



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

foglio 216

BORGO VAL DI TARO

a cura di
P. Vescovi*

con il contributo di: **M. Andreozzi***, **M.T. De Nardo****, **S. Lasagna*****,
L. Martelli**, **D. Rio^o**, **C. Tellini*** e **L. Vernia***

Coordinamento e redazione scientifica: **P. Vescovi***

Analisi biostratigrafiche: **D. Rio^o** (resp.), **R. Catanzariti^{oo}**, **E. Fornaciari^o**,
S. Poli^o e **G. Villa***

Analisi petrografiche: **U. Cibin^{ooo}**

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma

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

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

^o Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova

^{oo} Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

^{ooo} Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-ambientali, Università di Bologna

Ente realizzatore



Direttore Vicario del Servizio Geologico d'Italia: N. Accardi

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

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

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

C. D'Ambrogio, M. D'Orefice, F. Galluzzo, R. Graziano, M. Rossi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), S. Crossi, F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

M.C. Giovagnoli, R. Ventura, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Yatovec

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

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

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

G.P. Artioli (responsabile), M.L. Garberi (direzione lavori), C. Camporesi (collaudo)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura dell'ATI:

SystemCart s.r.l., ORDIS s.r.l., S.EL.CA. s.r.l.

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia)

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

Stampa: S.EL.CA. s.r.l., Firenze - 2002

INDICE

I	- INTRODUZIONE	»	7
II	- INQUADRAMENTO GENERALE	»	9
1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI	»	9
2.	- ASSETTO STRUTTURALE GENERALE	»	9
III	- CENNI STORICI	»	13
IV	- CENNI SUI DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	»	17
V.	- STRATIGRAFIA	»	19
1.	- SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIO-PLEISTOCENICA	»	19
1.1.	- SINTEMA DI RONCODESIDERIO	»	19
1.2.	- SINTEMA DI COMPIANO	»	20
2.	- SUCCESSIONE EPILIGURE	»	20
2.1.	- BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO	»	20
2.2.	- MARNE DI MONTE PIANO	»	21
2.3.	- FORMAZIONE DI RANZANO	»	22
3.	- DOMINIO LIGURE	»	26
3.1	- UNITÀ GOTTERO	»	26
3.1.1.	- <i>Arenarie di Monte Gottero</i>	»	27
3.2.	- UNITÀ MEDIA VAL TARO	»	28
3.2.1.	- <i>Argille a palombini di Monte Rizzone</i>	»	29
3.2.2.	- <i>Argilliti di San Siro</i>	»	30
3.2.3.	- <i>Arenarie di Scabiazza</i>	»	31
3.2.4.	- <i>Arenarie di Campi</i>	»	32
3.2.5.	- <i>Flysch di Testanello</i>	»	32
3.3.	- UNITÀ OTTONE	»	33
3.3.1.	- <i>Complesso di Casanova</i>	»	34
3.3.2.	- <i>Flysch di Ottone</i>	»	40
3.4.	- UNITÀ CAIO	»	40
3.4.1.	- <i>Mèlange di Ossella</i>	»	40
3.4.2.	- <i>Flysch di Monte Caio</i>	»	41
3.5.	- UNITÀ CASSIO	»	42
3.5.1.	- <i>Argille a palombini del Torrente Grontone</i>	»	42

3.5.2.	- Arenarie di Scabiazza	»	43
3.5.3.	- Argille varicolori di Cassio	»	44
3.6.	- UNITÀ GROPPALLO	»	45
3.6.1.	- Complesso di Pietra Parcellara	»	45
4.	- DOMINIO SUBLIGURE	»	46
4.1.	- UNITÀ GHIARE	»	46
4.1.1.	- Arenarie di Scabiazza	»	47
4.1.2.	- Arenarie e argilliti di Ghiare	»	48
4.1.3.	- Argilliti di Mattogno	»	49
4.1.4.	- Calcari e argille di Rio Baratta	»	49
4.1.5.	- Arenarie di Belvedere	»	50
4.1.6.	- Argilliti di Rio Nicola	»	50
4.1.7.	- Calcari di Casacca	»	51
4.2.	- UNITÀ CANETOLO	»	51
4.2.1.	- Calcari di Groppo del Vescovo	»	52
4.2.2.	- Argille e calcari di Canetolo	»	52
4.2.3.	- Arenarie di Petrignacola	»	53
4.2.4.	- Arenarie di Ponte Braica	»	54
5.	- DOMINIO TOSCO-UMBRO	»	54
5.1.	- UNITÀ MACIGNO	»	54
5.1.1.	- Macigno	»	55
5.1.2.	- Marne di Pontecchio	»	55
5.2.	- UNITÀ PRACCHIOLA	»	56
5.2.1.	- Arenarie di Pracchiola	»	56
5.2.2.	- Marne di Marra	»	58
VI	- TETTONICA	»	61
1.	- CARATTERI STRUTTURALI	»	61
2.	- DESCRIZIONE DELLE PRINCIPALI LINEE TETTONICHE	»	65
3.	- SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE	»	68
VII	- PALEOGEOGRAFIA	»	71
VIII	- GEOMORFOLOGIA	»	75
IX	- GEOLOGIA APPLICATA	»	81
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE	»	81
2.	- STABILITÀ DEI VERSANTI E FRANE	»	83

APPENDICE 1	
BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA	» 85
APPENDICE 2	
LITOSTRATIGRAFIA	» 91
APPENDICE 3	
CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO	» 97
BIBLIOGRAFIA	» 105

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Questo Foglio è stato realizzato sulla base dei rilevamenti geologici eseguiti tra gli anni 1982-1993 nell'ambito del progetto "Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:10.000" della Regione Emilia-Romagna. Tra gli anni 1993-1995 il Gruppo di Coordinamento ha curato la revisione dei rilevamenti e l'allestimento della carta geologica alla scala 1:50.000.

E' stato adottato un criterio di rilevamento litostratigrafico, distinguendo le unità in formazioni e membri e utilizzando termini informali (complessi e litozone) quando non era possibile una migliore definizione stratigrafica.

Le unità cartografate sono riunite in successioni stratigrafiche strutturalmente indipendenti (unità tettoniche), riconoscibili nel contesto regionale sulla base dei loro caratteri stratigrafici e della loro posizione nell'edificio strutturale. Le unità tettoniche sono a loro volta comprese in più generali domini di collocazione paleogeografica distinta.

PROGETTO

CARG

II - INQUADRAMENTO GENERALE

1. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Il Foglio 216 si estende dal tratto medio della Val Taro alla parte alta della Val Magra. È limitato a nord dal parallelo di M. Barigazzo e a sud da quello di M. Vergastrelli, mentre rimane compreso tra il meridiano passante da Compiano, ad occidente e quello che corre poco ad est di Berceto, ad oriente.

L'area del Foglio ricade per quattro quinti in provincia di Parma, nel bacino idrografico del F. Taro, solo una piccola porzione nord-occidentale risulta drenata da affluenti del F. Ceno; per circa un quinto della sua superficie il foglio ricade in provincia di Massa, comprendendo parte del bacino idrografico dell'alta Val Magra.

I rilievi principali della zona sono M. Orsaro (1831 m), M. Molinatico (1549 m), M. Vergastrelli (1453 m), M. Borgognone (1401 m) e M. Barigazzo (1284 m).

2. - ASSETTO STRUTTURALE GENERALE

Questo Foglio copre l'area compresa tra la media Val Taro e il Pontremolese ed è attraversato dal crinale appenninico principale che si snoda lungo i rilievi di M. Cucco, M. Molinatico, Passo della Cisa e M. Orsaro e mostra in planimetria un'accentuata concavità verso sud.

Mentre la Val Taro si caratterizza per la presenza pressochè continua di unità liguri cretache alloctone, il settore meridionale del Foglio presenta le unità tettoniche tosco-umbre che, sovrascorse dalla coltre alloctona subligure di Canetolo, costituiscono la parte strutturalmente inferiore dell'edificio appenninico, nella cosiddetta ossatura della catena. In questa area le unità tettoniche tosco-umbre

sono espresse dalle successioni torbiditiche oligo-mioceniche di avanfossa del Macigno e delle Arenarie di Pracchiola; queste ultime risultano strutturalmente sottostanti alla piega rovesciata del Macigno di M. Orsaro e affiorano in finestra tettonica, circondate dalla sovrastante Unità Canetolo. Altre due finestre tettoniche, nella zona di Valderna e di Ghiare di Berceto, permettono di verificare la presenza di unità terziarie subliguri o ad affinità subligure, sotto l'alloctono ligure di età cretacea.

In fig. 1 sono riportate le composizioni litostratigrafiche delle varie unità tettoniche, con un'indicazione schematica sulle litofacies espresse nelle singole formazioni (si rimanda al capitolo sulla paleogeografia per ulteriori spiegazioni sulla originaria collocazione delle rispettive unità).

Le liguridi affioranti in questo Foglio sono sovrapposte nel seguente ordine, dall'alto verso il basso:

- Unità Gottero
- Unità Media Val Taro
- Unità Ottone
- Unità Caio

In una limitata porzione del Foglio, all'estremità di NE, affiorano l'Unità Cassio e la sottostante Unità Groppallo che risultano separate dalle altre unità da contatti tettonici di difficile interpretazione.

Nella parte centrale del Foglio affiora l'estesa placca di M. Barigazzo, formata dalla Successione Epiligure inferiore (Marne di Monte Piano - Arenarie di Ranzano), depositata in discordanza stratigrafica sull'Unità Media Val Taro, dopo la Fase Ligure, in un intervallo compreso tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore. L'unità Media Val Taro sovrascorre l'Unità Ottone che a sua volta ricopre l'Unità Caio, collocata nella posizione inferiore dell'edificio ligure cretaccio più interno. Solo lungo il margine nord-occidentale del foglio, l'Unità Ottone sovrascorre l'Unità Media Val Taro, lungo una fascia di *thrust* ad andamento meridiano, probabilmente connessa alla strutturazione neogenica dell'anticlinale di M. Zuccone situata pochi km più ad ovest.

Una parte del settore meridionale del Foglio è occupata dall'Unità Gottero che si estende con direzione antiappenninica per circa 20 km, sovrascorrendo l'Unità Media Val Taro lungo il margine di NW e, con l'interposizione di esigui spessori di Unità Canetolo e Unità Caio, il Macigno lungo il margine di SE. Questa particolare situazione strutturale potrebbe essere spiegata ammettendo che la messa in posto dell'Unità Gottero possa essere piuttosto tardiva, e possa risentire dei poderosi innalzamenti tettonici che hanno portato alla strutturazione della dorsale del Macigno, prima dell'impostazione del regime estensionale plio-pleistocenico.

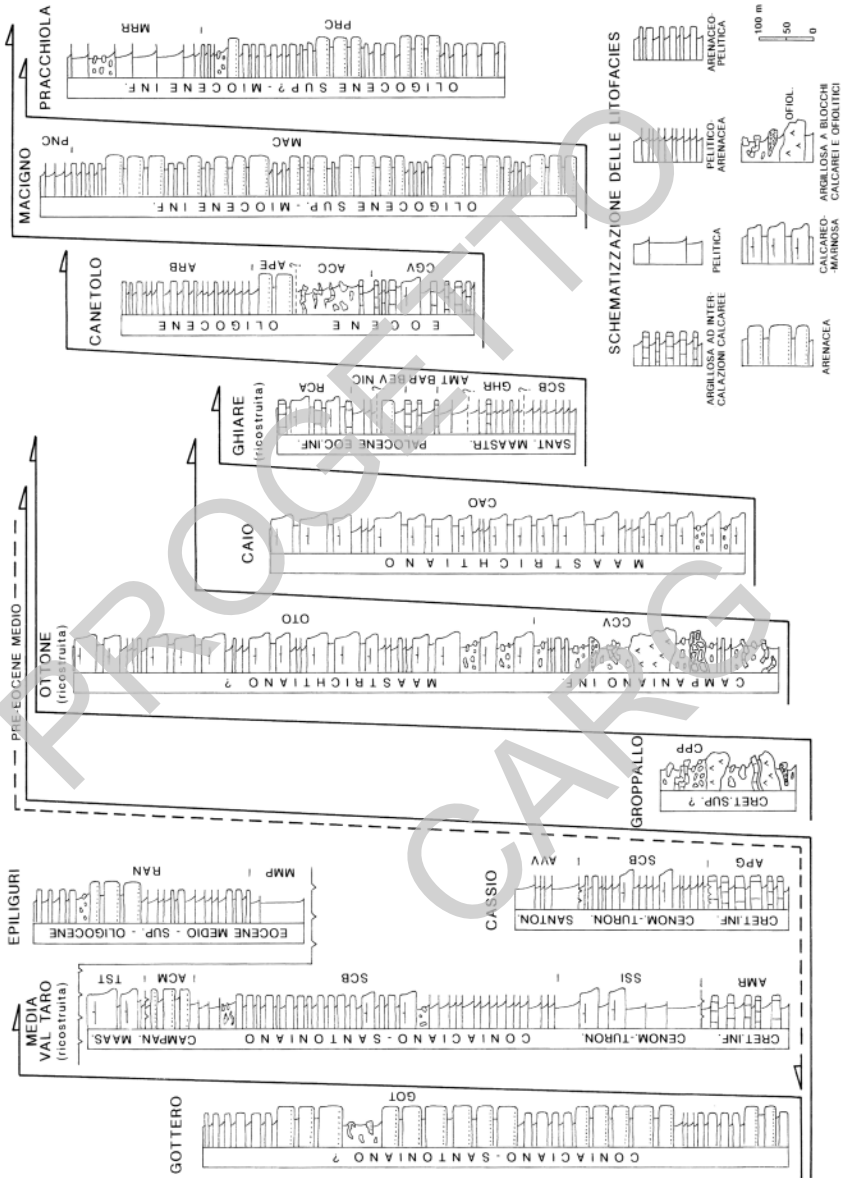


Fig.1 - Schema delle Unità Tettoniche.

PROGETTO

CARG

III - CENNI STORICI

Uno dei primi geologi che si interessarono ai problemi del settore appenninico dove si colloca il Foglio Borgo Val di Taro fu ANELLI. L'Autore già nel 1935 diede importanti contributi alle idee alloctoniste che si stavano ormai diffondendo, sorrette anche dalle interpretazioni dei ricercatori tedeschi (TEICHMULLER, 1935). Anelli infatti, riconobbe l'esistenza di "arenarie superiori alla formazione argilloscistosa", decisamente alloctone rispetto al Macigno, anche se abbastanza simili come aspetto. La nuova impostazione del pensiero geologico, dapprima incontrò solo pochi geologi italiani che ne condivisero i principi e fra questi si deve ricordare G. ROVERETO che nel 1939 si occupò anche delle unità alloctone della Val Taro. Le interpretazioni alloctoniste dell'Appennino settentrionale si concretizzarono definitivamente nell'immediato dopoguerra con le sintesi di G. MERLA del 1951 e del 1959.

Negli ultimi decenni la zona dove ricade il Foglio 216 è stata oggetto di ricerche, soprattutto da parte dei geologi appenninici delle Scuole di Parma e di Pisa. È in questo settore dell'Appennino settentrionale infatti che sono state approfondite alcune tematiche di grande rilievo per la ricostruzione geologica della catena, con importanti contributi al miglioramento delle conoscenze stratigrafico-strutturali e paleogeografiche.

Fra gli argomenti che hanno polarizzato l'interesse dei ricercatori in quest'area spicca senza dubbio il problema dei cosiddetti "complessi di base", cioè delle successioni cretache precedenti la sedimentazione dei flysch ad elmintoidi, molto diffuse e ben sviluppate in media Val Taro.

L'analisi stratigrafica di queste successioni ebbe importanti contributi con la stesura della Carta Geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe (ISTITUTO DI GEOLOGIA DI PARMA, 1965) e circa nello stesso periodo, anche dai dettagliati rilevamenti di K.H.SHULZE (1965). Questi lavori di terreno, integrati da detta-

gliate analisi biostratigrafiche permisero di formulare una prima sintesi a G.ZANZUCCHI (1967) e successivamente, ricostruzioni stratigrafico-tettoniche e paleogeografiche (BARBIERI *et alii*, 1968; IACCARINO *et alii*, 1972; ZANZUCCHI, 1972; 1978; COSTA & ZANZUCCHI, 1978).

Alla fine degli anni '60 ebbero termine anche i rilevamenti del Foglio 1:100.000 Pontremoli (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968) affidati ai geologi dell'Agip e furono pubblicate le relative Note illustrative (GHELARDONI *et alii*, 1966; DALLA CASA & GHELARDONI, 1967).

In quest'epoca, anche i geologi della Scuola di Pisa iniziarono ad esporre i risultati delle loro indagini sull'Appennino toscano-emiliano, orientate principalmente alla ricostruzione tettonica della catena. Le prime ipotesi sono riportate in MONTEFORTI & RAGGI (1968), seguono le ampie ricostruzioni regionali di MONTEFORTI (1972; 1976) e le sintesi generali di ELTER (1973) e di DALLAN & NARDI (1974).

Altri importanti lavori per questo settore appenninico, si devono ai geologi della Scuola di Firenze: ABBATE & SAGRI (1967; 1970); ABBATE *et alii* (1970); BORTOLOTTI *et alii* (1970); SAGRI & MARRI (1980); ABBATE & SAGRI (1982); PRINCIPI & TREVES (1984); TREVES (1984); ABBATE *et alii* (1988).

Per un inquadramento generale del settore appenninico coperto dal Foglio in oggetto, si rimanda alla completa sintesi stratigrafica di SESTINI (1970), alla Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale, con relative Note Illustrative (BOCCALETTI & COLI, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1987) ed alle ricostruzioni tettoniche e stratigrafiche di BOCCALETTI *et alii* (1980; 1990) e di RICCI LUCCHI (1975; 1984; 1986; 1987).

Ulteriori ricostruzioni stratigrafico-strutturali e paleogeografiche, sono state recentemente proposte da: CERRINA FERONI & MARTINELLI (1991); COSTA *et alii* (1991); ELTER & MARRONI (1991); ELTER (1993); PLESI *et alii* (1993); VESCOVI (1993); GHELARDONI (1994); COSTA *et alii* (1995).

Dal punto di vista strutturale, l'area di questo Foglio risulta particolarmente interessante, per ciò che riguarda l'importante problema delle "direttrici tettoniche trasversali", già prospettato nel 1935 da SACCO e SIGNORINI, in lavori di carattere generale. Qui infatti, si può constatare il sostanziale cambiamento di carattere tettonico tra due settori separati da un'importante fascia di deformazione. Quest'ultima, attraversando l'area del foglio con andamento antiappenninico, rialza strutturalmente il settore sud-orientale rispetto a quello nord-occidentale, interrompendo la continuità delle strutture e di conseguenza, anche l'andamento orografico di questo segmento della catena appenninica.

Il rilevamento dettagliato della zona di passaggio tra i due settori fu intrapreso con criteri moderni già nel 1959 da P. ELTER e K.SCHWAB; seguì poi nel 1963 la ricerca di G.ZANZUCCHI in alta Val Parma ed in alta val Magra, con importanti contributi biostratigrafici di BARBIERI. Questi ed altri lavori costituirono il punto di partenza per le prime ricostruzioni tettoniche (ZANZUCCHI, 1963; GHELARDONI, 1965). Nel 1975 venne formulata da P.ELTER l'ipotesi che il

Macigno del crinale appenninico di M. Orsaro potesse essere delimitato a NW da un'importante faglia trasversale che avrebbe ribassato la coltre alloctona ligure, con un movimento di trascorrenza sinistra, attivo durante la strutturazione neogenica della catena. Negli anni successivi lavori a carattere strutturale confermarono questo quadro, evidenziando nelle liguridi trascorrenze sinistre, allineate lungo una direzione SW-NE (MONTEFORTI & RAGGI, 1980; PAPANI, 1983; VESCOVI, 1986; 1989; 1991).

Come s'è detto, il settore di NW del foglio non è stato soggetto ad importanti sollevamenti tettonici e quindi preserva dall'erosione sia le unità liguri che occupano normalmente posizioni alte nell'edificio strutturale che le successioni Epiliguri. Queste ultime affiorano estesamente, tra la Val Ceno e la Val Taro, nella placca di M. Barigazzo, formata dalle Arenarie di Ranzano e dalle sottostanti Marne di M. Piano (RADRIZZANI, 1964; MUTTI, 1963; 1964; 1965; GAZZI & ZUFFA, 1970; GHIBAUDO & MUTTI, 1973; COSTA, 1985; MUTTI *et alii*, 1995). Lungo il margine orientale di questa placca epiligure, sullo spartiacque tra il F. Taro ed il T. Mozzola, MARCHESI nel 1961 definì la sezione tipo delle Marne di Monte Piano.

Immediatamente ad occidente di questa placca epiligure si conserva anche una porzione di successione continentale plio-pleistocenica studiata da PETRUCCI (1964) e recentemente oggetto di revisioni che la inquadrano nel sistema di deformazione trasversale citato in precedenza (BERNINI *et alii.*, 1994).

Per concludere la rassegna delle principali ricerche che hanno direttamente o indirettamente investito l'areale del Foglio in oggetto, si devono menzionare quelle ricostruzioni paleogeografiche ormai "classiche" che gli autori hanno elaborato basandosi anche sulle situazioni geologiche qui direttamente osservate. Fin dalle prime ipotesi di ELTER (1960) alle successive ricostruzioni di ELTER & RAGGI (1965) e di MONTEFORTI & RAGGI (1968), si cerca di dare una collocazione paleogeografica alle diverse unità tettoniche, tenendo conto dei loro caratteri stratigrafici e della posizione strutturale. Un'approfondita discussione sulle ipotesi di ricostruzione paleogeografica delle liguridi esterne dell'Appennino emiliano è presentata da ZANZUCCHI (1980) e lo stesso Autore nel 1988, con un'idea piuttosto eterodossa, apre la strada ad un nuovo filone di ipotesi, basato sulla possibilità che nella tettonogenesi appenninica abbiano avuto un ruolo di rilievo le dislocazioni trascorrenti cretache. I grandi movimenti tettonici a rigetto orizzontale sembrano essere infatti una possibile soluzione di problemi altrimenti insormontabili, e in questo senso si sono indirizzate attualmente molte ricerche.

PROGETTO

CARG

IV - CENNI SUI DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Le coperture di età tardo-quadernaria derivano da vari processi morfogenetici connessi a fenomeni gravitativi, alla sedimentazione fluvio-torrentizia e lacustre e al sistema glaciale.

La cartografia dei vari depositi e degli accumuli di frana deriva da un'analisi di terreno che si avvale in larga misura di osservazioni litologiche, tessiturali e morfologiche, con l'integrazione di analisi fotointerpretative. Non sono state svolte indagini strumentali atte a definire lo spessore ed i caratteri geognostici delle coperture e l'entità di movimento dei corpi franosi. Tali indagini risulteranno indispensabili, qualora si procedesse ad eventuali interventi di carattere applicativo.

frane (a₁-a₂)

Gli accumuli di varie tipologie di frana sono particolarmente frequenti in questo Foglio, soprattutto sul versante emiliano, dove la natura litologica delle unità alloctone e le immersioni prevalenti delle stratificazioni verso i quadranti settentrionali, favoriscono questi fenomeni.

I corpi franosi, costituiti da accumuli gravitativi ad assetto caotico di elementi litoidi eterogenei ed eterometrici, frequentemente ricchi in matrice pelitica, sono distinti in base ad evidenze morfologiche di terreno. Per quanto riguarda la morfodinamica di questi corpi, sono state distinte: *frane in evoluzione* (a₁), quando mostrano segni di attività in atto o recente; e *frane quiescenti* (a₂) quando risultano attualmente stabilizzate o temporaneamente inattive. Sono compresi in quest'ultima distinzione anche spezzoni di successioni di limitate dimensioni che conservano un certo assetto stratificato, ma che risultano localmente traslati.

depositi di versante (a₃)

Rientrano in questa distinzione le coperture detritiche derivanti da processi di

alterazione *in situ* e accumulate sui versanti per gravità e ruscellamento. Sono costituite da elementi lapidei eterogenei ed eterometrici in matrice pelitica talora abbondante.

detriti di falda (a₆)

Detriti accumulati per gravità alla base di scarpate rocciose, frequentemente impostate in corrispondenza di fratturazioni tettoniche e/o faglie, costituiti da elementi litoidi spigolosi, con scarsa matrice. Sono generalmente connessi a processi di disgregazione fisico-meccanica dovuti a crio- e termoclastismo.

depositi alluvionali in evoluzione (b₁)

Depositi alluvionali costituiti da massi, ciottoli, ghiaie e sabbie, depositati nell'alveo attuale, potenzialmente rimobilizzabili per variazioni di portata, oppure depositate in tratti di alveo temporaneamente abbandonati, dove non vi è insediamento stabile della vegetazione.

depositi alluvionali terrazzati (b₂-b₄)

Depositi alluvionali costituiti da massi, ciottoli, ghiaie e sabbie, terrazzati in vari ordini, numerati a partire dal più recente (b₂), che può essere ancora interessato da piene eccezionali, al più alto (b₄). I terrazzamenti di ordine maggiore sono fissati da vegetazione stabile.

depositi glaciali e periglaciali (c₁)

Depositi glaciali estremamente eterometrici e privi di classazione, costituiti da clasti prevalentemente arenacei inglobati in matrice sabbioso-limosa, in associazione indistinta con coperture detritiche a massi e blocchi eterometrici spigolosi, in matrice di disgregazione crioclastica.

depositi di conca palustre (f₁)

Depositi di colmamento associati a conche chiuse, caratterizzati da ghiaie, sabbie e limi con un elevato tenore in materia organica vegetale. Si rinvencono di norma in corrispondenza di contropendenze di frana o depressioni connesse a movimenti gravitativi profondi di versante.

V - STRATIGRAFIA

In questo capitolo vengono descritti i caratteri stratigrafici di tutte le unità che affiorano nel Foglio, iniziando da quelle che si trovano in posizione geometrica più elevata e scendendo verso il basso secondo l'ordine geometrico espresso in legenda.

1. - SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIO-PLEISTOCENICA

Questa successione continentale affiora lungo la sponda sinistra del F. Taro dal paese di Bedonia al T. Ingegna, ricadendo solo parzialmente nel Foglio in oggetto. Si tratta di sedimenti pelitico-sabbiosi e conglomeratici riferibili come età ad un intervallo compreso tra il Pliocene terminale e il Pleistocene medio che ricoprono in discordanza stratigrafica unità liguridi e parte della successione epiligure.

1.1.- SINTEMA DI RONCODESIDERIO (SRD)

Si tratta di sottili alternanze pelitico-sabbiose localmente intercalate da livelli conglomeratici sottili a medi, quasi sempre discontinui, a clasti angolari e sub-angolari di derivazione liguride. L'unità immerge verso SSW con inclinazioni variabili da 10° a 20°, raggiunge uno spessore massimo di circa 30 m e appoggia sulle Arenarie di Scabiazza con evidente discordanza angolare e discontinuità.

Le analisi palinologiche hanno evidenziato in questa unità flore polliniche tipiche delle fasi temperato-calde del Pliocene terminale ed elementi pollinici riferibili al Pliocene terminale-Pleistocene inferiore.

I depositi di Roncodesiderio sono verosimilmente riconducibili ad un ambiente di sedimentazione fluvio-lacustre (PETRUCCI, 1964; BERTOLDI, 1985).

1.2. - SINTEMA DI COMPIANO (SCM)

La gran parte di questa successione continentale è caratterizzata da orizzonti lenticolari di conglomerati frequentemente massivi e subordinatamente da sabbie e livelli pelitici discontinui. Fra i clasti predominano elementi di provenienza ligure e subordinatamente si riconoscono anche ciottoli arenacei derivati dal Macigno. L'unità inizia con paraconglomerati massivi in bancate molto spesse, ad elementi subarrotondati da centimetrici a decimetrici in matrice pelitico-sabbiosa, localmente intercalate da livelli pelitici giallastri discontinui; superiormente si passa ad alternanze pelitico-sabbiose grigio-azzurrognole, ricoperte da orizzonti sommitali a pedogenesi caratteristica dell'interglaciale Riss-Wurm. L'unità presenta una potenza massima di circa 120 m, risulta debolmente inclinata a nord ed appoggia in contatto stratigrafico con discordanza geometrica e discontinuità sulle Arenarie di Scabiazza (SCB), argille a palombini di Monte Rizzone (AMR) e sulle Marne di Monte Piano (MMP); nella parte nord-orientale ricopre con discordanza geometrica i depositi di Roncodesiderio (SRD).

Nei depositi di Compiano sono state effettuate analisi palinologiche che hanno evidenziato la presenza di taxa pollinici riferibili al Pleistocene inferiore ed al Pleistocene medio (BERNINI *et alii*, 1994).

