correnti.

Questa unità è stata mappata come litozona e definita *Litozona calcarenitica di Castell'Arquato (BDG_a)*.

L'intero sintema ricade all'interno delle biozone MNN 16b–17 e MNN18 ed è attribuibile quindi al Pliocene Medio e Superiore, Piacenziano e Gelasiano (AGIP, 1994). In particolare la Calcarenite di Castell'Arquato è attribuibile al Pliocene medio (AGIP, 1994).

4.3. - SUPERSINTEMA DEL QUATERNARIO MARINO

Il Supersintema del Quaternario Marino è costituito da sedimenti paralici e marini, depositi al di sopra di una superficie di discontinuità regionale, cartografata in affioramento e nel sottosuolo del Foglio. Al tetto l'unità è limitata da una superficie di discontinuità, localmente erosiva, marcata dal brusco avanzamento

dei sistemi deposizionali e dalla diffusione dei depositi continentali. La presenza, all'interno dell'unità, di una importante superficie di discontinuità di ordine gerarchico inferiore consente la distinzione di due sintemi: il Sintema del Torrente Stirone e il Sintema di Costamezzana. Questa unità corrisponde alla parte sommitale della Formazione di Castell'Arquato. (vedi fig. 2).

Lo spessore dell'intera unità, nell'area del Foglio, è di circa 1400 m (sottosuolo) e l'età attribuitale è compresa tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore.

4.3.1. - *Sintema del Torrente Stirone (ATS)*

Il Sintema del Torrente Stirone affiora in una fascia continua orientata circa E-O nella zona centrale del Foglio; è limitata alla base da un'importante superficie di discontinuità che determina, spesso in prossimità degli alti strutturali, la troncatura per erosione delle unità sottostanti (vedi sezioni geologiche A-A', C-C', B-B'). In carta, questa superficie si manifesta come erosionale verso est, determinando l'elisione della parte superiore del Sintema di Badagnano, mentre verso ovest assume le caratteristiche di una superficie di trasgressione.

Presenta in affioramento uno spessore variabile compreso tra i 50 e gli 80 m; nel sottosuolo raggiunge uno spessore di circa 400 m.

Questo sintema è composto prevalentemente da depositi arenitici e conglomeratici di *fan-delta* e di spiaggia (spettacolari affioramenti al Mt. Pozzali). 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.

I depositi di *fan-delta* costituiscono corpi lenticolari metrici ghiaioso-sabbiosi con stratificazione incrociata, la base è netta e spesso erosiva con diffusi *clay chips*. In associazione si osservano strati sabbiosi, da tabulari a lenticolari con laminazioni piano-parallele, incrociate a basso angolo (HCS) ed accumuli bioclastici concentrati in livelli sottili (interpretabili come tappeti di trazione).

Le facies di spiaggia sono rappresentate da depositi sabbiosi molto bioturbati e con strutture legate al moto ondoso (*ripple* e *megaripple* troncati, stratificazione cuneiforme ed allineamenti di ciottoli). Sono quasi sempre presenti macrofossili di ambiente marino infralitorale, spesso ridotti in frammenti. 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 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.

La determinazione esatta dell'età di questo sintema, nell'area del Foglio, non è possibile, a causa della mancanza di dati biostratigrafici e magnetostratigrafici significativi; sulla base dei dati riportati dal Foglio limitrofo 199 si attribuisce a questa unità un'età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore.

4.3.2. - Sintema di Costamezzana (CMZ)

Questo sintema è limitato alla base da una superficie di discontinuità che riveste una particolare importanza anche in termini pratici, costituendo il limite inferiore degli acquiferi più superficiali a scala regionale. Affiora in maniera discontinua nella fascia centrale del Foglio; buoni affioramenti si possono osservare nella valle del Chero.

È costituita essenzialmente da facies di spiaggia associate a facies paraliche lagunari. Localmente si rinvengono depositi costituiti da ghiaie e ciottoli massivi attribuibili a sistemi di *fan-delta*.

Le facies di spiaggia sono costituite prevalentemente da sabbie medie o fini ben selezionate con locale stratificazione obliqua debolmente cuneiforme. Generalmente gli strati non sono gradati. La laminazione è piano-parallela, solitamente concordante con le superfici di strato. Sono presenti tappeti di trazione con ciottoletti ben arrotondati di 2 - 3 cm di diametro a volte debolmente embriciati. Raramente si possono avere piccoli *scours* alla base degli strati. Sono presenti bioclasti rotti, di piccole dimensioni (pochi mm) e sparsi all'interno della matrice sabbiosa. La bioturbazione è praticamente assente. All'interno delle sabbie sono frequenti le intercalazioni lenticolari di ghiaie fini e medie ben selezionate e con clasti molto ben arrotondati in matrice sabbiosa. Gli affioramenti migliori si rinvengono lungo il Torrente Stirone e nei pressi del Castello di Costamezzana.

Le facies paraliche sono costituite da litologie fini, sovente di colore nerastro, ricchi in vegetali, con granulometria che varia dal limo all'argilla. Il sedimento si può presentare massivo ed intensamente bioturbato o con una sottilissima laminazione. L'associazione fossilifera è caratterizzata dai bivalvi *Cerastoderma edule*, *Venerupis senescens*, *Abra ovata*, dai gasteropodi *Certhium vulgatum*, *Hinia reticulata nitida*, *Apicularia sulzeriana* e da abbondanti hydrobidi. Affiorano con buona continuità lungo la sezione del Torrente Stirone.

I depositi di *fan-delta* sono costituiti da corpi prevalentemente ghiaioso-ciottolosi massivi o con una gradazione poco sviluppata e comunque spesso mascherata dalle frequenti amalgamazioni tra strati successivi. La matrice è costituita da sabbia medio grossolana. Possono inglobare clasti pelitici, di dimensioni anche metriche, strappati al substrato durante il passaggio del flusso.

Il contatto basale è erosivo (verso ovest) o netto e discordante sul Sintema del

Torrente Stirone, sul Sintema di Badagnano e sul substrato ligure. Lo spessore in affioramento di questa unità è variabile e compreso tra i 50 e gli 80 m; nel sottosuolo raggiunge spessori di circa 1000 m.

Nelle immagini di sottosuolo quest'unità è costituita da enormi prismi costieri progradanti e "downlappanti" sulla superficie basale di discontinuità; mostra inoltre un forte incremento nello spessore verso mare (NNE), dovuto all'*onlap* dei depositi più profondi; questi depositi rappresentano l'affioramento del *topset* di questo complesso di prismi progradanti (vedi sezioni geologiche e linee sismiche).

Non ci sono significativi dati biostratigrafici, tuttavia la presenza dell'ospite freddo *Portlandia impressa* suggerisce un'età del Pleistocene inferiore, ipotesi supportata anche dal fatto che la magnetostratigrafia indica un intervallo inverso (AGIP, 1994).

4.4. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

All'interno del ciclo Quaternario Continentale, qui denominato Supersintema Emiliano-Romagnolo (equivalente all'Allogruppo Emiliano-Romagnolo di R.E.R., ENI-AGIP, 1998) sono state individuate due unità principali: un'unità inferiore, detta Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (equivalente all'Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore della pubblicazione citata) ed un'unità superiore, detta Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (equivalente all'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore della pubblicazione citata)

Nel Foglio 180 il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore non è affiorante, mentre i depositi del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore sono presenti nelle zone di pianura e al passaggio tra i rilievi collinari appenninici e la pianura.

A scala regionale esse sono separate da una superficie di discontinuità stratigrafica individuata nel sottosuolo tramite l'interpretazione dei profili sismici forniti dall'AGIP, tarati sulla scorta della Banca Dati Geognostici Regionale. Nella ricostruzione della geologia del sottosuolo (vedi sezioni geologiche) del Foglio 180 non si è operata questa distinzione ed è stato rappresentato l'intero Supersintema Emiliano-Romagnolo; questo presenta uno spessore massimo di circa 200 m, in corrispondenza del settore assiale del bacino di *piggy back*, fino a ridursi a poche decine di metri nelle zone più meridionali, in corrispondenza della fascia collinare e di montagna.

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore è stato suddiviso in cinque subsistemi 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 un'evoluzione pedostratigrafica differente.

I subsistemi più recenti (Subsistema di Ravenna e Subsistema di Villa Verucchio) sono stati ulteriormente suddivisi, sempre grazie agli attributi morfo-pedostratigrafici, in unità di rango stratigrafico inferiore. Del Subsistema di Ravenna e della parte superiore del Subsistema di Villa Verucchio (Unità di Vignola) è stata descritta, in carta, tramite l'uso di retini sovrainposti 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 contesto geodinamico locale in cui si sviluppa il Supersistema Emiliano Romagnolo è quello di un bacino di *piggy back* adiacente all'avanfossa padana, allungato in senso SE - NO e limitato a tergo (SO) e sul fronte (NE) da due fasce di strutture compressive (rispettivamente: Fronte di accavallamento pedeappenninico PTF e Fronte di accavallamento esterno ETF *sensu* BERNINI & PAPANI, 1987) fortemente attive. Fino a quando il sollevamento del margine appenninico determinato dal PTF risulta tale da continuare a produrre la relativa subsidenza del bacino di *piggy back*, in quest'ultimo persistono le condizioni per avere prevalente aggradazione sedimentaria. A questa fase corrisponde la deposizione del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore. Nel momento in cui diminuisce la subsidenza relativa del bacino di *piggy back*, come conseguenza del forte sollevamento regionale prodotto dall'ETF, si determinano significativi spostamenti verso valle delle Cerniere Strutturali di Margine di Bacino (CSMB) e quindi l'inizio del terrazzamento dei depositi di conoide. A questa fase corrisponde la formazione di tutte le unità alluvionali terrazzate appartenenti al Sintema Emiliano Romagnolo Superiore.

A scala 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.

Al fine di caratterizzare da un punto di vista stratigrafico-sedimentologico questo supersistema, nell'area del Foglio sono stati condotti nove sondaggi (vedi fig. 5), di cui soltanto uno (S1 "Casaribecca" che raggiunge i 205 m di profondità) intercetta la parte superiore del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore. Ad esclusione di questo, infatti, i sondaggi si spingono ad una profondità compresa tra 40 e 90 m, raggiungendo le unità più alte del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

È stato compiuto anche un campionamento per l'analisi del ^{14}C (in totale 15 campioni datati di cui sei prelevati dai sondaggi S5, S7, S8, S9, vedi fig. 5, e i restanti nove da scavi e trincee), che ha fornito la datazione degli intervalli più superficiali del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

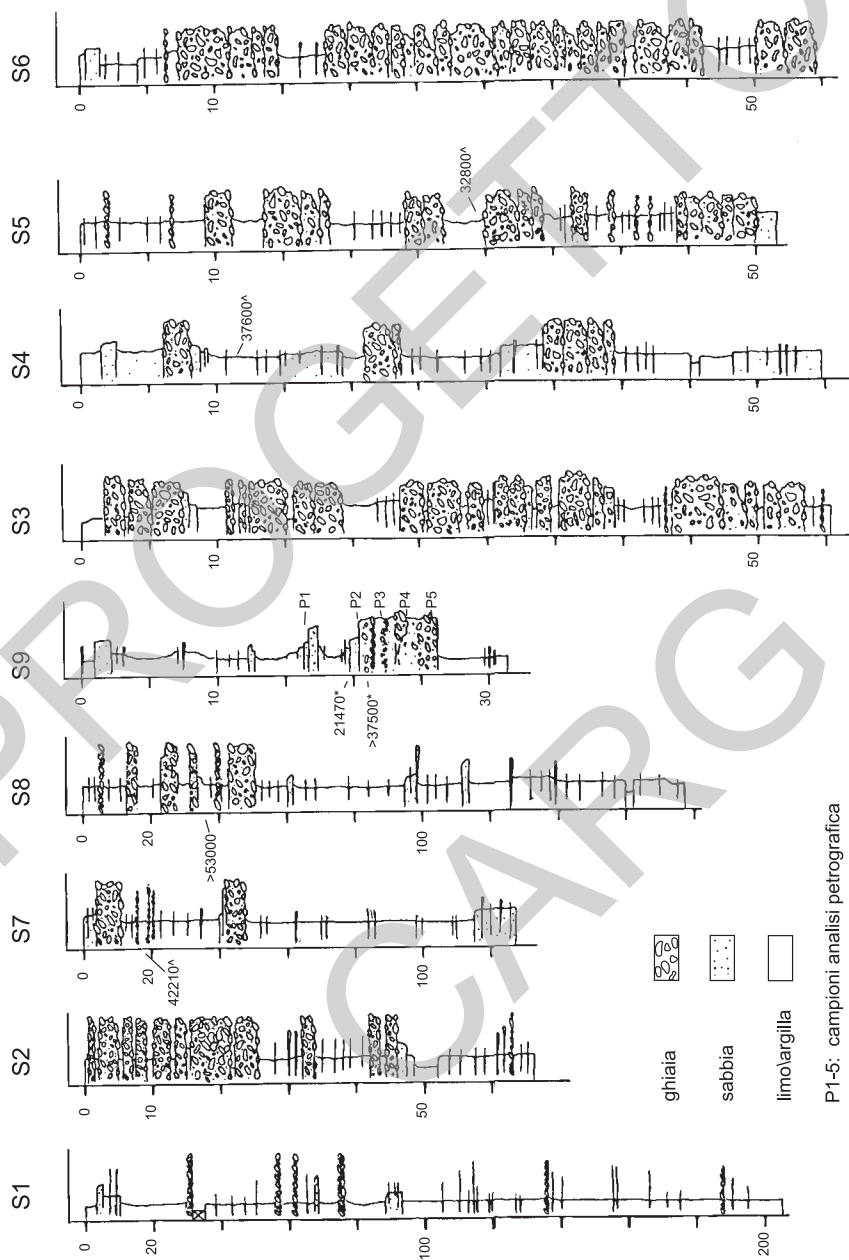


Fig. 5 - Colonne stratigrafiche dei sondaggi R.E.R.; scala verticale in metri, per l'ubicazione vedi carta geologica.

4.4.1. - *Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES)*

Si tratta di un'unità alluvionale terrazzata costituita da ghiaie prevalenti in corrispondenza degli apparati fluviali principali (depositi di conoide e depositi intravallivi terrazzati), passanti a limi prevalenti con rare intercalazioni di sabbia e ghiaia nelle aree di interconoide. In affioramento presenta uno spessore massimo di circa 120 m. L'età complessiva dell'unità è Pleistocene medio - Olocene.

La sedimentazione dell'AES prende inizio al termine di un evento minore di sollevamento delle strutture compressive appenniniche, registrato in affioramento da una superficie di discontinuità erosiva. Tale superficie, riconoscibile anche nei profili sismici, risulta particolarmente evidente in corrispondenza dei principali fronti strutturali sepolti (Di Dio *et alii*, 1997).

Tale successione è composta da 4 cicli deposizionali di conoide alluvionale che si sovrappongono in ordine stratigrafico "normale" a valle della CSM, mentre a monte di essa si giustappongono formando così i depositi intravallivi terrazzati. Ogni ciclo deposizionale, nel suo complesso, corrisponde ad una Sequenza Deposizionale Elementare (R.E.R., ENI-AGIP, 1998) e in affioramento ad un subsintema della AES. Ogni ciclo deposizionale ha spessore generalmente compreso tra 20 e 40 m ed è costituito da una facies prevalentemente grossolana e da una facies essenzialmente fine. La posizione della facies grossolana all'interno di ogni ciclo varia in funzione della distanza dalla CSM.

In particolare:

- 1) a monte della CSM i depositi grossolani stanno alla base e quelli fini al tetto;
- 2) a valle della CSM ed in prossimità di essa la facies grossolana rimane nella parte bassa del ciclo, anche se alla base possiamo incontrare depositi fini;
- 3) a valle della CSM, in posizione distale, la facies grossolana si trova nella parte alta del ciclo.

Nel primo caso la lacuna sedimentaria principale si trova alla base del ciclo; nell'ultimo caso si hanno *hiatus* trascurabili concentrati sia alla base che al tetto del ciclo. Nel secondo caso, invece, si distingue la zona assiale della conoide, ove si ritrova un'importante lacuna erosiva alla base del ciclo, dalle zone prossime agli interconoidi, ove la lacuna sedimentaria principale è costituita da un paleosuolo molto evoluto sviluppato al tetto della facies grossolana.

I ritrovamenti archeologici sulle superfici terrazzate dell'AES ed il confronto con le curve del 180 pubblicate da RUDDIMAN *et alii* (1989) fanno supporre che l'origine della ciclicità deposizionale dell'AES sia da attribuire ad oscillazioni climatiche sviluppate alla scala dei 40-100.000 anni ed il cui inizio risulta collocabile intorno ai 350-400.000 anni B.P.

Sulla base di quanto esposto sopra l'AES risulta suddivisibile in 5 subsintemi, affioranti a quote progressivamente decrescenti lungo il margine pedeappenninico; in ordine di età (dal più recente al più antico):

- Subsintema di Ravenna,
- Subsintema di Villa Verucchio,
- Subsintema di Agazzano,
- Subsintema di Maiatico,
- Subsintema di Monterlinzana.

In carta non sono stati distinti il Subsintema di Maiatico e il Subsintema di Monterlinzana a causa della difficoltà di tracciarne il contatto, per i fenomeni di amalgamazione e per il fatto che gli affioramenti sono limitati ed isolati; pertanto i due subsintemi sono stati accorpatisi nell'unità cartografica indistinta AES.

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore indistinto è rappresentato in affioramento da piccoli depositi terrazzati discontinui, profondamente incisi e basculati verso N-NE. Questi depositi si possono osservare lungo una fascia longitudinale che passa approssimativamente all'altezza di Castell'Arquato, a quote comprese tra 440 e 300 m s.l.m.. Entrambe le unità si presentano tipicamente con una parte basale decametrica ghiaiosa o argilloso-ghiaiosa, profondamente alterata e pedogenizzata, ricoperta da un deposito fine, anch'esso intensamente pedogenizzato; poggiano con contatto erosivo e discordante sui depositi marini del Pliocene e sul Sintema di Costamezzana. Lo spessore dei depositi di terrazzo non supera i 20-30 m.