I caratteri generali della successione lasciano supporre che si tratti di depositi di origine fluviale e di conoide con direzione delle paleocorrenti da ovest verso est.

2. - SUCCESSIONE EPILIGURE (a cura di L. Martelli)

2.1. - BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO (BAI)

Deposito con geometria fortemente lenticolare costituito da argille e marne varicolorate e grigie con assetto caotico, inglobanti lembi e blocchi eterometrici, in genere non arrotondati, di calcari grigi e marne chiare, probabilmente derivanti dal rimaneggiamento dei sedimenti pelagici penecontemporanei e delle sottostanti successioni di flysch ad elmintoidi. I clasti provenienti dal flysch ad elmintoidi talora si presentano come dei lembi di strato decisamente budinati, oppure come blocchi di breccia di precedente generazione, monogenica e clasto-sostenuta con elementi spigolosi, verosimilmente prodotta da processi autoclastici, quando il flysch non era ancora completamente litificato.

La densità e le dimensioni dei clasti diminuiscono dalla base al tetto.

La potenza massima è di circa 50 metri nei dintorni di Barca, in sinistra Val Taro.

Il limite inferiore è discordante sulle unità Liguri; al tetto le Breccie argillose di Baiso passano rapidamente alle Marne di Monte Piano. I limiti di base e di tetto sono visibili in affioramento nel Canal Guasto, a ovest di Porcigatone, e nei dintorni di Barca, in sinistra Val Taro.

L'età è Luteziano superiore. Nella sezione campionata, a ovest di Porcigatone, questi depositi hanno un'età compresa tra la parte terminale della Cronozona NP15 (l'associazione rinvenuta comprende: *Reticulofenestra umbilicus* di dimensioni inferiori ai 14 microns, *Ericsonia formosa*, *Cribocentrum reticulatum* (scarso), *Coccolithus eopelagicus*, *Chiasmolithus grandis*, *Chiasmolithus solitus*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Sphenolithus furcatulithoides*, *Sphenolithus spiniger*, *Sphenolithus radians*, *Discoaster barbadiensis*) e la parte bassa della Cronozona NP16 (caratterizzata dall'associazione precedente più la presenza di esemplari di *Reticulofenestra umbilicus* di dimensioni superiori ai 14 microns).

Questa unità con assetto caotico marca l'inizio della sedimentazione della Successione Epiligure nell'Appennino Emiliano (BETTELLI & PANINI, 1987). Gli ultimi effetti della fase tettonica ligure sono responsabili, con ogni probabilità, di flussi gravitativi ad alta densità che hanno depositato materiale extrabacinale in un bacino profondo a sedimentazione pelagica dove iniziava la sedimentazione delle Marne di Monte Piano, talora coinvolte nelle colate e frane sottomarine e inglobate in questi depositi caotici (i *mélanges* sedimentari pre- e sin-Monte Piano di BETTELLI *et alii.*, 1987 e DE NARDO *et alii.*, 1990).

La sezione tipo affiora nell'Appennino Reggiano, dove raggiunge spessori ben maggiori.

2.2. - MARNE DI MONTE PIANO (MMP)

Formazione costituita da marne e argille pelagiche, in genere rappresentata da due litofacies, non distinte cartograficamente.

La litofacies inferiore è costituita da argille, argille marnose, marne e marne siltose rosso-violacee, verso la base e rosso mattone, grigio-verdi e grigie chiare salendo nella successione. La litofacies superiore è costituita da marne e marne siltose grigie, grigio verdi, talora rosate, massive, con rarissime intercalazioni di livelli sottili siltosi e arenacei lenticolari e con intervalli, talora pluridecimetrici maggiormente cementati a frattura scheggiata.

Potenza variabile da qualche decina a circa 100 metri.

Il limite inferiore è generalmente discontinuo, marcato da una lacuna biostratigrafica e, talora, da discordanza angolare, sui terreni delle unità Liguridi; localmente, le Marne di Monte Piano passano rapidamente alle Breccie argillose di Baiso (Canal Guasto a ovest di Porcigatone).

Il limite superiore con le Arenarie di Ranzano è generalmente netto ed è marcato dalla comparsa di livelli arenacei, in genere quasi del tutto assenti nella formazione delle Marne di Monte Piano (M. Piano e Borra del Baccarino).

L'età è Luteziano terminale-Priaboniano superiore. La parte più bassa della formazione affiora a ovest di Porcigatone; la base contiene un'associazione a nannofossili caratterizzata dalla presenza di *Reticulofenestra umbilicus* di

dimensioni inferiori e maggiori ai 14 microns, *Ericsonia formosa*, *Coccolithus eopelagicus*, *Chiasmolithus grandis*, *Sphenolithus furcatulithoides*, *Sphenolithus spiniger*, *Sphenolithus radians*, indicativa della Cronozona NP16. La parte alta della formazione, rappresentata nella sezione tipo di Monte Piano, è riferita da VESCOVI & RIO (1981) alla biozona NP20 di MARTINI (1971). Nella sezione Borra del Baccarino, la parte alta della formazione è caratterizzata dalla seguente associazione: *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster saipanensis*, *Criboecentrum reticulatum* (scarso), *Reticulofenestra umbilicus*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus* (raro), riferibile alla parte media della Cronozona NP18/20.

La sezione tipo affiora in questo foglio, presso M. Piano, in sinistra Val Tarò; altra sezione ben esposta, anche se complicata da strutture tettoniche, affiora a ovest di Borgotaro e Porcigatone.

2.3. - FORMAZIONE DI RANZANO (cfr. *Arenarie di Ranzano Auctt.*)

Formazione appartenente alla Successione Epiligure inferiore, costituita da più corpi sedimentari di origine prevalentemente torbidity con geometria da lenticolare a tabulare e con facies deposizionali molto variabili da grossolane a pelitiche.

Il limite inferiore è per lo più con le Marne di Monte Piano ed è marcato dalla comparsa, netta, di livelli arenacei, assenti nella parte alta della formazione sottostante. Localmente, la formazione di Ranzano poggia direttamente sulle unità liguridi. Molto spesso il contatto con le Marne di Monte Piano è discordante con una marcata lacuna erosiva, come è ben visibile dove mancano i membri inferiori della formazione (Borra del Baccarino). Tuttavia, dove la successione è completa, in corrispondenza di questo limite non è stata documentata alcuna lacuna biostratigrafica (Monte Piano e, nel Foglio 198, al Pizzo d'Oca) (VESCOVI & RIO, 1981; CATANZARITI, 1993; CATANZARITI *et alii*, 1996).

Il limite superiore, non affiorante in questo Foglio, è con la formazione di Antognola; ove affiorante (per esempio nel Foglio 199, in Val Ceno a nord di Varano de' Melegari), anch'esso si presenta in apparente continuità di sedimentazione ed è marcato da una rapida diminuzione dei livelli arenitici.

Lo spessore complessivo è generalmente molto variabile; tuttavia, in questo Foglio si presenta piuttosto regolare e, pur non essendo la successione completa, la potenza della formazione è valutabile in almeno 500 metri.

L'estensione temporale complessiva è di circa 6 Ma, dal Priaboniano superiore al Rupeliano.

La sezione tipo affiora nel Foglio 217, tra la Val Parma e la Val d'Enza. Altra sezione completa affiora tra il Rio Molinetto, in sinistra Val Pessola (Foglio 198), e Varano de' Melegari, in sinistra Val Ceno (Foglio 199).

La formazione di Ranzano è stata interamente suddivisa in membri e litofacies in base alla composizione del detrito arenaceo, alle facies deposizionali, alla

posizione stratigrafica e all'età (MARTELLI *et alii*, in prep.). Dal basso, sono stati distinti:

- membro del Pizzo d'Oca (RAN₁);
- membro della Val Pessola (RAN₂);
- membro di Varano de' Melegari (RAN₃).

Membro del Pizzo D'Oca (RAN₁). Quando presente esso occupa sempre la posizione basale della formazione.

La litofacies prevalente è arenaceo-pelitica, localmente arenacea verso l'alto (loc. Monastero). Gli strati sono da medi a spessi, talora molto spessi; la loro geometria è generalmente tabulare, talora lenticolare quella degli strati più grossolani.

Questo membro si caratterizza per la composizione feldspatico-litica delle areniti, le quali contengono abbondanti frammenti litici metamorfici derivanti da un basamento cristallino di crosta continentale superiore (composizione media: Q39 F27 L+C34, Lm92 Lv5 Ls3; petrofacies B di CIBIN, 1993 a,b). Fra i minerali pesanti prevalgono i granati e gli epidoti. Questa composizione conferisce alle areniti un colore chiaro: grigio biancastro o grigio azzurrognolo.

Il contatto inferiore è netto sulle Marne di Monte Piano. Tale limite, che segna l'inizio della deposizione della formazione delle Arenarie di Ranzano, è posto in corrispondenza della comparsa dei primi strati arenacei (Monte Piano). Il contatto superiore con il Membro della Val Pessola è per rapidissima alternanza.

Lo spessore complessivo è variabile da pochi metri ad un massimo di circa 200 metri nella sezione di Monastero. Dato il carattere marcatamente erosivo di alcune delle unità sovrastanti ed eventualmente dell'originaria configurazione del bacino, il membro può essere anche totalmente assente.

Il membro è stato campionato lungo le sezioni di Borra del Baccarino e di Monastero. Il contenuto in nannofossili calcarei, in genere scarso, è riferibile alla parte superiore del Priaboniano e, in particolare, alla parte alta della Cronozona combinata NP18/20, dello schema tempo adottato, per la presenza di *Discoaster barbadiensis* e *Discoaster saipanensis* insieme a comune *Isthmolithus recurvus* in associazione con: *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Cribozentrum reticulatum*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra daviesi*. Nella sezione di Monte Piano, studiata da VESCOVI & RIO (1981), nella formazione di Ranzano che sovrasta le Marne di Monte Piano sono state rinvenute associazioni compatibili con quelle riconosciute nelle sezioni di Borra del Baccarino e di Monastero e riferite alla biozona NP20 di MARTINI (1971).

La sezione tipo affiora al Pizzo d'Oca, nel Foglio 198, poco a nord di Monastero.

Membro della Val Pessola (RAN₂). Stratigraficamente sovrapposto al membro del Pizzo d'Oca. Al tetto è in contatto netto con il membro di Varano de'

Melegari.

La litofacies è molto variabile, da pelitico-arenacea ad arenaceo-conglomeratica. Gli strati variano da medi a molto spessi; la loro geometria è generalmente tabulare, talora lenticolare quella degli strati grossolani.

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

Lo spessore totale raggiunge diverse centinaia di metri.

Il membro occupa un intervallo di tempo che va dalla parte alta del Priaboniano superiore alla parte inferiore del Rupeliano. Il contenuto in nanofossili calcarei, proveniente dalla parte inferiore del membro, campionato lungo le sezioni di Borra del Baccarino e di Monastero, è sicuramente riferibile alla parte terminale della Cronozona combinata NP18/20, dello schema tempo adottato, per la presenza di *Discoaster barbadiensis* e *Discoaster saipanensis* insieme a comune *Istmolithus recurvus* in associazione con: *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra daviesi*, *Sphenolithus predistentus*, *Discoaster deflandrei* e *Discoaster tani*. Il tetto del membro, esposto lungo la sezione dal M. Barigazzo alla Creste (Foglio 198) e lungo la sezione dalla Val Vona a Rio di Campolungo, nei dintorni di Caffaraccia, è riferibile alla Cronozona NP22 per la presenza di *Reticulofenestra umbilicus* in associazione con: *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Reticulofenestra daviesi*, *Ericsonia* del gruppo *obruta/subdisticha*, *Helicosphaera compacta*, *Helicosphaera bramlettei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera reticulata*, *Helicosphaera wilcoxonii*, *Chiasmolithus altus*, *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus*.

È stata distinta una litofacies arenaceo-conglomeratica (**RAN_{2a}**) costituita da strati arenacei spessi e molto spessi, a geometria tabulare, frequentemente amalgamati, con base conglomeratica a clasti ben arrotondati, talora anche di dimensioni decimetriche. Questo corpo grossolano, con geometria lenticolare alla scala cartografica, raggiunge una potenza dell'ordine del centinaio di metri. Questa litofacies è ben esposta lungo la sezione della Borra del Baccarino (M. Barigazzo), lungo il versante della Val Taro e in Val Vona.

In località Monastero e al M. Barigazzo, sotto alla litofacies arenaceo-conglomeratica, è stato distinto un orizzonte caotico inferiore (**sl₁**), interpretato come deposito di frana sottomarina intraformazionale, prevalentemente pelitico, di spessore molto variabile, fino a qualche decina di metri, mentre, immediatamente sopra alla litofacies arenaceo-conglomeratica è stato cartografato un orizzonte caotico superiore (**sl₂**), anch'esso prevalentemente pelitico e interpretato come deposito di frana sottomarina, ma di spessore più regolare, circa

20-30 metri, al quale sono associati depositi di colata diluita, tipo pebbly mudstone, di clasti di liguridi, talora anche ben arrotondati. L'orizzonte caotico superiore è suturato da uno strato arenaceo molto spesso, con base microconglomeratica. Entrambi gli orizzonti caotici hanno geometria lenticolare alla scala cartografica.

Nella soprastante facies pelitico-arenacea si intercalano 5 orizzonti arenacei, potenti alcuni metri, costituiti da strati spessi, talora amalgamati, con base grossolana.

In prossimità del passaggio con il membro soprastante, alla normale sedimentazione ricca di frammenti ofiolitici, occasionalmente si intercalano strati o corpi lenticolari conglomeratici con clasti di calcari, shales e siltiti provenienti da successioni di flysch ad elmintoidi come quelle affioranti nelle vicinanze.

Nella parte stratigraficamente più alta di questa placca, tra Caffaraccia e Berbuia, è stato distinto un intervallo pelitico-arenaceo, spesso alcune decine di metri, caratterizzato da frequenti strati con areniti ricche di clasti carbonatici (litofacies pelitico-arenacea a brecciole carbonatiche, **RAN_{2b}**). Essendo il detrito arenitico del membro soprastante (vedi descrizione del membro di Varano de' Melegari) caratterizzato da un arricchimento di clasti carbonatici, questo intervallo può costituire il termine di passaggio o il locale inizio precoce della sedimentazione del membro soprastante.

La sezione tipo del membro affiora in Val Pessola; altre belle esposizioni affiorano, in questo Foglio, al M. Barigazzo e in Val Vona, da Borgo Val di Taro a Caffaraccia.

Membro di Varano de' Melegari (RAN₃). Questo membro è in contatto netto discordante sul membro della Val Pessola ed è sovrastato, dove la successione è completa, senza apparente lacuna di sedimentazione dalla formazione di Antognola.

Le litofacies prevalenti sono pelitico-arenacee ed arenaceo-pelitiche, molto comuni i depositi caotici di risedimentazione in massa, meno frequenti, ma generalmente presenti, i corpi grossolani.

Questo membro è caratterizzato da una composizione del detrito arenitico particolarmente ricca di frammenti litici in cui prevalgono granuli provenienti da successioni sedimentarie litificate ed in particolare da rocce carbonatiche tipo flysch ad Elmintoidi mentre i litici metamorfici e le serpentiniti divengono subordinate (petrofacies D di CIBIN, 1993a,b; composizione media: Q16 F12 L+C72, Lm30 Lv22 Ls48). La provenienza del detrito da unità di tipo liguride è confermata anche dall'alto contenuto di nannofossili calcarei rimaneggiati del Cretaceo superiore.

La composizione particolarmente arricchita di granuli calcarei e calcareo-marnosi rende le areniti molto reattive all'acido e conferisce loro un tipico colore grigio-piombo.

In questo Foglio affiora solamente la parte basale costituita dalla litofacies

caotica di Specchio (**RAN_{3a}**), ben esposta in località Caffaraccia, dove è spessa almeno 100 metri. Nella matrice prevalentemente pelitica sono inglobati clasti e lembi di Marne di Monte Piano, di liguridi e dei membri inferiori della formazione, alcuni dei quali hanno conservato l'originaria successione stratigrafica. Questa litofacies caotica, interpretata come deposito di frana sottomarina, è stata correlata con la litofacies caotica affiorante in Val Pessola presso la località Specchio per posizione stratigrafica, caratteristiche litologiche ed età dei sedimenti immediatamente sottostanti. La base di questo corpo caotico è fortemente erosiva e corrisponde alla discordanza di importanza regionale che costituisce il limite inferiore del membro.

Nell'area del Foglio 216 il membro occupa un intervallo di tempo ristretto alla parte inferiore del Rupeliano. Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nella parte alta della sezione dalla Val Vona a Rio di Campolungo, nei dintorni di Caffaraccia, sono infatti riferibili alla cronozona NP22 (vedere associazione del membro precedente) e sono caratterizzate da rimaneggiamento cretaceo abbondante e subordinato rimaneggiamento eocenico.

La sezione tipo del membro affiora tra la Val Pessola (Foglio 198) a Varano de' Melegari (Foglio 199).

3 - DOMINIO LIGURE

Le unità strutturali sono di seguito elencate mantenendo l'ordine che hanno in legenda e quindi iniziando da quelle che affiorano più a SW o che si trovano in posizione geometrica più elevata.

3.1. - UNITÀ GOTTERO

Si estende su un ampio settore allungato in direzione antiappenninica tra la media Val Taro e il Pontremolese e occupa la posizione strutturale sommitale. È qui rappresentata solo dalle Arenarie di Monte Gottero che, delimitate alla base da una superficie di sovrascorrimento, dall'estremità SW del foglio fino al Passo della Cisa, si sovrappongono a unità diverse. Lungo il margine nord-occidentale infatti, l'Unità Gottero risulta costantemente sovrascorsa all'Unità media Val Taro, mentre lungo il margine di SE sovrascorre quasi direttamente il Macigno, con limitatissime interposizioni di breccie ofiolitiche e di lembi delle Unità Caio e Canetolo. Un piccolo lembo di questa unità tettonica è stato riconosciuto anche molto più a nord, nella zona di Monte Marino (VESCOVI & VALLONI, 1986) e ciò lascia supporre che le Arenarie di Monte Gottero possano aver sovrascorso anche un ampio settore nord-orientale del foglio dove però non sarebbero state preservate dall'erosione.

Per ulteriori informazioni sull'Unità in oggetto si veda: GAZZI, 1965; MALESANI, 1965; CASNEDI, 1982; MONECHI *et alii*, 1984; MARINI, 1994.

3.1.1. - *Arenarie di Monte Gottero (GOT)*

Potente successione di arenarie torbiditiche generalmente poco inclinate verso NO e ben affioranti sui ripidi versanti sud-orientali dei rilievi che dalla località tipo (M. Gottero) si dispongono lungo il confine toско-emiliano fino al Passo della Cisa. Ottime esposizioni si osservano anche lungo la strada del Passo del Bratello tra Valderna e Grondola, mentre estese coltri detritiche rendono sempre difficoltosa l'individuazione della superficie di sovrascorrimento basale sulla destra idrografica della Val Gotra e della Val Taro. L'unità si presenta generalmente poco deformata, coinvolta da faglie abbastanza inclinate e da deformazioni plicative piuttosto blande, solo nella zona a sud di Monte Molinatico le arenarie risultano coinvolte in un piegamento che verticalizza alcune centinaia di metri di successione.

La formazione è costituita da arenarie quarzoso-feldspatiche (VALLONI & ZUFFA, 1984; VESCOVI & VALLONI, 1986; PANDOLFI, 1996), in strati torbiditici con paleocorrenti dai quadranti meridionali (PAREA, 1965; NILSEN & ABBATE, 1985), alternate ad argilliti e siltiti nerastre prive di carbonati (rapporto a/p >>1); le arenarie si presentano generalmente a grana media e grossolana, in strati spessi e molto spessi, frequentemente massivi con intraclasti di argilliti verdine piuttosto frequenti. Si alternano a questa litofacies peliti nerastre con intercalate arenarie fini grigio scure (rapporto a/p circa 1) in strati medi e sottili, laminati e ricchi di controimpronte da corrente che evidenziano direzioni di paleocorrente dai quadranti meridionali.

La formazione raggiunge una potenza di circa 1000 m e comprende una litozona argillitica caotica GOT_a intercalata probabilmente a diversi livelli.

Il contatto basale è sempre di sovrascorrimento sulle Argilliti di San Siro o sulle Arenarie di Scabiazza; in alcune esposizioni però si ha l'impressione che la superficie meccanica che separa le Arenarie di Monte Gottero dalle unità sottostanti possa rappresentare la tettonizzazione di un contatto originariamente stratigrafico. Infatti, presso la cava ubicata a SE di Borgo Val di Taro sulla destra idrografica del T. Tarodine e poco più a sud, in prossimità del ponte sul T. Arzola, si individuano nelle Argilliti di San Siro delle intercalazioni arenacee nerastre analoghe alle alternanze sottili che sono presenti comunemente nella successione delle Arenarie di Monte Gottero. Inoltre, nell'alveo del T. Tarodine, circa 2 km a monte della confluenza con il F. Taro, nelle Arenarie di Monte Gottero, si intercalano arenarie litiche fini grigio-nocciola in strati sottili e medi, alternate da siltiti e marne grigio chiare; questa intercalazione ha uno spessore di alcuni metri e risulta molto simile alle Arenarie di Scabiazza.

La datazione di questa unità risulta molto difficoltosa per la pressoché totale assenza di carbonati nelle peliti di interstrato. Solo nelle alternanze basali è stato possibile reperire campioni utili alle analisi biostratigrafiche, sia in Val Tarodine, nella località citata in precedenza, sia sul versante toscano, poco a sud del limite meridionale del Foglio 216. In entrambi i casi le nannoflore rare e mal preservate (a volte i campioni sono quasi sterili) hanno permesso di riferire l'unità alle cro-

nozone NC15* ed NC16* indistinte (Coniaciano-Santoniano) per la presenza di *Marthasterites furcatus* e di forme attribuibili o a *Quadrum* spp. o a *Micula* spp..

Questa datazione anticiperebbe sensibilmente l'inizio della sedimentazione delle Arenarie di Monte Gottero della placca M. Gottero-M. Molinatico rispetto all'inizio delle Arenarie di Monte Gottero che affiorano nel settore di M. Zatta. Studi biostratigrafici condotti in quest'ultima area, infatti, riferiscono la base della formazione al Campaniano superiore-?Maastrichtiano (MARRONI *et alii*, 1992) ed il tetto al Paleocene inferiore (PASSERINI & PIRINI, 1964; MARRONI & PERILLI, 1990).

Litozona argillitica caotica (GOT_a). Si tratta di corpi argillitici caotici di spessore decametrico intercalati alle Arenarie di Monte Gottero, individuabili con buone esposizioni nella zona di M. Corlo, M. Ribone e M. Pero. Tali intercalazioni sono costituite essenzialmente da argilliti nerastre, talora policrome che ricordano molto le Argilliti di San Siro. Risultano inglobati nelle argilliti blocchi decimetrici e lembi metrici di calcari micritici grigio chiari e biancastri, calcareniti fini laminate, calcari marnosi grigio scuri e arenarie nerastre fini, laminate. Questi inclusi eterometrici si presentano quasi sempre rivestiti da patine di ossidi nerastri e i lembi arenacei mostrano spesso una profonda alterazione che conferisce colorazioni ocracee. Sono inoltre compresi lembi metrici delle stesse Arenarie di Monte Gottero, deformati da pieghe molto serrate, spesso smembrate, precedenti alla completa litificazione delle arenarie.

Le intercalazioni che raggiungono uno spessore massimo di 70 m. si posizionano probabilmente a diversi livelli nella parte medio-alta della successione.

3.2. - UNITÀ MEDIA VAL TARO

Questa unità affiora ampiamente nel Foglio, estendendosi in massima parte nella media Val Taro e venendo a mancare solo nei settori più meridionali dove il sollevamento tettonico delle Unità toско-umbre ha favorito l'erosione di gran parte delle Liguridi.

In tutta la zona della media Val Taro questa unità occupa la posizione più elevata fra le unità liguri ed è ricoperta in discordanza stratigrafica dalla placca epiligure di M. Barigazzo, più a sud è sovrascorsa dall'Unità Gottero.

L'Unità Media Val Taro si identifica in una successione ricostruita con ampi margini di incertezza in quanto i termini che la compongono presentano per lo più contatti di natura tettonica. La ricostruzione di questa successione si basa quindi su un notevole numero di osservazioni effettuate su tutta l'area, integrate da un considerevole numero di analisi biostratigrafiche. È stata riconosciuta una successione che copre un intervallo compreso tra il Cretacico inferiore ed il Maastrichtiano e dall'alto al basso è così composta:

- Flysch di Testanello
- Arenarie di Campi

- Arenarie di Scabiazza
- Argilliti di San Siro
- Argille a palombini di Monte Rizzone

L'assetto dell'Unità è sempre alquanto deformato, si può comunque riconoscere una superficie di sovrascorrimento secondaria che individua un Elemento Ostia inferiore ed un Elemento San Siro superiore (si veda schema tettonico). Dal punto di vista della composizione stratigrafica, nell'Elemento Ostia le argille a palombini di Monte Rizzone (AMR) sono seguite da notevoli spessori di Arenarie di Scabiazza (SCB), con la rara interposizione di poche Argilliti di San Siro (SSI), la successione si chiude con le arenarie di Campi (ACM). Nell'Elemento S.Siro invece le AMR sono seguite da importanti spessori di SSI a cui si sovrappongono SCB solo in facies fine e in spessori limitati, le ACM sono molto rare e la successione è completata dalla flysch di Testanello che però rimane delimitato alla base da un contatto tettonizzato (Elemento Testanello dello schema tettonico).

3.2.1. - *Argille a palombini di Monte Rizzone (AMR)* (cfr. *Argille a palombini Aucutt. p.p.*)

Affiorano in modo sempre piuttosto limitato, accompagnando le Argilliti di San Siro nelle zone di Borgo Val di Taro e dell'alta Val Mozzola e le Arenarie di Scabiazza delle zone di Sirela e di Berceto.

L'unità si presenta come un'alternanza di argilliti grigio scure, verdastre e nocciola e calcari micritici grigi e grigio-verdini, raramente biancastri, in strati sottili e medi, talora spessi, rivestiti da patine giallastre e in qualche caso da incrostazioni di ossidi neri; gli strati calcarei mostrano frequentemente una base calcarenitica fine laminata ed un tetto marnoso. Localmente si intercalano arenarie fini grigio scure laminate in sottili alternanze e argilliti marnose grigie in strati spessi.

L'unità sembra passare alle Argilliti di San Siro con un contatto molto spesso tettonizzato ma interpretabile come stratigrafico; il contatto è visibile nella zona di M. S. Antonio, presso Sambuceto e sul valico ad est di M. S. Donna; tra Berceto e M. Marino alcuni lembi di AMR sembrano costituire la base delle Arenarie di Scabiazza che in prossimità del contatto sono sempre in facies pelitico-arenacea nerastra, priva di carbonati.

La deformazione sempre molto intensa permette solo una valutazione dello spessore geometrico che si aggira sui 200 m circa.

La località tipo si trova circa 2 km ad ovest di Borgo Val di Taro, ubicata nello spaccato di una piccola cava dismessa, circa 500 m a SE di M. Rizzone.

Le condizioni di sedimentazione potevano essere emipelagiche con l'inserimento di eventi torbiditici molto fini.

L'analisi dell'associazione a nannofossili calcarei, per la presenza di *Eprolithus* spp., di *Micrantholithus obtusus*, *Micrantholithus hoschulzii*, permette di riferire l'unità all'Hauteriviano-Aptiano.

3.2.2. - Argilliti di San Siro (SSI)

Affiorano abbastanza estesamente sullo spartiacque tra T. Mozzola e F. Taro, lungo la Val Taro tra Pontolo ed Ostia Parmense e lungo la strada che sale al Passo Cento Croci.

La formazione è costituita da argilliti nerastre, grigio-verdastre e rosso-violacee con frequenti patine manganesifere, intercalate da sottili livelli di calcilutiti silicee grigio-verdastre, arenarie fini laminate, nerastre e bluastre, in strati sottili e calcareniti grigiastre in strati medi. Talvolta si notano intercalazioni di sottili torbiditi arenacee in strati di spessore non costante, arenarie glauconitiche grossolane in strati sottili e livelli discontinui di brecciole ad elementi silicei spigolosi. Viene localmente distinta una litozona marnosa (SSI_a).

Il contatto con le sottostanti argille a palombini di Monte Rizzone (AMR) risulta tettonizzato, ma può essere interpretato come originariamente stratigrafico per la sostanziale convergenza di facies tra le due formazioni, anche se le età renderebbero verosimile una discontinuità.

La potenza, valutabile solo geometricamente è di 300 m circa.

La sedimentazione di questa formazione poteva avvenire in condizioni emipelagiche con rari episodi torbiditici.

In letteratura sono riportate datazioni riferite ad un generico intervallo Aptiano-Turoniano, ottenute da foraminiferi in sezione sottile (ZANZUCCHI, 1967). I campioni per nannofossili calcarei raccolti in questa formazione sono quasi tutti sterili o fortemente impoveriti, pertanto è possibile attribuire genericamente un'età che si estende dal Cretacico inferiore (presenza di rari *Rucinolithus irregularis* e *Prediscosphaera* spp.) alla parte inferiore del Cenomaniano (presenza di *Eiffelithus turriseiffelii* ed assenza di *Corolithion kennedyi*).

Litozona marnosa (SSI_a) (cfr. *Marne di Pontolo Auctt.*). La litozona si colloca probabilmente nella parte alta delle Argilliti di San Siro a cui risulta intercalata con passaggi anche gradualmente affiora in lembi di geometria molto irregolare, talora lenticolare, con spessore decametrico, piuttosto estesi ad oriente delle epiliguri di M. Barigazzo, lungo la direzione SW-NE, tra Pontolo e S.Siro.

Si riconoscono marne grigie a luoghi più argillose o calcaree, alterate in giallastro e ocraceo, in strati molto spessi a base calcarenitica fine laminata, intercalati da orizzonti argillitici nerastri e grigio-verdastri e localmente da siltiti grigio scure talora debolmente marnose.

È da rimarcare la notevole analogia di facies con i flysch ad elmintoidi.

3.2.3. - Arenarie di Scabiazza (**SCB**) (cfr. *Arenarie di Ostia*, DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Affiora molto estesamente ricoprendo settori molto ampi; fra le liguridi, escludendo le Arenarie di Monte Gottero, è la formazione che normalmente si ritrova a quote più alte.

L'unità si sviluppa in una successione che inizia con sottili alternanze di argilliti nerastre e arenarie litiche fini e medie laminate che passano gradualmente ad arenarie fini e molto fini in strati sottili e molto sottili con un tetto di marna argillosa grigio-nocciola, regolarmente alternate da sottili livelli di argilliti grigio scure (rapporto a/p generalmente <1). Salendo nella successione si inseriscono a diversi livelli intercalazioni di una litozona caotica (**SCB_a**), aumenta il rapporto a/p fino a valori >1, e si intercalano marne siltose grigie in strati torbiditici molto spessi con letto arenitico e conglomeratico a clasti minuti di derivazione prevalentemente sedimentaria (MEZZADRI, 1964). Verso il tetto l'unità passa di frequente ad una litozona pelitica policroma (**SCB_b**).

Il limite inferiore è un contatto stratigrafico che si risolve per alternanze in breve spazio. Il contatto è visibile in diverse zone, le migliori esposizioni si osservano presso Branzone, nell'incisione immediatamente a NW di S.Siro, sul valico ad est di M.S. Donna e ad est di M. Alto.

La sedimentazione è torbiditica con l'inserimento di episodi di frana sottomarina.

I campioni raccolti, molti dei quali sterili o con rare faune a nannofossili calcarei (caratteristica peculiare delle Arenarie di Scabiazza anche in altre unità tettoniche) contengono associazioni riferibili al Coniaciano-Santoniano in accordo con la letteratura precedente (VILLA, 1991). In particolare sono state documentate le cronozone NC15* ed NC16* per la presenza di *Morhasterites furcatus* e *Micula* spp. Non si possono però escludere età più vecchie per la parte basale, non databile perchè priva di carbonati nelle peliti, ed età più recenti (Campaniano?) per la parte sommitale dove una litozona pelitica policroma (**SCB_b**), risulta sempre sterile.

Litozona caotica (SCB_a). La litozona si trova intercalata nelle SCB affioranti nelle zone di M. Alto e Ostia Parmense e si inserisce al tetto delle SCB nella zona di Testanello, dove si accompagna a sporadiche intercalazioni di arenarie di Campi.

Si tratta di breccie matrice-sostenute a blocchi e lembi eterometrici di calcari micritici spesso silicei, grigio-verdini o biancastri, e lembi di marne grigio-giallastre che hanno fornito nannoflore del Santoniano terminale; questi clasti sono inglobati in una matrice argillitica nera e verdastra, sterile.

Litozona pelitica policroma (SCB_b). Sottili alternanze di arenarie fini e siltiti nerastre passanti gradualmente ad argille siltose rosso-vinato in cui si intercalano localmente bancate discontinue di breccie poligeniche clasto-sostenute verdastre per l'elevato tenore in clorite (**br**).

La litozona si presenta in corpi cartografabili ad est di Strela ed in alta Val Mozzola a nord del Lago dei Pesci, in quest'ultima località è accompagnata dalle intercalazioni di breccie cloritiche.

3.2.4. - Arenarie di Campi (ACM)

Affiora in modo alquanto sporadico nella zona di confluenza tra il T. Gotra e il F. Taro, può essere anche osservata in affioramenti di limitatissima estensione nella zona di Bosco dei Frati.

Questa formazione è costituita da arenarie litiche ad elevato tenore in quarzo, fini e biancastre a patina di alterazione nere, ricche in mica e frustoli carboniosi, in strati medi e spessi caratterizzati da laminazione ondulata a grande scala, intercalati da sottili livelli di peliti nerastre e verdine. A luoghi si intercalano arenarie medie e grossolane, grigio chiare, a composizione quarzoso-feldspatica, in strati spessi, molto simili alle Arenarie di Monte Gottero; si intercalano inoltre marne grigie a base arenitica fine laminata, in strati medi e spessi.

Dal punto di vista petrografico la composizione principale delle arenarie più grossolane è ben confrontabile con quella delle Arenarie di Monte Gottero, qui però si nota nel cemento un'importante sostituzione di calcite tardiva.

La potenza è variabile da pochi metri a 100 m circa

La località tipo si colloca in sinistra Gotra, poco a monte della confluenza con il F. Taro, qui l'unità in oggetto segue la litozona pelitica policroma delle Arenarie di Scabiazza.

Altri affioramenti sono localizzati sulla sponda sinistra del F. Taro, circa 500 m a valle della confluenza con il T. Gotra e in alta Val Mozzola, presso Case Sozzi, dove le arenarie di Campi si rinvengono però in spessori molto ridotti.

La sedimentazione è esclusivamente torbidityca.

I campioni provenienti da questa unità hanno associazioni a nannofossili generalmente ricche e ben preservate che permettono la determinazione delle Biozone CC19 (associazione a *Calculites obscurus* e *Aspidolithus parvus*) e CC20 (associazione a *Calculites obscurus*, *Aspidolithus parvus* e *Ceratolithoides aculeus* mentre è assente *Quadrum sissinghii*) di SISSINGH (1977). Tali biozone corrispondono rispettivamente alla parte alta della Cronozona NC18 e alla Cronozona NC19. L'età della formazione è quindi riferibile al Campaniano.

3.2.5.- Flysch di Testanello (TST)

Affiora con limitata estensione in zone prossime al margine della placca epiligure di M. Barigazzo, in Val Gotra e tra la finestra tettonica di Ghiare e M. Marino. Le migliori esposizioni si osservano sul versante sinistro del F. Taro,

lungo la strada che dall'abitato di Barca conduce a Testanello e Branzone.

Questa formazione è un flysch ad elmintoidi che mostra notevoli analogie con la Flysch di Monte Caio, ma può essere comunque distinto da questo per alcuni caratteri abbastanza esclusivi.

Nel flysch di Testanello si riconoscono calcari marnosi grigi in strati torbiditici spessi e molto spessi a base arenitica fine laminata grigia, alterata in ocraceo-giallastro, alternati da sottili livelli argillitici nerastrati e da peliti grigio-nerastre finemente laminate, in strati medi; si intercalano alternanze di areniti grigio-nocciola da fini a grossolane e marne siltose, in strati da medi a spessi, con frequenti controimpronte che evidenziano tracce di reptazione. Localmente si intercalano strati calcarei grigio chiari e calcareo-marnosi grigio scuri, brecciati in modo autoclastico ed interessati da *boudinage*, questi passano senza soluzione di continuità, a breccie monogeniche clastosostenute ad elementi calcarei e calcareo-marnosi in strati spessi e medi, frequentemente di geometria lenticolare. Gli strati calcarei brecciati e "boudinati" si fanno più frequenti verso il tetto, in prossimità del contatto con le breccie argillose di Baiso (BAI).

Lo spessore dell'unità è valutabile nell'ordine dei 100 m circa, probabilmente ben inferiore a quello originario.

Il limite inferiore è discordante con le Arenarie di Scabiazza e con le Arenarie di Campi, solo in località Tasto, tra Testanello e Branzone, il flysch di Testanello ricopre la litozona caotica delle Arenarie di Scabiazza con un contatto che, sia pur per brevi tratti, è riconoscibile come stratigrafico discordante; superiormente l'unità in oggetto passa alle Breccie di Baiso con un limite abbastanza netto, ben esposto presso l'abitato di Barca, in probabile discontinuità stratigrafica.

La località tipo dell'unità si colloca circa 500 m ad ovest dell'abitato di Barca.

L'unità può essere interpretata come una successione torbiditica che ha subito deformazioni piuttosto consistenti ed è stata parzialmente smantellata, prima della sedimentazione delle breccie eoceniche, probabilmente quando non era ancora del tutto litificata.

Per la presenza, anche se rara e discontinua di *C. aculeus*, *Quadrum trifidum*, *A. parvus* e rarissimi *Q. sissinghi* il flysch di Testanello ha un'età più recente della parte medio-alta del Campaniano e potrebbe arrivare al Maastrichtiano (Cronozona NC19-NC23*).

Il flysch di Testanello mostra nannoflore riferibili al Maastrichtiano nella località tipo, e solo nannoflore campaniane nei campioni piuttosto poveri provenienti dagli affioramenti della Val Noveglia.

3.3. - UNITA' OTTONE (a cura di L.Vernia)

Nell'area di questo Foglio l'Unità Ottone è rappresentata da ampi settori dove è ottimamente esposto il complesso di Casanova che è seguito stratigraficamente dai Flysch di Ottone, presenti nell'area in modo piuttosto limitato. Questi ultimi

mi, infatti, si ritrovano solo ai margini occidentali del Foglio dove costituiscono il rilievo di M. Pelpi, in alcuni limitati lembi localizzabili nell'alveo del F. Taro e sul versante destro della Val Taro, tra il T. Cogeno e Groppo S.Giovanni.

3.3.1. - *Complesso di Casanova (cfr. Complessi di base Auctt. p. p.)*

Il Complesso di Casanova che a tutti gli effetti può essere considerato il substrato stratigrafico dei Flysch di Ottone, è un'unità che contiene ofioliti rimaneggiate ("reworked ophiolites" della letteratura) interposte come olistoliti in sedimenti del Campaniano inf., prevalentemente rappresentati da breccie monogeniche e poligeniche ed arenarie torbiditiche a dominante componente ofiolitica (ANELLI, 1938b; PASSERINI, 1965; PAGANI *et alii*, 1972; BERTINI & ZAN, 1974; PICCARDO, 1983; PICCARDO *et alii*, 1990; ELTER *et alii*, 1991). I rapporti stratigrafici tra questo complesso e i Flysch di Ottone sono ben visibili circa tre km a nord di Compiano, lungo la strada che da Sambuceto conduce a Bedonia (non sono invece chiaramente osservabili sul terreno negli affioramenti della media Val Taro dove locali deformazioni tettoniche ne disturbano l'originaria natura stratigrafica).

Le ofioliti, prevalentemente rappresentate da basalti e serpentiniti, affiorano in corpi di dimensione variabile da qualche decina di metri a masse che si estendono per alcuni chilometri, con spessori massimi di 150-200 metri.

I contatti tra ofioliti e sedimenti associati sono di sicura natura sedimentaria, come è possibile osservare in parecchie località anche di facile accesso. In sinistra Taro a Roccamurata le serpentiniti della grande massa del Groppo di Gorro vengono a contatto con le sovrastanti breccie sedimentarie tipo "argille a blocchi" con un contatto assolutamente di natura sedimentaria; analogamente le stesse serpentiniti appoggiano geometricamente su altre breccie sedimentaria, a dominante componente serpentinitica, affioranti presso il Groppo di Gorro, lungo la strada che congiunge l'abitato di Gorro con Case Bodria di sopra, sicchè questa grande massa ofiolitica risulta intercalata all'interno di una successione di breccie sedimentarie di vario tipo, con contatti assolutamente normali. La stessa osservazione può essere fatta per i basalti, che in parecchie località (Roccamurata, Case La Valle di Pellerzo, Colle Museriri) risultano interposti alle argille a blocchi come olistoliti, con contatti sicuramente di natura sedimentaria.

Il Complesso di Casanova della media Val Taro sembra mantenere in tutta l'area considerata una giacitura rovesciata, uniformandosi in questo alle caratteristiche giaciture di altri complessi di base dell'Appennino. Le osservazioni sulla giacitura e la polarità dell'unità non sono sempre possibili, data la prevalente natura caotica dei sedimenti, ma la frequente presenza di arenarie torbiditiche ofiolitiche (cfr. Arenarie di Casanova; Arenarie del T. Dragonale Auctt), consente di stabilire senza dubbi la giacitura costantemente rovesciata del complesso. Solo al margine occidentale del Foglio, alle pendici del M. Pelpi, affiorano anche

estese porzioni di Complesso di Casanova a polarità normale che costituiscono il substrato stratigrafico del sovrastante Flysch di Ottone.

Come già anticipato, le ofioliti di questa zona sono prevalentemente rappresentate da ultramafiti serpentinite e basalti; le serpentinite risultano completamente trasformate e nulla rimane dell'originaria paragenesi mineralogica; i basalti sono caratterizzati prevalentemente dalla facies a *pillows*, mentre la facies massiccia o senza forme di raffreddamento risulta subordinata e non sempre distinguibile e delimitabile sul terreno; assai sporadiche sono anche le forme filoniane, in genere rappresentate da filoni decimetrici a struttura doleritica, intercalati nei basalti in *pillows*.

Infine, tenendo conto che il complesso di Casanova appoggia rovesciato sul Flysch di Ottone o direttamente sui terreni terziari della "Finestra di Ghiare", e che non esiste la sua base stratigrafica, si può desumere che il suo spessore massimo è valutabile tra i 400 e i 500 metri nella zona compresa tra Groppo Maggio e Belforte, e si riduce a poche decine di metri nel fondovalle Taro presso Groppo S. Giovanni, dove risulta laminato ed interposto tra le sovrastanti Arenarie di Scabiazza e l' Unità Ghiare.

Nel complesso di Casanova della Val Taro e della Val Manubiola dominano, per frequenza e spessore, breccie di vario tipo e, subordinatamente, arenarie silicoclastiche a forte componente ofiolitica (cfr. Arenarie di Casanova o Arenarie del T. Dragonale Aucct.), le breccie sono per la maggior parte attribuibili a meccanismi di colata o di *debris-flow*, mentre le arenarie sono di origine torbiditica. Nell'ambito del complesso di Casanova si distinguono, senza un chiaro ordine stratigrafico, le seguenti litozone.

Arenarie ofiolitiche (CCV_a). Questa litozona, che assume nella zona caratteristiche simili alle Arenarie di Casanova o del T. Dragonale assai note nella letteratura, è poco diffusa e largamente subordinata alle altre litozone del complesso, affiora prevalentemente nella zona compresa tra Case Mazzasette e Ca' Oceto, 2 km a sud-est di Belforte, dove raggiunge circa 100 metri di spessore. Si tratta di arenarie torbiditiche grossolane a marcata componente ofiolitica, in strati medi e sottili, gradati, spesso con base ruditica, intercalati tra argilliti grigiocure, fortemente diagenizzate, laminate e fissili, di aspetto ardesiaco (rapporto A/P sempre a favore delle arenarie). Quando prevale la pelite, gli strati arenacei si presentano sottili, gradati e laminati; in corrispondenza degli strati più potenti (0,5-1 m), la base degli strati, ruditica, consente di verificare che la composizione di questo sedimento è del tutto simile a quella delle breccie poligeniche CCV_c, con cui fa spesso passaggio, e quindi rientra nelle arenarie litiche o litarenite. Soltanto in località Bodra di sotto (500 metri a ESE di Groppo di Gorro) è stato notato e cartografato un affioramento in cui le arenarie si presentano sensibilmente diverse in quanto mostrano un colore grigiastro, una composizione nettamente quarzoso-feldspatica di probabile derivazione "continentale", e sono stratificate in banchi metrici passanti verso l'alto a peliti marnose grigio-chiare.

Argille a blocchi (CCV_b). Sono le breccie sedimentarie più diffuse e potenti, e rappresentano i tipici depositi di colata sottomarina costituiti da depositi caotici in cui, in una matrice argillosa grigiastra, finemente scagliettata, si trovano immersi frammenti rocciosi eterometrici prevalentemente costituiti da calcari micritici tipo "palombino", subordinatamente da frammenti di basalti, serpentiniti, graniti, oficalci, diaspri, calcari tipo maiolica, arenarie verdi e a volte clasti di breccie; la dimensione dei clasti interclusi è di norma decimetrica (1-2 dm), ma non mancano elementi di un metro ed oltre.

Il rapporto matrice/clasti è variabile, ma sempre a favore della matrice, che a volte assume un carattere preponderante; in questo caso nella matrice argillosa si notano tracce di laminazioni sedimentarie che consentono di apprezzare la giacitura dell'unità.

Questo tipo di breccie risulta distribuito in vari orizzonti nel complesso delle breccie e gli spessori variano da qualche metro ad alcune centinaia di metri.

Nella argille a blocchi sono stati individuati anche lembi decametrici non cartografabili di calcari a calpionelle, a volte brecciati (località Case Mazzasette e C.Carpaneto) e lembi ben conservati e molto più estesi di argille a palombini (ap).

Breccie poligeniche (CCV_c). Si tratta di breccie poligeniche costituite da clasti, in genere decimetrici o centimetrici, di varia natura, tra cui si notano calcari tipo "palombino", arenarie verdi, diaspri, argilloscisti nerastri, basalti, serpentiniti, graniti; la matrice argillosa o sabbiosa è sempre molto scarsa e i clasti, da spigolosi a subarrotondati, spesso vengono a contatto tra di loro.

La cementazione della compagine rocciosa è elevata, talché gli affioramenti di queste rocce emergono nettamente per erosione selettiva; frequentemente si notano passaggi verticali e laterali ad altre unità clastiche, quali CCV_a e CCV_b.

Siltiti nerastre (CCV_d). Questa litozona è costituita da alternanze torbiditiche a bassissimo rapporto a/p fra cui predominano argillii siltose nerastre, piuttosto friabili; si alternano arenarie fini e molto fini grigio scure, in strati sottili. Localmente gli strati arenacei sono spessi e mostrano sottili letti basali a tessitura media, di color grigio-nocciola. Abbastanza di frequente si intercalano anche marne siltose grigio-bluastre dall'aspetto quasi ardesiaco. Questa litozona è ben visibile tra Sambuceto e Cereseto, sulla sella di Passo Colla; i suoi rapporti sono verosimilmente stratigrafici con le argille a blocchi (CCV_b), anche se il passaggio non risulta chiaramente visibile lungo la strada. Negli affioramenti che si estendono a nord, scendendo la valle del T. Toncina questa litozona raggiunge una potenza stimabile nell'ordine di 200 m circa. I numerosi campioni esaminati con analisi biostratigrafiche non hanno permesso la datazione.

Nel Complesso di Casanova si interpongono, inoltre, lembi e blocchi eterometrici riferibili alle seguenti unità:

Argille a palombini (ap). Si tratta di lembi ad estensione ettometrica che sono stati riconosciuti e distinti nell'ambito delle argille a blocchi (CCV_b). In questi spezzoni di successioni, sempre molto deformati da piegamenti polifasici, si ritrovano calcari micritici bianchi e subordinatamente grigi, in strati medi, localmente a letto arenitico laminato, frequentemente incrostatosi di patine nerastre e normalmente silicizzati verso il tetto e verso il letto, da cui il caratteristico profilo di erosione ad incudine; si intercalano regolarmente livelli di peliti nerastre fissili e subordinatamente areniti fini e medie grigio scure a cemento siliceo, laminate, in strati sottili e molto sottili. Questi lembi di argille a palombini che all'analisi del nannoplankton calcareo sono risultati riferibili come età al Hauteriviano-Aptiano, si interpongono agli olistostromi delle argille a blocchi mostrando contatti di difficile interpretazione che in molti casi potrebbero risultare tettonici. Le principali zone dove l'unità viene distinta si localizzano immediatamente ad est di M. Chiaro presso Borgotaro, in prossimità di Cereseto e ad est di Belforte. Un lembo di argille a palombini (ap) di dimensioni limitate, ma esposto molto favorevolmente, si colloca nelle vicinanze di Berceto in località Il Poggio, dove, con argille a blocchi (CCV_b) e masse decametriche di serpentiniti, costituisce una ristretta fascia di Complesso di Casanova, tettonicamente sovrapposta alle brecce poligeliche di base del Flysch di Monte Caio (CAO_a).

Serpentiniti (Σ). Le serpentiniti della Val Taro-Val Manubiola si rinvengono in affioramenti di grande estensione con spessori che spesso superano il centinaio di metri: l'affioramento di più vasta dimensione e spessore, si rinviene, praticamente senza soluzione di continuità, da Roccamurata al Groppo di Gorro, alla zona di Lozzola ed infine alla Val Manubiola, per una estensione lineare di oltre 7 chilometri e spessori massimi di 150-200 metri. Affioramenti minori, ma sempre di notevole dimensione, si rinvengono nel Groppo delle Tassare (2 km a SE di Belforte), a Pellerzo, sui versanti orientali del Groppo della Donna e al Groppo Maggio.

Le serpentiniti si presentano in genere da massive ad intensamente fratturate, di colore verde scuro o violaceo che diventa localmente verde chiaro per la presenza di minerali fillosilicatici quali talco, steatite, saponite, ecc.. Il grado di trasformazione della roccia è sempre elevato, con totale scomparsa dei minerali delle originarie ultramafiti, localmente nella roccia si rinvengono cristalli millimetrici scuri, lucenti derivati da originari ortopirosseni, trasformati in minerali del gruppo del serpentino (bastite), che hanno mantenuto la forma del cristallo originario (pseudomorfo). La letteratura segnala anche la presenza di relitti di Cpx tipo diallagio e spinelli cromiferi. Soltanto negli affioramenti circostanti Case Bodra di Sotto (poche centinaia di metri ad est del Groppo di Gorro) sono stati osservati alcuni aspetti strutturali interessanti, in particolare delle lineazioni di minerali, tracce di una originaria foliazione che ci fa intendere che le ultramafiti originarie dovevano essere di natura tettonica; infatti nella roccia si alternano bande in rilievo di probabile originaria composizione pirossenitica, a bande

più depresse probabilmente occupate da olivina; ma anche in questi affioramenti la roccia mostra, in sezione sottile, di essere totalmente trasformata e nulla più rimane della composizione originaria, che doveva essere quella tipica delle peridotiti lherzolitiche.

Alcuni grandi affioramenti di serpentiniti mostrano, nelle parti periferiche a contatto con le rocce sedimentarie, affioramenti di breccie monogeniche di serpentina, per le quali non si esclude la possibilità di una genesi meccanica, legata alla messa in posto delle masse ofiolitiche.

Breccie serpentinitiche monogeniche (br₁). Le breccie monogeniche di serpentina sono costituite da soli clasti di serpentiniti, in genere di 5-10 cm di diametro, spigolosi o subarrotondati, immersi in una scarsa matrice serpentinitica o privi di matrice; in queste rocce non si notano mai clasti di rocce sedimentarie. Queste breccie, associate alle grandi masse serpentinitiche della zona o in affioramenti isolati, mostrano localmente chiare strutture sedimentarie (stratificazione maldefinita, gradazione), mentre altre volte risultano di difficile interpretazione genetica e non si esclude che possano avere avuto una origine meccanica, legata alla messa in posto dei grandi affioramenti serpentinitici già descritti.

Negli affioramenti principali (Gruppo della Tassara, Roccamurata, Groppi Neri 1 km ad ovest di Gruppo della Donna) raggiungono lo spessore di alcune decine di metri.

Breccie serpentinitiche poligeniche (br₂). Rappresentano una variazione delle breccie serpentinitiche monogeniche in quanto, ai clasti di serpentiniti che rappresentano gli elementi preponderanti delle rocce, si associano più rari clasti di rocce sedimentarie, in particolare clasti calcarei, che spiccano nella compagine rocciosa per il netto contrasto di colore. I frammenti di rocce sedimentarie possono raggiungere il 20% dei clasti e sporadicamente si osservano anche frammenti di basalto. Negli affioramenti più significativi (Gruppo di Gorro, Roccamurata, progr. km 8 e 9 della SS 523 del Colle Cento Croci) la composizione e le strutture sedimentarie testimoniano una loro origine sedimentaria; il rapporto clasti/matrice è molto variabile e comunque sempre >1.

Queste breccie costituiscono corpi piuttosto estesi e potenti in quanto a volte superano i 100 metri di spessore; in genere si trovano in associazione con le grandi masse serpentinitiche ed alla breccie monogeniche br₁.

Basalti in pillow (βp) e graniti (γ). Anche i basalti costituiscono imponenti masse rocciose intercalate nelle breccie, anche se non raggiungono l'estensione e lo spessore delle serpentiniti. Gli affioramenti più estesi e caratteristici si rinvengono a Colle Museriri e ai Torrioni (1-2 km a NW di Gruppo della Donna), a C. La Valle di Pellerzo, a Groppo Maggio e a Groppo della Donna, dove queste corpi rocciosi raggiungono lo spessore di circa 100-150 metri.

Queste lave, grigiastre o grigio-verdastre, spesso rossastre per ossidazione,

sono caratterizzate frequentemente dalle tipiche forme di raffreddamento in "cuscini" ("*pillow-basalts*" della letteratura) di forma e dimensioni variabili, in genere con diametro compreso tra 0,5 e 1 metro: tra un pillow e l'altro si notano spesso setti di separazione costituiti da frammenti vetrosi ("ialoclastiti") che contornano i singoli *pillows* con spessori centimetrici. La parte esterna dei *pillows* è quasi sempre caratterizzata da una struttura afirica o vetrosa e dalla presenza di sferule variolitiche da millimetriche a centimetriche (affioramento in sponda sinistra del Taro a Roccamurata), mentre la parte interna, soggetta ad un raffreddamento più lento, mostra una grana più grossolana e visibile ad occhio nudo, olocristallina.

In molti affioramenti (Colle Museriri, I Torrioni) i *pillows* appaiono nettamente brecciati per effetto di una fratturazione sia radiale che concentrica, di quasi sicura origine primaria, cioè legata all'originaria messa in posto delle lave in ambiente oceanico. Spesso i processi di brecciatura sono talmente avanzati da obliterare le forme di raffreddamento; in genere il passaggio *pillow-lavas-pillows* brecciati-brecce basaltiche è graduale.

Ai basalti in *pillows*, che rappresentano la facies predominante, si associano, in maniera subordinata, basalti senza forme di raffreddamento, afirici ("basalti massicci") e basalti a grana grossolana ("basalti doleritici") di probabile giacitura filoniana non sempre rilevabile sul terreno.

I basalti, sia a grana fine che a grana grossolana, mostrano in sezione sottile sempre una struttura olocristallina con tessitura intersertale ofitica, determinata essenzialmente da plagioclasio e da pirosseno monoclini; i plagioclasii hanno sempre una composizione decisamente albitica, mentre i pirosseni monoclini rientrano nei tipi augitici. Tra i minerali secondari si riscontrano cristalli in plache di prehnite e calcite che, insieme alla composizione albitica del plagioclasio, testimoniano che queste rocce hanno subito un processo di splitizzazione.

Associati ai basalti si rinvengono modestissimi affioramenti di diaspri rossastri e più considerevoli masse di graniti (γ); mentre i diaspri si rinvengono soltanto in un piccolo affioramento sul versante orientale di Groppo della Donna, i graniti costituiscono affioramenti più frequenti e più estesi nel Groppo Maggio, a Case Martinelli di Bergotto e in maniera più ridotta sul crinale di Groppo della Donna: questi graniti risultano fortemente cataclasiati fino a costituire (Case Martinelli) un autentico sabbione quarzoso sciolto nel quale più non si distingue il granito originario. Laddove è possibile eseguire una sezione sottile, si verifica la struttura cataclastica della roccia, nella quale il quarzo si mantiene limpido, mentre i plagioclasii ed i K-feldspati sono fortemente trasformati in sericite; anche la biotite risulta quasi totalmente trasformata in clorite.