I depositi ghiaiosi sono spesso terrazzati e sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose prevalenti, localmente cementate, di colore grigio-nocciola, giallo-rossastro all'alterazione. Questi sedimenti sono interpretati come depositi di conoide alluvionale.

I depositi fini sono costituiti da limi stratificati prevalenti, grigio-nocciola, giallo-ocracei all'alterazione, con subordinati livelli di ghiaie e sabbie, localmente cementate. Questi sedimenti sono interpretati come depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore.

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 delle unità è generalmente molto evoluto, raggiunge i 7-8 m di profondità e presenta la completa decarbonatazione degli orizzonti superficiali e profondi. I suoli evolutisi 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 evolutisi 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.

In questi suoli si può arrivare alla completa decarbonatazione del profilo ed allo sviluppo di orizzonti eluviali, di orizzonti di accumulo di argilla illuviale e di sesquiossidi di Fe e Mn. I suoli evolutisi 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.

Mancano datazioni dirette del Subsistema di Maiatico e del Subsistema di Monterlinzana. All'interno della copertura limoso-argillosa del Subsistema di Maiatico sono stati rinvenuti nell'area del Foglio 179 manufatti riferibili all'industria *Levallois* (Paleolitico inferiore-medio) (ACCORSI *et alii*, 1990). Sulla base di questi dati e delle attribuzioni cronostratigrafiche delle unità sovrastanti e sottostanti, quindi, AES indistinto sarebbe interamente riferibile al Pleistocene medio.

Subsistema di Agazzano (AES₃). Affiora nel Foglio 180 in corrispondenza di estese aree terrazzate a nord di Castell'Arquato, tra le valli del Nure, del Riglio e del Chero, nella fascia di raccordo tra pianura e rilievi montuosi, e in piccoli lembi presso Salsomaggiore. Si tratta di unità profondamente incise e bascate verso N-NE (pendenza 2-4%), a quote comprese tra 380 e 150 m s.l.m., costituite da prevalenti depositi ghiaiosi e, localmente, da depositi più fini.

I depositi grossolani sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose prevalenti di colore grigio-nocciola, giallo-rossastro all'alterazione e sono interpretabili come sedimenti di conoide alluvionale. I depositi fini sono costituiti, invece, da limi stratificati prevalenti, grigio-nocciola, giallo-ocracei all'alterazione, con subordinati livelli di ghiaie e sabbie e sono interpretati come sedimenti di ambiente di interconoide e del reticolo idrografico minore. Come nell'unità precedente, entrambi i depositi possiedono una copertura fine, prevalentemente limoso-argillosa, di colore giallastro e dello spessore massimo di 4 m.

Il fronte di alterazione dell'unità è generalmente molto evoluto e del tutto paragonabile a quello dell'unità precedente. Il contatto di base del Subsistema di Agazzano è erosivo e discordante con i depositi del Pliocene e con quelli del Supersistema del Quaternario Marino.

Nell'area del Foglio il Subsistema di Agazzano raggiunge lo spessore massimo di circa 25-30 metri.

Mancano datazioni dirette del Subsistema di Agazzano. Come per il Subsistema di Maiatico, all'interno della copertura limoso-argillosa sono stati rinvenuti nell'area del Foglio 179 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.

Subsintema di Villa Verucchio (AES₇). Questa unità è diffusa nella fascia centrale e nel settore nord-occidentale del Foglio 180 e corrisponde ad estese aree terrazzate, in genere adiacenti a quelle attribuite al Subsintema di Agazzano, basculate verso N-NE (pendenza 0.5-2%), a quote comprese tra 250 e 100 m *s.l.m.*; queste aree sono costituite da ghiaie e ghiaie sabbiose prevalenti, con locali intercalazioni di sabbie e limi sabbiosi, attribuibili ad ambienti di conoide alluvionale. Localmente sono presenti limi e limi sabbiosi prevalenti, interpretabili come depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore. Il contatto di base è erosivo e discordante con AES (indifferenziato), AES₃, CMZ, ATS e BDG, mentre il limite di tetto è costituito dalla superficie deposizionale relitta coincidente con la superficie topografica. Nell'area del Foglio il subsintema di Villa Verucchio raggiunge lo spessore massimo di 30 m circa. Nell'area del Foglio, le analisi del ¹⁴C sui campioni prelevati (sondaggi PC180 S4, S5, S7, S8, S9) a profondità tra i 12,5 m e i 38,4 m dal piano campagna, indicano età comprese tra 21.470 yr BP e valori superiori ai 53.000 yr BP.

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 (unità di Niviano e unità di Vignola), in parte a limiti inconformi, denominate unità morfo-pedostratigrafiche.

Unità di Niviano (AES_{7a}). In contesto intravallivo, 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 N e costituiti sia da depositi di conoide ghiaiosa, sia da depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore. 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 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. Come le unità precedentemente descritte, l'unità presenta inoltre una copertura fine composta, discontinua, dello spessore massimo di 2 m, costituita da limi e limi argillosi giallastri.

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. In questi suoli si può arrivare alla 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 di 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. La base dell'unità è approssimativamente datata a circa 100.000-80.000 yr BP (post trasgressione tirreniana), sulla base di correlazioni regionali (Regione Emilia-Romagna, ENI-AGIP, 1998) e sulla base di ritrovamenti avvenuti in località Stradella, nell'area del foglio adiacente 199, (Prof. Bernabo Brea M. del Museo Archeologico di Parma, com. pers.), attribuibili ad industrie comprese tra la fine del Paleolitico antico e l'inizio del Paleolitico superiore e di altri ritrovamenti nel Piacentino (Accorsi *et alii*, 1990) riferibili all'industria *Levallois* del Paleolitico inferiore-medio. Pleistocene superiore.

Unità di Vignola (AES_{7b}). È costituita da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, ricoperti da una coltre limoso-argillosa discontinua; in contesto intravallivo è rappresentata da depositi terrazzati, mentre in pianura è rappresentata da depositi di conoide ghiaiosa; la scarpata che la separa dal Subsistema di Ravenna (AES8, vedi oltre) è di ordine metrico e l'unità è sede di attività agricola diffusa e di nuclei abitati.

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. Lo spessore massimo di questa unità è di circa 15 m.

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; questo ha fatto sì che la porzione di pianura attribuita all'unità di Vignola sia caratterizzata da depositi alluvionali complessi e da locali ringiovanimenti del profilo pedostratigrafico.

Datazioni utilizzando il metodo del ^{14}C su legni e suoli organici hanno dato rispettivamente età di 42.220 (S7, vedi fig. 5) anni e 37.600 anni (S4, vedi fig. 5). Pleistocene superiore.

Subsintema di Ravenna (AES₈). Questa unità è composta da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, ricoperti da una coltre limoso-argillosa discontinua e da limi, talora sabbiosi, di limitato spessore (3-4 m), interpretabili rispettivamente come depositi di conoide alluvionale, di interconoide e del reticolo idrografico minore. Il contatto di base è discontinuo, spesso erosivo e discordante sul substrato pliocenico e su AES₃, AES₇.

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.

Nei settori intravallivi il subsintema è costituito da depositi alluvionali terrazzati che occupano porzioni ormai abbandonate dal corso d'acqua e risultano terrazzati in vari ordini a diverse quote al di sopra dell'alveo, in relazione all'età del deposito; tali depositi possono essere rimobilizzati solo in casi di piene eccezionali e solo per gli ordini di terrazzi più giovani, sono quindi fissati da vegetazione stabile. Questi depositi sono in genere ricoperti da sedimenti fini silteso-argillosi con subordinate sabbie, che presentano differente grado di pedogenesi a seconda dell'età del deposito. Il suolo al tetto dell'unità è localmente ricoperto da una sottile coltre colluviale (0.5-1 m). Nel Foglio 198 sottostante, questi depositi corrispondono ai depositi alluvionali terrazzati (bn).

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 subsintemi e sulle unità più antiche.

È sede di attività agricola diffusa, di insediamenti produttivi e, localmente, di nuclei abitati ed affiora in tutto il settore settentrionale del Foglio 180.

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

Nell'area dell'adiacente Foglio 179 è disponibile una datazione radiometrica vicina alla base dell'unità, ottenuta con il metodo del ^{14}C in un campione prelevato durante la perforazione del sondaggio PC179S1 alla profondità di 2.30 m dal piano campagna e corrispondente ad un orizzonte pedologico Ab (ricco in sostanza organica) sepolto dai successivi depositi: l'età radiometrica risulta 9.100+/-185 ^{14}C yr BP, coerente con le età ottenute in altre aree della Regione Emilia-Romagna. Nel Foglio 180, le analisi del ^{14}C su campioni prelevati nelle

zone di Baselicaduce e di Cortemaggiore, ad una profondità compresa tra 5,6 m e 1,2 m dal piano campagna, hanno indicato età comprese tra 4995 yr BP (per il campione più profondo) e 1736 yr BP (per il campione più superficiale).

Sulla base di sezioni geologiche del sottosuolo questo subsistema risulta composto da due cicli sedimentari principali, caratterizzati ciascuno da un'intervallo ghiaioso-sabbioso ricoperto da depositi fini e testimonianti due fasi di avanzamento ed arretramento dei sistemi deposizionali; le due litozone sono state denominate informalmente AES₈ "inferiore" e AES₈ "superiore" e sono state mappate solo nel sottosuolo (vedi carta "tetto-ghiaie" e Cap. V, par. 3.). In affioramento, invece, su base geologica, archeologica e pedostratigrafica vengono distinti i depositi sommitali di AES₈ ed attribuiti ad una unità stratigrafica denominata "unità di Modena".

L'età dell'unità è Pleistocene superiore – Olocene (post circa 18.000 anni B.P.).

Unità di Modena (AES_{8a}). 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.

In contesto intravallivo e di pianura questi sedimenti costituiscono 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.

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.

Verso sud, a causa della mancanza di dati significativi relativi ai suoli, alle relazioni stratigrafiche latero-verticali ed al riconoscimento delle superfici di discontinuità, vengono meno gli elementi sulla base dei quali le stesse unità stratigrafiche sono definite; pertanto, nel contesto intravallivo, si è utilizzato un criterio basato sulle caratteristiche morfologiche e dinamiche dei depositi alluvionali (vedi sopra).

4.4.1.1. - Sistemi deposizionali distinti in AES₈ e AES_{8a}

In carta il Subsistema di Ravenna e l'Unità di Modena sono stati suddivisi, dove presente un numero sufficientemente significativo di dati, in ambienti

deposizionali, in base agli elementi morfo-deposizionali ed alla litologia superficiale considerata per 1-2 m di spessore dal piano campagna.

L'utilizzo dei retini è stato limitato alle unità più recenti (AES₈ e AES_{8a}) poiché solo per queste è stato possibile ricostruire l'evoluzione dei depositi sottocorrente dal settore intravallivo a quello di pianura con sufficiente dettaglio. Per la caratterizzazione litologica delle altre unità, che affiorano solo come depositi fluviali terrazzati, si rimanda alla descrizione delle stesse nella legenda e nelle presenti note.

Di seguito verrà data una breve descrizione dei depositi riconosciuti e mappati; si tratta di depositi che nel complesso definiscono un sistema deposizionale di tipo alluvionale, presenti in ambienti intravallivi, di conoide e piana.

Ghiaie di riempimento di canale fluviale

Depositi costituiti prevalentemente da ghiaie che variano da molto grossolane (20-40 cm di diametro massimo) a fini con matrice sabbiosa o, più raramente, argillosa. Le strutture sedimentarie sono generalmente assenti o date da embriatura dei ciottoli e gradazione positiva (nelle ghiaie più fini). Gli strati variano da spessi a molto spessi, ma preferenzialmente sono amalgamati e formano dei corpi di spessore compreso fra 2 e 5 metri che costituiscono la porzione grossolana di una sequenza positiva. Questa si chiude con uno spessore variabile da pochi decimetri a qualche metro di limi e argille (raramente sabbie) in contatto netto sulle ghiaie. I depositi discontinui prevalentemente ghiaiosi passano, sottocorrente a corpi ghiaioso-sabbiosi a geometria nastriforme, larghi qualche centinaio di metri, che incidono con contatto netto ed erosivo le tracciazioni fluviali adiacenti; talora i singoli depositi si saldano lateralmente e verticalmente e formano dei corpi composti con geometria d'insieme relativamente tabulare e spessore fino ad una decina di metri. Si tratta di depositi di riempimento di canale fluviale che marciano la transizione tra la zona intravalliva e di conoide e la zona pedecollinare e quella di piana.

I depositi di conoide alluvionale del reticolo idrografico secondario sono caratterizzati da una distribuzione più limitata e da granulometrie più fini, si tratta, infatti, di sabbie e sabbie-ghiaiose, con subordinate ghiaie localizzate in prossimità dello sbocco dei torrenti minori adiacenti al Nure e all'Arda.

Alternanze di sabbie e limi di argine, canale e rotta fluviale

Depositi costituiti da alternanze di sabbie fini e finissime, spesso limose, in strati da sottili a spessi, e limi, limi sabbiosi e limi argillosi, in strati da molto sottili a medi. Gli strati sono organizzati in sequenze con gradazione positiva o negativo-positiva. Localmente sono presenti sabbie medio-grossolane alla base delle sequenze positive ed intercalazioni di argilla al tetto. Questi sono considerati depositi di argine, di riempimento di canale (soprattutto del reticolo idrogra-

fico secondario) e di rotta fluviale. Questi corpi passano lateralmente a depositi di piana inondabile con contatti graduali.

Formano dei corpi rilevati a geometria nastriforme o di lobo, di larghezza variabile da poche centinaia di metri a qualche chilometro, a seconda che siano formati da un singolo sistema fluviale o da più sistemi coalescenti. Sulla superficie di questi corpi sono spesso visibili le tracce dei canali abbandonati e dei ventagli di rotta.

Argille e limi di piana inondabile (solo in AES_{8a})

Depositi costituiti da argille e limi in strati medi e spessi con rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose in strati da molto sottili a medi. Spesso le argille contengono tracce di apparati radicali e sono intensamente bioturbate per cui non sono più visibili la stratificazione e le strutture sedimentarie originarie; altrove è presente una fitta laminazione piano-parallela. Presenti anche livelli di argille organiche.

Depositi di piana inondabile, si sviluppano generalmente in corrispondenza delle aree relativamente depresse interposte ai rilievi deposizionali degli argini, canali e rotte fluviali. Passano lateralmente a depositi di argine, canale e rotta fluviale con contatto graduale.

Alternanze di sabbie, limi ed argille di tracicimazione fluviale indifferenziata (solo in AES₈)

Depositi costituiti da alternanze millimetriche, centimetriche e decimetriche di sabbie fini e finissime, limi ed argille in strati da molto sottili a spessi. Il rapporto fra sabbia, limo ed argilla è variabile da zona a zona. Gli intervalli sabbioso limosi sono caratterizzati da stratificazione prevalentemente sottile e media all'interno di sequenze decimetriche e metriche con gradazione positiva o negativa-positiva. Questi passano verso l'alto ad argille in strati da medi a molto spessi, che presentano bioturbazione diffusa o concentrata attorno ad apparati radicali e locali accumuli di sostanza organica indecomposta. Sono frequenti anche evidenze di processi pedogenetici. I colori di questi depositi possono essere grigio omogeneo, grigio con screziature giallastre e giallo ocraceo omogeneo.

Questi depositi includono gli ambienti di argine e di piana inondabile (localmente di canale) e sono stati mappati in quei casi in cui, o per la mancanza di dati significativi o per i complessi rapporti stratigrafici latero-verticali, complicati dai fenomeni di erosione, di alterazione e di ricoprimento da parte dei sedimenti più recenti, non è stato possibile distinguere in dettaglio i vari elementi morfo-deposizionali.

5. - DEPOSITI QUATERNARI INTRAPPENNINICI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA

5.1. - I CORPI DI FRANA

Le aree collinari e montagnose del versante padano dell'Appennino, sono spesso soggette a degrado ambientale e dissesto idrogeologico, con coefficiente di rischio geo-ambientale di valore assai elevato. Anche il territorio compreso nel F. 180 non sfugge a questa regola, presentando una diffusa distribuzione di aree soggette a dissesto. Zone di attivo dissesto si trovano nell'alta valle del T. Arda e sul versante di destra della Val Chero.

Gli accumuli di frana sono stati distinti sulla base dello stato di attività del movimento, in frane in evoluzione (**a₁**), e frane senza indizi di evoluzione (**a₂**); le prime presentano evidenze di movimento in atto o sono state interessate da movimento negli ultimi cicli stagionali, mentre le seconde non recano evidenze di movimento. La distinzione tra frane in evoluzione e senza indizi di evoluzione 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.

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 sono 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 M. Cassio p.p.

5.2. - I DETRITI E LE COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI DI VERSANTE

I detriti di versante (**a₃**) sono costituiti da elementi litoidi spigolosi, generalmente privi di matrice e si sono formati per processi di disgregazione 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 rielaborati molto limitatamente dalle acque di ruscellamento.

Le coltri eluvio-colluviali di versante (**a₄**) sono costituite da elementi lapidei eterogenei ed eterometrici, inglobati in matrice pelitica sabbiosa, talora abbon-

dante, e sono generate e rielaborate da processi di alterazione in sito, da fenomeni gravitativi e dalle acque di ruscellamento.

5.3. - I DEPOSITI ALLUVIONALI

L'area rappresentata nel Foglio 180 è interessata da numerosi rii e torrenti secondari che confluiscono nei seguenti corsi d'acqua principali, da ovest verso est: T. Nure, T. Riglio, T. Chero, T. Arda, T. Ongina, T. Stirone, tutti affluenti del Po.

La densità del reticolato varia in rapporto alle litologie attraversate: è massima in corrispondenza delle successioni a prevalente componente argilloso-marsona (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 (Formazione di Ranzano, Flysch di Monte Cassio ecc.).

Le aste fluviali principali attraversano circa ortogonalmente le strutture appenniniche, senza evidenziare cambiamenti di percorso particolarmente bruschi.

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

I depositi alluvionali non attribuiti ad AES (depositi alluvionali terrazzati intravallivi e quelli della fascia delle conoidi e della piana alluvionale), a cui si rimanda per una descrizione dettagliata, sono stati distinti in depositi alluvionali in evoluzione e recenti (**b₁**) ed in conoidi alluvionali.