Brecce basaltiche (br₃). Si tratta di brecce monogeniche basaltiche di colore grigio-verdastro, rossastro per ossidazione, generalmente caratterizzate da clasti centimetrici, raramente decimetrici, contenenti a volte interi *pillows* fratturati e rari clasti di calcari micritici; la matrice è in genere assente ed il grado di cemen-

tazione basso. Passano spesso senza soluzione di continuità a basalti in *pillows* (βp), con cui sono quasi sempre associate. In questo caso le breccie basaltiche hanno una probabile origine primaria (vulcanica); l'eventuale presenza dei clasti calcarei invece consente di ipotizzare per alcuni affioramenti un'origine sedimentaria (es. Colle Museriri, versante est).

Gli spessori di queste breccie sono sempre modesti e limitati a qualche decina di metri.

3.3.2. - *Flysch di Ottone (OTO)*

Il Flysch di Ottone è un flysch ad elmintoidi calcareo-marnoso, molto ricco in strati calcarei grigio scuri, spesso rivestiti da patine bianche, sono frequenti anche le marne grigiastre dalla marcata fessilità ed i livelli di argilliti nerastre molto fogliettate. Gli strati torbiditici mostrano spesso letti basali di arenite grossolana ofiolitica e si alternano con livelli di breccie ofiolitiche.

La formazione è potente circa 900 m.

All'analisi biostratigrafica la formazione ha evidenziato nannoflore del Campaniano inf..

3.4. - UNITÀ CAIO

Questa unità affiora con continuità dalla zona del Passo della Cisa a Berceto, tra Grondola e Succisa e dalla Val Mozzola a Ghiare. Fra le liguridi è quella che occupa la posizione strutturale più bassa e ciò comporta che essa affiori solo nelle zone tettonicamente rialzate: intorno alla finestra di Ghiare e in prossimità delle Unità toско-umbre della dorsale principale.

Nella zona di Ghiare di Berceto l'Unità Caio sovrascorre l'Unità paleogenica di Ghiare ed è ricoperta tettonicamente dall'Unità Ottone; tra il Passo della Cisa e Berceto invece, sovrascorre l'Unità Canetolo ed è ricoperta dall'Unità Ottone in lembi piuttosto limitati perchè è sovrascorsa quasi direttamente dall'Unità Media Val Taro o addirittura dall'Unità Gottero.

L'Unità Caio è qui rappresentata dal Flysch di Monte Caio e dal sottostante *mélange* di Ossella (unità di significato genetico problematico che potrebbe costituire parte del substrato stratigrafico del flysch, ovvero il suo complesso di base).

3.4.1. - *Mélange di Ossella (MSL)*

Affiora in modo abbastanza limitato in sinistra Taro, lungo il margine nord e nord-ovest della finestra tettonica di Ghiare. Le esposizioni più favorevoli si

osservano a NW di Belvedere e presso Castello di Ossella.

Si tratta di argilliti nerastre e verdine inglobanti blocchi e lembi eterometrici di calcilutiti silicee grigie e verdastre a patine manganesifere e di arenarie fini nerastre. Si interpongono lembi metrici e decametrici di marne grigio-ocracee e di alternanze pelitico-arenacee grigio-nocciola, talora rossastre, sottilmente stratificate.

La potenza dell'unità è valutabile solo geometricamente nell'ordine dei 50 m circa.

L'età rimane molto incerta: la datazione più vecchia attribuisce alcuni corpi marnosi ad un generico post-Cenomaniano e la più giovane riferisce al Santoniano alcune sottili alternanze torbiditiche.

Dal punto di vista genetico questa unità mostra solo localmente la tessitura di un olistostroma, molto spesso risulta pervasivamente scagliettata e i corpi inclusi, che sembrerebbero derivati dalle Argilliti di San Siro e dalle Arenarie di Scabiazza, sono completamente delimitati da superfici di taglio. Nell'impossibilità di poter distinguere in carta questi oggetti, l'unità è stata genericamente definita come un *mélange*.

3.4.2. - *Flysch di Monte Caio (CAO)*

Affiora estesamente ma sempre piuttosto deformato lungo il basso tratto della Val Mozzola e nell'incisione del F. Taro subito a valle della finestra di Ghiare. Si estende inoltre con ottime esposizioni lungo l'alta Val Baganza da Berceto alle sorgenti.

È un *flysch* ad elmintoidi caratterizzato da una successione torbiditica dove predominano calcari marnosi e marne grigio scure in strati spessi e molto spessi con frequenti basi arenitiche fini laminate, si intercalano regolarmente sottili livelli argillitici nerastri (GHELARDONI, 1961; PAREA, 1961; ABBATE & SAGRI, 1967; MUTTI *et alii*, 1984; FONTANA *et alii*, 1994). Localmente si intercalano alternanze di arenarie fini grigie e nerastre, micacee, in strati sottili e medi, ed argilliti debolmente marnose grigio scure in strati medi e spessi; si intercalano inoltre calcari micritici grigio chiari in strati medi. Il *Flysch di Monte Caio* dell'Elemento Valmozzola (si veda schema tettonico) si caratterizza per la frequente presenza di calcari micritici biancastri in strati anche molto spessi e per la tessitura delle arenite che sovente è grossolana.

La formazione mostra una potenza minima di circa 400 m.

In Val Taro (Elemento Valmozzola dello schema tettonico) il contatto con il sottostante *mélange* di Ossella è tettonizzato e potrebbe essere originariamente stratigrafico, con discordanza e discontinuità. In Val Baganza, nell'altro elemento tettonico dell'Unità Caio, il *flysch* rovesciato mostra alla sua base un passaggio per alternanze alla litozona a brecce (CAO_a) ed è sovrascorso da esigui lembi di Unità Ottone e dall'Elemento Ostia dell'Unità Media Val Taro.

La sedimentazione è di tipo torbiditico, si intercalano alla base breccie attribuibili ad episodi di colata.

L'età della formazione, ampiamente documentata in letteratura è riferibile al Campaniano sup.-Maastrichtiano (RIO *et alii*, 1983; GARDIN *et alii*, 1994).

Litozona a breccie (CAO_a). Breccie poligeniche clasto-sostenute e localmente matrice-sostenute a prevalenti elementi di calcari micritici tipo palombino in clasti centimetrici e blocchi decimetrici poco arrotondati, si associano clasti di calcareniti fini e marne grigie, serpentiniti e subordinatamente diaspri, basalti e graniti. Questi ultimi possono localmente essere inglobati in masse di considerevole dimensione ($\gamma 1$), come si osserva alla base del flysch, immediatamente a nord del Groppo del Vescovo (ZANZUCCHI, 1961; EBERHARDT *et alii*, 1962; VESCOVI, 1982).

Le breccie si presentano in bancate di spessore metrico a geometria lenticolare e sono intercalate da bancate marnose grigie e strati torbiditici calcareo-marnosi caratterizzati dalla base grossolana identica come composizione alle breccie.

3.5. - UNITÀ CASSIO

Affiora solo marginalmente all'estremità di NE del foglio dove, insieme alla sottostante Unità Gropallo, sembra sovrascorrere l'Unità Media Val Taro; i contatti con quest'ultima però, probabilmente complicati anche da sovrascorrimenti tardivi e da faglia, rimangono alquanto incerti.

In questo foglio affiora solo una parte della successione che identifica l'Unità Cassio: dal basso verso l'alto si possono riconoscere le seguenti formazioni:

- argille a palombini del Torrente Grontone
- Arenarie di Scabiazza
- argille varicolori di Cassio

3.5.1. - Argille a palombini del Torrente Grontone (APG) (cfr. Argille a Palombini Auctt. p.p.)

La formazione affiora in modo sporadico e con esposizioni poco favorevoli lungo il versante di sinistra del T. Grontone, mentre può essere osservata abbastanza agevolmente in destra Taro, nella zona denominata Isola di Grontone. Buoni affioramenti si localizzano immediatamente a nord, presso il paese di Solignano e in Val Baganza, circa 5 km più a sud-est, presso il paese di Casaselvatica.

La formazione è costituita da argilliti grigio scure e verdastre, a luoghi con focature ocracee e rossastre, intercalate da calcari grigio chiari e grigio-verdini a caratteristiche patine verdastre, spesso silicei e talora marnosi, in strati medi e

spessi. Localmente si intercalano arenarie torbiditiche fini in strati sottili e molto sottili e calcareniti a basi grossolane bioclastiche in strati medi e spessi, nonché marne grigio-verdastre in strati medi.

La formazione viene in contatto superiormente con le Arenarie di Scabiazza in esposizioni poco chiare e molto limitate. Il contatto si mostra spesso tettonizzato, ma si presume stratigrafico (discordante e discontinuo) per la ricorrente presenza nelle SCB più prossime ad APG di intercalazioni ruditiche ad elementi spigolosi di calcari micritici biancastri e di intercalazioni calcarenitiche a bioclasti le cui microfacies sono molto simili a quelle degli strati calcarenitici più grossolani delle APG.

Le condizioni di affioramento e la deformazione tettonica non permettono una valutazione attendibile dello spessore che può essere stimato solo geometricamente sui 200 m circa.

L'ambiente di sedimentazione può essere considerato emipelagico con l'inserimento di eventi torbiditici ad elevato tenore in clastico intrabacinale.

La formazione mostra nannoflore riferibili come età all'intervallo Hauteriviano-Aptiano.

3.5.2. - Arenarie di Scabiazza (SCB)

Affiorano nell'incisione del T. Grontone, particolarmente ben esposte sulla destra idrografica poco a nord di Case Baruzzo, dove mostrano caratteri diversi rispetto alle Arenarie di Scabiazza coniaciano-santoniane dell'Unità Media Val Taro (VESCOVI *et alii*, 1999).

La formazione si presenta come un'alternanza di marne siltose grigio chiare in strati torbiditici da sottili a molto spessi, a base arenitica fine, laminata e ricca in frustoli carboniosi, localmente molto grossolana (rapporto a/p sempre $\ll 1$). Si intercalano strati medi e spessi di arenite grossolane grigio chiare, caratterizzate da un letto ruditico biancastro dove predominano le micriti bianche subarrotondate e le radiolariti verdine spigolose, e da un tetto calcilutitico grigio chiaro. Nella parte alta dell'unità si inseriscono livelli pelitici rossastri e compaiono alternanze arenaceo-pelitiche grigio-nocciola in strati sottili e medi, nonché sporadiche intercalazioni di arenarie cloritiche verdastre, fini e micacee, in strati molto sottili.

Il contatto con le sottostanti argille a palombini del Torrente Grontone, come s'è detto, pur essendo spesso tettonizzato ed esposto in modo poco favorevole, è stato interpretato come stratigrafico discordante.

L'accentuata deformazione plicativa obbliga a valutare lo spessore in modo alquanto approssimativo, nell'ordine dei 200 m circa.

I campioni provenienti dalle Arenarie di Scabiazza dell'Unità tettonica Cassio, nell'area del Foglio 216 hanno fornito un'associazione a nannofossili calcarei di età Cenomaniano non basale per la presenza di *C. kennedyi*,

Litraphidites alatus, *Litraphidites acutus*, *Helenea chiasta*, *Rhagodiscus asper* (Biozone CC9 *pars* e CC10 di SISSINGH, 1977). In altre aree (Val Baganza), l'associazione è rappresentata anche della parte bassa del Turoniano per la presenza di *Quadrum gartneri* e l'assenza di *Eiffellithus eximius* (Biozona CC11 di SISSINGH, 1977). Complessivamente la formazione si estende dalla Cronozona NC10* *pars* alla Cronozona NC13-14 *pars*.

3.5.3. - Argille varicolori di Cassio (AVV) (cfr. Argille Varicolori Auctt.)

Affiorano in una limitatissima area esattamente nell'angolo di NE del foglio, dove sono esposte abbastanza favorevolmente; le migliori esposizioni però si possono osservare risalendo il versante calanchivo immediatamente ad est di Case Baruzzo, poco oltre il limite orientale del foglio.

Si presentano come argille rosso-mattone, grigio scure e verdastre, alternate da sottili livelli di arenarie torbiditiche fini grigio scure a patine manganesifere e localmente da strati sottili e molto sottili di: calciliti silicee grigio-verdine, calcareniti grossolane a bioclasti e arenarie cloritiche fini verdastre. Si intercalano inoltre, con notevole frequenza, arenarie litiche fini grigio-nocciola in strati sottili e arenarie grossolane grigio chiare a feldspati rosati.

Il limite inferiore con le Arenarie di Scabiazza, pur essendo tettonizzato, può essere considerato di natura stratigrafica e probabilmente discordante. La fascia di contatto è localmente caratterizzata da addensamenti di concrezioni marnose ricche in barite, disposte in orizzonti discontinui che si intercalano a banchi di argille grigio scure debolmente marnose. Queste concrezioni le cui dimensioni che vanno da pochi cm ai 20-30 cm, sono per lo più ellissoidali e ricordano le septarie, talora si accompagnano a corpi marnosi decimetrici cilindrici ed a vulcanetti di fango. Tutti questi corpi denunciano sempre un chiaro schiacciamento con fratturazione, avvenuto prima della loro completa litificazione. Sezionati ed analizzati, questi corpi sono risultati formati da marne siltose grigio chiare, ben confrontabili a quelle che si rinvencono negli intervalli pelitici delle sottostanti Arenarie di Scabiazza, e da veli di calcareniti a foraminiferi e di arenarie verdi cloritiche che talora si iniettano nelle fratture. Questi addensamenti di corpi marnosi, intercalati alle argille varicolori di Cassio, in prossimità del contatto con le sottostanti Arenarie di Scabiazza, potrebbero indicare un tasso di sedimentazione molto basso, e registrano deformazioni penecontemporanee o comunque precedenti alla completa litificazione.

Le argille varicolori di Cassio sono interessate da un'accentuata deformazione plicativa polifasica e lo spessore può essere valutato solo geometricamente nell'ordine dei 100 m circa.

L'ambiente di deposizione può essere considerato molto profondo e la sedimentazione è di tipo emipelagico con frequenti intercalazioni di modesti eventi

torbiditici. La formazione sembra aver subito le prime deformazioni quando non era ancora completamente litificata.

L'età della formazione è compresa nell'intervallo Coniaciano-Campaniano. I campioni analizzati permettono di riferire l'unità al Coniaciano-Santoniano avanzato per la presenza di *M. furcatus*, *Micula* spp., *Lithastrinus grillii* e *Reinhardtites anthophorus*, mentre il Campaniano è desunto da dati della letteratura (RIO & VILLA, 1987). Alla base, in prossimità del contatto con le Arenarie di Scabiazza, l'esame in sezione sottile di alcuni corpi globulari marnosi ha evidenziato foraminiferi riferibili al Turoniano.

3.6. - UNITÀ GROPPALLO

Questa unità occupa un limitato settore sul versante sinistro del T. Grontone, tra Calamello e C.se Gervella.

Dal punto di vista strutturale l'Unità Groppallo è sovrascorsa dall'Unità Cassio ed insieme a questa sembrerebbe sovrascorrere l'Unità Media Val Taro, ma i contatti sono molto incerti e probabilmente sono complicati da sovrascorimenti secondari tardivi e da una faglia ad andamento NW-SE.

3.6.1. - *Complesso di Pietra Parcellara* (cfr. *Complessi di base Auctt. p.p.*)

In questo complesso si riconoscono depositi clastici grossolani clasto-sostenuti e matrice-sostenuti, con locali intercalazioni arenacee e pelitiche, e con lembi di litosfera oceanica, e in qualche caso continentale, che si interpongono tettonicamente, o che risultano inglobati come olistoliti. Le caratteristiche di questo complesso sono abbastanza simili a quelle del complesso di Casanova, qui però si nota l'assenza delle intercalazioni torbiditiche arenaceo-marnose e calcareo-marnose che invece accompagnano comunemente il complesso di Casanova.

L'età di questo complesso è molto incerta: non è stato finora possibile documentare biostratigraficamente i diversi corpi sedimentari inclusi, sono stati dati solo alcuni lembi calcarei che risultano riferibili al Cretacico inferiore.

Sono state distinte le seguenti litozone senza un preciso ordine stratigrafico.

Brecce poligeniche (CPP_a). Si tratta di brecce clasto-sostenute, localmente matrice-sostenute ad elementi da decimetrici a metrici di calciliti grigio-verdine, micriti biancastre, calcareniti grigio chiare, argilliti grigio scure, diaspri, serpentiniti, basalti e graniti. Spesso si associano ad inclusi di dimensioni maggiori con cui a volte mostrano passaggi sedimentari di una certa gradualità, divenendo quasi monogeniche.

Brecce calcaree (CPP_b). Brecce clasto-sostenute ad elementi angolari decimetrici e centimetrici di calcari micritici biancastri e molto subordinatamente di diaspro, basalto e granito, talora in contatto stratigrafico con lembi decametrici ed ettometrici di calcari a Calpionelle.

Nel complesso di Pietra Parcellara sono stati inoltre distinti lembi interposti delle seguenti unità:

Brecce serpentinitiche (br₄). Brecce sedimentarie a prevalenti clasti angolari di serpentiniti ed in netto subordine di calcari micritici biancastri, diaspri e basalti. In qualche caso le brecce sono monogeniche, non mostrano strutture sedimentarie e passano senza soluzione di continuità a masse serpentinitiche decametriche.

Calcari a Calpionelle (cc). Corpi decametrici di calcari micritici biancastri e grigio chiari in strati medi di spessore non costante, spesso passanti senza soluzione di continuità ad una breccia autoclastica. Talora si notano liste di selce grigio-verdina e brecce a serpentiniti e diaspro in letti discontinui intimamente associate alle micriti.

Diaspri (ds). Diaspri rossi in strati sottili e medi, spesso passanti senza soluzione di continuità ad una breccia monogenica ad elementi angolari centimetrici. In qualche caso si osserva il contatto stratigrafico con i calcari a Calpionelle (Casa Palanca), stratigraficamente sovrastanti e alla base stratigrafica si nota un orizzonte oficalcico rossastro costituito da una breccia serpentinitica idrotermalizzata.

4. - DOMINIO SUBLIGURE

4.1. UNITÀ GHIARE (a cura di M. Andreozzi)

Questa unità affiora in finestra tettonica nel settore nord-orientale del Foglio generalmente al di sotto dell'Unità Caio (ZANZUCCHI, 1967); localmente, al suo margine sud-orientale, è sovrascorsa direttamente dall'Unità Media Val Taro e viene a contatto per faglia con l'Unità Ottone.

Nell'unità sono state riconosciute due superfici di sovrascorrimento principali che individuano le tre sottounità strutturali distinte nello schema tettonico, dal basso verso l'alto: la sottounità Ghiare, la sottounità Mattogno (località situata circa 2 km ad ovest di Ghiare) e la sottounità Casacca. La sottounità Ghiare è rappresentata unicamente dalle arenarie e argilliti di Ghiare; la sovrastante sottounità Mattogno si compone delle seguenti formazioni: argilliti di Mattogno, calcari e argille di Rio Baratta e arenarie di Case Belvedere; la sottounità

Casacca, che nell'ambito dell'Unità Ghiare occupa la posizione sommitale, è costituita dalle Arenarie di Scabiazza, ricoperte tettonicamente dalle argilliti di Rio Nicola (3km a nord-ovest di Ghiare), che a loro volta passano con un contatto verosimilmente stratigrafico ai calcari di Casacca.

Nella parte nord-orientale della finestra, quest'impilamento è tagliato da sistemi di faglie inverse che portano in sottoscorrimento una parte della sottounità Casacca, mentre in sinistra Taro la comprensione dei rapporti strutturali è ostacolata da vasti scivolamenti gravitativi in blocco.

L'età più recente determinata nell'Unità Ghiare è riferibile all'Eocene inferiore e ciò lascia aperta la possibilità che la sua strutturazione ed incorporazione nell'insieme alloctono possa risultare antecedente all'inizio della sedimentazione epiligure.

Da questo complicato assetto strutturale si è tentato di ricostruire un'unica successione stratigrafica che risulta purtroppo molto incerta, a causa dei rapporti stratigrafici poco chiari. Le formazioni che la costituirebbero possono essere considerate, nei loro caratteri generali, ad affinità subligure, anche se nel panorama delle facies si riscontrano diverse analogie con i flysch liguridi terziari.

Non si può comunque escludere che invece di un'unica successione stratigrafica, l'Unità Ghiare possa rappresentare un complesso dal significato genetico piuttosto incerto, dove si verificherebbe la coesistenza di elementi subliguri ed elementi di flysch liguri terziari.

La successione ricostruita è prevalentemente composta da formazioni di nuova istituzione e comprende dall'alto al basso:

- Calcari di Casacca (RCA)
- Argilliti di Rio Nicola (NIC)
- Arenarie di Belvedere (BEV)
- Calcari e argille di Rio Baratta (BAR)
- Argilliti di Mattogno (AMT)
- Arenarie e argilliti di Ghiare (GHR)
- Arenarie di Scabiazza (SCB)

Sono stati riconosciuti anche limitati lembi di Argilliti di San Siro in probabile contatto stratigrafico sotto le Arenarie di Scabiazza, ma gli affioramenti non sono cartografabili alla scala 1:50.000.

4.1.1. - *Arenarie di Scabiazza (SCB)* (cfr. *Arenarie di Isola di Palanzano*, CERRINA FERONI *et alii*, 1990)

All'interno dell'Unità Ghiare questa formazione affiora con atipiche esposizioni (peculiare è il loro basso grado di deformazione) in una sottile fascia in sinistra idrografica del F. Taro di fronte a Ghiare. Affiora anche a valle della confluenza col T. Vorè, lungo la strada che dalla fondovalle sale a Case Dolfi

(Lozzola) e, in destra idrografica del T. Manubiola, circa 1 km a ESE di Ghiare.

Si tratta di arenarie fini grigio-nocciola in strati sottili, localmente medi, regolarmente alternate con livelli argilloso-siltosi grigio scuri (rapporto a/p <1); raramente si intercalano sottili calcareniti fini grigio chiare a base laminata e tetto debolmente marnoso e calcilititici grigio-verdastri alterate in nocciola. Al tetto si passa per alternanze ad una litozona pelitica policroma (SCB_b).

La potenza varia da 25 m circa ad un massimo di 100 m.

Alla base della formazione, 200 m a NNO di C.Baratta e 500 m a NE di Belvedere, sono presenti affioramenti di dimensioni non cartografabili di argilliti grigio-nerastre con sottili intercalazioni di arenarie scure e calcilituti (Argilliti di San Siro), riferibili come età al Cenomaniano-Turoniano, in contatto presumibilmente stratigrafico. Sulle formazioni (BAR e BEV) appartenenti alla sottostante sottounità Mattocono, il contatto risulta tettonico.

È stato possibile riferire le Arenarie di Scabiazza di quest'unità all'intervallo Coniaciano-Santoniano per la presenza di *M. furcatus* pur essendo l'associazione a nannofossili calcarei estremamente scarsa.

Dal punto di vista genetico si tratta di depositi torbiditici prodotti da flussi di bassa densità.

Litozona pelitica policroma (SCB_b). Affiora chiaramente lungo le scarpate in destra Taro sotto il bivio stradale per Case Dolfi (Lozzola) e, in affioramenti non cartografabili, in sinistra Taro 350 m a SSO di Belvedere. Questa litozona, localmente presente alla sommità di SCB, è caratterizzata da interstrati pelitici a focature rosso-vinate, nere e verdine che diventano sempre più frequenti verso l'alto. La potenza varia da 0 a 20 m circa.

4.1.2. - *Arenarie e argilliti di Ghiare (GHR)*

Affiorano nella parte più profonda della finestra tettonica, sia in destra che in sinistra Taro e lungo il T. Vorè. Le migliori esposizioni si trovano poco a Sud di Ghiare, in destra idrografica del T. Manubiola, sopra e sotto la strada provinciale. Si tratta di alternanze di arenarie, gradate e laminate, argilliti e calcareniti fini in rapporti quasi equivalenti. Gli strati, piano-paralleli, hanno generalmente spessore variabile da sottile a medio.

Il colore è grigio-nocciola per le arenarie, grigio biancastro per le calcareniti e nero (bruno-violaceo all'alterazione) per le argilliti. Localmente, sono presenti litofacies a tessiture e spessori maggiori: pacchi decametrici di arenarie in strati spessi e molto spessi a grana basale media (nella cresta sopra il cimitero di Ghiare) e banchi ad intervallo basale arenaceo fine o calcarenitico e intervallo sommitale calcareo-marnoso assai spesso (sopra la strada in sinistra Manubiola e 500 m a SE di C. Baratta).

La potenza geometrica, valutabile solo parzialmente, supera i 100 m.

Il limite basale non è mai visibile; il contatto superiore è tettonico con diverse formazioni (AMT, BAR e BEV) della sottounità Mattogno.

L'ambiente deposizionale, caratterizzato dalla commistione di distinti apporti, sembra attribuibile ad una piana bacinale torbidaica relativamente profonda.

Per la presenza, di *C. aculeus*, *Quadrum trifidum*, *A. parvus* e *Q. sissinghi* l'unità ha un età più recente della parte medio-alta del Campaniano e potrebbe arrivare al Maastrichtiano (Cronozona NC19-Nc23*), sono state rinvenute alcune forme che potrebbero essere attribuite dubitativamente a *Micula murus*, marker del Maastrichtiano.

4.1.3 - Argilliti di Mattogno (AMT)

Il migliore affioramento si trova in sinistra Taro in una scarpata posta circa 650 m a NE di C.Baratta. Discrete esposizioni si trovano presso Cà di Bada, 600 m a NO di Mostarolo.

Si tratta di prevalenti argilliti manganeseifere nere o bruno violacee e di argilliti marnose di color grigio-verdino in sottili alternanze interessate da un intenso metasomatismo (le argilliti risultano fittamente scomponibili in scaglie aciculari e le argille marnose, totalmente silicizzate, sono caratterizzate da una evidente fratturazione prismatica).

La potenza geometrica è di circa 25-30 m.

Il contatto basale è tettonico su GHR, quello di tetto sembra stratigrafico con BAR, altre volte risulta stratigrafico discordante con BEV.

Età indeterminata (post-Cenomaniano dalla letteratura).

4.1.4 - Calcari e argille di Rio Baratta (BAR)

Affiorano in gran parte della finestra di Ghiare, sia in destra che in sinistra idrografica.

Si tratta di un insieme eterogeneo, intensamente deformato, in cui sono riconoscibili due litofacies:

- nella prima si riconoscono calcareniti fini bianche, a tetto marnoso, in lembi decametrici composti di strati spessi e molto spessi alternati a sottili interstrati di argilliti marnose brune e, raramente, a sottili calcareniti verdine con tetto pelitico rosato (la miglior esposizione è 250 m a SE di Belvedere);
- nella seconda litofacies si riconoscono argilliti ed argilliti marnose di color bruno-nocciola con subordinate interposizioni di calcari micritici e calcareniti bianco-giallastri in lembi budinati da decimetrici a metrici (la miglior esposizione è nel Rio Baratta, 150 m a NNO dell'omonimo abitato).

Il rapporto a/c è molto variabile spazialmente: in media ammonta a 1/5 circa nella litofacies calcarenitica e a 3 in quella argillitica.

La potenza geometrica si mantiene in media sui 50 m.

Il contatto di tetto sembra stratigrafico discordante con BEV.
L'età è riferibile al Paleocene.

4.1.5. - Arenarie di Belvedere (BEV)

Questa formazione affiora come un sottile livello (a volte tettonicamente ripetuto) di spessore compreso tra 5 e 60 m che si traccia in maniera praticamente continua attraverso tutta la finestra di Ghiare: le migliori esposizioni sono quelle 150 m a N e 500 m a NE di C.Baratta e quella 100 m a valle del campo sportivo di Ghiare, in alveo Taro.

Sono arenarie grigio giallastre, generalmente a grana medio-fine con spessore decimetrico e rapporto $a/p = 2$. Di frequente sono presenti intercalazioni di strati da molto spessi a banchi con base grossolana, talora microconglomeratica nella quale sono frequenti gli intraclasti pelitici. Spesso sono anche presenti strutture interne tipo tappeti di trazione. In numerosi affioramenti compare un caratteristico orizzonte di paraconglomerato a matrice sabbiosa costituito da ciottoli subcentimetrici assai arrotondati di litotipi sedimentari, ignei e metamorfici.

Si tratta di torbiditi, in parte deposte da flussi ad alta densità e con forte capacità erosiva.

La successione di Casa Belvedere, è relativamente assai meno deformata dei sottostanti termini dell'elemento Mattogno (BAR e AMT) coi quali presenta contatto basale, spesso tettonizzato, ma verosimilmente di discordanza stratigrafica.

Localmente è in contatto tettonico direttamente su GHR.

L'età è problematica: numerosi campioni sono risultati sterili, il solo campione studiabile per la presenza di forme assimilabili a *Tribrachiathus contortus* o *Tribrachiatus bramlettei* indica la Biozona NP10 di MARTINI (1971), corrispondente alla Cronozona NP10 (Eocene inferiore). Altri nannofossili che caratterizzano l'associazione sono: *Discoaster multiradiatus*, *Sphenolithus* spp. e *Toweius* spp.

4.1.6. - Argilliti di Rio Nicola (NIC)

Affiorano solo in sinistra Taro presso Belvedere e, con migliori esposizioni, nel maggiore e più settentrionale dei rii che scendono da Pianodese. Una buona sezione affiora, con deformazioni limitate, tra quota 400 e quota 475, ma vi è da segnalare la presenza di un raddoppio interno.

Si tratta di una successione pelitico-calcareo, verticalmente eterogenea che, dal basso, inizia con un esiguo orizzonte di argilliti rosso fegato, nere e grigio-verdine a sottili intercalazioni grossolane di areniti verdi scure, cloritizzate; seguono calciliti verdine ed argilliti grigio-scure in alternanze (c/a circa = 1) a strati medi, con frequenti intercalazioni di spessi strati calcarenitico-marnosi;

verso l'alto si passa a peliti "zonate" (stratificazione molto sottile) costituite da siltiti marnose grigio-scure (e da rare intercalazioni calcilitiche grigio-verdi) fittamente alternate ad argilliti nere.

La potenza geometrica raggiunge i 40 m circa.

Il contatto basale su SCB è tettonico, quello sommitale con RCA, anche se non risulta ben esposto, è verosimilmente stratigrafico.

I pochi campioni risultati fossiliferi contengono associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate da un alto grado di rimaneggiamento, fino al 100%, con prevalenti forme del Cretacico inferiore. I rari campioni con fauna in posto permettono di attribuire la formazione alla Cronozona NP10 (Eocene inferiore) per la presenza di *Discoaster* spp. e l'assenza di *Fasciculithus* spp. e *Tribrachiatius* spp.

4.1.7. - *Calcari di Casacca* (RCA) (cfr. *Calcari di Groppo del Vescovo* Auctt.)

Questa formazione è esposta solo nel settore nord-orientale della finestra, in particolare nel rilievo sotto l'antico abitato di Casacca e, in sinistra Taro, circa 300 m ad ovest dell'imbocco della galleria ferroviaria (località piscina di Ghiare). Altri affioramenti significativi si trovano 350 m a NNO di C.Fratta.

È una potente successione di calcari grigio chiari, biancastri e giallastri per alterazione, in strati da medi a molto spessi, gradati e laminati, con basi calcarenitiche a grana medio-fine e tetto calcareo-marnoso. Gli strati sono separati da sottili interstrati di argilliti grigie (rapporto c/a >> 1).

Localmente sono presenti spessi strati di areniti a grana fine, relativamente più ricche nella frazione terrigena, caratterizzate da un colore d'alterazione grigio piombo.

Geneticamente si tratta di depositi torbidity tipo flysch.

La potenza geometrica raggiunge i 140 m nella zona di Casacca.

Presenta un contatto basale di incerta interpretazione, verosimilmente stratigrafico con NIC.

L'unità, nel suo complesso ha un'età riferibile all'Eocene inferiore (Cronozona NP11*). In particolare tutti i campioni esaminati, tranne uno riferibile al Paleocene superiore (*Fasciculithus* spp., *Sphenolithus* spp. e *Discoaster* spp), sono riferibili alla biozona NP11 di MARTINI (1971) (Eocene inferiore) per la presenza di *Tribrachiatius ortostylus*.

4.2. - UNITÀ CANETOLO

Si interpone con continuità tra le liguridi e le unità tosco-umbre che affiorano nel settore sud-orientale del foglio e nella finestra tettonica di Montegrosso in alta Val Gotra. Affiora inoltre nella finestra tettonica di Valderna (poco a sud di

Borgo Val di Taro) dove, con l'interposizione di limitati lembi dell'Unità Ghiare, risulta sovrascorsa dall'Unità Gottero.

Questa unità è costituita nella sua parte inferiore da un insieme argilloso e calcareo sempre molto deformato: Argille e calcari di Canetolo ed interposti Calcari di Groppo del Vescovo; superiormente, in discordanza geometrica e con una probabile discontinuità, seguono unità torbiditiche arenacee, decisamente meno deformate: Arenarie di Petriagnacola e Arenarie di Ponte Bratica (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963; ELTER *et alii*, 1964; PAGANI & ZANZUCCHI, 1970; PLESI, 1972; 1974; CERRINA FERONI *et alii*, 1992).

4.2.1. - *Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)*

Affiorano in lembi di estensione superiore al chilometro, interposti sia alle Argille e calcari di Canetolo che si trovano sovrascorse all'Unità Pracchiola che a quelle sovrascorse sull'Unità Macigno.

Si tratta di calcari bianchi e grigio chiari, talora marnosi, in strati torbiditici spessi e molto spessi frequentemente a base calcarenitica, alternati da sottili livelli pelitici grigi e verdastri.

Al tetto sembrano passare alle Argille e calcari di Canetolo con dei contatti quasi sempre tettonizzati che talvolta conservano l'originaria natura stratigrafica.

Questa unità si presenta sempre molto deformato e può essere stimato solo il suo spessore geometrico massimo nell'ordine dei 100 m circa.

L'età di questa formazione è riferita all'Eocene inf. nella zona della Val Cedra (CERRINA FERONI *et alii*, 1991).

4.2.2. - *Argille e calcari di Canetolo (ACC)*

Anche se costituiscono un'unità molto continua, solo localmente mostrano affioramenti significativi. Le migliori esposizioni si possono osservare nella zona dello spartiacque principale, presso il Passo del Cirone e nella zona di Montegropo, in alta Val Gotra.

Nell'unità si riconoscono argilliti nerastre e brune con intercalazioni di calcari micritici biancastri e grigi, calcareniti grigio scure, talora bioclastiche, frequentemente decalcificate e silicizzate, in strati medi e sottili e lembi metrici di marne grigie, talora a base calcarenitica; in prossimità del contatto con le Arenarie di Ponte Bratica si interpongono breccie ad elementi micritici biancastri e calcarenitici grigi in matrice argillitica nerastra, localmente inglobanti lembi di arenarie grigio chiare o verdastre per la composizione andesitica, molto simili alle Arenarie di Petriagnacola.

Nella finestra tettonica di Valdena si interpongono tettonicamente lembi etto-

metrici di sottili alternanze torbiditiche riferibili alle Arenarie di Scabiazza.

In questa unità è stata distinta una litozona a lembi di paleosuolo ACC_a, ben esposta in sinistra Gotra, presso Montegropo.

Le argille e calcari di Canetolo si sovrappongono alle Unità Macigno e Pracchiola con contatti tettonici privi di importanti deformazioni di taglio.

Lo spessore dell'unità può essere valutato solo geometricamente nell'ordine dei 400 m circa.

La datazione di questa unità è molto incerta: diversi campioni sono risultati eocenici, anche se, senza un chiaro ordine stratigrafico si associano alternanze argilloso-calcaree che hanno fornito nannoflore cretache.

Litofacies ad olistoliti di paleosuolo (ACC_a). Si riconoscono argilliti grigie e nerastre profondamente alterate in ocreo e giallastro, attraversate da un insieme di fratture lungo le quali si concentrano silice ed ossidi o idrossidi di ferro e manganese; sono inglobati blocchi e lembi di strati di areniti completamente decalcificate, silicizzate e ricoperte da incrostazioni di ossidi nere e bluastre. Questa litozona a lembi di paleosuolo costituisce il prodotto del frantumamento nel bacino delle ACC di porzioni di questa unità traslati da settori dove avevano subito una pedogenesi in ambiente particolarmente caldo e umido; la sovrapposizione stratigrafica di sedimenti terrigeni oligocenico superiori (ARB_a) permette di assegnare al fenomeno un'età almeno oligocenica inferiore (BINI *et alii*, 1987).

4.2.3. - Arenarie di Petriagnacola (APE)

Questa formazione è stata distinta solo in un lembo di dimensioni molto limitate che affiora immediatamente a sud del Passo della Cisa, sulla destra idrografica del T. Civasola.

Si tratta di arenarie torbiditiche verdastre per l'elevata frazione andesitica (AIELLO, 1975), a tessitura grossolana e media, in strati da medi a molto spessi, frequentemente a base conglomeratica; si intercalano sottili livelli pelitici grigi a volte debolmente marnosi e localmente arenarie fini grigio chiare in strati spessi (rapporto A/P >>1).

Lo spessore è valutabile nell'ordine dei 60 m circa.

Il contatto con le circostanti argille e calcari di Canetolo è raramente esposto e sembra tettonizzato.

Questa formazione, in Val Parma, è riferibile come età all'Oligocene inferiore (CERRINA FERONI *et alii*, 1990).

4.2.4. - Arenarie di Ponte Bratica (**ARB**)

Questa formazione affiora in alta Val Gotra, al nucleo della finestra tettonica di Valderna e presso il Gruppo del Vescovo ed è costituita da arenarie fini e molto fini grigie e micacee, talora grigio-verdastre, in letti sottili e molto sottili passanti in modo sfumato ad un tetto siltoso; gli strati sono frequentemente laminati e ricchi di controimpronte di organismi (MEZZADRI, 1964). Il rapporto a/p è raramente maggiore di 1 e si abbassa nella parte inferiore della formazione dove è stata distinta una litozona siltosa ARB_a .

Il limite inferiore di questa formazione è un contatto stratigrafico netto, verosimilmente discordante e discontinuo, con le Argille e calcari di Canetolo; il passaggio è visibile nella zona di Montegrosso (alta Val Gotra). Il limite superiore è tettonico con le Argille e calcari di Canetolo o con le Liguridi.

Lo spessore si può valutare sui 250 m circa.

L'ambiente di deposizione dovrebbe essere molto profondo e la sedimentazione terrigena è dovuta a correnti di torbida piuttosto diluite.

La formazione è riferibile come età all'Oligocene.

Litozona siltosa (ARB_a) (Marne di Marra Auctt. p.p.). Questa litozona è stata distinta nella zona di Montegrosso (alta Val Gotra) e si presenta come una successione di siltiti grigio scure dove la stratificazione è poco evidente, solo localmente si intercalano sottili strati torbiditici arenaceo-siltosi e qualche livello pelitico grigio chiaro-ocraceo.

5. - DOMINIO TOSCO-UMBRO (a cura di S.Lasagna)

5.1. - UNITÀ MACIGNO

Affiora con continuità nel settore più meridionale del Foglio, tra il M. Orsaro ed il M. Tornale.

Il suo attuale assetto strutturale è il risultato di diverse fasi tettoniche succedutesi nel tempo, dopo la messa in posto dell'Unità Canetolo che ha chiuso il bacino torbiditico del Macigno. Il risultato di queste deformazioni sono le strutture plicative a direzione appenninica su cui si imposta la dorsale appenninica principale e le strutture a direzione assiale circa E-W, riconoscibili molto chiaramente a sud di Pracchiola dove il Macigno si accavalla con vergenza NNE sull'Unità Pracchiola. A queste strutture si sovrappone una deformazione di tipo estensionale con direzione NW-SE (BERNINI & LASAGNA, 1988).

L'Unità Macigno è stata suddivisa, su base litostratigrafica, in due formazioni: Macigno (MAC) e Marne di Pontecchio (PNC).

5.1.1. - *Macigno (MAC)*

Nel Foglio 216 affiora unicamente la porzione superiore (1000 m circa) della formazione del Macigno, in ottima esposizione nella scarpata occidentale del M. Orsaro. Il Macigno affiora inoltre con continuità nell'alveo del F. Magra, del T. Magriola e del T. Verde nei pressi di Guinadi e Monti. La statale n° 42 fino alla curva di quota 412.5, dove MAC viene ricoperto dall'Unità Canetolo, offre la possibilità di studiare nel dettaglio la parte sommitale della successione torbidaica del Macigno.

Il Macigno è costituito da arenarie quarzoso-feldspatiche con tessitura da medio a grossolana grigio chiare alla frattura, grigio nocciola sulla superficie alterata (VALLONI, 1978; VALLONI *et alii*, 1991; 1992). Si presentano solitamente in strati da medi a spessi alternati da sottili intervalli pelitici. Gli strati arenacei sono gradati, presentano laminazioni piano parallele ed ondulato e, sovente, controimpronte da corrente che indicano provenienze da NW e strutture da sfuggita d'acqua. Localmente si rinvencono strati molto spessi e banchi (potenti fino a 10 m) amalgamati e gradati alla base. Si possono inoltre rinvenire intercalazioni di arenarie fini e peliti in regolari alternanze di strati medi.

Il passaggio alle sovrastanti Marne di Ponteccio (PNC) è di tipo stratigrafico. Si segnala a questo proposito l'affioramento non cartografabile, a quota 613, lungo la statale n° 62 per il P.so della Cisa. Qui al tetto del Macigno si osservano strati arenacei sottili e medi i quali passano stratigraficamente per alternanze, ma molto rapidamente (nello spazio di circa 2 m) alle Marne di Ponteccio.

L'età della formazione è riferibile all'Oligocene sup.- Miocene inf. (CERRINA FERONI *et alii*, 1990).

5.1.2. - *Marne di Ponteccio (PNC)*

La formazione delle Marne di Ponteccio affiora in limitati settori del Foglio e comunque con spessori quasi sempre estremamente ridotti. Si è pertanto ritenuto opportuno cartografare unicamente le PNC affioranti in località La Crocetta, vicino ad Arzenigio. In quest'area le PNC presentano potenza di circa 50 m e ricoprono stratigraficamente il Macigno con giacitura suborizzontale. Si presentano come siltiti marnose grigie, giallognole sulla superficie alterata, a stratificazione indistinta. Localmente si rinvencono impronte di Zoophycos e aloni rossastrati dovuti ad impregnazioni di ossidi. Si intercalano inoltre olistostromi costituiti da blocchi eterometrici calcarei e calcareo- marnosi in matrice pelitica nerastra e da lembi di calcari alternati ad argilliti fogliettate brune e nerastre.

L'età è riferibile all'Oligocene sup.- Miocene inf. (CATANZARITI *et alii*, 1996).

5.2. - UNITÀ PRACCHIOLA

Affiora in finestra tettonica in Alta Val Magra dove risulta strutturata ad anticlinale con asse a direzione grossomodo est-ovest e con leggera immersione verso est.

A sud è parzialmente sovrascorsa dalla anticlinale rovesciata del Macigno di M. Orsaro mentre a Nord e ad est è sovrascorsa dall'Unità di Canetolo. Ad occidente gli affioramenti si interrompono bruscamente in corrispondenza del sistema di faglie estensionali a direzione NW - SE, passante per i paesi di Groppodalosio, Groppoli, Cavezzana e Montelungo, conosciuto in letteratura come sistema di Groppodalosio. Un'importante faglia di questo sistema estensionale (si veda Sezione Geologica) determina il sollevamento di tutto il settore di NE di almeno 700 - 800 m (1.500 m circa pochi km a sud) contribuendo così in modo sostanziale all'esposizione dell'Unità Pracchiola.

Nella Carta Geologica l'Unità Pracchiola è stata suddivisa, sulla base dei caratteri litostratigrafici, in due formazioni: Arenarie di Pracchiola e Marne di Marra.

5.2.1. - Arenarie di Pracchiola (PRC)

I termini basali delle PRC affiorano lungo il F. Magra e nei suoi tributari principali. Qui si rinvencono arenarie quarzose prevalentemente fini, di colore nocciola alla frattura e grigio plumbeo sulle superfici alterate, in strati da medi a spessi, amalgamati oppure alternati da sottili intervalli pelitici. Il rapporto arenaria / pelite è mediamente molto alto, quasi sempre > 3 .

Gli affioramenti osservabili percorrendo la strada provinciale n° 64 per Gravagna, quelli lungo la statale n° 42 per il P.so del Cirone (dall'abitato di Pracchiola fino a località Carreggio) e le esposizioni sulla parete meridionale del M. Beccaria e del M. Fontanini, mostrano che verso l'alto della formazione aumentano le intercalazioni siltitiche, diminuisce gradualmente lo spessore degli strati arenacei e contemporaneamente aumenta lo spessore della frazione pelitica. In questa parte alta della formazione le amalgamazioni fra gli strati diventano meno frequenti, mentre continuano ad essere comuni le laminazioni parallele ed ondulate e le controimpronte da corrente.

Dal punto di vista strutturale è interessante notare che dove i livelli siltitici diventano predominanti si rinviene un *pencil cleavage*, ottimamente espresso nell'affioramento rinvenibile lungo la strada provinciale n° 64 per Gravagna dopo la faglia a direzione NW-SE, intercettata dalla strada sulla curva a quota 519.

La potenza minima della formazione è di 500 m circa.

Nella parte medio-alta della formazione sono registrati episodi attribuibili a colate gravitative sottomarine. Presso Lama dei Cerri Grandi e alle sorgenti del T. Nerla affiorano banchi, di spessore pari a circa 2 m, di arenarie grossolane con

passate conglomeratiche e ciottoli dispersi nella matrice arenacea. Fra i ciottoli, arrotondati e con dimensioni massime di 20 cm, prevalgono arenarie nerastre molto compatte, quarziti e subordinatamente: graniti, gneiss, calcari e selci. Nell'affluente di destra del Rio Calamacco a quota 670, intercalato a strati sottili e medi, si rinviene un ortoconglomerato con clasti arrotondati di dimensione media di 10 cm, in bancate di circa 2 m di spessore, litologicamente simili a quelle descritte in precedenza. Qui gli strati conglomeratici hanno base erosiva, non presentano gradazione ed il passaggio alle soprastanti arenarie è netto.

Nelle PRC è stata distinta una litozona a brecce (PRC_a).

Il passaggio tra le PRC e le soprastanti MMR è di tipo stratigrafico ed avviene per alternanze. Si segnalano a questo proposito due affioramenti particolarmente significativi.

Il primo affioramento è rinvenibile lungo la mulattiera che da Calamacco conduce a Case di Badino, presso il bivio a quota 981 per il M. Prato del Cavallo. Qui affiorano le MMR mostrando una litofacies siltosa di carattere abbastanza uniforme, grigio scura e con focature bluastre sulla superficie alterata. Procedendo in direzione sud lungo il sentiero, cioè scendendo nella successione che immerge a nord con circa 35° di inclinazione, si possono notare le prime intercalazioni di arenarie molto fini in strati sottili e molto sottili. Nello spazio di circa 50 m, in modo molto graduale, si verifica un progressivo aumento del numero degli strati arenacei che presentano inoltre tessiture sempre più grossolane, passando senza soluzione di continuità alla formazione delle PRC nella litofacies di tetto descritta in precedenza.

La seconda esposizione del passaggio in oggetto è visibile anche in panoramica dalla Statale n° 42 tra la curva di quota 821 e quella di quota 843. Da questo punto, osservando il versante opposto si può nuovamente apprezzare che il passaggio tra le PRC e le MRR, localizzabile a quota 825, è estremamente graduale e si risolve in un progressivo aumento della componente pelitica. Situazioni analoghe si rinvengono, anche se meno evidenti, in località Costa Badina e a Poggio Castello.

I campioni analizzati in questa formazione sono risultati per la maggior parte sterili. In base ai pochi campioni fossiliferi le analisi biostratigrafiche hanno evidenziato associazioni a nannofossili calcarei dell'Oligocene sup. (Biozona MNP 25 di FORNACIARI & RIO, 1996) per la presenza di *Dictyococcites bisectus* e l'assenza di *Sphenolithus distentus*.

Litozona a brecce (PRC_a). Questa litozona è stata distinta in località Ronco Grande; qui si osserva nella parte sommitale delle PRC l'interposizione di brecce argilloso-calcaree, con tutta probabilità riconducibili a fenomeni di colata sottomarina, originati dalla falda delle "argille e calcari" (PLESI, 1972). Gli affioramenti sono discontinui per cui non è stato possibile stabilire se si tratta di un unico episodio o di più eventi, come potrebbero far pensare alcune differenze che si notano nell'ambito di queste intercalazioni. Infatti, in destra Magra si rinven-

gono prevalentemente breccie sedimentarie matrice-sostenute, costituite da clasti calcarei e calcareo-marnosi con patina d'alterazione giallognola, immersi in matrice argillitica bruno-marroncina o nerastra. Più a Nord, sia in destra che in sinistra Magra, affiorano invece lembi argilloso-calcarei in tutto simili alle Argille e calcari di Canetolo, e in particolare sulla sinistra idrografica si osserva il contatto stratigrafico netto di uno di questi lembi argilloso-calcarei, con arenarie fini in strati medi, attribuibili a PRC.

5.2.2. - *Marne di Marra (MRR)*

Il versante meridionale dei Monti Fontanini e Beccaria offre sicuramente le migliori esposizioni per quanto concerne la formazione delle Marne di Marra (ZANZUCCHI, 1963; PLESI, 1974; PLESI *et alii*, 1998). Altri ottimi affioramenti si possono rinvenire in località Castiola nei pressi di Groppoli, sul versante meridionale del già menzionato Poggio Castello e lungo la Statale 42 da località F.te di Ronco Pietro fino a località Careggine.

La litofacies predominante nella formazione delle MMR è costituita da silti marnose grigie, giallastre sulla superficie alterata, a stratificazione indistinta salvo quando si intercalano (soprattutto verso la base della formazione) strati sottili e molto sottili di arenarie fini a volte gradate. Sovente si rinvengono zonature di tonalità bluastro o rossastra dovute a concentrazioni di ossidi.

La potenza geometrica della formazione è di 300 m circa.

Anche in questa formazione è stata distinta una litozona a breccie (MRR_a).

Nella formazione delle MMR si registrano anche intercalazioni di spessore comunque limitato, nelle quali si sviluppano successioni prevalentemente torbiditiche. Percorrendo la statale n° 42 per il P.so del Cirone tra la curva di quota 1030 e quella di quota 1099, la scarpata sul versante occidentale del M. Tavola offre un'ottima esposizione di questa litofacies a sottili alternanze arenacee: 50-60 m circa di arenarie torbiditiche fini in strati da sottili a medi, con frequenti impronte di organismi limivori, alternati a livelli pelitici sottili e molto sottili. Queste torbiditi sottili risultano stratigraficamente interposte alle MRR con dei passaggi per alternanze. La successione torbiditica in oggetto è piegata in anticlinale rovesciata con direzione assiale N110° e vergenza settentrionale.

I campioni analizzati in questa formazione sono risultati per la maggior parte sterili. In base ai pochi campioni fossiliferi le analisi biostratigrafiche hanno evidenziato associazioni a nannofossili calcarei dell'Oligocene sup. (Biozona MNP 25 di FORNACIARI e RIO, 1996) per la presenza di *Dictyococcites bisectus* e *Sphenolithus ciperoensis* e l'assenza di *Sphenolithus distentus*

Litozona a breccie (MRR_a). Anche nelle MMR si rinvengono intercalazioni di breccie sedimentarie legate a colate gravitative sottomarine. Lungo il sentiero che da Case di Badino conduce a M. Prato del Cavallo, più precisamente da

quota 1050 a quota 1100 circa, affiora un olistostroma a clasti calcarei sia spigolosi che arrotondati e spezzoni di strato arenacei attribuibili a PRC, immersi in matrice siltosa grigio scura. Il contatto con le sottostanti MMR, anche se parzialmente mascherato dalla copertura vegetale, dovrebbe essere stratigrafico in quanto la matrice dell'olistostroma sembra legarsi in continuità di sedimentazione alle MMR; a tetto la litozona in oggetto è in contatto tettonico con le Marne di Marra. In località Ospedaletto è stato possibile distinguere cartograficamente questa litozona delle Marne di Marra. Qui si distinguono blocchi calcarei e spezzoni di strato arenacei subarrotondati (verosimilmente attribuibili a PRC) immersi in una matrice siltoso-marnosa grigia, la quale risulta, così come per l'intercalazione precedentemente descritta, in continuità di sedimentazione con MMR. Nella medesima matrice siltoso marnosa grigia si rinvencono inoltre lembi eterometrici calcarei e calcareo-marnosi, molto simili alle Argille e calcari di Canetolo.

PROGETTO

CARG

VI - TETTONICA

1. - CARATTERI STRUTTURALI

Il segmento appenninico tosco-emiliano è una parte della catena le cui caratteristiche sono di importanza sostanziale per la ricostruzione dell'evoluzione tettonica dell'intero Appennino settentrionale. Non sono inoltre trascurabili i riflessi che questo settore appenninico può avere nella complessa problematica dei rapporti con le Alpi liguri (ELTER *et alii*, 1966; STANLEY & MUTTI, 1968; HACCARD *et alii*, 1972; ELTER & PERTUSATI, 1973; STURANI, 1973; REUTTER & GROSCURTH, 1978; BIELLA *et alii*, 1988; POLINO *et alii*, 1990; BIELLA *et alii*, 1992).

Questo Foglio si colloca in una parte della catena appenninica che presenta diversi livelli dell'edificio strutturale (SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA, 1994). L'area del Foglio infatti, seguendo grosso modo la direzione diagonale SW-NE, può essere suddivisa in due settori: uno nord-occidentale, strutturalmente ribassato e l'altro sud-orientale, sensibilmente coinvolto dall'innalzamento tettonico. La fascia di separazione tra questi due settori, interessata da numerose faglie a direzione SW-NE, rappresenta la più evidente discontinuità strutturale ad andamento trasversale che attraversa l'Appennino settentrionale di NW (FUSI & MONTEFORTI, 1972; MECCHERI *et alii*, 1982; FAZZINI & GELMINI, 1982), e trova riscontro anche in profondità, dove indagini geofisiche hanno evidenziato un'importante discontinuità del basamento, stimato a circa 3 km di profondità nella zona di Pontremoli e tettonicamente ribassato fino a circa 13 km, a NW della Val Taro.

In superficie appaiono pure evidenti le differenze tra il settore di NW e quello di SE: nel primo sono conservate quelle unità liguri che normalmente occupano la posizione strutturale più alta nonché un'estesa placca di Epiliguri; nel secondo invece affiorano le Unità Tosco-Umbre (Unità Macigno e Unità Pracchiola) che costituiscono l'ossatura della catena e, tettonicamente molto rial-

zate, controllano l'orografia della dorsale principale (GHELARDONI, 1958; GONSALVI & PAPANI, 1969; BERNINI, 1988; BERNINI & LASAGNA, 1988; BERNINI, 1991; ARTONI *et alii*, 1992).

Nello schema tettonico si può chiaramente osservare come la fascia di passaggio tra i due settori sia in parte occupata dall'Unità Gottero che si allunga da SW a NE e risulta sovrascorsa piuttosto tardivamente, probabilmente condizionata anche da traslazioni gravitative indotte dagli innalzamenti delle zone sud-orientali. In prossimità della fascia trasversale di discontinuità tettonica, si allineano inoltre tre finestre tettoniche, dove affiorano le Unità Subliguri terziarie. Un'altra importante discontinuità strutturale che si nota osservando lo schema tettonico, è la quasi generale interruzione verso NW del sistema di faglie estensionali plio-pleistoceniche che controlla l'impostazione delle fosse tettoniche del Pontremolese. È probabile che questa interruzione sia in qualche modo connessa alla imponente discontinuità strutturale del basamento, evidenziata in profondità dalla geofisica, ed è inoltre probabile che possano essere ricondotte a questo svincolo strutturale trasversale molte evidenze neotettoniche in quest'area (PAPANI & SGAVETTI, 1975; FEDERICI, 1978; BERNINI *et alii*, 1979; BERNINI *et alii*, 1980; BARTOLINI *et alii*, 1982; VESCOVI, 1988).

Come già accennato, in questo Foglio affiora l'estesa placca epiligure di M. Barigazzo; in analogia con le altre placche, che come questa si trovano in posizione piuttosto interna, essa presenta una successione limitata ai termini paleogenici, e ricopre le liguridi (in questo caso l'Unità Media Val Taro) con vistosa discordanza stratigrafica. Le direttrici strutturali delle unità liguri che soggiacciono alla placca di M. Barigazzo sono decisamente orientate in senso trasversale, rispetto all'andamento appenninico e questo, come si vedrà nei successivi paragrafi, potrebbe essere un argomento molto importante, da tenere in considerazione nelle ricostruzioni tettoniche.

Nel Foglio in oggetto è presente l'Unità Cassio, in modo del tutto marginale, nell'angolo di nord-est. La parte di Unità Cassio che qui affiora, nonostante la limitata estensione, consente importanti osservazioni sul suo complesso di base, ed in particolare sui rapporti che intercorrono tra le Arenarie di Scabiazza e le sovrastanti Argille varicolori di Cassio. Purtroppo rimane molto incerto il rapporto tra l'Unità Cassio e le unità che si trovano immediatamente all'interno (Unità Media Val Taro e Ottone) e anche con la sottostante Unità Groppallo: le superfici di contatto infatti si seguono su distanze troppo limitate e non sono sufficientemente esposte.