I depositi alluvionali dal punto di vista litologico sono costituiti da ghiaie, decisamente prevalenti, sabbie e da locali blocchi, di dimensioni fino a plurimetriche; sono presenti locali intercalazioni argilloso-limose. I depositi alluvionali in evoluzione e recenti occupano l'alveo attuale del corso d'acqua e tratti temporaneamente abbandonati, ma che sono potenzialmente interessati dalle dinamiche fluviali in regime di piena ordinaria e sono quindi depositi soggetti ancora a rimobilizzazione.

Le conoidi alluvionali si sviluppano in corrispondenza degli sbocchi vallivi e presentano in pianta una forma a ventaglio. Si tratta di corpi composti da strati amalgamati e discontinui, spesso con basi erosive, costituiti da sedimenti molto eterogenei; le ghiaie e le sabbie sono predominanti e si rinvencono sia immerse in matrice argilloso-limosa sia in livelli grano-sostenuti e privi di matrice; sono presenti anche locali intercalazioni di argille e limi. La deposizione di questi corpi è dominata dagli episodi di piena che generano flussi più o meno concentrati e generalmente non confinati e movimenti di massa, prevalentemente colamenti (*debris flow*). Sono possibili rimaneggiamenti ad opera del ruscellamento e di processi franosi.

PROGETTO
CARG

V - GEOLOGIA DEL SOTTOSUOLO

1. - ASSETTO STRUTTURALE

Il Foglio 180 racchiude un'area in cui si delinea il passaggio tra la catena appenninica e la pianura padana; per le non eccezionali condizioni di affioramento del margine della catena e per la prevalenza del territorio di pianura, le indagini svolte in questo Foglio forniscono maggiori informazioni sull'evoluzione del bacino padano anziché della catena appenninica.

La buona qualità delle immagini sismiche ha consentito di evidenziare i principali elementi tettonici sepolti che caratterizzano il Foglio e di ricostruire con dettaglio l'assetto strutturale del sottosuolo (vedi schema tettonico allegato alla carta geologica e linee sismiche del Foglio Allegato).

A questo proposito il Foglio 180 è corredato da quattro sezioni geologiche, delle quali, con lo scopo di intercettare gli elementi stratigrafici e strutturali più rappresentativi, tre sono orientate secondo tracciati subparalleli ad andamento SSO-NNE ed una quarta è orientata circa perpendicolarmente a queste. Le sezioni sono state costruite integrando i dati geologici di superficie, i profili sismici e i dati di sottosuolo acquisiti con perforazioni (pozzi AGIP). Al fine di evidenziare tridimensionalmente questi elementi è stata costruita anche una mappa che riproduce l'andamento della superficie corrispondente alla base del Sintema del Torrente Ongina (circa base del Pliocene) (vedi Foglio Allegato).

Lo studio del sottosuolo ha evidenziato una geometria a falde embricate che interessa l'intera successione sedimentaria fino ai calcari mesozoici (vedi sezioni geologiche) con piani di scollamento ed accavallamento immergenti generalmente verso SO con inclinazioni comprese tra 20 e 30, a cui si associano ampie

zone sinclinaliche, sviluppate sul dorso delle falde stesse. L'attuale assetto strutturale è il prodotto dell'evoluzione di questo settore da una condizione di avanfossa, fino al Tortoniano, ad una condizione di frammentazione dell'avanfossa stessa con la formazione di una serie di bacini di tipo *piggy back* (ORI & FRIEND, 1984) nel periodo di tempo compreso tra il Messiniano e il Pleistocene.

In riferimento allo schema tettonico allegato alla carta geologica, dal settore più interno (SSO) a quello più esterno alla catena (NNE) si individuano: il fronte delle falde alloctone, conosciuto nella letteratura geologica con il nome di "Fronte di Sovrascorrimento Pedeappenninico" (*Pedeapenninic Thrust Front*, PTF, BERNINI & PAPANI, 1987), una sinclinale che costituisce un primo bacino deposizionale (bacino di Castell'Arquato, AGIP 1994), una prima culminazione antiforme legata al *thrust* di Salsomaggiore, una seconda sinclinale (bacino di Cortemaggiore, AGIP 1994) limitata a nord dal *thrust* di Cortemaggiore ed infine, ed esterno al Foglio, un bacino sinforme più esterno (bacino di Cremona, AGIP 1994) limitato verso nord dal *thrust* di Cremona. Il *thrust* di Cremona fa parte della fascia di sovrascorrimenti più settentrionale della catena appenninica, conosciuta con il nome di "Pieghe Emiliane" (*Emilia Folds*, PIERI & GROPPI, 1981) od anche "Fronte di Sovrascorrimento Esterno" (*External Thrust Front*, ETF, BERNINI & PAPANI, op. cit.).

Il *thrust* di Salsomaggiore costituisce il lineamento strutturale dominante del Foglio e si manifesta diversamente in funzione dell'orientazione delle sezioni che lo attraversano. L'asse di questa struttura è orientato circa ESE-ONO e la sua proiezione in superficie attraversa l'allineamento S. Giorgio Piacentino, S. Protraso (Fiorenzuola), Salsomaggiore. L'asse è immergente verso ONO e la culminazione della struttura si osserva nel settore SO del Foglio (in prossimità di Salsomaggiore).

Nel settore di SE il *thrust* di Salsomaggiore determina una struttura anticlinale rovesciata e fagliata (sez. C-C', linee 2 e 5). Verso ovest l'anticlinale non è rovesciata e nelle porzioni più occidentali del Foglio è simmetrica ed oltre al *thrust* frontale si osservano anche retroscorrimenti (*back thrust* di Turro e *back thrust* di S. Giorgio Piacentino, AGIP 1994).

Il piano del *thrust* di Salsomaggiore si immerge ad alto angolo verso SSO attraversando e dislocando parte della successione pliocenica (apparentemente fino al Pliocene medio-superiore), tutta la successione di avanfossa appenninica e si radica nei livelli profondi, all'interno dei carbonati mesozoici. Localmente il rigetto del *thrust* è stato valutato almeno 1000-1500 metri. La sezione D-D' si sviluppa sul dorso della struttura di Salsomaggiore e presenta un andamento circa parallelo all'asse del bacino di Castell'Arquato. Questa sezione, confrontata con le altre, mette in evidenza che la struttura di Salsomaggiore presenta una geometria tridimensionale complessa, ovvero la culminazione ha espressione lungo due direzioni circa perpendicolari.

L'integrazione tra le linee sismiche e i dati di pozzo permettono di attribuire al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore le ultime dislocazioni osservabili nelle immagini di sottosuolo (vedi sezioni A-A' e B-B').

All'interno della struttura di Salsomaggiore si sviluppa il bacino di Castell'Arquato, limitato a sud dalle falde liguri. L'asse di questo bacino immerge in direzione circa ONO, dove la coltre di riempimento raggiunge il massimo spessore; questi depositi sono basculati verso nord a causa dei movimenti delle porzioni interne della catena e verso occidente a causa dell'attività del *thrust* di Salsomaggiore.

Frontalmente al *thrust* di Salsomaggiore si sviluppa il bacino di Cortemaggiore, limitato a nord dall'omonima struttura; nel settore centro-occidentale questa culminazione presenta una geometria anticlinalica ed è caratterizzata dal *back thrust* di Pontenure (AGIP, 1994; vedi sez. A-A' e B-B'), che non ha più evidenza nel settore orientale. Il fronte del *thrust* di Cortemaggiore presenta in pianta una forma arcuata che determina, nel settore orientale, un ampliamento del settore sinclinalico alle sue spalle. Sempre in questo settore si ipotizzano degli importanti raddoppi all'interno della successione di avanfossa. (sez. C-C').

L'attività di questa struttura si realizza dal Messiniano al Pliocene ed è testimoniata dai caratteri geometrici della successione sedimentaria che colma il bacino di Cortemaggiore: la culminazione sembra essere sigillata dai depositi del Pliocene sommitale - Pleistocene inferiore.

Un'altra peculiarità dell'assetto strutturale del sottosuolo emerge dalle linee sismiche trasversali che, seguendo approssimativamente la culminazione delle strutture, mettono in evidenza la presenza di un settore centrale caratterizzato da una blanda sinforme con asse orientato circa NNE-SSO (vedi linee 10 e 4 e sez. D-D').

L'origine di questa struttura può essere imputata a discontinuità trasversali al fronte delle strutture che avrebbero svincolato i vari settori osservati, ciascuno caratterizzato da geometrie e quindi da un grado di deformazione diverso. Questa assunzione rimane tuttavia ipotetica, in mancanza di chiare evidenze nelle linee sismiche parallele al fronte delle strutture. Ipotetica rimane anche la possibile relazione tra questa struttura sepolta ed i limiti delle unità tettoniche liguri in affioramento; tuttavia si deve sottolineare la corrispondenza, relativamente alla posizione e alla orientazione, tra i lineamenti tettonici a destra del torrente Riglio e a sinistra del fiume Arda e i limiti di settori strutturalmente differenziati nel sottosuolo.

2. - SEZIONI GEOLOGICHE (con il contributo di S. Rogledi)

Informazioni più approfondite riguardo alle relazioni stratigrafico-strutturali

delle successioni presenti nel Foglio si possono trarre dal confronto tra la carta di superficie e le sezioni geologiche.

Nelle sezioni A-A' e B-B' le falde alloctone sovrascorrono i depositi miocenici dell'avanfossa appenninica (Unità di Salsomaggiore) lungo una superficie circa orizzontale (poco immergente) che si trova tra 2000 e 1500 m circa di profondità; in particolare, nel pozzo AGIP Tollara 1 (sezione A-A') la base delle falde alloctone si trova a 1500 m di profondità mentre nel pozzo AGIP Rezzano 1 (sezione B-B') la stessa base si ritrova a 1912 m.

Da una stima relativa alle immagini sismiche, la successione di avanfossa, indistintamente dai depositi emipelagici del tardo cretacico-paleogene, presenta uno spessore di circa 4500-4000 m alle spalle del *thrust* e si assottiglia in prossimità della culminazione della struttura di Salsomaggiore. Questa successione appoggia sui carbonati mesozoici, il cui tetto si trova verosimilmente ad una profondità compresa approssimativamente tra i 5500 e i 6000 m.

Verso il settore orientale del Foglio (vedi sezione C-C') gli elementi tettono-stratigrafici su citati sono più superficiali a causa della culminazione della struttura di Salsomaggiore: la base delle unità alloctone e il tetto dei carbonati mesozoici risalgono rispettivamente fino a circa 1000 e 4500 m di profondità.

Questa culminazione porta ad affiorare la successione dell'Unità di Salsomaggiore nel settore SE del Foglio, dove la stessa risulta limitata a SO da una faglia diretta a direzione appenninica e si estende a SE fino al F. Taro, oltre il quale la struttura ad anticlinale rovesciata verso NE, si immerge al di sotto delle Liguridi.

La sezione D-D', che taglia trasversalmente il *thrust* di Salsomaggiore, mostra anch'essa la risalita per raddoppio tettonico dei calcari mesozoici. Il tetto di questi ultimi si trova a circa 3000 m di profondità nel settore orientale e si approfondisce fino a 5500-6000 m circa nel settore occidentale. La successione pre-messiniana che lo ricopre raggiunge uno spessore di circa 3700-4000 m ad ovest e si riduce a circa la metà nel sottosuolo di Salsomaggiore.

Nel pozzo Rezzano1 (sez. B-B') le formazioni alloctone sono costituite dalle argille scagliose a cui si intercalano intervalli marnosi più o meno calcarei; per i campioni prelevati tra i 1143 e i 1145 m di profondità è stata riconosciuta un'età del Cretacico superiore. Questi depositi ricoprono una successione di avanfossa costituita da marne con intercalazioni arenacee, attribuita al Serravalliano-Tortoniano.

Nel pozzo Tollara 1 (sez. A-A') i terreni alloctoni sono costituiti da una successione di argille e marne con intercalazioni di livelli sabbiosi, caratterizzata da un contenuto faunistico che indica un'età compresa tra il Paleocene e il Miocene; anche in questo caso i depositi alloctoni ricoprono una successione costituita prevalentemente da marne a cui si intercalano locali livelletti sabbioso-siltosi, data-ta Serravalliano-Tortoniano.

In affioramento le falde alloctone sono costituite in prevalenza dai terreni dell'Unità Cassio, dell'Unità Bettola e dell'Unità Grotta ed affiorano nell'area meridionale del Foglio.

Nella porzione più a SO del Foglio (sez. A-A') è presente la falda dell'Unità Bettola, caratterizzata dall'accavallamento del flysch di Bettola sulla Formazione di Val Luretta, che si presenta, a sua volta, in scaglie sovrapposte; le Argilliti di Guselli sono presenti come lembi in corrispondenza dei principali piani di accavallamento. Come indicato nel Foglio 179 limitrofo, in questo settore si osserva una risalita delle unità tettoniche più profonde (Unità di Guselli) rispetto all'Unità tettonica Bettola; tuttavia, nell'interpretazione strutturale del Foglio 180 emerge una maggiore complessità dell'edificio a falde, in quanto le immagini sismiche mostrano, in corrispondenza di questa culminazione strutturale, la presenza di *thrust* che portano in affioramento terreni apparentemente sottostanti all'Unità di Guselli, attribuiti in superficie alla Formazione della Val Luretta.

L'Unità Grotta, nel settore di SE, è caratterizzata da lembi di successioni di argille varicolori e torbiditi arenacee che si presentano deformate in due ampie sinclinali, con asse circa N-S.

A scala regionale la principale fase di attività del fronte delle falde alloctone si realizza a partire dal Tortoniano e corrisponde al sovrascorrimento delle unità liguri, ed in particolare dell'Unità Bettola sui terreni del Serravalliano appartenenti alla serie di avanfossa, innescato forse dagli accavallamenti delle unità umbro-toscane presenti nei settori più interni della catena (CASTELLARIN, 1994).

Un'altra fase di attività molto importante di questo fronte avviene nel Messiniano superiore ed è testimoniata dalla distribuzione e dall'assetto della successione sedimentaria post-evaporitica (Sintema di Campore); i depositi di questa unità, infatti, oltre ad appoggiare in discordanza sulla successione ligure sono anche deformati ed infine sigillati dai depositi del Messiniano terminale (*cf.* cap. IV "Stratigrafia"; vedi sezioni geol.).

Queste relazioni geometriche oltre a consentire di datare al Messiniano gli ultimi movimenti delle falde liguri, in questo settore, suggeriscono anche un possibile legame tra questa fase tettonica e la sedimentazione dei depositi caotici tardo messiniani di tutto il margine appenninico-padano, che costituirebbero quindi il riempimento sin-tettonico dei bacini (vedi §. 3.2.).

Nel Foglio 180 questi depositi caotici, appartenenti al Sintema di Campore, costituiscono in affioramento una fascia estesa, nel settore SE del Foglio, tra le unità liguri (Unità Grotta e Unità Sporno), l'Unità di Salsomaggiore e la successione plio-quadernaria.

Questa fascia è caratterizzata da un assetto strutturale scompaginato che conferisce agli affioramenti un carattere di tipo "melange" (*cf.* cap. IV). Fanno parte di questa unità anche i lembi di successione torbiditica arenaceo-pelitica attri-

buite al dominio Ligure e i lembi di successione epiligure i cui contatti, anche se originariamente stratigrafici, presentano spesso evidenze di dislocazioni.

Nel margine SE del Foglio la successione epiligure, appartenente al Sintema di Campore, affiora bene nei pressi di Vigoleno ed è rappresentata, nella sezione D-D', dalla Formazione del Termina (TER₄) che costituisce uno "zatterone" sub-orizzontale che appoggia sui depositi argillosi, con la locale interposizione di lembi di argille varicolori e di torbiditi arenacee.

Questa unità ha una buona espressione sismica ed è stata intercettata da tutte le sezioni geologiche. Nel sottosuolo ricopre sia i terreni alloctoni sia la successione di avanfossa ed è presente in modo discontinuo sul dorso del *thrust* di Salsomaggiore: nel settore di SE mostra uno spessore di circa 700-1000 m (sez. C-C') e si assottiglia (sez. B-B') fino a chiudersi nel settore di SO (sez. A-A'), circa all'altezza dell'incrocio della sezione geologica D-D' con la sezione A-A'.

Nel settore di SE il sovrascorrimento basale delle falde alloctone determina il raddoppio del Sintema di Campore (sez. D-D' e C-C').

I depositi caotici del Messiniano sono altrimenti diffusi frontalmente al *thrust* di Salsomaggiore. La successione di avanfossa è qui ricoperta infatti da un cospicuo spessore di depositi messiniani (oltre 1000 m). Nelle immagini sismiche questi depositi mostrano un'organizzazione caotica, con olistoliti anche di grandi dimensioni (vedi sez. C-C'). Il Sintema di Campore si assottiglia progressivamente, fino a chiudersi, verso le strutture di Salsomaggiore e di Cortemaggiore rispettivamente nel settore sud-occidentale e sud-orientale del Foglio, fornendo la prima testimonianza dell'attività di queste due strutture (sez. C-C', B-B' e linee sismiche del Foglio Allegato).

Al di sopra di questi complessi caotici e della successione dell'unità di Salsomaggiore, in corrispondenza degli alti strutturali (ad es. *thrust* di Cortemaggiore), si osserva l'*onlap* della successione torbiditica messiniana attribuita al Sintema di Noceto.

Le quattro sezioni geologiche ricostruiscono con maggior dettaglio le geometrie della successione del Miocene sommitale e del Pliocene grazie alla integrazione dei dati di superficie con ottime immagini sismiche, sottolineate dal *line-drawing* delle linee sismiche del Foglio Allegato. In aggiunta la stratigrafia del pozzo Tollara1 (sez. A-A') fornisce importanti informazioni: il fondo pozzo è a 2055 m e si individua chiaramente la base delle Argille di Lugagnano (Membro di Legatti) a 1396 m, al di sopra dei terreni alloctoni tortoniani, e la base del Subsintema di Montezago a 940 m. Allo stesso modo, altri due pozzi AGIP (Rezzano1 e Chero-Carpaneto1), relativamente alla sezione B-B', hanno permesso di valutare la profondità di limiti importanti quali la base delle falde alloctone, la base delle Argille di Lugagnano (Membro di Legatti), la base del Subsintema di Montezago e la base del Sintema di Badagnano.

I depositi di questa successione sigillano le faglie principali delle unità alloc-

tone mentre gli stessi depositi sono dislocati dai *thrust* di Salsomaggiore, Pontenure e Cortemaggiore, presentando caratteristiche fisiche che testimoniano una tettonica sinsedimentaria. Geometrie di crescita, troncature, condensazioni e *onlap* sono osservabili soprattutto in corrispondenza del *back thrust* di Pontenure e del *thrust* di Cortemaggiore (vedi linee sismiche del Foglio Allegato e sez. A-A', B-B', C-C').

In particolare la sezione geologica B-B' mostra le relazioni di *downlap* delle Argille di Lugagnano (Membro di Legatti) sul tetto della Formazione di Vernasca, interpretata come una importante superficie di trasgressione. È anche osservabile una superficie di erosione interna alle Argille di Lugagnano sulla quale appoggiano in *downlap* depositi pelitici; questa superficie è riconoscibile chiaramente solo nelle immagini di sottosuolo ed è difficilmente definibile in affioramento a causa dello scarso contrasto litologico. Essa limita inferiormente una unità stratigrafica corrispondente all' "unità di M. Oliveto" (AGIP, 1994, Roveri *et alii*, 1998), limitata al tetto dal Subsistema di Montezago, che non è stata distinta proprio a causa della difficoltà di tracciarne la base in affioramento.

La base del Subsistema di Montezago, nel sottosuolo si correla con un'importante superficie di *toplap* e di troncatura nelle porzioni a tergo del *thrust* di Salsomaggiore che passa, di fronte allo stesso, a una superficie concordante con la successione sottostante ed ancora ad una superficie di erosione e/o di condensazione, in prossimità della culminazione di Cortemaggiore (vedi sez. A-A', B-B', C-C' e linee sismiche 7, 2, 8). Anche la base del Sistema di Badagnano e del Sistema del Torrente Stirone sono superficie di questo tipo, caratterizzate da erosioni e condensazioni ancora più marcate (vedi sez. geol. e linee sismiche). Al di sopra di queste importanti superfici di discontinuità i riflettori evidenziano rapporti di progressivo *onlap* e successivamente di *downlap*, questi ultimi espressione di una progradazione da sud verso nord, ovvero dal margine della catena verso l'avanfossa. Le immagini sismiche più prossime al *thrust* di Salsomaggiore non sono sempre chiare e quindi difficilmente interpretabili; tuttavia si suppone che il *thrust* abbia costituito una soglia sulla quale si è impostato, ed è perdurato fino alla suturazione della struttura, un primo *shelf edge* che separava un bacino meridionale, più interno alla catena (bacino di Castell'Arquato) da uno più settentrionale, più esterno (bacino di Cortemaggiore).

Le unità del Pliocene superiore e del Quaternario (Supersistema del Quaternario Marino e Supersistema Emiliano-Romagnolo) non sembrano essere dislocate dall'attività dei *thrust* e progressivamente ricoprono e seppelliscono le antiche strutture. Le immagini sismiche mostrano che queste unità sono leggermente basculate verso N e NNE e formano enormi cunei sedimentari (con pendii fino a 5 di pendenza circa ed estesi da 800-3000 m, con un dislivello tra tetto e piede del pendio di circa 300-500 m) che progradano, in varie fasi, dalle zone più interne della catena verso l'avanfossa.

Al tetto della successione quaternaria marina, i depositi del Supersistema Emiliano-Romagnolo costituiscono un corpo cuneiforme, con spessore massimo di circa 200-300 m, limitato superiormente dalla superficie topografica e alla base da una superficie erosiva che tronca i precedenti depositi quaternari.

Il riempimento dei bacini avviene progressivamente dalle zone più interne (bacino di Castell'Arquato) a quelle più esterne (bacino di Cremona). Le caratteristiche geometriche dei riflettori indicano che il progressivo colmamento del bacino avveniva prima attraverso strati piano paralleli che si chiudevano in *onlap* contro le strutture ed in seguito con la progradazione di cunei sedimentari rappresentati da riflettori con geometrie sigmoidali e con evidenti rapporti di *toplap* e *downlap* (linee 1, 2, 3, 7, 8, 9).

L'incrocio delle linee sismiche ha anche evidenziato delle variazioni nella direzione della progradazione di questi sistemi deposizionali; ad esempio nella linea 7, nel bacino di Cremona, la progradazione subisce una deviazione da una direzione trasversale ad una longitudinale alla culminazione frontale. Questo fatto potrebbe essere attribuito o ad un cambio dell'alimentazione dei sistemi deposizionali oppure ad un adattamento dei sistemi stessi in relazione ad una soglia ovvero ad una variazione della direzione di progradazione per aggirare l'ostacolo ed avviare così alla riduzione di spazio per la sedimentazione. Quando il bacino di Cremona è anch'esso colmato si osserva nuovamente una progradazione trasversale all'asse della struttura stessa.

L'evoluzione sedimentaria dei bacini sopra descritta è valida per quanto concerne la successione quaternaria, diversamente la successione pliocenica, seppur mostri anch'essa un'organizzazione di questo tipo, testimonia una storia deposizionale più complessa. Il motivo sembra risiedere nel fatto che durante il Pliocene i *thrust* e le loro rampe laterali fossero molto attivi determinando la segmentazione dei bacini in settori strutturalmente svincolati e con tassi di subsidenza molto accentuati e variabili. In aggiunta, la ricostruzione delle zone di raccordo tra i vari bacini è complicata dalla scarsa risoluzione sismica di questi settori.

Durante il Quaternario invece emerge che tutto il settore in oggetto si sia mosso solidalmente in blocco, in un generale movimento di basculamento verso nord.

3. - CARTA DEL "TETTO DELLE GHIAIE"

(con i contributi di U. Cibin, A. Di Giulio e S. Segadelli)

Per quanto riguarda la cartografia in pianta della porzione più superficiale del sottosuolo è stato scelto di dare enfasi ai corpi litologicamente più grossolani (ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie più o meno ghiaiose), realizzando la carta del "tetto delle ghiaie".

Questa descrive la geometria della superficie sommitale dei principali depositi ghiaiosi dei sistemi deposizionali alluvionali di conoide e piana dell'immediato sottosuolo, intercettati dalle indagini geognostiche che sono raccolte nella Banca Dati Geognostici della Regione Emilia-Romagna (profondità massima raggiunta non superiore a - 45 m s.l.m.). Questi corpi ghiaiosi appartengono alle unità più superficiali presenti nel Foglio ovvero a tutta l'unità AES₈ e alla parte regressiva sommitale più marcatamente grossolana di AES₇ (vedi Cap. IV, 4.4.).

La scelta di rappresentare in pianta i depositi fluviali ghiaiosi è motivata dal fatto che la carta che ne deriva fornisce importanti informazioni sull'architettura dei sistemi deposizionali sepolti ovvero offre nuovi dati per la ricostruzione della dinamica sedimentaria del margine appenninico durante il recente passato (Pleistocene superiore - Olocene), nonché costituisce un documento di grande interesse applicativo per quanto concerne la salvaguardia e lo sfruttamento delle risorse idriche sotterranee.

La natura grossolana del deposito è definita sia in modo diretto sulla base delle descrizioni riportate nelle stratigrafie dei pozzi e carotaggi (vedi fig. 5), sia in modo indiretto, sulla base della risposta alla punta dei terreni nelle prove penetrometriche. In queste prove, che sono di tipo statico, statico con punta elettrica e dinamico, è stato definito ghiaioso il terreno che durante l'esecuzione della prova ha sviluppato una resistenza alla punta maggiore di 350-400 kg/cm² o che ha richiesto un numero di colpi maggiore di 80-100 per un avanzamento di 10 cm.

La carta del "tetto delle ghiaie" rappresenta la quota del tetto delle ghiaie sepolte sotto forma di isobate riferite al livello del mare. La carta quindi è costruita interpolando, in pianta, le quote relative a dati puntuali che si riferiscono a depositi ghiaiosi alluvionali di varie generazioni sovrapposti verticalmente e giustapposti lateralmente. Essa quindi rappresenta, di fatto, le aree e le quote in cui vi è la probabilità massima di intercettare i primi depositi ghiaiosi dalla superficie, in base al *set* di dati disponibili al momento del suo allestimento.

L'attribuzione stratigrafica dei depositi ghiaiosi è stata fatta sulla base del quadro stratigrafico ricostruito da sezioni geologiche; in questa attribuzione sono stati di fondamentale importanza i sondaggi a carotaggio continuo appositamente realizzati per il progetto CARG e, ovviamente, le datazioni ¹⁴C effettuate sulle carote.

I depositi ghiaiosi sono assegnati alle unità stratigrafiche AES₇ e AES₈ sia nel sottosuolo sia in superficie; in quest'ultimo caso le aree di affioramento costituiscono il collegamento fra la cartografia di superficie e quella di sottosuolo (la quota delle ghiaie affioranti non viene riportata perchè coincide con buona approssimazione con la quota topografica).

La carta non è "trasparente" ovvero viene rappresentato soltanto il tetto ghiaioso più superficiale che può appartenere sia ad AES₇ sia ad AES₈. Questa

caratteristica conferisce al “tetto-ghiaie” un significato tempo-trasgressivo; in altre parole tale superficie non è isocrona.

Le aree dove è mappato il tetto delle ghiaie sepolto così definito possono confinare con aree in cui le ghiaie affiorano (AES_{7b}, AES₈, AES_{8a}), con aree dove, per mancanza di dato non è definita la litologia affiorante o sepolta (localmente AES₈, AES_{7b}, AES_{7a}, AES₃, AES indistinto), con aree che rappresentano delle variazioni laterali di facies (con granulometrie uguali o inferiori alla sabbia) all'interno della superficie “tetto-ghiaie”.

Dalla lettura della carta emerge l'esistenza di due domini distinti, uno legato all'attività del Po, l'altro ai fiumi di pertinenza appenninica.

La distinzione avviene, in primo luogo, sulla base della distribuzione e delle geometrie dei corpi ghiaiosi, ghiaioso-sabbiosi e sabbiosi: i depositi padani occupano la porzione nord-orientale del Foglio e sono organizzati in corpi tabulari pressochè continui, spessi 4-5 m (vedi sondaggio S9), con asse deposizionale orientato E-O, circa parallelamente al margine appenninico; i depositi appenninici sono localizzati in corrispondenza dello sbocco delle valli dell'Arda e del Nure, hanno una forma lobata e orientata trasversalmente al margine appenninico e sono costituiti da corpi ghiaioso-sabbiosi amalgamati, spessi fino a 30 m (vedi sondaggi S2, S3, S6). Sono presenti anche depositi appenninici legati al reticolo idrografico minore, anch'essi sviluppati trasversalmente e al piede del margine appenninico.

Nel dominio di pertinenza padana si osserva che le ghiaie dell'unità di Vignola (AES_{7b}) sono ricoperte da un primo intervallo ghiaioso-sabbioso e sabbioso del Subsistema di Ravenna (denominato informalmente AES₈ “inferiore”) e ricompaiono nel settore NE del Foglio in una finestra di forma allungata ed orientata circa E-O. In prossimità dell'angolo di NE questo primo intervallo grossolano è ricoperto da uno spessore più superficiale di depositi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi, sempre appartenenti ad AES₈ (denominati informalmente AES₈ “superiore”); prescindendo da questi ricoprimenti e quindi dai salti di quota che comportano, il tetto delle ghiaie del dominio padano è assimilabile ad una superficie piuttosto regolare immergente circa verso NE.

A scala regionale, le stratigrafie dei sondaggi e delle penetrometrie (Banca Dati Geognostica della regione Emilia-Romagna) evidenziano che il dominio Padano è caratterizzato da intervalli continui di sabbie con estensione laterale dell'ordine dei chilometri e costituiti da corpi amalgamati fino a spessori di 20 m circa e solo limitatamente da livelli di ghiaie e ghiaie sabbiose (vedi sondaggio S9); diversamente, i depositi appenninici sono discontinui sia verticalmente sia lateralmente ed appartengono a sistemi deposizionali relativamente piccoli in confronto a quello padano.

In questi sistemi appenninici di conoide alluvionale si può apprezzare, alla

scala del Foglio, una marcata variazione granulometrica sottocorrente, ovvero da SSO a NNE, poiché i depositi ghiaiosi si assottigliano progressivamente e si passa dalle ghiaie (S6) a depositi ghiaioso-sabbiosi (S4, S5, S7, S8) e infine a depositi prevalentemente limosi (S1, S9), su una distanza di poche decine di chilometri.

Per discriminare i due domini è stato utilizzato anche il criterio petrografico; è stata compiuta a tal proposito un'analisi della composizione delle sabbie del sondaggio S9 (tab. 1 e fig. 6).

Tab. 1 - *Dati composizionali relativi alle sabbie del sondaggio S9 e, per confronto relativi alle sabbie attuali del Po, dell'Arda e dello Stirone. * dati da GARZANTI et alii (1998).*

	Po medio	Arda*	Stirone*	P1	P2	P3	P4	P5
Q	48,5	19	34	3,5	18,4	53,7	45,4	49,8
F	20,2	1	7	5,0	9,2	10,2	23,0	18,7
Lm	11,9	0	0	1,5	19,6	17,2	17,9	19,9
Lv+Lo	9,6	3	2	6,5	3,6	2,2	4,1	2,4
Lsedim	9,8	77,0	57,0	83,5	49,2	16,7	9,7	9,2
Totale	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Per le sabbie di provenienza appenninica, si sono utilizzati, come riferimento, i valori ottenuti dalle sabbie attuali del dominio Arda/Stirone (GARZANTI et alii, 1998); queste sono caratterizzate da una composizione spiccatamente litica dovuta ad un'alta percentuale di litici sedimentari silicoclastici e carbonatici (Lsedim, superiore al 50%), ad una bassa percentuale di quarzo (inferiore al 35%) e feldspati; tra i litici, particolarmente caratteristica la presenza di serpentiniti (Lo) e l'assenza di litici metamorfici.

Per quanto riguarda le sabbie di pertinenza padana si è fatto riferimento alla media dei valori ottenuti dalle sabbie attuali del Po nel tratto compreso tra Alessandria e Cremona ("Po medio"); queste sabbie presentano un'alta percentuale di quarzo (valore medio intorno al 50%), di feldspati (circa il 20%) ed una popolazione di frammenti litici in cui prevalgono i frammenti metamorfici.

A partire da questi dati di riferimento, i campioni P1 e P2 mostrano valori che rispecchiano chiaramente un'origine appenninica, mentre i campioni P3, P4, P5 ricalcano la composizione dalle sabbie attuali padane (vedi fig. 6).

I principali sistemi appenninici sono due e si sviluppano in corrispondenza dei fiumi Nure ed Arda.

Nel settore del fiume Nure (lato NO della carta) si individua un area corrispondente ad un terrazzo alluvionale (vedi Carta Geologica), in cui le ghiaie del-

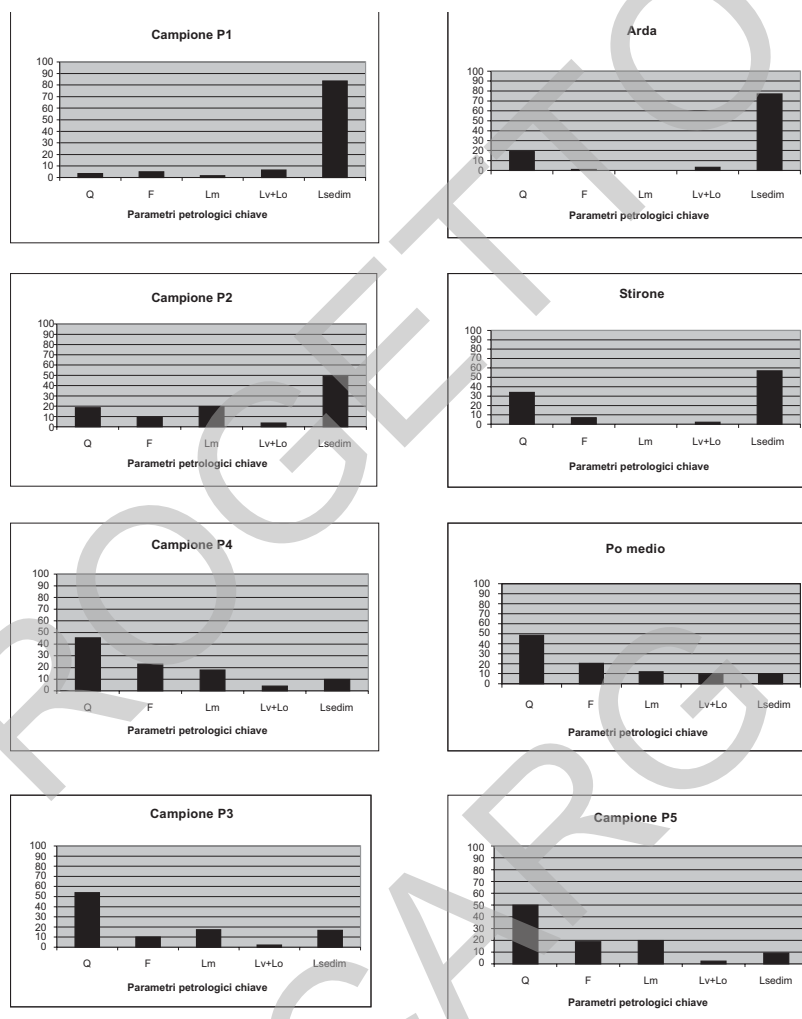


Fig. 6 - Istogrammi rappresentativi dei caratteri petrografici chiave dei campioni di sabbia provenienti dai sondaggi S9 e confronto con i dati relativi alle sabbie attuali del Po, dell'Arda e dello Stirone.

l'unità di Vignola sono sepolte da una coltre di depositi fini ricoperta, a sua volta, in affioramento, da depositi ghiaiosi di unità stratigrafiche più recenti (Subsistema di Ravenna). Sul lato destro del Nure si può osservare il contatto e l'amalgamazione tra corpi ghiaiosi posti a profondità differenti, con una differenza di quota di circa 2-3 m. I livelli più profondi sono stati attribuiti ad un primo ciclo sedimentario del Subsistema di Ravenna e denominati informale-

mente AES₈ “inferiore”, mentre i depositi ghiaiosi più superficiali ad un successivo ciclo ed attribuiti ad un AES₈ “superiore”.