Rimangono ancora da chiarire molte delle problematiche a cui l'Unità Cassio da sempre si accompagna e purtroppo in quest'area, molto limitata, non sono stati raccolti nuovi dati sulle superfici tettoniche che la separano dalle unità limitrofe. Una delle principali incognite che rimane insoluta è il sovrascorrimento su unità che contengono ofioliti (ad "affinità oceanica"). L'Unità Cassio, per le "affinità insubriche" del suo complesso di base (ANELLI, 1938a, BRAGA, 1957;

ZANZUCCHI, 1961; SAMES 1967; 1970), doveva forse collocarsi in una posizione paleogeografica molto prossima al margine insubrico (parte settentrionale del "promontorio africano") e difficilmente avrebbe potuto sovrascorrere unità oceaniche in un contesto di movimenti tettonici a destinazione appenninica. Il problema sarebbe forse risolto se si ammettessero traslazioni tettoniche a destinazione diversa, che consentirebbero inoltre di assegnare all'Unità Cassio un minor grado di alloctonia. In questo senso potrebbero costituire un indizio interessante le pieghe rovesciate decametriche, SW-vergenti, nelle Arenarie di Scabiazza che affiorano nell'ultimo tratto del T. Grontone, dove costituiscono parte della successione basale dell'Unità Cassio.

Nello schema tettonico che accompagna il Foglio, oltre alla delimitazione delle unità tettoniche, viene proposta un'ulteriore distinzione in elementi strutturali che permette di comprendere meglio l'assetto della zona. Questi elementi strutturali in qualche caso consentono di operare suddivisioni significative nell'ambito di unità tettoniche che mantengono nell'insieme una buona continuità (Unità Media Val Taro, Unità Ghiare e Unità Pracchiola), in altri casi sono utili per puntualizzare l'effettiva separazione tra parti diverse della stessa unità tettonica, accomunate dagli stessi caratteri stratigrafici, ma non fisicamente collegabili (Unità Ottone e Unità Caio).

Sono di seguito riportate alcune precisazioni su queste distinzioni dello schema tettonico:

Unità Media Val Taro

Questa unità, come descritto nel precedente capitolo, è definita da una successione stratigrafica ricostruita che si compone delle seguenti formazioni, elencate dall'alto verso il basso stratigrafico:

Flysch di Testanello (TST)

Arenarie di Campi (ACM)

Arenarie di Scabiazza (SCB)

Argilliti di San Siro (SSI)

Argille a palombini di Monte Rizzone (AMR)

L'assetto strutturale è complicato da sovrascorrimenti di ordine secondario che portano all'individuazione di tre elementi strutturali distinti, geometricamente sovrapposti nell'ordine sotto indicato (tra parentesi le sigle delle formazioni che compongono ogni elemento strutturale):

Elemento Testanello (TST)

Elemento San Siro (AMR-SSI-SCB-ACM?)

Elemento Ostia (AMR-SSI?-SCB-ACM)

Questo insieme di elementi strutturali è ricoperto in discordanza stratigrafica dalla successione epiligure di M. Barigazzo e i rapporti di sovrapposizione possono essere già acquisiti all'atto della sedimentazione epiligure. Solo localmente, ad ovest della placca epiligure di M. Barigazzo, l'elemento Ostia sovrascorre

gli altri elementi strutturali per effetto di deformazioni più tardive che, con vergenza a NE, rovesciano anche estesi lembi di Successione Epiligure.

L'elemento Testanello si individua interamente a carico della formazione sommitale della successione (Flysch di Testanello) e, deformato molto precocemente rispetto alla sua completa litificazione, si sovrappone all'elemento San Siro con un contatto tettonizzato.

Il contatto di sovrascorrimento tra l'elemento San Siro, quasi sempre in successione normale, e il sottostante elemento Ostia, la cui successione invece risulta quasi sempre rovesciata, potrebbe essere molto precoce. Infatti, nelle SCB dell'elemento Ostia si ritrovano diverse intercalazioni di livelli caotici prodotti dal rimaneggiamento delle formazioni AMR e SSI, che potrebbero denunciare sensibili raccorciamenti già durante il Santoniano, età della sedimentazione delle Arenarie di Scabiazza.

Le successioni che vengono riconosciute negli elementi San Siro e Ostia, pur essendo ben confrontabili, presentano alcune differenze che potrebbero avere un certo rilievo nelle ricostruzioni.

Nell'elemento San Siro è molto sviluppata la parte inferiore della successione (argille a palombini di Monte Rizzone ed Argilliti di San Siro) mentre le sovrastanti Arenarie di Scabiazza mostrano sempre spessori alquanto ridotti e facies pelitico-arenacee; anche le Arenarie di Campi sono molto limitate negli spessori e sono raramente cartografabili. Nell'elemento Ostia invece, le Argilliti di San Siro sono poco rappresentate e probabilmente sono poco distinguibili dalla parte basale argillitica nerastra delle Arenarie di Scabiazza, queste a loro volta presentano spessori considerevoli e facies frequentemente arenaceo-pelitiche che passano alle sovrastanti arenarie di Campi di età campaniana.

La sedimentazione terrigena torbiditica sembrerebbe quindi risultare quantitativamente più importante e relativamente più "tardiva" nell'elemento Ostia che nel sovrastante elemento San Siro che potrebbe configurarsi come una successione dominata dalle litofacies emipelagiche e dalla deformazione tettonica precoce.

Unità Ghiare

Questa unità è definita da una successione di formazioni, ricostruita con molta incertezza, che dall'alto al basso stratigrafico è così composta:

- Calcari di Casacca (RCA)
- Argilliti di Rio Nicola (NIC)
- Arenarie di Belvedere (BEV)
- Calcari e argille di Rio Baratta (BAR)
- Argilliti di Mattogno (AMT)
- Arenarie e argilliti di Ghiare (GHR)
- Arenarie di Scabiazza (SCB)

Sono state riconosciute due superfici di sovrascorrimento principali che delimitano tre elementi strutturali geometricamente sovrapposti nell'ordine sotto indicato (tra parentesi le sigle che compongono ogni elemento strutturale):

Elemento Casacca (SCB- NIC-RCA)
 Elemento Mattogno (AMT-BAR-BEV)
 Elemento Ghiare (GHR)

Questi elementi strutturali possono essere interpretati come la conseguenza di una deformazione polifasica che, dopo aver prodotto sensibili elisioni nella successione (Argilliti di Rio Nicola direttamente sovrapposte alle Arenarie di Scabiazza), ha consentito ai termini stratigraficamente più bassi di sovrascorrere la restante parte della successione.

Nella strutturazione dell'Unità Ghiare non sono coinvolte formazioni più recenti dell'Eocene inferiore e rimane quindi possibile che i più importanti sovrascorrimenti siano avvenuti prima dell'inizio della sedimentazione epiligurica.

Sul significato cinematico di molte superfici tettoniche permangono molte incertezze e possono essere fatte solo ipotesi: in particolare, la superficie di taglio che mette in contatto le argilliti di Rio Nicola con le Arenarie di Scabiazza potrebbe essere giustificata ammettendo deformazioni di taglio semplice a basso angolo, successive a piegamenti della successione originaria.

Unità Pracchiola

In questa unità è stato distinto l'elemento Marra dal sottostante elemento Civasola. La superficie che li separa può essere interpretata come un sovrascorrimento che provoca la sovrapposizione di cospicui spessori di Marne di Marra, localmente intercalate ad Arenarie di Pracchiola in sottili alternanze (elemento Marra), sulla potente successione delle Arenarie di Pracchiola che in alcune zone presenta al tetto stratigrafico le Marne di Marra (elemento Civasola). Quest'ultimo elemento strutturale può essere verosimilmente interpretato come una parte del margine interno del bacino torbiditico dove sono sedimentate le Arenarie di Pracchiola.

La sovrapposizione dei due elementi strutturali, coinvolgendo l'Unità Canetolo, risulta successiva alla messa in posto di questa falda alloctona, mentre sembrerebbe antecedente alla strutturazione della piega rovesciata del Macigno.

Unità Ottone

In questa unità, al margine occidentale del foglio, è stato distinto l'elemento Pelpi che è fisicamente separato dall'elemento Roccamurata, affiorante in un lungo tratto della Val Taro. Dal punto di vista della composizione stratigrafica risultano abbastanza evidenti alcune differenze tra i due elementi: nel primo è ben espresso il flysch ad elmintoidi (Flysch di Ottone) e sono piuttosto limitate come spessore le breccie e le torbiditi del sottostante Complesso di Casanova che, inoltre, non mostra significative interposizioni di ofioliti; nel più orientale elemento di Roccamurata invece, i rapporti tra flysch e complesso di base sono invertiti, anche perchè il Complesso di Casanova si arricchisce di interposizioni peridotitiche e basaltiche di note-

voli dimensioni. Risulta inoltre evidente la diversa posizione che questi due elementi occupano rispetto all'Unità Media Val Taro la quale si sovrappone all'elemento Roccamurata e risulta invece sovrascorsa dell'elemento Pelpi. Anche se mancano i contatti con le epiliguri, che potrebbero provarlo con inconfutabile certezza, si ritiene che il sovrascorrimento dell'Unità Media Val Taro sull'elemento Roccamurata dell'Unità Ottone sia riconducibile alle deformazioni della Fase Ligure, mentre si interpreta come più tardivo il sovrascorrimento dell'elemento Pelpi sulle Arenarie di Scabiazza. La posizione dell'elemento Pelpi potrebbe risultare connessa alla strutturazione dell'anticlinale di M. Zuccone, esposta in finestra tettonica immediatamente ad ovest, e forse all'innalzamento tettonico delle unità affioranti più a NW, nelle valli dell'Aveto e del Trebbia.

Unità Caio

Nello schema tettonico è stata operata una distinzione anche nell'ambito dell'Unità Caio che viene divisa in un elemento Val Mozzola e in un elemento Val Parma. Sono da notare minime differenze nella facies del flysch che non consentono una chiara distinzione litostratigrafica; più significativa sembra la presenza dei complessi di base stratigraficamente legati alla base del flysch, che si riconoscono solo nell'elemento Val Parma. La finestra tettonica di Ghiare permette di verificare che non esiste una continuità fisica tra i due elementi strutturali dell'Unità Caio, i quali potrebbero essere separati da un'importante fascia di deformazione, di cui si tratterà nel successivo paragrafo.

Per concludere l'illustrazione dello schema tettonico, rimane da commentare il significato incerto che è stato assegnato ad una parte del contatto basale delle epiliguri, lungo il margine meridionale della placca di M. Barigazzo. Qui si assiste alla sovrapposizione tettonica di parti piuttosto alte della formazione di Ranzano sulle liguridi. Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile interpretare con sicurezza questo contatto che si presenta come una deformazione di taglio a basso angolo, responsabile della parziale elisione tettonica della successione epiligure e del loro substrato ligure.

2. - DESCRIZIONE DELLE PRINCIPALI LINEE TETTONICHE

Dallo schema tettonico risultano evidenti alcuni andamenti preferenziali che assumono le tracce delle faglie presenti in questo Foglio. Prima di tutto si può notare la diffusione di dislocazioni a direzione appenninica, distribuite in tutta l'area e concentrate in particolar modo nella parte sud-orientale del Foglio; qui esse presentano anche i rigetti maggiori, talvolta dell'ordine del migliaio di metri. Quando è possibile una verifica della loro cinematica, queste faglie risultano a movimento normale quasi puro, talvolta evidenziano componenti di tra-

scorrenza destra, ma sempre di limitatissima entità.

Nello schema tettonico si distingue un altro insieme di dislocazioni che, con andamento WSW-ENE, attraversa obliquamente il Foglio, delineando una fascia di discontinuità, tra la Val Gotra e il paese di Berceto. In queste faglie si riconosce molto spesso un movimento a prevalente componente di trascorrenza sinistra e si riscontra, da un certo numero di indizi morfotettonici, una probabile attività recente; esse infatti, spesso si sovraimpongono e delimitano a NW le faglie del sistema estensionale plio-pleistocenico citato in precedenza. Esistono anche evidenze che questa fascia abbia agito prima delle estensioni, costituendo un'importante discontinuità trasversale per le strutture compressive, durante le fasi di innalzamento tettonico delle unità dell'ossatura (VESCOVI, 1988). Lungo questa trasversale, inoltre, la diretta sovrapposizione dell'Unità Gottero sul Macigno potrebbe indicare la presenza di componenti transtensive sinistre e/o gravitative tardive, che possono aver favorito l'elisione tettonica di una buona parte della coltre ligure (VESCOVI, 1991).

All'estremità di SW del Foglio si nota infine la tendenza di alcune faglie a disporsi secondo la direzione N-S, direzione che diventa ancora più evidente nella struttura anticlinale di M. Zuccone che affiora qualche km più ad occidente. La direzione circa N-S delle faglie di questa zona potrebbe essere condizionata dalla struttura neogenica di M. Zuccone e, rapportata alla fascia di faglie antiappenniniche descritta in precedenza, potrebbe avere un ruolo di sistema trascorrente coniugato destro. Sono comunque ancora molto scarsi i dati cinematici e non si può andare oltre l'ipotesi sopra accennata.

Ritornando alla fascia trasversale caratterizzata da faglie ad andamento WSW-ENE ed osservandola ad una scala diversa, essa si configura come un segmento di un'importante discontinuità tettonica trasversale che dalla zona del Passo Cento Croci (MONTEFORTI & RAGGI, 1980), attraversando questo foglio, prosegue verso ENE e dopo aver intersecato obliquamente la Val Baganza e la media Val Parma, raggiunge il margine appennico allo sbocco della Val d'Enza (GASPERI *et alii*, 1986; BERNINI & PAPANI, 1987). Nel sottosuolo padano questa discontinuità trasversale non sembrerebbe continuare direttamente (PIERI & GROPPI, 1982), perchè non interrompe l'andamento delle strutture profonde più prossime al margine (pieghe emiliane), ma ciò potrebbe essere dovuto solo alla riattivazione pleistocenica (fuori sequenza) di queste ultime. È infatti abbastanza verosimile che, durante le precedenti fasi compressive miocenico superiori e plioceniche, la discontinuità trasversale che si osserva in catena trovasse una connessione con la terminazione occidentale degli archi ferraresi, che presenta tuttora i caratteri di una rampa laterale sinistra, per le parti sovrascorse di successione carbonatica mesozoica (sondaggio per idrocarburi "Bagnolo in Piano").

3. - SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE

Sono state eseguite due sezioni geologiche, ampiamente interpretative, che tentano il collegamento tra la zona meridionale del foglio, dove affiorano le unità toscu-umbre dell'ossatura ed il settore settentrionale che conserva ampie coperture tettoniche liguri.

Le due sezioni, pur essendo quasi parallele, raggiungono a nord due zone abbastanza diverse: un settore occidentale, strutturalmente basso, dove le liguri sono ricoperte dalle Epiliguri di M. Barigazzo, e un settore orientale, rialzato della finestra tettonica di Ghiare.

La sezione A-A', più occidentale, inizia nel Macigno che si presume coinvolto in un'anticlinale parzialmente rovesciata, forse prolungamento ad ovest della struttura ben evidente a M. Orsaro; questa piega, più in profondità, potrebbe sovrascorrere parti della sottostante Unità Pracchiola. Dall'andamento planimetrico delle strutture si può ritenere che le direzioni assiali di questi piegamenti abbiano subito una certa torsione antioraria rispetto a quelle che si riscontrano nella zona di M. Orsaro.

Verso nord la sezione entra nell'estesa placca di Unità Gottero che sovrascorre lembi di Unità Media Val Taro, della sottostante Unità Ottone e della ancora più profonda Unità Caro; questi lembi sono tettonicamente molto laminati, fino alla pressoché totale elisione nella zona di Grondola. Si presume che questo fenomeno di elisione tettonica delle liguridi che soggiacciono all'Unità Gottero, lungo il suo margine di sud-est, sia imputabile anche a movimenti gravitativi tardivi. Le Arenarie di Monte Gottero risultano coinvolte da un piegamento che si sviluppa assialmente per diversi km e verticalizza alcune centinaia di metri di successione (VESCOVI, 1991). Questa piega, che ha una direzione assiale SW-NE, è la conseguenza di un evento deformativo di cui non è chiara la vergenza e di cui rimane incognita anche l'età, è solo evidente la sua precedenza rispetto alle estensioni plio-pleistoceniche. Si presume che questa piega, a cui si accompagnano altre strutture congruenti, distribuite alla mesoscala in quasi tutta la placca, possa essere formata o riorientata sull'attuale direzione SW-NE, dalla struttura del Macigno di M. Orsaro che, prima di essere ribassata dalle estensioni, poteva addossarsi al margine sud-orientale delle Arenarie di Monte Gottero. Più o meno contemporaneamente, al margine opposto, potrebbe essersi verificato il sovrascorrimento (probabilmente favorito da componenti gravitative) e la conseguente obliterazione di preesistenti faglie SW-NE a movimento trascorrente sinistro, presenti in modo piuttosto discontinuo nelle Arenarie di Monte Gottero, in prossimità del margine di NW.

Raggiunta la Val Taro, la sezione attraversa l'Unità Media Val Taro, in una zona dove si osserva la sovrapposizione dei tre elementi strutturali precedentemente descritti. Le superfici di sovrascorrimento che li separano sono considerate antecedenti i sedimenti epiliguri che qui non mostrano deformazioni confrontabili al loro substrato ligure. Salendo sul versante in sinistra Taro, la sezio-

ne intercetta, sull'elemento Ostia, un ampio sovrascorrimento dell'elemento San Siro, su cui, con un contatto tettonizzato ma verosimilmente stratigrafico, si sovrappone il flysch dell'elemento Testanello.

Le mesostrutture presenti negli elementi Ostia e San Siro e i piegamenti etto-metrici che coinvolgono il flysch ad elmintoidi dell'elemento Testanello, mostrano direzioni assiali SW-NE e SSW-NNE, decisamente trasversali rispetto alla direzione delle pieghe appenniniche. Soprattutto i piegamenti del flysch di Testanello, ben esposti presso l'abitato di Barca, mostrando direzione assiale SSW-NNE e rovesciamento a ESE, sono mal inquadrabili come strutture prodotte da una tettonica a destinazione appenninica. La direzione di queste pieghe potrebbe trovare una spiegazione se si invoca una consistente torsione assiale oraria di assi precedentemente disposti in direzione appenninica, ma di tale fenomeno non risultano evidenze. I rovesciamenti verso ESE del flysch di Testanello quindi, potrebbero essere l'effettiva espressione di raccorciamenti orientati trasversalmente rispetto alla direzione appenninica.

Questi piegamenti hanno coinvolto l'Unità Media Val Taro prima della sedimentazione delle breccie argillose che aprono la sedimentazione epiligure (Breccie argillose di Baiso dell'Eocene medio) e possono quindi essere la conseguenza di un regime di spinte tettoniche a destinazione sud-orientale, attivo durante la Fase Ligure della tettonogenesi appenninica.

La sezione B-B' evidenzia in modo chiaro le dislocazioni per faglia diretta che coinvolgono la piega rovesciata del Macigno, abbassandolo al livello della sottostante unità Pracchiola, in corrispondenza dell'abitato di Groppodalosio. Nell'ambito dell'Unità Pracchiola la sezione geologica mostra il sovrascorrimento di una parte delle Arenarie di Pracchiola e delle sovrastanti Marne di Marra (elemento Marra) che potrebbe traslare, raddoppiandola tettonicamente, anche la sovrastante Unità Canetolo (interpretazione proposta in sezione), oppure potrebbe inserirsi nell'Unità Canetolo, provocandone il parziale retroscorrimento.

La sezione entra poi nelle liguridi (Unità Caio) in una zona dove il flysch conserva integra nei rapporti primari una parte interessante del suo complesso di base, caratterizzata da ammassi di breccie granitiche (VESCOVI, 1982). Il Flysch di Monte Caio immediatamente più a nord è coinvolto in piegamenti che ne rovesciano ampie porzioni. Lo stile di queste pieghe suggerisce una deformazione precoce o il suo evolversi a livelli strutturali piuttosto profondi; la direzione assiale si mantiene NW-SE ed il rovesciamento è verso NE; localmente si riconosce la sovrainposizione di un successivo piegamento a direzione assiale circa W-E.

Verso nord, sul fianco rovesciato del Flysch di Monte Caio si sovrappongono tettonicamente le parti più orientali dell'elemento Roccamurata (Unità Ottone) ed estese placche di Arenarie di Scabiazza che, unitamente a diversi lembi di argille a palombini, costituiscono le parti più esterne dell'Unità Media Val Taro (Arenarie di Ostia del Complesso di Berceto di MONTEFORTI, 1972). Anche questa sezione si trova quindi ad attraversare una zona di faglia ad andamento WSW-ENE che può essere considerata la continuazione della fascia tra-

scorrente sinistra riconosciuta al margine di NW dell'Unità Gottero.

Il profilo geologico prosegue nella finestra tettonica di Ghiare, evidenziando la separazione tra l'elemento Val Parma e l'elemento Val Mozzola dell'Unità Caio. Questa separazione è stata interpretata, in via del tutto ipotetica, come l'effetto di superfici di taglio che immergono a sud e sono state prodotte da trans-tensione sinistra. Si presume inoltre che l'Unità Ghiare ricopra in profondità l'Unità Canetolo e venga rialzata tettonicamente in un movimento che coinvolge l'elemento Val Mozzola dell'Unità Caio, provocandone la locale duplicazione.

L'ultimo tratto della sezione è stato orientato verso NE per cercare di interpretare i rapporti con le più esterne Unità Groppallo e Cassio che sembrerebbero sovrascorrere l'Unità Media Val Taro, ma i contatti, sicuramente complicati anche da faglie, rimangono molto incerti.

VII - PALEOGEOGRAFIA

In questo capitolo vengono delineati alcuni scenari paleogeografici per le Unità liguri, prospettando possibili collegamenti laterali tra le successioni che ora si trovano in situazione di indipendenza tettonica. Lo stato attuale delle conoscenze consente solo di avanzare alcune ipotesi e mancano molti elementi per affrontare effettive correlazioni stratigrafiche tra le varie successioni liguridi.

Le ricostruzioni paleogeografiche che si possono proporre per l'areale di questo Foglio devono in primo luogo prendere in considerazione l'Unità Media Val Taro, cioè quella successione che viene qui ricostruita ricollocando in ordine stratigrafico le formazioni che erano genericamente definite "complessi di base" nella Carta strutturale dell'Appennino settentrionale (BOCCALETTI & COLI *Red.*, 1982). Queste formazioni cretache pre-flysch ad elmintoidi risultano tettonicamente indipendenti rispetto al Flysch di Monte Caio ed al Flysch di Monte Cassio, e sembrano avere come originaria copertura stratigrafica maastrichtiana solo il flysch ad elmintoidi (flysch di Testanello) che, sia pure in limitati lembi, le sovrasta nel settore della media Val Taro.

Naturalmente, la limitata estensione di questi lembi di flysch e la complessa deformazione polifasica delle formazioni pre-flysch, non consentono di escludere a priori che una parte di ciò che in questo Foglio viene ascritto all'Unità Media Val Taro, nel Cretacico terminale, potesse costituire il complesso di base di un flysch ad elmintoidi diverso dal flysch di Testanello: un flysch ad elmintoidi che i sovrascorrimenti della Fase Ligure potrebbero aver successivamente scollato.

Le formazioni che in questo Foglio sono ascritte all'Unità Media Val Taro, e le formazioni ofiolitiche geometricamente sottostanti (elemento Roccamurata dell'Unità Ottone), in passato erano state ritenute parte di un'unica successione rovesciata che si poteva ricollegare al sottostante Flysch di Monte Caio rovesciato (ZANZUCCHI, 1967). Una ricostruzione di questo tipo riuscirebbe a sempli-

ficare notevolmente molti problemi, ma trova diversi ostacoli se confrontata con la situazione sul terreno. Infatti, se si considera la fascia di contatto tra le Arenarie di Scabiazza dell'Unità Media Val Taro e l'elemento Roccamurata dell'Unità Ottone, si riconosce costantemente la presenza di un sovrascorrimento ed è piuttosto improbabile che si tratti della tettonizzazione di un originario passaggio stratigrafico. Tra le Arenarie di Scabiazza e le sottostanti formazioni ofiolitiche, infatti, si può constatare la quasi costante presenza delle argille a palombini di Monte Rizzone che, volendo ricollocare tutto in un'unica successione rovesciata, verrebbero a trovarsi in posizione anomala. Un'altra difficoltà che incontrerebbe l'ipotesi di riunire in un'unica successione stratigrafica le diverse Unità: Media Val Taro, Ottone e Caio, consiste nella incerta interpretazione genetica dell'unità distinta nel Foglio come Complesso di Casanova. Questa unità infatti, almeno in questa zona, non può essere intesa solo ed esclusivamente come un caotico sedimentario di età campaniana, ma potrebbe rappresentare un mélange tettonico-sedimentario in cui si riconoscono anche scaglie tettoniche di argille a palombini coeve alle argille a palombini di Monte Rizzone dell'Unità Media Val Taro, ma abbastanza diverse come facies.

Prendendo in considerazione solo le unità che occupano la posizione strutturale sommitale (U. Gottero, U. Media Val Taro e U. Cassio), si possono fare alcune considerazioni sui loro reciproci rapporti di posizione paleogeografica. L'Unità Gottero infatti, collocata da tutti gli Autori in prossimità del margine europeo (ABBATE & SAGRI, 1982), occupa ancora la posizione più interna, mentre l'Unità Cassio, che ha nel suo complesso di base elementi tipicamente austro-alpini (ANELLI, 1938a; BRAGA, 1957; ZANZUCCHI, 1961; SAMES, 1967, 1970), è ancora la più esterna. Passando poi ad esaminare i possibili rapporti latero-verticali che queste due unità potevano avere con l'Unità Media Val Taro, che ora si trova in posizione intermedia, si può ammettere che le Arenarie di Scabiazza cenomaniane dell'Unità Cassio si chiudessero nelle tempo-equivalenti Argilliti di San Siro dell'Unità Media Val Taro. Quando sulle prime, coinvolte da deformazioni cretatiche, sarebbero sedimentate in discordanza stratigrafica le Argille varicolori di Cassio santoniane (VESCOVI *et alii*, 1999), il depocentro delle torbiditi arenacee sarebbe migrato in senso alpino, permettendo la deposizione delle Arenarie di Scabiazza santoniane (Arenarie di Ostia Auctt.) dell'Unità Media Val Taro. Esistono anche alcuni indizi che lasciano intravedere la possibilità di connessioni stratigrafiche tra l'Unità Gottero e l'Unità Media Val Taro, infatti, la superficie di sovrascorrimento che delimita alla base le Arenarie di Monte Gottero localmente sembra tettonizzare un originario contatto stratigrafico con le Argilliti di San Siro. Queste ultime, inoltre, potrebbero ritrovarsi in facies caotica, inserite nella successione del M. Gottero (si veda capitolo stratigrafia). Un altro indizio di collegamento infine, consiste nelle notevoli somiglianze composizionali riscontrabili tra le arenarie di Campi dell'Unità Media Val Taro e le Arenarie di Monte Gottero.

L'insieme di queste osservazioni lascia prospettare la possibilità di una interessante ricostruzione paleogeografica relativa al Maastrichtiano. In questa età,

infatti, potrebbe essere ipotizzata l'esistenza di un ampio settore del bacino ligure dove l'evoluzione tettonica alpino-vergente, avrebbe permesso la migrazione verso SW dei depocentri che raccoglievano le torbiditi terrigene e dove la litosfera oceanica sarebbe stata completamente subdotta, senza lo sviluppo di detritismo ofiolitico cretacico superiore (fig.2).

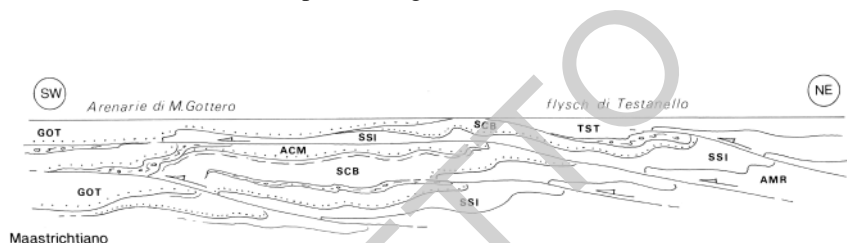
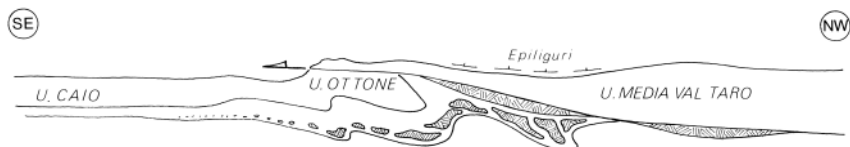


Fig.2 - Probabili rapporti intercorrenti tra le Unità Gottero e Unità Media Val Taro durante il Maastrichtiano, in un settore settentrionale del Bacino Ligure dove la litosfera oceanica era stata subdotta completamente e non si era prodotto detritismo ofiolitico.

Sull'origine del detritismo, che è invece ben rappresentato nell'Unità Ottone ed interessa pure l'Unità Caio, sono state fatte diverse ipotesi: si è ritenuto che i corpi ofiolitici rimaneggiati potessero derivare da una porzione di litosfera oceanica obdotta (PRINCIPI & TREVES, 1984; ELTER *et alii*, 1991), strutturalmente alta durante il Cretacico superiore e subdotta poi con polarità alpina, durante la Fase Ligure (ELTER, 1993). In un'altra ipotesi, si può immaginare che il detritismo ofiolitico venisse generato da un elemento ofiolitico (forse un'antica trasforma che isolava un grande corpo ultramafico) allungato nel bacino ligure in senso trasversale e coinvolto durante il Cretacico superiore in una subduzione obliqua, con componenti di trascorrenza sinistra. Le ofioliti sfuggite da questa subduzione obliqua sarebbero state traslate solo verso il settore meridionale del bacino ligure, dove sedimentavano le Unità Ottone e Caio (VESCOVI, 1993).

Accogliendo quest'ultima ipotesi, si può prospettare che l'elemento ofiolitico trasversale abbia avuto un ruolo di primaria importanza anche durante la definitiva chiusura del bacino ligure, nell'Eocene medio (Fase Ligure). L'elemento ofiolitico, infatti, potrebbe aver favorito un ampio sovrascorrimento delle Unità liguri prive di ofioliti (Gottero, Media Val Taro e Cassio) sulle Unità Ottone e Caio che ora si trovano costantemente in posizione tettonica inferiore (fig.3). Con la Fase Ligure e con le successive deformazioni appenniniche, l'elemento ofiolitico ultramafico avrebbe perduto la sua unitarietà subendo trasposizioni di notevole entità e smembrandosi in segmenti assai discontinui.

PRINCIPI & TREVES (1984) hanno tentato una ricostruzione dell'evoluzione tettonica della catena che appare meno complessa e quindi più facile da accettare. L'ipotesi di questi Autori prevede sovrascorrimenti appenninico-vergenti,



Eocene superiore

Fig.3 - Durante la Fase Ligure eocenico-media l'elemento ofiolitico trasversale responsabile del detritismo ofiolitico cretacico nelle Unità Ottone e Caio, favorirebbe un esteso sovrascorrimento verso i quadranti meridionali di quelle liguridi che avevano precedentemente subito una strutturazione alpino-vergente (Unità Gottero, Media Val Taro e Cassio).

senza prospettare grandi trascorrenze o importanti carreggiamenti a destinazione tettonica diversa da quella appenninica. In questo contesto però rimangono aperte diverse incognite: non si giustifica ad esempio la posizione di un'unità ofiolitica (Roccamurata) sotto l'Unità Media Val Taro priva di detritismo ofiolitico e soprattutto, rimane molto enigmatica la posizione delle ofioliti dell'Unità Gropallo sotto l'Unità Cassio che essendo sedimentata in prossimità del margine adriatico, con sovrascorrimenti a vergenza solo appenninica, non avrebbe potuto sovrapporsi ad unità ofiolitiche.

VIII - GEOMORFOLOGIA

(a cura di C. Tellini)

Il paesaggio di questo settore di catena appenninica appare quanto mai variegato, riassumendo in sè molti degli aspetti tipici dell'Appennino settentrionale che si possono considerare come vere e proprie Unità di Paesaggio alle quali fanno da fondamento la natura geologica e l'evoluzione geomorfologica di questo territorio (AGNESINI *et alii*, 1978). Infatti, esso sfoggia una varietà di paesaggi fra i quali si possono riconoscere le forme alpestri del Macigno e quelle più addolcite delle altre compagini arenacee, entrambe custodi di antiche vestigia glaciali, quelle delle plaghe argillose più depresse e dissestate nelle quali spuntano maestose masse ofiolitiche e/o calcaree, le forme fortemente condizionate dalla loro natura strutturale, come ad es. la placca sinclinalica del Barigazzo, che si ergono dalle brulle colline circostanti con una maestosità contenuta ma decisa e, infine, le forme residue di antichi sedimenti lacustri dissecati dall'incisione dei torrenti.

Cenni Idro-Orografici

Dal punto di vista idrografico l'area oggetto di queste note si colloca, nella sua parte centro-meridionale, nei bacini idrografici del F. Taro (tratto medio-alto), del F. Magra, del T. Parma e del T. Baganza, mentre la porzione settentrionale ricade nel bacino del T. Ceno che, a sua volta confluisce poi nel Taro presso Fornovo.

Oltre ai maggiori corsi d'acqua citati altri torrenti importanti sono il Gotra, il Tarodine, il Noveglia, il Toncina, il Mozzola, il Manubiola, il Cogena e il Verde.

Le massime elevazioni del rilievo si trovano nel tratto occidentale della dorsale principale dove svetta nettamente il Macigno di M. Marmagna (1852 m) e M. Orsaro (1831 m). Il M. Borgognone, con i suoi 1401 m di quota fa da rac-

cordo con la cresta arenacea del M. Molinatico (1549 m) - M. Pelata (1425 m); analoghe caratteristiche si trovano a sud-ovest nel settore nord-orientale della cresta del Gottero dove risaltano M. Spiaggi (1554 m) e M. Vergastrelli (1453 m). Sul versante sinistro del Taro le elevazioni si deprimono sensibilmente, mantenendo una quota compresa tra i 1284 m di M. Barigazzo ed i 997 m di M. Carmo; in particolare nella placca arenacea del Barigazzo parecchi rilievi si trovano fra 1000 e 1150 m di quota.

Lo Spartiacque Principale

Una particolarità che emerge immediatamente è l'escursione di elevazione dello spartiacque principale fra M. Marmagna (1852 m) e M. Scassella (1238 m) il quale tocca le quote minime sui passi della Cisa (1039 m) e del Borgallo (1025 m); ciò è dovuto all'alternarsi di estese unità rocciose arenacee, maggiormente resistenti ai processi di degradazione meteorica ed all'erosione degli agenti morfogenetici, con unità dominate da peliti più sensibili all'erosione.

Lo spostamento dello spartiacque verso nord, che si avvicina a pochi km dal Taro, riflette il poderoso arretramento della testata del T. Verde e del Magra (e più in generale di alcuni corsi d'acqua liguri) ai danni del versante padano. Incisione regressiva che trae origine dalla configurazione del versante tirrenico durante l'ultimo periodo glaciale quando il mare era regredito di circa 120 m rispetto al livello attuale. Le ripide valli esaltavano il potere erosivo delle acque ed anche la ridotta piattaforma continentale del settore ligure veniva bypassata dai sedimenti ed incisa da fiumi o torrenti.

La forma delle Valli

La valle più importante che attraversa il Foglio è quella del F. Taro la quale, in questo settore medio alto, presenta restringimenti e varici legati alla natura litologica dei versanti e, come suaccennato, all'evoluzione del reticolo di drenaggio. Gran parte dei caratteri dei suoi versanti, di seguito presi in esame, possono valere anche per la attigua Val Ceno ed in parte per la Val Baganza. L'alta val Magra, invece, presenta dei caratteri propri in quanto scolpita prevalentemente nelle arenarie del Macigno.

a) Il profilo vallivo trasversale della Val Taro, secondo il tracciato M. Molinatico-M. La Tagliata, enfatizza la natura lito-strutturale del substrato e mostra una sezione schematica come in fig. 4. In tale profilo si rimarca, in sponda sinistra, l'appoggio della sinclinale epiligure dominata dalle arenarie di Ranzano sul substrato liguride di natura argillosa e, in sponda destra, l'andamento monoclinale delle Arenarie di Monte Gottero appartenenti alla placca di M. Molinatico, sempre sovrapposte alle unità argillose liguri, dalle quali, comunque, si staccano selettivamente. Nel versante nord di M. Molinatico vi sono delle contropendenze, alte alcuni metri, un tempo interpretate come cordoni morenici, che sono piuttosto da associare a trincee originate da deformazioni gravitative profonde di



Fig. 4 - Profilo schematico della Val Taro fra M. Molinatico e M. la Tagliata con indicazione della litologia del substrato.

versante, connesse alle faglie (e fratture associate) neotettoniche, prevalentemente orientate NW-SE, che segmentano il rilievo (BERNINI, 1979; 1980; 1994; BERNINI & LASAGNA, 1988; PETRUCCI *et alii*, 1993).

b) In una sezione come quella compresa tra M. Barigazzo e M. Formigare (Fig.5) oppure in qualsivoglia profilo trasversale della Valmozzola che attraversi unità argillose caotiche con corpi arenacei, calcarei o ofiolitici associati e masse flyschoidi, le valli sono sufficientemente larghe e a sezione concava, con accentuazione della pendenza nei settori dove affiorano le rocce più morfoselettive quali ofioliti della zona di Roccamurata, le Arenarie di Scabiazza meno ricche di interstrati argillosi ed il Flysch di Monte Caio.

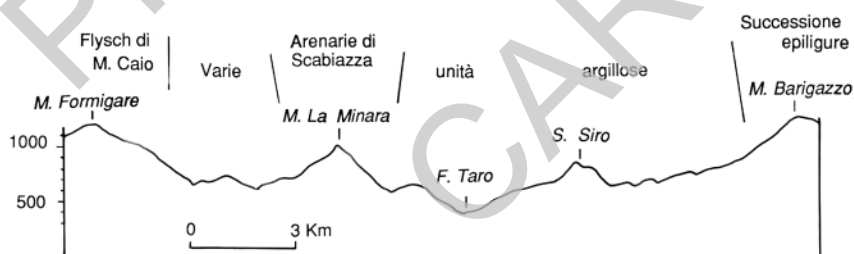


Fig. 5 - Profilo schematico della Val Taro fra M. Formigare e M. Barigazzo, con indicazione della litologia del substrato.

c) L'alta Val Baganza, immediatamente sotto la testata che si apre nel versante settentrionale di M. Borgognone, risulta una valle fortemente asimmetrica, probabilmente sia perchè approfonditasi lungo il contatto fra l'Unità Caio e l'Unità Media Val Taro, che per l'influenza della struttura anticlinale delle

Arenarie di Pracchiola geometricamente molto rialzata rispetto al Macigno; analoga asimmetria dei versanti si nota anche nell'alta Val Gotra, dove affiora in finestra tettonica il Macigno.

d) Nella placca epiligure di M. Barigazzo l'incisione dei torrenti ha creato vallecole a V stretto secondo una disposizione del reticolo riferibile al modello dendritico a bassa densità di drenaggio.

I letti fluvio-torrentizi

L'alveo ghiaioso del F. Taro, di norma a moderata sinuosità e largo da circa un centinaio a un paio di decine di metri, localmente viene ristretto a causa di movimenti franosi antichi e recenti o da conoidi torrentizi in corrispondenza della confluenza di tributari con forte carico solido. Il primo fenomeno si riscontra frequentemente già a partire dalla confluenza del T. Gotra nelle località di: Borgotaro (3,5 km a monte dell'abitato), Pontolo, Baselica, Roccamurata, Lozzola, Casacca e Pietramogolana. Il secondo caso è molto appariscente proprio di fronte a Borgotaro dove confluisce il T. Tarodine con il suo grande conoide attivo.

Gli alvei dei torrenti minori, sempre di natura ghiaiosa, sono larghi solo nel tratto finale, mentre nel tratto medio-alto, spesso, sono intasati da accumuli detritici e colate che, come nel caso del T. Cogena, occludono il corso d'acqua creando un lago di sbarramento da frana. La testata di molti torrenti originati in arenarie mostra incisioni profonde e, nel caso del Gotra o del Cogena, un drenaggio iniziale che trae origine da modesti valloni glaciali, spesso degradati da processi periglaciali contemporanei e posteriori alla messa in posto della massa glaciale e da movimenti gravitativi.

Il deposito lacustre villafranchiano di Compiano

Si tratta di un antico deposito continentale, che inizia con sedimenti fluvio-lacustri ed è chiuso da potenti depositi fluviali (PETRUCCI, 1964), di età Pliocene terminale-Pleistocene medio (BERTOLDI, 1985). Esso si è originato davanti al fronte di accavallamento dell'alto Appennino nel settore occupato dalla struttura di M. Zuccone e sviluppatosi, contrariamente ai bacini di distensione Plio-quaternari toscani, in un sistema strutturale governato da sforzi compressivi (BERNINI *et alii*, 1994).

Attualmente il deposito è intagliato dal F. Taro in maniera nettamente asimmetrica tanto che, sul lato destro, sono rimasti solo ridotti lembi d'erosione, anche per il fatto che circa alla quota dei lembi stessi il bacino, probabilmente, stava per chiudersi e lo spessore dei sedimenti era ridotto. Sul versante sinistro anche i torrenti provenienti dalla dorsale M. Pelpi-M. Carmo lo hanno profondamente inciso, modellando delle vallecole a "V" stretto con versanti talora fitamente solcati da microvalli, dovute a processi di ruscellamento non attuali. In alcuni settori del deposito sembra che l'idrografia sia influenzata da modeste faglie neotettoniche.

I processi di versante attuali ed antichi

Date le condizioni litostrutturali della zona, nelle presenti condizioni morfogenetiche in tutta l'area prevalgono processi di denudamento dovuti principalmente a movimenti gravitativi e, in minor misura, a dilavamento; inoltre la lettura delle forme dei versanti consente di affermare che anche nel passato si sono verificati gli stessi fenomeni.

I movimenti gravitativi sono diffusi in tutti i litotipi presenti e hanno estensione e volumi coinvolti di entità assai variabili. Nelle unità argillose prevalgono colate e scivolamenti rotazionali e poichè questi litotipi sono spesso sormontati da unità arenacee, i movimenti franosi sono frequenti al loro contatto rimarcandone il contrastante comportamento idrogeologico. Inoltre può verificarsi, come avviene sia nel versante nord del M. Molinatico sia in quello di M. Barigazzo (di poco fuori Foglio), che le assise arenacee fratturate o fagliate traslino lentamente in grandi masse sul substrato plastico. In tal modo nella nicchia di distacco si evidenziano delle profonde trincee beanti, piccoli graben, depressioni pseudocarsiche, ecc., mentre sui versanti medio bassi risaltano contropendenze con ristagni d'acqua, gradini, ampie ondulazioni, ecc. Questi fenomeni policronologici si inquadrano nelle deformazioni gravitative profonde di versante e possono diventare potenzialmente pericolose se sollecitate da vibrazioni da terremoto, fenomeno nè infrequente nè di efficacia trascurabile, data la sismicità dell'area.

Nel settore Belforte-Roccaprebalza-Roccamurata, dominato dalla presenza di ofioliti e argille caotiche, non è raro che la distribuzione di qualche massa ofiolitica non corrisponda alla sua originaria giacitura ma ad essa abbia contribuito un tipo di movimento gravitativo conosciuto come espansione laterale, il quale riguarda masse fratturate poggianti su materiali plastici che si spostano lentamente verso il basso senza piani di scivolamento ben individuati.

Il dilavamento colpisce le rocce esposte sulle quali la degradazione meteorica non è sufficientemente intensa o rapida da produrre detrito d'alterazione *in situ* e, quindi, con il contributo della vegetazione, il suolo. Sulle formazioni argillose o marnose il ruscellamento modella delle forme calanchive o subcalanchive, che qui non sono estese ma diffuse in vari luoghi della Val Noveglia, Valmozzola, Val Cogena, Val Manubiola e attorno alla placca di M. Barigazzo.

Sulle rocce lapidee il ruscellamento dilava le superfici che termo o crioclastismo possono debolmente disgregare e così gli spuntoni ofiolitici mostrano una superficie relativamente poco alterata e alla base delle ripide pareti dei flysch si depositano modeste coperture detritiche dovute a gravità (detriti di falda).

Processi glaciali e periglaciali

La morfogenesi glaciale è riscontrabile in alcuni tratti del crinale appenninico, ma non sembra, in questo settore, avere quell'estensione che le si attribuiva sino a qualche decina di anni fa (ISTITUTO DI GEOLOGIA DI PARMA, 1966, LOSACCO, 1982).

Forme indubbiamente glaciali appaiono nella zona sud-orientale del Foglio

dove i rilievi di M. Orsaro e M. Marmagna chiudono a ovest il grande ghiacciaio della Val Parma (FEDERICI & TELLINI, 1983). Anche sui versanti occidentali dell'Orsaro sono chiare le impronte ed i depositi glaciali (che comunque, non scendono sotto i 1200 m di quota) lasciati da piccoli ghiacciai dell'ultima glaciazione.

Il glacialismo di M. Molinatico, la cui presenza ed estensione sono stati sempre controversi, deve essere ridimensionato drasticamente in quanto le forme tipiche (circhi, gradini, rocce montonate) sono quasi assenti e contropendenze geneticamente legate a fenomeni tettonico-gravitativi sono state erroneamente interpretate come una serie di cordoni morenici (PETRUCCI *et alii*, 1993). Forse può essere attribuita un'origine glaciale solo a due forme circoidi: una, presso la vetta del monte, esposta a ENE e un'altra più piccola, meglio conservata, sul versante nord di M. Grotta Mora. Il forse è d'obbligo in quanto la nicchia di M. Molinatico e la valle sottostante sono state rimodellate da franamenti successivi; tuttavia, si citano lembi di natura morenica presso il L. dell'Olmo e l'esistenza di un circo glaciale è molto plausibile. La conca di M. Grotta Mora è ben formata ma la vallecchia sottostante, anch'essa circondata da detriti di frana, offre scarsi affioramenti e forme incerte per una diagnosi sicuramente glaciale e, com'è noto, vi può anche essere una convergenza di forma fra nicchia di frana e conca di circo se non vi sono altri elementi distintivi.

La grande detrizione delle arenarie riscontrabile sul versante settentrionale di M. Molinatico ha tre cause principali. La prima è di natura tettonica, in quanto il rilievo si trova sulla prosecuzione delle faglie distensive neotettoniche della Lunigiana (in particolare quella passante da Groppodoloso) e quindi risulta molto fratturato (MARCHETTI *et alii*, 1978); la seconda riguarda il processo crioclastico che durante le fasi fredde del Pleistocene superiore ha colpito sensibilmente le arenarie non protette da vegetazione come ora, le quali si sono comportate come rocce macrogelive; infine, vi sono le tracce di grandi porzioni dislocate che hanno interessato, progressivamente, tutto il versante, sia mediante deformazioni gravitative profonde che scoscendimenti più superficiali.

Un'altra zona con modesti resti morenici riguarda l'alta Val Gotra dove sono evidenti alcuni piccoli circhi glaciali (quello di M. Gottero è fuori dal Foglio) e depositi glaciali che sono relegati solo negli alti valloni e non vanno oltre M. Bertola, M. Vergastrelli e M. Pianazzi (FEDERICI & SCALA, 1966). Anche qui molto detrito di origine periglaciale, mascherando contatti e confondendosi con i depositi glaciali, ha favorito un'errata interpretazione della estensione del fenomeno glaciale.

IX - GEOLOGIA APPLICATA

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE (a cura di L. Vernia)

Anche le ofioliti della zona in oggetto contengono mineralizzazioni utili che sono state e sono tuttora oggetto di sfruttamento: tra i giacimenti più noti va ricordato quello di Corchia, caratterizzato dalla presenza di solfuri di origine idrotermale, oggetto di sfruttamento durante i periodi di autarchia. La miniera di Corchia, situata sul versante sud-orientale di Groppo Maggio, è oggi abbandonata ma ancora frequentemente visitata da parte di ricercatori e di collezionisti, la mineralizzazione è situata nei basalti ed è caratterizzata da presenza di pirite, calcopirite e blenda, che sono rivelate all'esterno da crostoni e malachitici situati tra basalto e rocce sedimentarie.

Un'altra mineralizzazione a solfuri di ferro e rame, magnetite e cromite si trova negli affioramenti ofiolitici di M. Chiaro, circa 4 km a sud di Borgotaro; anche in questa località le vecchie miniere in galleria sono state da tempo abbandonate.

Le masse serpentinitiche, invece, mostrano spesso mineralizzazioni di fillosilicati, in particolare talco, che rappresenta una risorsa tipica di queste ofioliti: infatti si ricordano giacimenti di talco nella zona di Borgotaro (C.La Monta, Casarola), nella zona di Rovinaglia e Teviggio. Attualmente è in corso di sfruttamento un giacimento talcoso situato tra Roccamurata e Groppo S.Giovanni, in corrispondenza di un piccolo affluente di sinistra del Taro, il Rio delle Marne; questo giacimento, denominato "Lamino", si trova in comune di Valmozzola, ed ha una potenzialità stimata di circa 37.000 mc. Il minerale estratto appare particolarmente adatto per essere utilizzato come additivo alla produzione del grès chiaro nell'industria ceramica.

Occorre ricordare infine che, dalla Formazione di Ranzano del M. Barigazzo sono state estratte in passato interessanti quantità di lignite utilizzate, ai tempi della Duchessa Maria Luigia, dalle fonderie ducali di Parma: i cunicoli abbandonati sono ancora osservabili presso C. Vadonnino di Caffaraccia, in questo giacimento lignifero sono stati trovati, nel secolo scorso, resti di vertebrati oligocenici, in particolare il cranio ed una zampa di *Anthracotarium magnum*, progenitore degli attuali cinghiali.

L'attività estrattiva più importante della zona tuttavia è rappresentata dalle cave di pietrisco e blocchi rocciosi per manufatti stradali, rilevati e scogliere frangiflutti, ecc.. Le rocce maggiormente sfruttate sono le serpentine dei dintorni di Roccamurata; nella parete strapiombante del versante nord del Groppo di Gorro è stata da tempo impostata una intensa attività estrattiva di grandi massi di serpentina, mentre circa 2 km a sud-ovest del paese, in località Le Predelle, lungo la strada per Borgotaro, è in attività una cava da cui viene estratto del pietrisco da un accumulo di detrito di serpentina. Altre cave di serpentina in blocchi si trovano in Valmozzola presso Pieve di Gusaliggio.

Anche le Arenarie di Monte Gottero affioranti nella zona di Valdena, tra Borgotaro ed il Passo del Brattello, sono attualmente oggetto di estrazione in blocchi metrici utilizzati come materiale da scogliera. Presso Valdena vengono estratti per lo stesso scopo, anche blocchi calcarei appartenenti alla Formazione delle Argille e calcari; dalla stessa unità, sempre presso Valdena, venivano un tempo estratti calcari marnosi e marne, utilizzate per la produzione di calce e cemento nello stabilimento di Borgotaro.

Nell'area rappresentata nel Foglio esiste anche una modesta attività estrattiva di argille per laterizi; vanno ricordate in particolare quelle estratte dai sedimenti lacustri Villafranchiani del bacino di Pontremoli presso C. Corvi, ancora attive. Attualmente invece non sono più in attività le cave che approvvigionavano la fornace di Borgotaro, situate nelle argille policrome di S. Siro affioranti al margine sud-occidentale del paese.

Menzione particolare meritano infine i marmi di Pagazzano (comune di Berceto), utilizzati durante il Ducato di Maria Luigia per la costruzione di interni di chiese ed edifici di Parma; le cave, riattivate per breve tempo negli anni '50 e '60, sono ubicate presso C. Palanca, circa 1,5 km a NNE dell'abitato, in un ammasso poligenico imballato in un mélange caotico di origine sedimentaria ("argille a blocchi" dell'Unità Groppallo). L'affioramento, di circa 200 m di estensione e spessore di circa 50 metri, mostra una giacitura rovesciata e, dal basso verso l'alto, risulta costituito da brecce di Calcari a calpionelle (maiolica), diaspri, pure brecciate, ed infine da un orizzonte oficalcítico di colore rossastro, costituito da una breccia idrotermalizzata con clasti serpentinitici, quarzo e carbonati.

Da questi orizzonti sono state estratte 3 bellissime pietre ornamentali, il "marmo Grigio Ducale" estratto dai Calcari a calpionelle, il "marmo Grigio Ducale rosato, dalla parte basale della maiolica a contatto con i diaspri, e dalle oficalciti sono stati estratti blocchi di "marmo Rosso Napoleone". Le cave sono

attualmente abbandonate perchè il materiale da estrarre è quasi esaurito, ma non si esclude la possibilità di una loro riattivazione come cave di prestito per estrarre materiale utile per il restauro dei monumenti di Parma.

2. - STABILITÀ DEI VERSANTI E FRANE (a cura di C. Tellini)

Come sopra accennato in quest'area sono molto diffusi i movimenti franosi di vario tipo e dimensioni che, dal punto di vista morfodinamico, si possono considerare attivi, quiescenti o inattivi. Il quadro che ne risulta è che molta parte dei versanti è stata, o lo è tuttora, soggetta a fenomeni di instabilità. Tali fenomeni hanno, nel corso del tempo, anche per l'intensificarsi dell'occupazione del territorio da parte dell'uomo, assunto gradi diversi di *pericolosità geomorfologica* la quale riguarda un aspetto molto importante della pericolosità ambientale.

I tipi di frana semplice più comuni sono colate, scoscendimenti rotazionali e scivolamenti su superfici di strato; molto frequentemente le frane diventano complesse per il fatto che si originano secondo un tipo di movimento e poi evolvono in un altro (ad esempio, una frana può nascere come scoscendimento e poi trasformarsi in colata). I movimenti gravitativi più estesi sono quelli antichi, prevalentemente rappresentati da scorrimenti rotazionali e da deformazioni gravitative profonde. Queste ultime interessano gran parte del versante nord del Molinatico, la zona di Berceto, la Valmozzola presso Roncotasco-L.dei Pesci, la Val Noveglia tra Gravago e Osacca, la Val Toncina tra Cereseto e Fanfanaro, la Val Gotra in diversi punti (Albareto, Boschetto, Folta, Pisto), la Val Verde presso S. Lorenzo, la Val Parma tra Staiola ed il P.so del Cirone. La gran parte dei versanti soggetti a tali fenomeni gode, attualmente, di relativa stabilità, ma non si può dimenticare l'alto grado di sismicità della Lunigiana, che col tempo può innescare movimenti che, anche se molto lenti, possono rivelarsi di grande pericolosità.

Molto diffuse le colate non attuali, quiescenti, in materiali argillosi, molte delle quali mostrano settori riattivati di recente o estensioni attive in testata. Le aree con maggior frequenza di questi movimenti sono comprese tra Borgotaro, Compiano, Cereseto e Gravago, nel settore nord-ovest del Foglio, e la Valmozzola, Val Grontone e Val Manubiola in quello orientale.

Molto precaria appare la stabilità dei versanti circostanti Borgotaro che, dato la continua espansione dell'abitato, rischia di insistere su terreni predisposti al dissesto se non, addirittura, su evidenti accumuli di frana quiescenti con la nicchia ancora attiva.

PROGETTO

CARG

APPENDICE 1**BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA**

(a cura di D. Rio)

1 - ATTRIBUZIONE DI ETÀ

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

Come è noto (si veda ad esempio ISSC, 1976) la classificazione biostratigrafica delle successioni sedimentarie è una operazione relativamente oggettiva, basata sul contenuto paleontologico. Al contrario la classificazione cronostratigrafica e, quindi, l'attribuzione di età alle varie unità stratigrafiche, è un'operazione largamente interpretativa che dipende dalle convenzioni adottate e dalla disponibilità di strumenti affidabili di correlazione temporale. Secondo le procedure generalmente accettate a livello internazionale essa dovrebbe fare riferimento dal punto di vista nomenclaturale alla Scala Cronostratigrafica Globale Standard (SCG) ed essere basata sulla supposta equivalenza-tempo con uno standard di riferimento (stratotipo) concordato a livello internazionale. Tuttavia, anche se la nomenclatura della SCG si va progressivamente stabilizzando, ben

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

2 - LO SCHEMA-TEMPO

Nello schema-tempo che abbiamo adottato figurano quattro diverse scale stratigrafiche correlate fra loro: 1) la Scala Cronometrica in milioni di anni fa (Ma); 2) la Scala delle Inversioni di Polarità del Campo Magnetico Terrestre ("Global Polarity Time Scale", GPTS); 3) la Scala Cronostratigrafica Globale Standard (SCG); e 4) la Scala biocronostratigrafica basata sui nanofossili calcarei. Allo stato attuale di conoscenze, ciascuna di queste scale presenta problemi specifici e, soprattutto, la loro taratura in termini cronometrici (di "età assoluta") e la loro intercorrelazione sono in continua evoluzione. Conseguentemente, lo Schema-tempo proposto rappresenta un modello di riferimento provvisorio e perfezionabile che va usato con le cautele derivanti dai commenti seguenti.