I depositi ghiaiosi di AES₈ “inferiore” hanno una distribuzione circa parallela al margine appenninico con una forma lobata in corrispondenza del Nure e dell’Arda e sono interpretabili come una fascia di coalescenza dei depositi di conoide alluvionale. Le ghiaie di AES₈ “superiore” hanno una forma marcatamente lobata e verso monte incidono i depositi di AES₈ “inferiore”.

È da notare una zona intermedia tra le ghiaie appartenenti rispettivamente al sistema dell’Arda e a quello del Nure, alimentata dal reticolo idrografico minore e caratterizzata dalla assenza di depositi grossolani. Questa porzione potrebbe essere interpretata come zona di tracimazione interposta tra le due conoidi principali (si è mappato quindi un ipotetico limite del Nure al tempo AES₈ “inferiore”); tuttavia la mancanza di una distribuzione sufficientemente fitta dei dati non permette una chiara ricostruzione dei rapporti stratigrafici.

Nel sistema dell’Arda si individua una zona terrazzata caratterizzata da depositi grossolani dell’unità Vignola, sepolti al di sotto di una coltre fine appartenente alla stessa unità e sui quali si sovrappongono, verso nord, depositi fini dell’unità più recente (Subsistema di Ravenna). Nel margine nord-orientale del foglio, in prossimità del limite tra il dominio padano e quello appenninico, il tetto-ghiaie subisce un abbassamento che corrisponde alla chiusura laterale delle ghiaie dell’unità di Vignola (AES_{7b}); questa chiusura permette di “vedere” le ghiaie dell’unità di Niviano (AES_{7a}) sottostante. Le ghiaie di AES₇ costituiscono una fascia circa parallela al margine appenninico e sono in contatto lateralmente con i corpi ghiaiosi più recenti dell’unità di AES₈ “inferiore”; questi depositi costituiscono il corpo arealmente più diffuso e formano dei lobi su cui si appoggiano dei lobi di dimensioni minori, posti ad una quota superiore, localizzati allo sbocco delle valli principali ed attribuiti a AES₈ “superiore”.

Sulla base della distribuzione latero-verticale dei corpi ghiaiosi sopra descritta è possibile avanzare un’ipotesi relativa alla dinamica deposizionale delle unità AES₇ e AES₈: nel passaggio dall’unità più antica a quella più recente si realizza un’arretramento dei sistemi di conoide con una progressiva riduzione e spostamento verso monte degli accumuli grossolani.

Nel settore padano questo si traduce con un arretramento delle facies più grossolane verso NNE e NE ovvero in direzione dell’asta fluviale del Po.

Nel settore centro-occidentale è possibile osservare l’erosione e quindi il terrazzamento dei depositi ghiaiosi di AES₈ “inferiore”, nelle zone individuabili come a tergo della cerniera strutturale marginale di bacino (individuabile all’incirca all’altezza dell’isobata 80; vedi fig. 4) e il loro ricoprimento nei settori a fronte della stessa da parte di depositi di AES₈ “superiore”.

Da un punto di vista geomorfologico, si osserva il passaggio da una condizione di fascia ghiaiosa pedemontana (AES_{7b}) ad una condizione di incisione delle valli principali e deposizione delle ghiaie lungo le valli, quindi trasversalmente al margine appenninico, e immediatamente allo sbocco delle valli stesse.

PROGETTO
CARGO

APPENDICE 1

CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO

(a cura di M.T. De Nardo e L. Calabrese)

La Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000, della quale i fogli 1:50.000 rappresentano la sintesi, trova molteplici utilizzi in campo applicativo sia come carta di inquadramento generale (preliminare a rilevamenti di maggiore dettaglio), sia come base per elaborazioni tematiche a scale inferiori.

In questo capitolo verranno sinteticamente trattati i principali ambiti di applicazione delle informazioni geologiche derivabili dal foglio oggetto di queste note illustrative (con le precisazioni di cui sopra in merito alla scala), fornendo al lettore gli estremi dell'eventuale normativa di riferimento (con speciale attenzione a quella regionale, meno facilmente reperibile) ed evidenziando i collegamenti con l'area rappresentata nel foglio geologico oggetto di queste Note Illustrative.

Questi gli argomenti trattati:

- pianificazione territoriale;
- gestione dei vincoli idrogeologici;
- valutazione del dissesto;
- gestione delle attività estrattive.

1. - LA PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

Per avere un riferimento (ormai “storico”) dal punto di vista normativo, si può partire dalla legge regionale (in seguito, L.R.) n.47 del 7-12-78 “Tutela e uso del territorio”, che descriveva la pianificazione territoriale come attuata secondo due livelli:

- regionale, con riferimento al Piano Territoriale Regionale (PTR, i cui contenuti sono riassunti dall’art. 5 della L.R. n.36 del 5-9-88) e strumenti di settore ad esso collegati. Al PTR è riconosciuto il compito di unificazione e coordinamento della pianificazione di settore (sub-regionale) in materia di ambiente, trasporti, attività produttive.
- sub-regionale, con riferimento principalmente ai Piani Regolatori comunali (PRG) e strumenti di dettaglio, necessariamente conformi alle norme generali stabilite dai precedenti. Relativamente alla documentazione geologica da produrre a corredo dei piani urbanistici comunali, il riferimento normativo è dato dalla circolare regionale n.1288 dell’11-2-83, per molti aspetti superata ed in attesa di indispensabili aggiornamenti. Per i Comuni dell’Appennino emiliano-romagnolo, la cartografia geologica a scala 1:10.000 è stata spesso utilizzata dai professionisti incaricati come riferimento per l’inquadramento geologico generale.

Nella già citata L.R. 47/78 sono contenuti specifici riferimenti circa l’acquisizione di dati geologici sul territorio, finalizzati alla determinazione di “zone di tutela” (art. 33 sulle aree soggette a dissesto idrogeologico). Tale filosofia è sviluppata successivamente nella formulazione del Piano Territoriale Paesistico Regionale (vedi oltre).

La successiva legge dello Stato sulla difesa del suolo (183/89) ha dato ulteriormente impulso alla pianificazione di livello regionale; questa si è recentemente concretizzata con l’adozione di importanti piani-stralcio, quali i Piani per l’Assetto Idrogeologico (PAI) formulati dall’Autorità di Bacino dei fiumi Po, Reno e Marecchia-Conca.

Per il settore ambiente, il PTR prevede l’adozione dei seguenti piani, relativamente ai quali è indispensabile l’informazione geologica:

- il Piano Territoriale Paesistico Regionale (PTPR, la prima versione del quale risale al 1988, adottato in forma definitiva con delibere n.1388 del 28-1-93 e n.1551 del 14-7-93).
- i piani di tutela delle acque s.l. (riferimenti: L.R. n.9 dell’1-2-83 “piano territoriale regionale per il risanamento e la tutela delle acque”; legge dello Stato n.845 del 10-12-80 “legge speciale per Ravenna” sul controllo degli emungimenti dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza), finalizzati

all'utilizzo ottimale delle risorse idriche ed alla regolamentazione dei prelievi dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza. A questa esigenza, nuovo impulso è stato dato dalla recente normativa nazionale sulle acque (dlgs 152/99 e successive integrazioni).

- i piani delle attività estrattive di ambito provinciale e comunale, regolamentate dalla L.R. n.13 del 2-5-78, sostituita dalla L.R. n.17 del 18-7-91. Quest'ultima stabilisce l'elaborazione di "piani infraregionali delle attività estrattive" (PIAE) da parte delle Province, basati sulla quantificazione del fabbisogno di materiale per l'arco di tempo di un decennio, l'individuazione di poli delle attività estrattive, la formulazione di direttive per la coltivazione ed il successivo ripristino, esteso anche alla cave abbandonate senza sistemazione. Ai PIAE si uniformeranno i piani delle attività estrattive (PAE) elaborati dai singoli Comuni.
- il Piano di smaltimento dei rifiuti (adottato con L.R. n.6 del 27-1-86), assunto come riferimento per l'elaborazione di analoghi piani a carattere infraregionale.

La L.R. n.6 del 30-1-95 ha delegato alle Province le competenze regionali in materia di pianificazione territoriale, obbligandole a dotarsi di un Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale (PTCP), coerente con i contenuti del PTR, a cui si dovranno uniformare gli strumenti urbanistici comunali. La maggior parte delle province ha predisposto e adottato i rispettivi PTCP in un arco di tempo compreso tra il 1998 e il 2000.

Si è indicata la L.R. 47/78 come riferimento "storico", in quanto recentemente sostituita dalla nuova legge urbanistica n. 20 del 24-3-2000 "disciplina generale sulla tutela e uso del territorio", che ridefinisce gli strumenti e contenuti della pianificazione nei livelli regionale (PTR e sua parte tematica sui valori paesaggistici, ambientali e culturali, data dal PTPR), provinciale (PTCP) e comunale, ridefinendone le relazioni ed evidenziando come la pianificazione subordinata osservi e dia attuazione a prescrizioni, direttive, indirizzi, indicazioni sugli approfondimenti contenuti nei piani sovraordinati, i quali sono a loro volta coordinati dagli strumenti di contenuto generale.

Alla formazione degli strumenti di pianificazione territoriale e urbanistica concorrono sia la creazione di un quadro conoscitivo che il monitoraggio e il bilancio degli effetti sul territorio conseguenti all'attuazione dei piani; ad entrambe le azioni, previste dalla L.R. 20/2000 contribuiranno anche le conoscenze di tipo geologico.

Tra le novità introdotte dalla nuova legge urbanistica, si ricorda come a livello comunale siano individuati uno strumento di pianificazione urbanistica gene-

rale (Piano strutturale, PSC) e uno strumento urbanistico che precisa e disciplina gli interventi sul territorio (Piano Operativo, POC), valido cinque anni.

Ulteriori e più dettagliate informazioni sulla normativa e stato della pianificazione territoriale si possono trovare sul sito “www.regione.emilia-romagna.it”, alla voce “urbanistica”.

1.1. - IL PIANO TERRITORIALE PAESISTICO REGIONALE

Tra gli strumenti sopra citati, il PTPR merita particolare attenzione per l'utilizzo dei dati geologici ai fini della pianificazione.

Il PTPR deriva dalle disposizioni della legge 431/85 in materia di pianificazione regionale ed è costituito da una raccolta di cartografie di riferimento a scala 1:25.000 e relativa normativa. Sono individuate aree di tutela specifiche (perimetrate nelle tavole di riferimento), regolamentate da articoli della normativa, dei quali si elencano quelli sicuramente attinenti gli aspetti geologici del territorio (riferimento alla versione definitiva del 1993):

- art. 17 : “zone di tutela dei caratteri ambientali di laghi, bacini, corsi d'acqua” (fasce di tutela fluviale s.l.);
- artt. 26 e 27 : zone con fenomeni di dissesto, instabilità e potenziale instabilità (individuate dalla carta del dissesto pubblicata negli anni '70 dall'Ufficio Cartografico della regione Emilia-Romagna);
- art. 29: prescrizioni riguardanti gli abitati da consolidare e trasferire, relativamente ai quali è pubblicato un elenco aggiornato rispetto al nucleo originariamente definito dalla L. n.445 del 9-7-1908.

Specifico per le aree di pianura è invece l'art. 28 sulla tutela dei corpi idrici superficiali e sotterranei, mirato alla protezione delle aree di ricarica degli acquiferi principali. In aree montuose non sono previste aree di tutela, eccettuate le fasce di rispetto di pozzi e sorgenti di uso idropotabile dimensionate in base alla L.236/88.

La disponibilità di dati relativamente al settore appenninico, ottenuta attraverso il rilevamento della carta geologica a scala 1:10.000 (parzialmente completa all'epoca della prima formulazione del Piano), rende necessario un aggiornamento delle 48 tavole della carta del dissesto allegate al PTPR. Essendo quest'ultima una carta (di buon livello) essenzialmente fotointerpretata, dal confronto con la cartografia derivata dal rilevamento di campagna si riscontra un aumento del numero dei corpi di frana rappresentati, in conseguenza del diverso metodo utilizzato che ha permesso di migliorare i criteri di perimetrazione delle relative zone di tutela e di risolvere localmente situazioni di ambiguità. La carta tematica così ottenuta, a scala 1:25.000, è stata pubblicata dall'Ufficio geologi-

co regionale nel 1996, con il titolo di “Inventario del dissesto” (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1996). Quest’ultima è stata oltretutto uno dei documenti utilizzati per le analisi territoriali sul dissesto, a corredo degli strumenti di pianificazione territoriali di livello provinciale (PTCP).

Rimane aperto il problema della revisione, su base finalmente idromorfologica-idraulica, delle fasce di tutela fluviale regolamentate dall’art.17 e perimetrare nelle 47 tavole della prima serie allegate al PTPR. Si consideri, a tale proposito, la zonazione predisposta dall’Autorità di Bacino del fiume Po nel gennaio ‘96 e divenuta operativa come Piano Stralcio delle Fasce Fluviali (PSFF), approvato nel 1997; tale zonazione è stata (o verrà) recepita e sviluppata dai Piani Territoriali di Coordinamento delle Province ricadenti in questo ambito (Piacenza, Parma, Reggio Emilia, Modena).

2. - GESTIONE DEI VINCOLI IDROGEOLOGICI

Si tratta dei vincoli “storici” relativi all’utilizzo del territorio, istituiti e gestiti inizialmente a livello nazionale in base al Regio Decreto n.3267 del 30-12-1923, quindi interamente delegati alle Regioni. In Emilia-Romagna i vincoli sono gestiti dalle Province, attraverso i Servizi Provinciali di Difesa del Suolo; con la L.R. 3/99 la gestione del vincolo idrogeologico è stata oggetto di delega alle Comunità Montane e ai Comuni.

Sono soggetti a vincolo idrogeologico i Comuni delle aree di montagna, ivi compresi quelli ricadenti nell’area del foglio geologico in questione; contraddittoria (e quindi da rivedere) appare invece la perimetrazione nella fascia pedepenninica, essendo esclusi dal vincolo settori dove affiorano terreni particolarmente predisposti al dissesto. Maggiori informazioni sullo stato della gestione di tale vincolo e sulle prospettive di revisione di perimetrazione e normativa sono riportate nel volume “Indagine conoscitiva sulla applicazione e gestione del vincolo idrogeologico in Emilia-Romagna”, a cura dell’Ordine dei Geologi della REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1995).

3. - FENOMENI DI DISSESTO

L’Appennino emiliano-romagnolo è particolarmente interessato dal dissesto (determinato da frane ed intensa erosione nelle aree calanchive), come dimostra il numero elevato di abitati dichiarati da consolidare (R.D.L. 45/1908): 128, con una media di 1 ogni 57 Km². A questi si aggiungono altri 107 centri che, al di là delle classificazioni amministrative (che comportano vincoli per l’espansione dei centri abitati: si veda l’art. 29 del PTPR), sono comunque interessati da feno-

meni franosi di rilevanti proporzioni secondo i dati riferiti al 1993 (Atlante dei centri abitati instabili del progetto CNR/SCAI; per il substrato sono stati utilizzati i dati delle carte geologiche regionali a scala 1:10.000).

Nell'area del foglio 180 i centri abitati instabili (sia dichiarati da consolidare che censiti come dissestati) si trovano nell'Appennino piacentino e sono i seguenti:

Comune di Bettola: Padri
Comune di Gropparello: Magnani, Case Burroni
Comune di Lugagnano d'Arda: Vicanino

In ambito regionale, una delle principali cause predisponenti si identifica nella diffusione areale delle formazioni argillose: principalmente le unità che presentano aspetto caotico (blocchi litici in argillite caratterizzata da "scagliosità") e secondariamente alcune facies torbiditiche pelitico-arenacee. Entrambe sono ben rappresentate nel settore meridionale del Foglio 180, dove le frane possono interessare estensioni anche maggiori del 20-30% dell'area di affioramento di queste formazioni (valore medio stimato a scala regionale).

3.1. - VALUTAZIONE QUALITATIVA DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO DELLE UNITÀ AFFIORANTI NELL'AREA DEL FOGLIO 180

Le formazioni affioranti nell'area del Foglio 180 si possono suddividere in quattro raggruppamenti (A-B-C-D), sulla base di una stima qualitativa della loro propensione al dissesto. È stata seguita la metodologia proposta nella "Carta del Dissesto Geologico Attuale - Foglio 218 SE-Carpineti" (BERTOLINI, 1994). Il criterio (semplificativo) utilizzato è quello litologico, mediato da una speditiva valutazione delle aree complessivamente occupate da accumuli franosi.

Tale classificazione applicata alle formazioni affioranti nell'area del Foglio 180 ha permesso di individuare i raggruppamenti qui di seguito riportati.

I quattro gruppi così ricavabili indicano una crescente propensione al dissesto, essendo massima per le unità comprese nel gruppo D.

Gruppo A

Unità conglomeratiche, arenitiche, arenitiche con ridotta porzione pelitica, generalmente ben stratificate; unità arenitiche a stratificazione indistinta. La stabilità dei versanti è fortemente condizionata dalla disposizione e dalle caratteristiche di stratificazione e fratturazione, che localmente possono determinare situazioni critiche (franamenti per crollo).

AES	Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore
ATS	Sintema del torrente Stirone
BDG	Sintema Badagnano
CMZ	Sintema di Costamezzana
FCO	Formazione a Colombacci
FGS ₁	Formazione di Rio Gisolo, arenarie di Varano Marchesi
KER ₂	Subsintema di Monte Giogo, intervalli calcarenitici
KER _{1b}	Subsintema di Montezago, Litozona inferiore di Montezago
RAN	Formazione di Ranzano
SVN	Formazione di Vernasca
TER	Formazione del Termina, membro di Vigoleno e localmente membro di Scipione Corpi ofiolitici

Gruppo B

Unità marnose e siltose a stratificazione indistinta, variabile grado di fratturazione. Danno origine a frane prevalentemente superficiali, che interessano lo spessore di alterazione.

LUG ₁	Membro di Legatti
ANT	Formazione di Antognola
CTG	Formazione di Contignaco
MMP	Marne di Monte Piano
KER ₂	Subsintema di Monte Giogo
KER _{1a}	Subsintema di Montezago, Litozona superiore di Montezago

Gruppo C

Unità a stratificazione ben definita e di apprezzabile continuità laterale, data da alternanze di strati e banchi calcareo-marnosi e pacchi di strati pelitico-arenacei. Questi ultimi formano orizzonti preferenziali di scivolamento, in presenza di acqua. Il grado di fratturazione è variabile, comunque elevato. Si determinano in tal modo mobilizzazioni di spessori anche elevati di ciascuna formazione. Presenti anche scorrimenti superficiali, a carico dello spessore di alterazione.

FYS ₂	Flysch di Monte Sporno, membro di Armorano
VLU ₁	Formazione della Val Luretta, Membro di Poviago
VLU ₂	Formazione della Val Luretta, Membro di Monteventano
VLU ₃	Formazione della Val Luretta, membro di Genepreto
PGR	Formazione di Ponte Grosso
BET	Flysch di Bettola
MCS	Flysch di Monte Cassio

Gruppo D

Unità argillose od argillitiche a struttura caotica; unità pelitico-arenacee a stratificazione medio-sottile.

FCN	Formazione di Rio della Canala
FGH	Formazione del torrente Ghiara
ACR	Argille Varicolori di Case Crovini
GUS	Argilliti di Guselli
AVV	Argille Varicolori di Cassio
SCB	Arenarie di Scabiazza
CCB	Complesso di Case Boscaini
CPP	Complesso di Pietra Parcellara (esclusa litozona CPPa)

A conclusione di questo paragrafo introduttivo, si indirizza il lettore alla consultazione della “Carta del Rischio geo-ambientale, 1:250.000”, pubblicata dal Servizio Cartografico e Geologico della Regione Emilia-Romagna (1994) e relativa all’intero territorio regionale. Vi troverà una sintesi delle informazioni derivate dalle cartografie geotematiche regionali, elaborate in relazione alle problematiche applicative e di pianificazione territoriale.

4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Un’intensa attività estrattiva di idrocarburi, sviluppatasi soprattutto negli anni precedenti l’ultima guerra mondiale, nonché gli ultimi tentativi di sfruttamento di pozzi profondi negli anni ‘50 e ‘60 (AGIP e SPI) ha caratterizzato la zona di Salsomaggiore ed è legata all’omonimo elemento strutturale. I giacimenti di idrocarburi finora riconosciuti sono ubicati nei terreni miocenici della stessa struttura anticlinale che ne consente l’affioramento.

Attività estrattive di materiali inerti lapidei sono diffuse un po’ ovunque, ma non particolarmente importanti dal punto di vista applicativo e commerciale; sono presenti anche cave per l’estrazione di argilla per laterizi. Abbastanza diffuse sono le piccole cave per l’estrazione di pietrisco, in ofioliti, calcari a calpionelle e talora diaspri e radiolariti e nei depositi alluvionali per l’estrazione di ghiaie e sabbie.

In particolare nell’area del F. 180 esistono coltivazioni, attuali o del recente passato, principalmente per i seguenti materiali:

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).

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 rinvencono praticamente nella maggior parte delle formazioni marine presenti nel territorio (livelli arenacei nella Formazione di Ranzano e nelle Arenarie di Scabiazza; particolari livelli calcarenitici delle Formazioni di Val Luretta e di Bettola; livelli calcilutitici e pezzame ofiolitico nei complessi caotici di Pietra Parcellara e del Complesso di Case Boscaini), 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.

Inerti naturali

Si tratta di materiali (ghiaie e ghiaie sabbiose) particolarmente abbondanti e di qualità elevata.

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.

4.1. - IL CATASTO CAVE

Negli anni '80 è stato effettuato, da parte della Regione e d'intesa con le Province, un censimento delle cave esistenti.

Per ciascuna cava è stata predisposta una scheda informativa, inserita in una banca dati appartenente ad un più completo archivio delle attività estrattive.

La raccolta dei dati, continuamente aggiornata, avviene sulla base della sche-

da cave (censimento delle cave esistenti suddivise per Province e Comuni, con localizzazione cartografica, specificazione del tipo di materiale estratto e la formazione interessata, con riferimento alla cartografia geologica 1:10.000) e di una scheda impianti (censimento di impianti di lavorazione e frantumazione dei materiali ghiaiosi, con localizzazione e schema grafico).

Il catasto cave è stato rilevato in base ai dati disponibili presso i Comuni (PAE ed autorizzazioni rilasciate), verificati successivamente in campagna.

Il catasto degli impianti è derivato direttamente da sopralluoghi. E' infine disponibile una terza scheda PAE, che ne censisce contenuti e varianti, evidenziando l'evoluzione delle aree soggette ad escavazione nei singoli Comuni.

I dati di seguito riportati sono stati forniti dall'Ufficio Attività Estrattive dell'Assessorato Territorio, Programmazione e Ambiente. Allo stesso modo sono ivi reperibili le schede informative relative alle cave censite.

Si elenca il numero (e la percentuale sul totale, per ciascun anno di riferimento) delle cave attive censite, localizzate in provincia di Piacenza, distinte per tipo di materiale estratto (anni 1989-1994)

Ghiaia e sabbia alluvionali

1989	16 (66.6%)
1990	14 (60.8%)
1991	11 (68.7%)
1992	13 (72.2%)
1993	0
1994	0

Marna

1989	2 (8.3%)
1990	2 (8.6%)
1991	1 (6.2%)
1992	1 (5,5%)
1993	0
1994	0

Argilla

1989	5 (20.8%)
1990	6 (26.0%)
1991	4 (25.0%)
1992	4 (22.2%)
1993	0
1994	0

Ofiolite

1989	1 (4.1%)
1990	1 (4.3%)
1991	0
1992	0
1993	0
1994	0

Il numero (complessivo) delle cave attive censite sul territorio provinciale è riportato per gli anni di riferimento:

1989 n.24 1990 n.23 1991 n.16 1992 n.18 1993 n.0 1994 n.0

Relativamente al Foglio 180, la banca dati regionale (aggiornata nel 1996) riporta le cave denominate: Campagna Nuova e di Sotto (sez. 180020, estr. argilla, esaurita e sistemata); Podere Santa Rosa (sez. 180020, estr. argilla, esaurita e sistemata); Pozzo e Forno I e II (sez. 180020, estr. argilla, esaurita e sistemata)

cava I, attiva cava II); Portapuglia (sez. 180070, estr. argilla, esaurita e sistemata); Colombarola (sez. 180070, estr. argilla, esaurita e sistemata); Tolla Vecchia (sez. 180070, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, attiva); Campolungo (sez. 180150, estr. argilla, attiva); De Rica (sez. 180010, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata); San Rocco I (sez. 180010, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata); Ca' del Custode (sez. 180010, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e in corso di sistemazione); San Rocco II (sez. 180010, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, sospesa); Gaeta (sez. 180020, estr. argilla, esaurita e sistemata); La Fagnona (sez. 180020, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, attiva); La Chiavica (sez. 180050, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, attiva); Gargatano I (sez. 180050, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, attiva).

4.2. - LE ACQUE TERMALI

Nel Foglio 180 ricadono due importanti stazioni termali, quella di Salsomaggiore e quella di Bacedasco, entrambe dotate di impianti per lo sfruttamento delle acque.

Le acque di Salsomaggiore sono conosciute ed utilizzate a scopo terapeutico dai primi anni del XIX secolo. In precedenza, fin dal II secolo prima di Cristo, da queste acque veniva estratto il sale e la località divenne un'importante nucleo dell'industria salina dell'Italia settentrionale, trovandosi spesso al centro di contese.

Ancora fino nella prima metà dell'800 questa attività era fiorente a tal punto che nel 1857 si ricavano, dai 48 pozzi di Salsomaggiore, dai 14 di Salsominore e dai 14 di Borgone (località adiacenti) quasi 1500 tonnellate di sale da cucina l'anno.

Quando il medico Lorenzo Berzieri (1806-1886) ebbe l'idea di utilizzare l'"acqua madre", che residuava dopo l'estrazione del sale, per la cura di numerose malattie, Salsomaggiore iniziò a funzionare principalmente come stazione termale.

In origine le acque salse erano affioranti, successivamente, a seguito dell'intenso sfruttamento, si allestirono numerosi pozzi per la diminuita portata delle sorgenti.

Le acque, in associazione con gas naturale, in prevalenza metano, e petrolio, provengono dalle successioni mioceniche dell'Unità di Salsomaggiore e vengono estratte da una profondità compresa tra 700 e 1200 m, attraverso un sistema di pozzi che sfrutta la pressione del gas stesso.

Le acque arrivano in superficie ad una temperatura di 16° ed appartengono alla categoria delle clorurate-sodiche forti bromo-jodurate; la densità di sali delle acque di Salsomaggiore è cinque volte superiore a quella del mar Mediterraneo,

infatti ogni litro contiene circa 150 grammi di sali minerali, di cui 140 grammi di cloruro di sodio; sono segnalate anche alte percentuali di iodio, bromo, litio, stronzio, magnesio, calcio, acido borico, ferro, selenio, ammonio, che al contatto con l'ossigeno dell'aria acquisiscono un caratteristico color ruggine, dovuto all'ossidazione dei sali di ferro presenti.

In superficie le acque vengono separate dal fango, che viene fatto depositare in speciali vasche di decantazione, e quindi incanalate verso gli impianti di cura.

Gli impianti termali divengono proprietà dello Stato nel 1913 e rimangono tali fino al 1923 per poi tornare sotto il controllo statale nel 1933. Attualmente gli impianti sono gestiti dalla Società delle Terme di Salsomaggiore (con partecipazioni statali EFIM) e sono articolati in 16 stabilimenti; le concessioni attive (dati dall'Archivio del Servizio Difesa del Suolo di Bologna aggiornato al 1999) sono tre di cui due perpetue (concessione del 1893, comprendente 334 ettari e concessione del 1897, comprendente 436 ettari) ed una valida per novantanove anni e concessa nel 1939 (comprendente 620 ettari).

Le sorgenti termali di Bacedasco sono situate a circa 150 m s.l.m., lungo il corso del rio dell'Acqua Puzza, così definito per l'odore acre delle acque solfuree ivi sgorganti naturalmente.

La conoscenza della qualità di queste acque è assai antica ed è racchiusa nella loro denominazione passata: *aquae salutis*. Dalla seconda metà dell'800 divengono oggetto di analisi dettagliate, soprattutto ad opera del prof. Guglielmo Korner nel 1874. A livello internazionale l'alta qualità di queste acque fu riconosciuta durante l'Esposizione Universale dell'Acque di Parigi nel 1900, dove fu giudicata tra le più notevoli d'Europa.

Le acque di Bacedasco appartengono alla categoria delle acque salso-bromiodiche a diversa concentrazione salina, solfuree, fredde (14°). Sono segnalate undici sorgenti di acqua, alle quali sono associate 14 polle di fango sulfureo.

I primi impianti termali, i cosiddetti Bagni di Bacedasco, funzionarono fino al 1920, data dopo la quale ci fu un abbandono più che trentennale dell'attività che terminò nel 1956, quando lo stabilimento fu riaperto dalla rimodernata "Bagni di Bacedasco S.p.A.". Attualmente sono attive due concessioni gestite dalla Società delle Terme di Bacedasco (dati dall'Archivio del Servizio Difesa del Suolo di Bologna aggiornato al 1999): la prima (Bagni di Bacedasco) è situata nel comune di Alseno, comprende 8 ettari, è perpetua ed è stata avviata nel 1930; la seconda (Rio dell'Acqua Puzza) è situata nel comune di Castell'Arquato, comprende 19 ettari, ha durata trentennale ed è stata attivata nel 1966.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PASSERINI P., PRINCIPI G. & TREVES B. (1986) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 23-44.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1970) - *Olistostromes and Olistolithes*, in: Sestini G.: "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**: 521-557.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970a) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*, in: Sestini G.: "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**: 207-249.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970b) - *The geosyncline concept and the Northern Apennines*, in: Sestini G.: "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**: 625-636.
- 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.
- AGIP (1994) - *Sequence stratigraphy and basin analysis piggyback basins of northern apennine*. R & D Project Des 79.
- AGIP Mineraria (1959): *Situazione della ricerca geologica nell'Appennino settentrionale ed esame geominerario dei Permessi "Varsi", "Calestano", "Baiso" e "Ospitaletto"*. 16.3.1959 (Rapporto S.P.I. G.106). S. Donato Milanese.
- AGIP Mineraria (1959): *Stratigrafia padana*. Atti Conv. Milano. I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale. Acc. Naz. Lincei, 2, 67-112, 1957, Roma.
- AGIP Mineraria (1962) - *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino Padano*. Boll. Soc. Geol. It., 87 (4), 5.
- 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.
- ALIFRACO G. (a cura), (1994) - *L'acquifero parmense, rete di controllo dei corpi idrici sotterranei*, Monografia 1994
- ALLEN P. A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G.D. (1986) - *Foreland basins*. I.A.S. Spec. Publ. **8**: 453.
- AMOROSI A. (a cura di) (1999) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000. Foglio 223 Ravenna*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Emilia-Romagna, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma: 144.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FUSCO F., PASINI G. & FIORINI F. (1999) - *Glacio-eustatic control of continental - shallow marine cyclicity from Late Quaternary deposits of the south-eastern Po Plain (Northern Italy)*. Quaternary Research, **52**: 1-13.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. - (1993) - *Le unità epiliguri nel settore emiliano dell'Appennino settentrionale*. Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche. Paleopelagos, **3**: 209-240.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. - (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 355-367.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996a) - *Detecting a sequence boundary across different tectonic domains: an example from the middle Miocene of the northern Apennines (Italy)*. Terra Nova, **8**: 334-346.
- AMOROSI A., & FARINA M. (1995) - *Large-scale architecture of a thrust-related alluvial complex from subsurface data: the Quaternary succession of the Po Basin in the Bologna area (northern Italy)*. Giornale di Geologia, ser. 3a, **57**/1-2: 3-16, Bologna.
- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. & DI DIO G. (1996) - *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan - terrace correlation from the upper quaternary of the southern Po Basin, Italy*. Sedimentary Geology, **102**: 275-295.

- AMOROSI A. & SPADAFORA E. (1995) - *The Upper Serravallian unconformity in the Epi-Ligurian units of the Bologna Apennines*. Scritti e Documenti Acc. Naz. delle Scienze, **14**: 69-86.
- ANELLI M. (1927) - *Cenni tettonici sulla regione collinosa interposta tra lo Stirone ed il Taro (Prov di Parma)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **52**: 1-56.
- ANELLI M. (1935) - *Sezioni geologiche attraverso l'Appennino parmense*. Giorn. Geol., **10**: 1-27.
- ANELLI M. (1938) - *Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza*. R. Acc. Sc. Lettere ed Arti di Modena, **3**: 3-37.
- ARGNANI A., BERNINI M., DI DIO G., PAPANI G. & ROGLEDI S. (1997) - *Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the quaternary of the Northern Apennines*. Il Quaternario, **10**, (2): 597-604.
- BAKSI A. K. (1993) - *Geomagnetic polarity time scale for the period 0-17 Ma, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau ages for selected field reversals*. Geophys. Res. Lett., **20** (15):1607-1610.
- BALLY A. W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice, Bologna.
- BALLY A. W. & SNELSON S. (1980) - *Realm of subsidence*. In: A. D. MIALI (ed.) - *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. Mem. Can. Soc. Petrol., Geol., **6**: 9-94.
- BARBIERI F. (1949) - *Contributo alla conoscenza della geologia della Val Ceno (Parma)*. Atti Soc. Natur. e Mat Modena, **80**: 3-5.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1982): *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 523-549.
- BEAUMONT C. (1981) - *Foreland basins*. Geophys. J. R. astr. Soc., **55**: 291-329.
- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G. & MARCHETTI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 71-Voghera*. 121.
- 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 N.J. Snelling (Ed.): *The chronology of the Geological record*. London Geol. Soc., Spec. Publ., pp.211-260, London.
- BERNINI M., CLERICI A. et Alii (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica di un settore dell'Appennino nord-occidentale e dell'antistante Pianura padana*. Contr. Prelim. Relaz. Carta Neotettonica d'Italia, **155**: 261-327.
- BERNINI M. & PAPANI G. (1987) - *Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano tra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni con il sistema del Taro)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **24**: 219-240.
- BERTOLINI G. (1994) - *Note illustrative della carta del dissesto geologico attuale, foglio 218SE "Carpineti", scala 1:25.000*. Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico e Servizio Provinciale Difesa del Suolo, Risorse idriche e Forestali di Reggio-Emilia
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1987) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 215-244.
- BETTELLI G., FREGNI P. & PANINI F. (1987) - *Età delle Marne di Monte Piano a tetto delle Arenarie di Loiano nella zona di Marzabotto (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 277-284.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1987) - *I melanges dell'Appennino settentrionale, dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 187-214.
- BIELLA G.C., CLARI P., DE FRANCO R., GELATI R., GHIBAUDO G., GNACCOLINI M., LANZA R., POLINO R., RICCI B. & ROSSI P.M. (1992) - *Geometrie crostali al nodo Alpi-Appennino: conseguenza sull'evoluzione cinematica dei bacini neogenici*. Soc. Geol. Ital., 76^a Riunione estiva, Firenze.
- BIELLA G.C., 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.