3. - LA SCALA CRONOMETRICA E LA SCALA GPTS

La Scala delle inversioni (globali) di polarità del Campo Magnetico Terrestre (GPTS), nonostante raramente venga usata direttamente come strumento di datazione e correlazione nel lavoro pratico stratigrafico, e concettualmente molto importante per la messa a punto di qualunque Schema-tempo. È infatti il mezzo più comunemente usato per valutare l'età cronometrica dei biorizzanti ed il loro grado di sincronità nelle diverse provincie biogeografiche (si veda ad es. BERGGREN *et alii.*, 1985a, 1985b) e per intercorrelazioni fra le diverse scale stratigrafiche (ad es. isotopiche, biostratigrafiche, ecc.) in diversi ambienti (marino-continentale) e fra diverse aree (alte e basse latitudini). Sulla base delle età dei biorizzanti, ottenute essenzialmente su basi magnetostratigrafiche (si veda BERGGREN *et alii.*, 1985a, 1985b), è possibile derivare una cronologia "assoluta" nelle successioni sedimentarie (Biocronologia), che per quanto affetta da un errore difficilmente quantificabile, è di fondamentale importanza per valutazio-

ni quantitative (anche se approssimate) dei processi geologici (ad es. velocità di accumulo dei sedimenti) e per correlazioni fra i diversi ambienti geologici (marino, continentale, vulcanico, metamorfico ecc.).

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

4. - SCALA DELLE BIOCRONOZONE A NANNOFOSSILI CALCAREI

I nannofossili calcarei sono forse il più potente strumento per correlazioni a grande distanza nei sedimenti marini del Cretacico e del Cenozoico e sulla loro base sono stati stabiliti schemi zionali di valenza sopraregionale, noti come "Zonature standard" (SISSINGH, 1977; ROTH, 1978; MARTINI, 1971; OKADA & BUKRY, 1980; ecc). Le singole Zone di questi schemi sono contrassegnate da una sigla indicativa di segmenti della Scala Geologica (CC=Coccolith Cretaceous, NN=Nannoplankton Neogene, ecc.) seguita da un numero progressivo dalle zone più antiche a quelle più recenti. Questa codificazione, di facile memorizzazione e di immediato significato stratigrafico, ne facilita l'uso anche fra gli stratigrafi non-paleontologi e fra i non stratigrafi. Di fatto, nonostante le Zone standard a nannofossili calcarei siano state introdotte come unità biostratigrafiche, esse sono diventate un riferimento di tipo cronostatigrafico a livello internazionale (si veda ad es. HAQ *et alii*, 1988). Infatti, anche quando le biozone standard non sono riconoscibili in base al contenuto paleontologico che le definisce, è pratica comune riconoscere il "tempo" ad esse corrispondenti con criteri alternativi. In altri termini, le Zone degli schemi standard sono usate anziché come biozone come cronozona o biocronozona (si veda discussione in ISSC, 1976 ed in

LOUTIT *et alii*, 1988). È in questo senso di (bio)cronozone che vanno intese le biozone standard di MARTINI (1971) e di ROTH (1978) riportate nello Schema-tempo. Esse, al momento, rappresentano un riferimento cronostratigrafico più affidabile, oggettivo ed accurato della Scala Cronostratigrafica Globale Standard (in termini di piani, serie e sistemi). Infatti, la Scala delle Biocronozone a nannofossili calcarei è molto più dettagliata (ad un piano corrispondono sempre diverse biocronozone) ed è molto meglio definita (non si ha un accordo generalizzato sui limiti fra i piani e le serie, mentre i limiti fra le biocronozone sono definiti in modo univoco dal "tempo" indicato dai biorizzonti che definiscono la biozona). Ovviamente, una cronozona (come qualunque altra unità cronostratigrafica) ha significato nella misura in cui essa è ampiamente riconoscibile con una accettabile precisione. In altri termini, una biozona standard è utile come cronozona quando essa è definita in base a biorizzonti le cui età sono ben stabilite e possono essere approssimate, in assenza dei "markers" zionali originali, sulla base di altri eventi (basati sui nannofossili o meno) con lo stesso significato cronologico. Non tutte le Zone standard di ROTH (1978) e MARTINI (1971) cui facciamo riferimento hanno queste caratteristiche. Alcuni limiti zionali sono definiti da biorizzonti che nel corso degli anni si sono rivelati scarsamente affidabili dal punto di vista cronologico. Nel contempo, in particolare nel Cenozoico, sono stati messi in evidenza biorizzonti affidabili che non erano stati utilizzati nella zonatura standard di MARTINI (1971). Tenendo conto di questi fatti, nella Scala biocronostratigrafica adottata abbiamo raggruppato quelle biozone i cui limiti non ci apparivano nel materiale appenninico riconoscibili con sicurezza (ad esempio le Zone NC11 e NC12 E NC13 e NC14) oppure abbiamo emendato la definizione originale della zona in base ai biorizzonti messi in evidenza recentemente. Tutte le cronozone corrispondenti a biozone di MARTINI (1971) emendate sono contrassegnate con un asterisco. Per queste biozone emendate viene indicato il biorizzonte che le ridefinisce, mentre per quelle cronozone che corrispondono alle biozone non emendate si rimanda ai lavori originali di ROTH (1978) e MARTINI (1971) e RIO *et alii* (in preparazione).

5. - BIOCRONOZONE E SCALA GPTS

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

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

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

6. - BIOCRONOZONE E UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE STANDARD

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

È da notare che la suddivisione cronostratigrafica adottata si basa sui deliberati più recenti delle competenti commissioni internazionali e sulla letteratura più accreditata (ad es. BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b). I limiti fra le varie unità cronostratigrafiche standard sono stati posti con precisione rispetto alle altre scale stratigrafiche nei casi in cui vi è un generale accordo sulla loro posizione nel tempo o quando sono definiti in modo formale in uno stratotipo. In quei casi, numerosi nel Neogene, in cui vi è un forte disaccordo sulla posizione dei limiti, abbiamo preferito porre intervalli di incertezza che corrispondono sostanzialmente alle posizioni cronologiche dei criteri usati dai diversi autori.

PROGETTO

CARG

APPENDICE 2**LITOSTRATIGRAFIA****1. - NUOVE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE INFORMALI**

Vengono schematicamente elencate, nello stesso ordine in cui compaiono nelle presenti Note, le unità litostratigrafiche informali che sono utilizzate per la prima volta nel Foglio 216.

Per queste unità è stata designata l'area tipo ed un affioramento di riferimento che espone i principali caratteri litostratigrafici; non è stato invece possibile identificare gli stratotipi dei limiti inferiore e superiore.

Argille a palombini di Monte Rizzone

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1:10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n. 216090 Gotra

Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 28' 54" longitudine 9° 43' 54"

Litologia principale: argilliti

Litologia secondaria: calcari micritici

Età: Hauteriviano-Aptiano

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 30 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 2,25

Unità litostratigrafica a letto: sconosciuta

Unità litostratigrafica a tetto: Argilliti di San Siro

Unità strutturale di appartenenza: Media Val Taro

Arenarie di Campi

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n. 216090 Gotra

Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 27' 48" longitudine 9° 41' 46"

Litologia principale: arenarie fini e medio-grossolane

Litologia secondaria: peliti

Età: Campaniano

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 40 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,25

Unità litostratigrafica a letto: Arenarie di Scabiazza

Unità litostratigrafica a tetto: sconosciuta

Unità strutturale di appartenenza: Media Val Taro

Flysch di Testanello

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216090 Gotra

Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 31' 58" longitudine 9° 49' 49"

Litologia principale: calcari marnosi

Litologia secondaria: arenarie fini

Età: Campaniano-Maastrichtiano

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 50 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,75

Unità litostratigrafica a letto: Arenarie di Scabiazza

Unità litostratigrafica a tetto: sconosciuta

Unità strutturale di appartenenza: Media Val Taro

Mélange di Ossella

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216040 Ghiare

Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 33' 38" longitudine 9° 55' 04"

Litologia principale: argilliti

Litologia secondaria: marne

Età: Turoniano-Santoniano

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: non determinabile

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,12

Unità litostratigrafica a letto: sconosciuta

Unità litostratigrafica a tetto: Flysch di M.Caio

Unità strutturale di appartenenza: Caio

Argille a palombini del Torrente Grontone

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216040 Ghiare
Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 35' 30" longitudine 9° 57' 48"

Litologia principale: argilliti

Litologia secondaria: calcari micritici

Età: Hauteriviano-Aptiano

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 10 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,25

Unità litostratigrafica a letto: sconosciuta

Unità litostratigrafica a tetto: Arenarie di Scabiazza

Unità strutturale di appartenenza: Cassio

Arenarie e argilliti di Ghiare

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216040 Ghiare
Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 33' 10" longitudine 9° 55' 57"

Litologia principale: arenarie fini

Litologia secondaria: peliti

Età: Campaniano?-Maastrichtiano

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 50 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,14

Unità litostratigrafica a letto: Arenarie di Scabiazza ?

Unità litostratigrafica a tetto: Argilliti di Mattogno ?

Unità strutturale di appartenenza: Ghiare

Argilliti di Mattogno

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216040 Ghiare
Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:
Latitudine 44° 33' 31" longitudine 9°55' 30"

Litologia principale: argilliti

Litologia secondaria: argilliti marnose

Età: post-Cenomaniano ?

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 15 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,01

Unità litostratigrafica a letto: Arenarie e argilliti di Ghiare ?

Unità litostratigrafica a tetto: Calcari e argille di Rio Baratta

Unità strutturale di appartenenza: Ghiare

Calcari e argille di Rio Baratta

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216040 Ghiare

Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 33' 37" longitudine 9° 55' 29"

Litologia principale: calcari marnosi

Litologia secondaria: argilliti

Età: Paleocene

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 20 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,21

Unità litostratigrafica a letto: Argilliti di Mattogno

Unità litostratigrafica a tetto: Arenarie di Belvedere

Unità strutturale di appartenenza: Ghiare

Arenarie di Belvedere

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216040 Ghiare

Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 33' 03" longitudine 9° 55' 31"

Litologia principale: arenarie fini

Litologia secondaria: arenarie grossolane

Età: Eocene inf.?

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 30 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,16

Unità litostratigrafica a letto: Calcari e argille di Rio Baratta

Unità litostratigrafica a tetto: Argilliti di Rio Nicola ?

Unità strutturale di appartenenza: Ghiare

Argilliti di Rio Nicola

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216040 Ghiare

Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

Latitudine 44° 33' 56" longitudine 9° 55' 28"

Litologia principale: argilliti

Litologia secondaria: marne

Età: Eocene inf.

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 20 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,03

Unità litostratigrafica a letto: Arenarie di Belvedere ?

Unità litostratigrafica a tetto: Calcari di Casacca

Unità strutturale di appartenenza: Ghiare

Calcari di Casacca

Sezione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (scala 1: 10.000) in cui compare l'area tipo: CTR n.216040 Ghiare

Coordinate (riferite a Greenwich) del punto centrale dell'affioramento di riferimento:

latitudine 44° 34' 03" longitudine 9° 56' 18"

Litologia principale: calcari micritici

Litologia secondaria: argilliti

Età: Eocene inf.

Spessore approssimativo esposto nell'affioramento di riferimento: 15 m

Superficie in kmq occupata dall'unità nel Foglio: 0,06

Unità litostratigrafica a letto: Argilliti di Rio Nicola

Unità litostratigrafica a tetto: sconosciuta

Unità strutturale di appartenenza: Ghiare

PROGETTO

CARG

APPENDICE 3

CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO

(a cura di M.T. De Nardo)

1. - INTRODUZIONE

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 idrogeologico e sismico
- gestione delle attività estrattive
- valutazione del dissesto idrogeologico

La presente appendice ha carattere introduttivo, si indirizza il lettore alla consultazione della "Carta del Rischio Geoambientale" a scala 1:250.000, pubblica-

ta dal Servizio Cartografico della Regione Emilia-Romagna (VIEL & PRETI, 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.

2. - PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

In base alla legge regionale (in seguito: L.R.) n.47 del 7-12-78 "Tutela e uso del territorio", la pianificazione territoriale si attua secondo due livelli:

- un livello 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.

- un livello 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 (si veda, a tale scopo, la creazione di un'apposito gruppo di lavoro da parte dell'Ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna). 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 regionale, applicata tuttavia a settori tanto numerosi ed articolati da rendere tutt'ora inattuata la formulazione dei previsti piani di bacino.

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;

- i piani delle attività estrattive di ambito provinciale e comunale, regolamentate dalla L.R. n.13 del 2-5-78, sostituita recentemente 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 recente L.R. n.6 del 30-1-95 delega 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.

3. - IL PIANO TERRITORIALE PAESISTICO REGIONALE: CONTENUTI ED AGGIORNAMENTI PREVISTI

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 agli 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

so il rilevamento della carta geologica a scala 1:10.000 (parzialmente completa all'epoca della prima formulazione del Piano), rende necessario un aggiornamento (attualmente in corso) delle 48 tavole della carta del dissesto allegate al PTPR. Essendo quest'ultima una carta essenzialmente fotointerpretata, il confronto con la cartografia derivata dal rilevamento di campagna ha permesso il notevole raffittimento dei corpi franosi rappresentati, migliorando i criteri di perimetrazione delle relative zone di tutela e risolvendo localmente situazioni di ambiguità.

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 approvata dall'Autorità di bacino del fiume Po nel gennaio '96, relativa alle aree alluvionate nel novembre '94.

4. - GESTIONE DEL VINCOLI IDROGEOLOGICO E SISMICO

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 (vincolo idrogeologico) ed alla legge n.64 del 2-2-74 (vincolo sismico), quindi interamente delegati alle Regioni. In Emilia-Romagna i vincoli sono gestiti dalle Province, attraverso i Servizi Provinciali di difesa del Suolo.

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 pedemontana, 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).

Relativamente al vincolo sismico, regolamentato dalla L. 64/74, esso interessa 98 Comuni classificati "sismici di 2a categoria", localizzati prevalentemente in Romagna.

Considerando la sola Provincia di Parma, i Comuni classificati sismici in base alla suddetta normativa sono Monchio delle Corti, Palanzano e Tornolo (PR).

5. - 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 nel tempo, avviene sulla base della scheda cave (censimento delle cave esistenti suddivise per Province e Comuni; loro localizzazione cartografica, con riferimento alla cartografia geologica 1:10.000; specificazione del tipo di materiale estratto e dell'unità litostratigrafica interessata) 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. È 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 della Regione Emilia-Romagna; si riferiscono al numero (e % sul totale) di cave attive, censite per tipo di materiale, nel periodo 1989/93 nell'area del Foglio 216.

<i>Ghiaia e sabbia alluvionali</i>		<i>Calcare</i>	
1989	23 (51.1%)	1989	2 (4.4%)
1990	27 (50,0%)	1990	1 (1.8%)
1991	30 (55.5%)	<i>Arenaria</i>	
1992	33 (58.9%)	1989	7 (15.5%)
1993	29 (61.7%)	1990	7 (12.9%)
<i>Argilla</i>		1991	6 (11.1%)
1989	6 (13.3%)	1992	6 (10.7%)
1990	7 (12.9%)	1993	4 (8.5%)
1991	6 (11.1%)	<i>Ofiolite</i>	
1992	5 (8.9%)	1989	6 (13.3%)
1993	6 (12.7%)	1990	11 (20.3%)
<i>Marna</i>		1991	11 (20.3%)
1989	1 (2.2%)	1992	11 (19.6%)
1990	1 (1.8%)	1993	7 (14.8%)
1991	1 (1.8%)		
1992	1 (1.7%)		
1993	1 (2.1%)		

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

1989: n. 45 1990: n. 54 1991: n. 54 1992: n. 56 1993: n. 47

Relativamente al Foglio 216, la Banca Dati regionale (aggiornata al 1996) riporta le cave delle località Pontolo (sez. 216100, estr. calcare, non attiva);

Roccamurata (sez. 216070, estr. ofiolite, non attiva); Valderna (sez. 216140, estr. calcare, non attiva); Il Casale (sez. 216060, estr. calcare, non attiva); Gropalbero (sez. 216100, estr. arenarie, attiva); Baselica (sez. 216110, estr. sabbia, esaurita e sistemata); Gorro (sez. 216070, estr. ofiolite, attiva); Palanca (sez. 216040, estr. calcare, esaurita e sistemata); Felegara (sez. 216120, estr. ofiolite, esaurita e sistemata).

Si rimanda al paragrafo "Attività estrattive" per notizie di carattere storico e segnalazione di cave non censite dalla Banca Dati regionale.

6. - VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

L'Appennino emiliano-romagnolo è particolarmente interessato dal dissesto provocato sia da frane che da intensa erosione nelle aree calanchive. Lo dimostra il numero elevato di abitati dichiarati da consolidare (Regio Decreto 445/1908; essi sono infatti complessivamente 128, con una media di 1 ogni 57 kmq. A questi si aggiungono altri 107 centri che, al di là delle classificazioni amministrative comportanti vincoli per l'espansione dei centri abitati (art.29 del PTPR), sono comunque interessati da fenomeni franosi di proporzioni rilevanti secondo i dati riportati nell' "Atlante dei centri abitati instabili della Emilia-Romagna", del Progetto SCAI del CNR/GNDCI (1993) (per il substrato sono stati utilizzati i dati delle carte geologiche regionali a scala 1:10.000).

Nell'area del foglio 216 i centri abitati instabili (sia dichiarati da consolidare che censiti come dissestati) sono i seguenti:

Monticelli (Borgo Val di Taro) S.Quirico (Albareto)

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 nell'area del foglio 216, dove le frane possono interessare estensioni anche maggiori del 20-30% dell'area di affioramento di queste formazioni (valore medio stimato a scala regionale).

6.1. - VALUTAZIONE QUALITATIVA DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO DELLE UNITÀ AFFIORANTI NELL'AREA DEL FOGLIO 216

Le formazioni affioranti nell'area del Foglio 216 si possono suddividere in raggruppamenti, sulla base di una stima qualitativa della loro propensione al dissesto. È stata seguita la metodologia proposta nella "Carta del Dissesto Geologico - Foglio 218SE-Carpineti" (BERTOLINI, 1994). Il criterio (semplificativo) utilizzato è quello litologico, mediato da una speditiva valutazione delle

aree complessivamente occupate da accumuli franosi. Sono stati individuati quattro gruppi (A-B-C-D) con crescente propensione al dissesto, essendo massima per le unità comprese nel gruppo D.

Tale classificazione applicata alle formazioni affioranti nell'area del Foglio 216 ha permesso di individuare i raggruppamenti qui di seguito riportati (ciascun elenco segue l'ordine alfabetico delle sigle formazionali).

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 caratteristiche di stratificazione e fratturazione, che localmente possono determinare situazioni critiche (frammenti per crollo).

SCM	Sintema di Compiano
PRC	Arenarie di Pracchiola, (esclusa litofacies PRC _a)
MAC	Macigno
APE	Arenarie di Petrignacola
RAN ₁	Formazione di Ranzano, membro di Pizzo d'Oca, (escluse litozone caotiche)
RAN ₃	Formazione di Ranzano, membro di Varano dei Melegari, (escluse litozone caotiche)
RAN ₂	Formazione di Ranzano, membro di Val Pessola
GOT	Arenarie di Monte Gottero, (esclusa litozona GOT _a) Olistoliti granitici ed ofiolitici

Gruppo B

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

MRR	Marne di Marra
PNC	Marne di Pontecchio
MMP	Marne di Monte Piano, litofacies marnosa massiva (non differenziata in carta)
AMT	Argilliti di Mattogno

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 cia-

scuna formazione. Presenti anche scorrimenti superficiali, a carico dello spessore di alterazione.

ARB	Arenarie di Ponte Bratica
CGV	Calcari di Groppo del Vescovo
RCA	Calcari di Casacca
NIC	Argilliti di Rio Nicola
BEV	Arenarie di Belvedere
BAR	Calcari ed argille di Rio Baratta
GHR	Arenarie ed argilliti di Ghiare
TST	Flysch di Testanello,
CAO	Flysch di Monte Caio, (esclusa litozona CAOa)
OTO	Flysch di Ottone
ACM	Arenarie di Campi
CCV _a	Complesso di Casanova, litozona
SSI _a	Argilliti di San Siro, litozona

Gruppo D

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

c ₁	Depositi glaciali e periglaciali
f ₁	Depositi di conca palustre
SRD	Sistema di Roncodesiderio
MRR _a	Marne di Marra, litozona
PRC _a	Arenarie di Pracchiola, litozona
MMP	Marne di Monte Piano, litofacies con argille marnose rosse (non differenziata in carta)
BAI	Brecce argillose di Baiso
ACC	Argille e calcari di Canetolo
GOT _a	Arenarie di Monte Gottero, litozona
CAO _a	Flysch di Monte Caio, litozona
CPP	Complesso di Pietra Parcellara
CCV	Complesso di Casanova
MSL	Melange di Ossella
AVV	Argille varicolori di Cassio
SCB	Arenarie di Scabiazza
SSI	Argilliti di San Siro
AMR	Argille a Palombini di Monte Rizzone
APG	Argille a Palombini del Torrente Grontone

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. & SAGRI M. (1967) - *Suddivisioni litostratigrafiche nei calcari ad Elmintoidi Auclt. della placca dell'Ebro-Antola e correlazioni con terreni simili affioranti tra Voghera e Castelnuovo ne' Monti (Appennino settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 23-65.
- 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.
- 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., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PRINCIPI G., PASSERINI P. & TREVES B. (1988) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It. (1986), **31**, 23-44.
- AGNESINI S., FOUQUÉ G. & PAPANI G. (1978) - *La Carta delle forme di degradazione dei versanti dell'Appennino parmense*. Quaderno N° 4 del Gr. St; Quater. Padano, Ed. STEP Parma, 163-188.
- 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.
- ANELLI M. (1935a) - *Sezioni geologiche attraverso l'Appennino parmense*. Giorn. Geol., **10**, 1-27.
- ANELLI M. (1935b) - *Sopra alcuni lembi di arenarie superiori dell'Appennino settentrionale*. L'Ateneo Parmense, **7**, 89-99.
- ANELLI M. (1938a) - *Sulla presenza di Apatici nelle cosiddette argille scagliose dell'Appennino emiliano*. Riv. It. Paleont. Strat., **44**, 82-93.
- ANELLI M. (1938b) - *Calcari a Calpionelle, diaspri e rocce ofiolitiche dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Natur. e Mat. Modena, **69**, 3-13.
- ARTONI A., BERNINI M., PAPANI G., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1992) - *Sezione Geologica schematica Bonassola (SP) - Felino (PR)*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1992/2, appendice, CROP 1-1A, 61-63.
- 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.
- BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) - *La stratigrafia della Valle di Roccaferara*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **102**, 155-210.
- BARBIERI F., PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1968) - *Considerazioni stratigrafiche e tettoniche sull'alto Appennino ligure-emiliano*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **4**, 1-40.
- 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.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & FLYNN J.J. (1985a) - *Paleogene geochronology and chronostratigraphy*. In: SNELLING N.J. (ed.), *Geochronology and the geological record*. Geol. Soc. Mem., **10**, 141-195.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985b) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy*. In SNELLING N.J. (Ed.): *The chronology of the Geological record*. London Geol. Soc., Spec. Publ., pp.211-260, London.

- BERNINI M. (1988) - *Il Bacino dell'alta Val Magra: primi dati mesostrutturali sulla tettonica distensiva*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 355-371.
- BERNINI M. (1991) - *Le strutture estensionali della Lunigiana (Appennino settentrionale): proposta di un modello deformativo*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note brevi, 29-38.
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G., SGAVETTI M. & TELLINI C. (1979) - *Prime considerazioni riasuntive sull'area appenninica dal F. Secchia al T. Nure*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Pubbl. **251**, "Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, 431-441.
- 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 Tarò)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **24**, 219-240.
- BERNINI M. & LASAGNA S. (1988) - *Rilevamento geologico e analisi strutturale del Bacino dell'alta Val Magra tra M.Orsaro e Pontremoli (Appennino settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Serie A, **95**, 139-183.
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G., SGAVETTI M. & TELLINI C. (1980) - *Carta neotettonica d'Italia. revisione dei Fogli 72 (Fiorenzuola d'Arda), 73 (Parma), 83 (Rapallo)(p.p.), 84 (Pontremoli)(p.p.), 85 (Castelnuovo ne' Monti)(p.p.), 86 (Modena)(p.p.) e 96 (Massa)(p.p.)*. C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica, pubbl. n° **356**, 881-914.
- BERNINI M., BERTOLDI R., PAPANI G. & VESCOVI P. (1994) - *Evoluzione in regime compressivo del Bacino villafranchiano di Compiano (Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**, 155-171.
- BERTINI G. & ZAN L. (1974) - *Nuovi dati riguardanti i Calcari di Ottone ed il Complesso di Casanova*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 913-926.
- BERTOLDI R. (1985) - *Testimonianze palinologiche di età "Villafranchiana" nel deposito fluvio-lacustre di Compiano (alta Val Tarò)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **21**, 23-30.
- 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., BONAZZI U. & PANINI F. (1987) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 91-126.
- BETTELLI G., FREGNI P. & PANINI F. (1987) - *Età delle Marne di Monte Piano a tetto delle Arenarie di Lotano 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 cristalli al nodo Alpi-Appennino: conseguenza sull'evoluzione cinematica dei bacini neogenici*. Soc. Geol. Ital., 76^a Riunione estiva, Firenze.
- BIELLA G.C., GELATI R., LOZEI 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.
- BINI C., COSTA E., FERRARI G.A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Evidenze paleopedologiche di emersione del Complesso di Canetolo (Montegrosso, Provincia di Parma)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 175-186.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (Redattori) (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale (Scala 1:250.000)*. C.N.R. Prog. Final. Geodinamica, pubbl. n° **429**.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DELIANA 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. (1987) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale. Note Illustrative*. C.N.R., P.F. Geodinamica, pubbl. n° **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.
- BORTOLOTTI V. (1962) - *Sulla stratigrafia del passaggio Pietraforte-Alberese nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 415-419.
- BORTOLOTTI V. & MALESANI P. (1967) - *Correlazione fra i flysch cretacei delle Prealpi Lombarde e quelli della coltre alloctona dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 265-268.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequences*, in: SESTINI G.: "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**, 341-444.
- 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.
- BRAGA G. (1957) - *Segnalazione di scisti ad aptici e di calcari di tipo maiolica nell'Appennino di Piacenza*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **7**, 87-104.
- BRAGA G., CASNEDI R., GIAMMETTI F., MARCHETTI G. & ZERBI M. (1975) - *Elementi di granuliti basiche in livelli clastici associati a masse ofiolitiche ultrafemiche del versante appenninico padano*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **25**, 89-105.
- 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.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi nell'Appennino Nord-occidentale*. Atti Ist. Geol. Pavia, **30**, 42-66.
- 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., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1996) - *Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra Dominio Subligure e Dominio Toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale*. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A, **103**, 1-30.
- CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1990) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1: 50.000 - Foglio 217 Neviano degli Arduini*. Selca, Firenze.
- 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. & PERILLI N. (1992) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in val Cedra (Appennino Parmense)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **46**, 301-312.
- 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., TATEO F., CATANZARITI R., MARTELLI L. & RIO D. - *Segnalazione di livelli vulcanoderivati nella Formazione di Ranzano: età oligocenica inferiore del vulcanesimo andesitico dell'Appennino Settentrionale*. In prep.
- 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.
- 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.
- COSTA E. (1985) - *Analisi delle strutture presenti nel "Tongriano" della media Val Taro e rapporti con quelle del substrato ligure*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 491-501.
- 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. & 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.
- DALLAN L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "G.Cappellini", **42**, 1-212.
- DALLAN L. & RAGGI G. (1961) - *Sull'età delle formazioni dell'Alberese e dell'Arenaria superiore nell'Appennino settentrionale (Val di Taro e Alta Valle dello Scoltenna)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 151-174.
- 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.
- EBERHARDT P., FERRARA G. & TONGIORGI E. (1962) - *Determination de l'age des granites alloctones de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, **4**, 666-667.
- 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, **183**, 97-118.
- ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, **17**, 956-962.
- ELTER P. (1975) - *L'ensemble ligure*. Bull. Soc. Géol. France, **17**, 984-997.
- ELTER P. (1993) - *Detritismo ofiolitico e subduzione: riflessioni sui rapporti Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 205-215.
- ELTER P. & SCHWAB K. (1959) - *Nota illustrativa della Carta Geologica alla scala 1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli*. Boll. Soc. Geol. It., **78**, 157-187.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 1-22.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3) tentativo di interpretazione delle breccie ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 1-12.
- ELTER G., 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 de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chaiblaisiennes*. Arch. Soc. Phys. Nat., Genève, **19**, 279-377.
- 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.
- 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., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M.Penna/Casanova (Alta Val Trebbia, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, 97-106.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 299-309.
- FEDERICI P. R. (1978) - *La tettonica recente dell'Appennino: 2- Il Bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (Alta Val Magra) e sue implicazioni neotettoniche*. Quaderni St. Quat. Padano, **4**, 121-132.
- FEDERICI P.R. & SCALA F. (1966) - *Il ghiacciaio würmiano del M. Gottero