- BLUM M. D., TOOMEY III R. S. & VALASTRO JR. S. (1994) - *Fluvial response to Late Quaternary climatic and environmental change, Edwards Plateau, Texas*. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **108**: 1-21.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **77**: 3-14.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 359-373.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale. Note Illustrative*. C.N.R., P.F. Geodinamica, sottopr. 5 Modello Strutturale, 429.
- BONAZZI U. (1971) - *Le Arenarie di Ranzano: caratteristiche sedimentarie e analogie con altre arenarie paleogeniche emiliane*. *Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena*, **102**: 1-32.
- 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*. *Serv. Geol. d'It.*, 7-83.
- BOSELLINI A. (1973) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. In: "Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino", *Acc. Naz. Lincei*, **183**: 163-205.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*, UTET
- BRAGA G. (1962) - *Litologia e stratigrafia dei calcari alberesi dei dintorni di Farini d'Olmo (Piacenza)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **3**: 349-361.
- BRAGA G. (1965) - *Geologia delle Valli del Nure e del Perino (Appennino piacentino)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **17**: 3-49.
- C.N.R. (1987) - *Note illustrative alla Carta strutturale dell'Appennino settentrionale*. Tipografia senese.
- CALDERONI M. (2001) - *I lembi epiliguri associati al "caotico intramessiniiano" presso Salsomaggiore T. (Pr)*. Tesi di Laurea, Univ. di Parma, anno accademico 2000-2001.
- CAMERANA E. & GALDI B. (1911) - *I giacimenti petroliferi dell'Emilia; Carte e Sezioni geologiche*. *J. Geoph. Res.*, **97** (13): 917-951.
- 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.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. *Geol. appl. e Idrogeol.*, **20** (2): 223-243.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi nell'Appennino Nord-occidentale*. *Atti Ist. Geol. Pavia*, **30**: 42-66.
- CASNEDI R. (1987) - *Le unità liguridi della Val Trebbia e zone limitrofe*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **31**:91-107.
- CASTANY G. (1986) - *Idrogeologia - Principi e metodi*. Liguori editore, Napoli
- 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.
- CATANZARITI R. (1993) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei dell'intervallo Eocene superiore-Oligocene inferiore nell'Appennino settentrionale*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Padova.
- CATANZARITI R., MARTELLI L. & RIO D. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. *Mem. Sci. Geol.*, **49**: 207-253.
- CERRINA FERONI A. & MARTINELLI P. (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. (1994) - *L'edificio strutturale della media Val Nure (Appennino settentrionale): nuovi dati strutturali e biostratigrafici*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **94**: 105-115.

- CESTARI F. (1990) - *Prove geotecniche in sito I.* ed Geo-Graph s.n.c -Segrate.
- 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).* Giornale di Geologia, **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.
- CIBIN U., TATEO F., CATANZARITI R., MARTELLI L. & RIO D. (1998) - *Composizione, origine ed età del vulcanesimo andesitico oligocenico inferiore dell'Appennino settentrionale: le intercalazioni vulcano-derivate nella Formazione di Ranzano.* Boll. Soc. Geol. It., **117**.
- CIGALA FULGOSI F. (1976) - *Dicerorhinus hemitoechus (FALCONER) del post-Villafranchiano fluvio-lacustre del Torrente Stirone (Salsomaggiore, Parma).* Boll. Soc. Paleont. Ital., **15** (1): 59-72.
- CIPRIANI C. & MALESANI P. G. (1964) - *Ricerche sulle arenarie. 9. Caratteristiche e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche.* Mem. Soc. Geol. It., **4**: 339-374.
- CITA M. B. (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision.* Riv. It. Paleont. Strat., **81/4**, 527-544.
- CITA M. B. & CASTRADORI D. (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine section from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the lower, middle and upper Pleistocene (29 Settembre - 4 Ottobre 1994).* Boll. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.
- 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.
- COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA-CNR (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Guida al rilevamento.* Quaderni serie III, **1**, Servizio Geologico Nazionale.
- CONTI S., GELMINI R., PONZANA L. & SIGHINOLFI G.P. (1996) - *Il Calcare a Lucina ponum della Successione Epiligure dell'Appennino modenese: stratigrafia, sedimentologia e dati geochimici.* Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Miscellanea Geologica, **15**: 105-139.
- CORREGGIARI A. M., TRINCARDI F. & ROVERI M. (1992) - *Regressioni "forzate", regressioni "deposizionali" e fenomeni di instabilità in unità progradazionali tardo-quadernarie (Adriatico Centrale).* Giornale di Geologia, **54**: 19-36.
- COSTA E., DE NARDO M.T., MATTIOLI A. & RONCHI P. (1991) - *Evoluzione tettonica delle Liguridi: le strutture di M. Carameto e M. Dosso (Val Ceno, Prov. di Parma).* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 375-395.
- COSTA E. & FRATI G. (1997) - *La tettonica post-oligocenica delle Unità Liguri e della Successione Epiligure della media Val Ceno (prov. di Parma, Appennino settentrionale).* Atti Tic.Sc.Terra, **39**, 31-53.
- COSTA E. & FRATI G. (1997) - *Evoluzione strutturale delle Liguridi esterne tra la media Val Ceno e la Val d'Arda (Appennino settentrionale, province di Parma e Piacenza).* Studi Geol. Camer., 1995/1, 325-336.
- COSTA E., FRATI G. & VILLA G. (1995) - *Note illustrative della Carta Geologico-strutturale delle Liguridi Esterne nell'area tra la media Val Ceno e la Val d'Arda (Prov. di Parma e Piacenza).* Atti Tic. Sc. Terra, **38**: 3-29.
- COSTA E. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Osservazioni di tettonica e paleogeografia sull'Appennino parmense e zone limitrofe.* L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **14**: 35-54.
- COVEY M. (1986) - *The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin.* In Allen P. A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins.* Spec. Pubbl. Int. Ass. Sediment., **8**: 77-90.
- CREMASCHI M. (1978) - *Unità litostratigrafiche e pedostratigrafiche nei terreni Quaternari pedepenninici; loess e paleosuoli tra il fiume Taro ed il torrente Sillaro.* Geogr. Fis. Dinam. Quat. **1**: 4-22.
- CREMASCHI M. (1982) - *La formazione Fluvio-lacustre del Pleistocene inferiore-medio nel*

- Pedeappennino emiliano*. In: CREMONINI G. E RICCI LUCCHI F. (Editori) - *Guida alla Geologia del Margine appenninico padano*. Guide Geol. Reg. S.G.I. 145-149.
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and vetusols in the central Po plain (northern Italy): a study in Quaternary geology and soil development*. Ed. Unicopli, Milano, 306 pp.
- CREMASCHI M. & PAPANI G. (1975) - *Contributo preliminare alla Neotettonica del margine Padano dell'Appennino: le forme terrazzate comprese tra Cavriago e Quattro Castella* (Reggio E.). Ateneo Parmense, Acta Nat., **11**.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (a cura di) (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guide Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- DALLA CASA G. & GHELARDONI R. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 84-Pontremoli e Foglio 85-Castelnuovo ne' Monti*. Serv. Geol. d'It., 7-83.
- 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 NARDO M. T. (1991) - *Escursione tematica sulle "Unità caotiche" del medio Appennino parmense e reggiano*. Ufficio Geologico Regione Emilia-Romagna.
- 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 DIO G. (1996) - *Conceptual model of the evolution of a stream equilibrium profile and development of genetically related alluvial fan system: impact of tectonics and 100 ky glaciations on cyclic variations of energy base level*. Sessione Poster, XIII Convegno della Società Paleontologica Italiana, 10-13/09/1996, Università di Parma.
- DI DIO G. (1996a) - *La nuova carta geologica della Provincia di Parma in scala 1:50.000: presupposto fondamentale per lo studio della geometria e della ricarica degli acquiferi*. In: Alifracco G. (a cura di), L'Acquifero Parmense - Relazione Annuale 1995, vol. 2, Amministrazione Provinciale di Parma, Assessorato Ambiente e Difesa del Suolo, 215-224.
- DI DIO G. (1998) - *Applicazione di concetti e metodi della stratigrafia fisica alla ricerca di risorse idriche nel sottosuolo: l'idrostratigrafia sequenziale del bacino idrogeologico della pianura emiliano-romagnola*. Giornale di Geologia, Serie 3^a, **60**: 35-39.
- DI DIO G. & CAPORALE L. (1998) - *Un modello fisico tridimensionale della conoide alluvionale del Fiume Reno per la gestione degli acquiferi e lo studio della subsidenza*. In: Brighenti G. & Mesini E. (a cura di), Problemi di Geingegneria: estrazione di fluidi e subsidenza, GEOfluid '98, GEO-GRAPH, Segrate (MI): 67-76.
- DI DIO G., LASAGNA S., MARTINI A. & ZANZUCCHI G. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 199 "Parma Sud"*. APAT-Regione Emilia-Romagna
- DI DIO G., LASAGNA S., PRETI D. & SAGNE M. (1997a) - *Stratigrafia dei depositi quaternari della Provincia di Parma*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **35**: 181-189.
- DI DIO G., LASAGNA S., PRETI D. & SAGNE M. (1997b) - *Carta geologica dei depositi quaternari della Provincia di Parma*. Il Quaternario, **10** (2): 443-450.
- DI DIO G. & VALLONI R. (1997c) - *Unità di crescita nei sistemi di conoide alluvionale del tardo Quaternario: la risposta dei corsi d'acqua ai cicli climatici e ai movimenti tettonici*. Convegno A.I.Q.U.A.: Tettonica Quaternaria del Territorio Italiano - conoscenze, problemi ed applicazioni, 25-27/02/1997, Università di Parma.
- DI GIULIO A. (1990) - *Litostratigrafia e petrografia della successione eo-oligocenica del Bacino Terziario Ligure-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. (1991) - *Detritismo della parte orientale del Bacino Terziario Piemontese durante l'Eocene-Oligocene: composizione delle arenarie ed evoluzione tettono-stratigrafica*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 21-41.
- 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

- DICKINSON W. R. (1974) - *Plate tectonics and sedimentation*. In: DICKINSON W. R. (Ed.) - *Tectonics and sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, **22**: 1-27.
- DOMINICI S., PELOSIO, ZAVALA C. & MUTTI E. (1996) - *Le facies del Pleistocene del T. Stirone (Stop 2)*. Guida alle escursioni, XIII Convegno 10-13 Settembre 1996, Parma.
- DONDI L. & D'ANDREA M. G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giornale di geologia, ser. 3 **48**/1-2: 197-225, Bologna.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Editori) - *Guida alla Geologia del Margine appenninico padano*. Guide Geol. Reg. S.G.I., 47-58.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a Nord-Ovest delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79**: 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. (1975a) - *Introduction à la géologie de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, **17**: 956-962.
- ELTER P. (1975b) - *L'ensemble ligure*. Bull. Soc. Géol. France, **17** (6): 984-997.
- ELTER P. (1975c) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In: "Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino", Acc. Naz. Lincei, **183**: 97-118.
- ELTER P., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe s.l. des Préalpes romandes et chaiblaisiennes*. Arch. Soc. Phys. Nat., Genève, **19**: 279-377.
- 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. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 121-138.
- ELTER P. & PERTUSATI P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.
- ENI (1972) - *Acque dolci sotterranee*. Grafica Palombini, Roma.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 299-309.
- FAZZINI P. & TACOLI M.L. (1965) - *La serie oligo-miocenica del versante padano dell'Appennino e la sua posizione nella tettonica regionale*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **44**: 33-52.
- FERRARI G. A. & MAGALDI D. (1983) - *Significato ed applicazioni della paleopedologia nella stratigrafia del Quaternario*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, **X**: 315-340.
- FILIPPI N. & SBARBATI L. (1994) - *I suoli dell'Emilia-Romagna. Note illustrative e Carta 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna, Bologna. S.EL.CA., Firenze.
- FINETTI R. (1958) - *La stratigrafia e la tettonica di Salsomaggiore (Subappennino parmense)*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 127-154.
- FIORONI C. & PANINI F. (1989) - *Documentazione biostratigrafica sul Miocene delle sinclinali del Pigneto e di Montebaranzone (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 297-318.
- FORNACIARI M. (1982) - *Osservazioni litostratigrafiche sul margine sud-orientale della sinclinale Vetto-Carpineti (Reggio Emilia)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 117-118.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- GALLOWAY W. E. (1989) - *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. A.A.P.G. Bull., **73**: 125-142.
- GARZANTI E., SCUTELLÀ M. & VIDIMARI C. (1998) - *Provenance from ophiolites and oceanic allochthons: modern beach and river sands from Liguria and the Northern Apennines (Italy)*. Ofioliti, **23**: 65-82.

- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M.P., CARDARELLI A., CATTANI M. & LABATE D. (1987) - *Evoluzione plio-quaternaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura*. Note illustrative alla carta geologica. Mem. Soc. Geol. It., **39**.
- GASPERI G., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene paleogeographic and structural evolution of the Northern Apennines chain in the Po Valley side*. Giorn. Geol., ser. 3, **48**: 187-195.
- GAZZI P. & ZUFFA G.G. (1970) - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, **16**: 97-137.
- GELATI R., ROGLEDI S. & ROSSI P. M. (1987) - *Significance of the Messinian unconformity-bounded sequence in the apenninic margin of the Padan foreland basin, Northern Italy (preliminary results)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 319-323.
- GHELARDONI R. (1961) - *Serie stratigrafica di M. Caio*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 35-40.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 277-290.
- GHELARDONI R. (1994) - *Successioni epi- e perisuturali oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale: ipotesi paleogeografiche alternative*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**: 215-233.
- GHIBAUDO G. & MUTTI E. (1973) - *Facies ed interpretazione paleoambientale delle Arenarie di Ranzano nei dintorni di Specchio (Appennino parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 251-265.
- 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., PICCIN 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.
- GIAMMETTI F., MEZZADRI G. & PAPANI G. (1968) - *Osservazioni stratigrafiche e petrografiche su un livello cineritico nel Miocene dell'anticlinale di Salsomaggiore Terme (Parma)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **4**: 238-263.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., BLEEKER W. & LOURENS L.J. (2004) - *A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene*. Episodes, **27**: 83-100.
- HALL S.A. (1990) - *Channel trenching and climatic change in the southern U.S. Great Plains*. Geology, **18**: 342-345.
- HAO B.U., HANDBOL 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 e 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., COKS A., CRAIG L., SMITH A. & 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 S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic Foraminifera*. In Bolli H. M., Saunders J. B., Perch Nielsen K. (ed.) - *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 238-314.
- IACCARINO S., MONEGATI P. (1996) - *La successione pleistocenica del T. Enza, Stop 6*. Guida alle escursioni, XIII Convegno 10-13 Settembre 1996, Parma.
- IACCARINO S., PAPANI G. (1979) - *Il Messiniano dell'Appennino Settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene*. In: Volume dedicato a S. Venzo, STEP, Parma: 15-46.
- IACCARINO S., PAPANI G. (1982) - *Cenni generali sulla Formazione clastica continentale del Messiniano superiore dell'Emilia occidentale, con particolare riferimento alla Sezione del T. Stirone*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F (a cura di): "Guida alla geologia del margine appenninico padano". Guida Geol. Reg. S.G.I.: 137-139, Bologna.

- IACCARINO S., PAPANI G., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1972) - *Considerazioni sul contatto Flysch-Tongriano nell'Appennino emiliano*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **10**: 381-408.
- ISSC (1976) - *International Stratigraphic Guide*. Hedberg H. D.ed. Wiley & s., New York.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PARMA (1965) - *Guida alle Escursioni*. Soc. Geol. It., 63^a Adunata Estiva: 5-108.
- 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.
- LAURERI S. (1964) - *Cenni sulla giacitura del Neogene nel Pedepennino piacentino tra le valli dell'Arda e del Nure*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **35** (1): 1-17.
- LIPPARINI T. (1935) - *I terrazzi fluviali dell'Emilia (Sintesi di uno studio di tutte le valli dell'Appennino emiliano dalla Trebbia alla Marecchia)*. Giornale di Geologia, **9 bis**: 43-88, Bologna.
- LONA F. & BERTOLDI R. (1972) - *La storia del Plio-Pleistocene italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine*. Acc. naz. Lincei, Memorie Sc. Fis. Mat. Nat., Sez. VIII: 11, Sez. III: 1-45
- LOUITT T. S., HARDEMBOL J. & NAIL 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 & VAN J. WAGONER (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**: 183-213, Los Angeles.
- LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. & DONDI L. (1962) - *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (4): 5-245.
- LUDWIG O. (1929) - *Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin*. Geol. Rundschau, **20**: 36-66.
- MACK G. H. & JAMES W. C. (1992) - *Paleosols for sedimentologists*. Geol. Soc. Am. Short Course Notes
- MARASTI R. (1973) - *La fauna tortoniana del T. Stirone*. Boll. Soc. Pal. It., **12**: 76-120.
- MARCHESI R. (1961a) - *Serie stratigrafica di Contignaco*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 99-104.
- MARCHESI R. (1961b) - *Serie stratigrafica di Monte Piano*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 71-77.
- MARCHETTI G. & PAPANI G. (1978a) - *Dati preliminari sulla neotettonica di un settore dell'Appennino nord-occidentale e dell'antistante pianura padana*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Publ. n155 "Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia", Napoli.
- MARCHETTI G., PAPANI G. & SGAVETTI M. (1978b) - *Evidence of Neotectonics in the North-West Apennines-Po side*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Rep., **38**: 283-288, Stuttgart.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A., CATANZARITI R. (1998) - *Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Priaboniano-Rupeliano, Appennino Settentrionale e Bacino Terziario Piemontese)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 151-185.
- 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.), Proceedings II Planktonic Conference, Rome, 1970, **2**: 739-785.
- MARY C., IACCARINO S., COURTILOTT V., BESSE J & AISSAOUI D.M. (1993) - *Magnetostratigraphy of Pliocene sediments from the Stirone River (Po Valley)*. Geophys. J. Int., **112**, 359-380.
- MASSARI F. & COLELLA A. (1988) - *Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings. Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. Eds. W. Nemeč and Steel. Blackie and Son.
- MASSARI F., MELLERE D. & DOGLIONI C. (1993) - *Cyclicality in non-marine foreland-basin sedimentary fill: the Messinian conglomerate-bearing succession of the Venetian Alps (Italy)*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. **17**: 501-520.
- MAXEY G. B. (1964) - *Hydrostratigraphic units*. Journal of Hydrology, **2**: 124-129.
- MEDIOLI F., PAPANI G., PETRUCCI F. & VENZO S. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 73-Parma*. Serv. Geol. d'It., 1-65.

- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1): 95-382.
- MERLA G. (1959) - *Essay on the geology of the Northern Apennines*. Atti Conv. Milano, I Giacimenti Gassiferi dell'Europa occidentale, Ac. Naz. Lincei, **2**: 629-651, 1957, Roma.
- MEZZADRI G. (1963) - *Petrografia delle arenarie di Ostia*. Rend. Soc. Miner. It., **20**: 193-228.
- MIALL A. D. (1978) - *Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other non-marine-paralic sedimentary basins*. Can. J. Earth Sci., **15**: 1613-1632.
- MIALL A. D. (1985) - *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Rev., **22**: 261-308.
- MICULAN P. (1992) - *Gli ostracodi del Miocene superiore di Vigoleno (subappennino piacentino)*. Boll. Soc. Pal. It., **310**.
- MITCHUM R.M.JR., VAIL P.P. & THOMPSON S. (1977) - *Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. in Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. C.E.Payton Editor, A.A.P.G. MEMOIR **26**: 53-62, Tulsa Oklahoma, U.S.A.
- MONEGATTI P., RAFFI S., ROVERI M. & TAVIANI M. (2001). *One day trip in the outcrops of Castell'Arquato Plio-Pleistocene Basin : from the Badland of Monte Giogo to the Stirone River*. Int. Conference Paleobiogeography & Paleogeology 2001, Piacenza & Castell'Arquato (Italy), May 31-June 2 2001. Excursion Guidebook, 26 pp.
- MUTTI E. (1963) - *Confronto tra le direzioni d'apporto dei clastici entro il Macigno e il "Tongriano" dell'Appennino di Piacenza*. Riv. It. Pal. Strat., **69** (3): 235-258.
- MUTTI E. (1964) - *Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza*. Riv. It. Paleont. Strat., **70** (4): 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.
- MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R. & ZAVALA C. (1996) - *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Mem. Sci. Geol., Padova, **48**: 233-291.
- MUTTI E., DE ROSA E. & SACANI G. (1965) - *Paleocorrenti e caratteri sedimentologici delle arenarie di Ranzano tra la Val Tidone e la Val Taro (Appennino settentrionale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **71** (29): 565-602.
- MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADELLI S. & TINTERRI R. (1995) - *Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino*. Mem. Sci. Geol., **47**: 217-244.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11** (2): 161-199.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: Mutti et alii (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.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F., SEGURET M. & ZANZUCCHI G. (1984) - *Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits*. Marine Geology, **55**: 103-116.
- OGNIBEN L. (1972) - *Gli elementi strutturali della regione appenninica*. Mem. Istituti Geol. e Min. Univ. Padova, **19**: 1-29.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Cocolith Biostratigraphy Zonation*. Marine Micropaleontology, **5**: 321-325.
- ORI G. (1982) - *Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, river Reno, Po plain (Northern Italy)*. Sedimentary geology, **31**: 231-248. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- ORI G. (1993) - *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po Plain (northern Italy)*. Sedimentary Geology, **83**: 1-14. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. *Geology*, **12**: 475-478.
- ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. In Allen P. A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins*. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**: 183-198.
- OROMBELLI G. (1971) - *Concetti stratigrafici utilizzabili nello studio dei depositi continentali quaternari*. *Riv. Ital. Paleont.*, **LXXVII**: 265-291, Milano.
- PAPANI G. (1967) - *Segnalazione di flysch calcareo-marnoso nummulitifero nella zona di Vernasca (Preappennino piacentino orientale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86**: 469-494.
- PAPANI G. & PELOSIO G. (1963) - *La serie del Plio-Pleistocene del T. Stirone (Parmense occidentale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **81**(2): 293-335.
- PAPANI G. & SGAVETTI M. (1975) - *Alcuni problemi di Neotettonica nell'Appennino emiliano-occidentale*. *L'Ateneo Parmense- Acta Naturalia*, **11**: 315-334.
- PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Flysch di M. Cassio*. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia. Formazioni Geologiche, *Serv. Geol. d'It.*, **4**: 63-72.
- PAREA G.C. (1961) - *Contributo alle conoscenze del Flysch ad Elmintoidi dell'Appennino settentrionale. Strutture sedimentarie, modo di deposizione e direzione di apporto*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **80**: 185-214.
- PASSERINI P. (1965) - *Rapporti tra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84** (5): 93-176.
- PELOSIO G. & PINNA G. (1963) - *Ammoniti svolte ed Inocerami del flysch a Fucoidi ed Elmintoidi di M. Vidalto (Piacentino orientale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **82** (3): 33-58.
- PEROTTI C.R. (1991) - *Osservazioni sull'assetto strutturale del versante padano dell'Appennino nord-occidentale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **34**: 11-22.
- 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. (1982) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. *Pubbl. 414 Prog. Fin. Geodinamica C.N.R.*, 1-23
- PIRINI C. (1961) - *Contributo paleontologico allo studio dell'Appennino settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **80** (1): 111-126.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) - *Le Unità liguri ed emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **36**: 183-229.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. *Mem. Soc. Géol. France*, **156**: 345-367.
- POSAMENTIER H. W. & ALLEN G. P. (1993) - *Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors*. *Sedimentary Geology* **86**: 91-109.
- POSAMENTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. P. & TESSON M. (1992) - *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and sequence stratigraphic significance*. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* **76**: 1687-1709.
- POSAMENTIER H. W. & VAIL P. R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition, II: sequence and systems tract models*. In Wilgus C. K., Kendall C. G., Posamentier H. W. & Van Wagoner J. C. (Ed.), *Sea level changes - an integrated approach*. *S.E.P.M. Spec. Publ.* **42**: 125-155.
- RAFFI I. & FLORES A. (1985) - *Pleistocene through Miocene Calcareous Nannofossils from Eastern Equatorial Pacific Ocean*. In: PISIAS N., MAYER L., JANACEK T. ET ALII (Editori) - *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Science Result*, College Station TX **138**, 233-286.
- RAFFI S. (1982) - *Stato delle conoscenze sulla sezione pleistocenica marina del Torrente Stirone (Parma)*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Editori) - *Guida alla Geologia del Margine appenninico padano*. *S.G.I.*, 141-144.
- READING H. G. (1986) - *Sedimentary environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications. Oxford, 615

- REDINI R. (1943) - *La struttura di Salsomaggiore ed i suoi riflessi sulle strutture petrolifere dell'Italia settentrionale*. Riv. It. del Petrolio, **123**: 1-14.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA. (1994) - *I suoli della Regione Emilia-Romagna, note illustrative*. Servizio Cartografico, Ufficio Pedologico, Bologna.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) - *Riserve Idriche Sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. Di Dio. S.EL.CA., Firenze, 120.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA / IDROSER (1978) - *Progetto di Piano per la Salvaguardia e l'Utilizzo ottimale delle Risorse Idriche in Emilia-Romagna*. Vol. VII. Il quadro idrogeologico regionale. A cura di Idroser S.p.A., Coopitp, Modena.
- REUTTER K.J. (1968) - *Die tektonischen Einheiten des Nordapennins*. Ecl. Geol. Helv., **61**: 183-224.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the periadriatic Apennines*. Geology of Italy, Petrol. Expl. Soc. Libya, **2**: 129-236.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - *Turbidite dispersal in a Miocene deepsea plain; the Marnoso-Arenacea of the Northern Apennines*. Geol. en Mijnbouw, **57**: 559-576.
- RICCI LUCCHI F. (1984) - *Flysch, molassa, cunei clastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi nei bacini orogenici dell'Appennino settentrionale*. In: "Cento anni di geologia italiana". Vol. Giub. I Centenario S.G.I.: 279-295.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the northern Apennines*. In Allen P. A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins*. Spec. Pubbl. Int. Ass. Sediment., **8**: 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allocthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt*. Sedimentary Geology, **50**: 139-134.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia nel margine appenninico*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F.: "Guida alla geologia del margine appenninico padano". Guida Geol. Reg. S.G.I.: 17-46, 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., RAFFI I. & VILLA G. (1990b) - *Pliocene-Pleistocene Calcareous Nonnifossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In K. A. KASTENS, J. MASCLE *et al.*, eds.: Proc. ODP Sci. Result, **107**: 513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & RAFFI I. (1984) - *Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-lower Pleistocene succession of the Capo Rossello area, Sicily*. Mar. Micropaleontol., **9**: 135-180.
- RIO D., SPROVIERI R., THUNNEL R., VERGNAUD GRAZZINI C. & GLACON G. (1990a) - *Pliocene-Pleistocene paleoenvironmental history of the western Mediterranean: a synthesis of the ODP Site 653 result*. In K. A. Kastens, J. Mascle *et al.*, eds.: Proc. ODP Sci. Result, **107**: 695-704.
- RIO D. & VILLA G. (1983a) - *I nannofossili calcarei del Cretacico Superiore del Flysch di Solignano (Media Val Taro, Appennino settentrionale)*. Mem. Sc. Geol., Padova.
- RIO D. & VILLA G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the M. Cassio flysch "Basal complex" (Northern Apennines, Parma province)*. Giornale di Geologia, **49**: 63-79.
- RIO D., VILLA G. & CANTADORI M. (1983b) - *Nannofossils dating of the Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines*. Giornale di Geologia, **45** (1): 57-86.
- ROSSI M.E., ROGLEDI S. (1988) - *Relative sea-level changes, local tectonic setting and basin margin sedimentation in the interference zone between two orogenic belts: seismic stratigraphic examples from Padan foreland basin, northern Italy*. In Nemeč W., Steel R.J., eds - *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. 368-384.
- ROTH P.H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean*. In Benson W. E., Sheridan R. E. *et alii*: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **44**: 731-759, Washington.
- ROVERI M., CORREGGIARI A., ASIOLI A. & TRINCARDI F. (1997) - *Evoluzione dei sistemi deltizi e costieri tardo olocenici in Adriatico settentrionale*. GEOITALIA 1997- 1 Forum Italiano di Scienze della Terra, Bellaria, 5-9 ottobre: 41-43.

- ROVERI M., VISENTIN C., ARGNANI A., KNEZAUREK G., LOTTAROLI F., ROSSI M., TAVIANI M., TRINCARDI F. & VIGLIOTTI L. (1998) - *The Castell'Arquato Basin: high-resolution sequence stratigraphy and stratal patterns of an uplifting margin in the Apennines foothills (Italy)*. Stratcon '98 - Strata and sequences on shelves and slopes. SEPM-IAS Research Conference, Sicily, september 15-19, 1998.
- RUDDIMAN W.F., RAYMO M.E., MARTINSON D.G., CLEMENT B.M. & BACKMAN J. (1989) - *Mid-Pleistocene evolution of Northern Hemisphere climate*. *Paleoceanography*, **4** (4): 353-412.
- SACCO F. (1893) - *L'Appennino settentrionale (Appendice prima)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **12**: 627-658.
- SAGRI M. & MARRI C. (1980) - *Paleobatimetria e ambienti di deposizione delle unità torbiditiche cretaceo-superiori dell'Appennino settentrionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 231-240.
- SAMES C.W. (1963) - *Beitrag zur Gliederung der Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien)*. *Geol. Jb.*, **81**: 481-518.
- SELLI R. (1952) - *Su un livello-guida nel Messiniano romagnolo-marchigiano*. *Atti VII Conv. Naz. Metano e Petrolio*, **1**: 195-198.
- SESTINI G. (Editore) (1970) - *Flysch facies and turbidite sedimentology*, in: "Development of the Northern Apennines Geosyncline". *Sedimentary Geology*, **4**: 559-597.
- SESTINI G. (Editore) (1970) - *Postgeosynclinal deposition*, in: "Development of the Northern Apennines Geosyncline". *Sedimentary Geology*, **4**: 481-520.
- SHACKLETON N.J. (1987) - *Oxygen-isotopes, ice volumes and sea level*. *Quaternary Science Reviews*, **6**: 183-190.
- 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. & SCHNEIDER D.A. (1991) - *A new late Neogene time scale: application to leg 138 sites*. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, **138**.
- SIGNORINI R. (1935) - *Linee tettoniche trasversali nell'Appennino settentrionale*. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, **21**: 1-42.
- SIGNORINI R. (1943) - *Colate supramioceniche di materiale oligocenico nel parmense*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **62**: 1-3.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. *Geol. en Mijnbouw*, **56**: 37-65.
- SLOSS L. L. (1963) - *Sequences in the cratonic Interior of North America*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **74**: 94-113.
- SMITH G. A. (1994) - *Climatic influences on continental deposition during late-stage filling of an extensional basin, southeastern Arizona*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **106**: 1212-1228.
- SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1994) - *Appennino Ligure-Emiliano*. *Guide Geol. Reg.*, **6**, BE-MA editrice.
- SPINELLI L. (1963) - *Studio petrografico e sedimentologico di una formazione clastica elveziana dell'Appennino parmense (Serie del Recchio)*. *Rend. Soc. Min. It.*: 251-279.
- SPROVIERI R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **98/1**, 61-100.
- STANLEY D.J. & MUTTI E. (1968) - *Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Palaeogene*. *Nature*, **218**: 32-36.
- STURANI C. (1973) - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi occidentali*, in: "Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino". *Acc. Naz. Lincei*, **183**: 119-145.
- TANKARD A. J. (1986) - *Tectono-stratigraphy of Appalachian and Cordilleran basins*. In Allen P. A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins*. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**: 369-392.
- TEDESCHI D. (1961) - *Nota introduttiva allo studio stratigrafico del versante appenninico padano eseguito dal 1955 al 1959 dai paleontologi dell'AGIP Mineraria*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **80** (1): 105-110.

- THIEME R. (1961) - *Serie stratigrafica di Antognola*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 89-98.
- TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1941) - *Discussione sulla genesi e sulla morfologia dei terrazzi e delle pianure in relazione alle variazioni climatiche*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Mem., Vol. II: 217-231, Firenze.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. *Ofioliti*, **9**: 577-618.
- TRINCARDI F. & CORREGGIARI A. (2000) - *Quaternary forced regression deposits in the Adriatic basin and the record of composite sea-level cycles*. In Hunt D. & Gawthorpe R. L. (Eds.) - *Sedimentary response to forced regressions*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, **172**: 245-269.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) - *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. *Geo-Mar. Lett.*, **14**: 41-51.
- USDA (1993) - *Soil Survey Manual*. USDA, Soil Survey Division Staff. Handbook **18**.
- 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.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PERZ-CRUZ C. (1991) - *The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview*, pp 617-659. *Einscle et alii* (Eds) , *Cycle and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- 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., PIZZIOLLO M. & SEVERI P. (1991) - *Proposta di classificazione macroscopica delle areniti*. *Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense*, **27**: 1-22.
- VALLONI R., BELFIORE A., CALZETTI L., CALZOLARI M., DONAGEMMA V., LAZZARI D. & PANDELI E. (1992) - *Evoluzione delle petrofacies arenacee nell'Oligocene-Miocene di avansfossa del Nord-Appennino*. *Serv. Geol. Ital.*, 76^a Riunione estiva, Firenze.
- VANOSI M., PEROTTI C. R. & SENO S. (1994) - *The Maritime Alps arc in the Ligurian and Tyrrhenian systems*. *Tectonophysics*, **230**: 75-89.
- VENZO S. & PELOSIO G. (1964) - *La malacofauna tortoniana di Vigoleno (Piacentino orientale)*. *Paleont. Ital.*, **58**: 42-213.
- VESCOVI P., FORNACIARI E., RIO D. & VALLONI R. (1999) - *The Basal Complex Stratigraphy of the Helminthoid M. Cassio Flysch: a key to the Eoalpine Tectonics of the Northern Apennines*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **105**: 101-128.
- VINCI A. (1964) - *Notizie preliminari sulle arenarie della formazione fliscioidale del M. Sporno (Parma)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4** (1): 213-240.
- WALKER R. G. (ed) (1984) - *Facies models*. 2 ed. Geoscience Canada Reprint AEIES, Geol. Ass. Canada, 317.
- WIEDENMAYER C. (1955) - *Sull'Eocene di M. Sporno nella finestra di Parma (Appennino settentrionale)*. *Soc. Petrol. It.*, Fornovo Taro: 9-27.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel flysch dell'Appennino emiliano*. *L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia*, **34** (2): 1-23.
- ZANZUCCHI G. (1967) - *Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val Taro (Carta Geologica 1:50.000 e sezioni)*. *L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia*, **3**: 59-89.
- ZANZUCCHI G. (1978) - *Tectonics of the Parma Province Apennines*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep., **38**: 276-279, Stuttgart.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta geologica e Sezioni geologiche della Provincia di Parma e zone limitrofe (1:100.000)*. Volume dedicato a S.Venzo, STEP, Parma: 201-233.
- ZANZUCCHI G. (1982) - *Il substrato alloctono nell'Appennino emiliano*. In: Cremonini G. e Ricci Lucchi F.: *Guida alla geologia del margine appenninico padano*. Guida Geol. Reg. S.G.I., 3-8, Bologna.
- ZANZUCCHI G. (1988) - *I ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi esterne" cretaco-eoceniche nell'Appennino settentrionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **31**: 327-339.

ZUFFARDI P. (1910) - *Serie di terreni tra il Taro e il T.Baganza (Prov. Di Parma)*. Atti Soc. Geol. Ital., **49** (1): 52-80.

BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFIA GEOLOGICA

- AA.VV. (1997) - a) "*Carta geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000*" (foglio 2) e b) "*Carta altimetrica e dei movimenti verticali del suolo della Pianura Padana*" (foglio 2), MURST, S.EL.CA, Firenze.
- AGIP (1994) - *Sequence stratigraphy and basin analysis piggyback basins of northern apennine. Geologic map*. R & D Project Des 79.
- 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 DELLA PROVINCIA DI PARMA E ZONE LIMITROFE in scala 1:100.000. (1965) Ist. Geol. Geogr. e Pal. Univ. di Parma
- 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 (2000) - Foglio 198 "Bardi". Regione Emilia-Romagna/Serv. Geol. Naz., Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 (2005) - Foglio 179 "Ponte dell'Olio". Regione Emilia-Romagna/Serv. Geol. Naz.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 (2005) - Foglio 199 "Parma sud". Regione Emilia-Romagna/Serv. Geol. Naz.
- 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.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1963) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 72-Fiorenzuola d'Arda*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1964) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 73-Parma*. Roma.
- SISMONDA A. (1866) - *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*. Pubbl. per cura del Governo di S.M. Vittorio Emanuele II Re d'Italia.
- CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO 1:10.000:
 MARTINI A. - *Sezione 180160 "Salsomaggiore"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
 MARTINI A., RAINERI G. - *Sezione 180150 "Bacedasco"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.
 VERCESI P.L. - *Sezione 180090 "Zaffignano"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, in stampa.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG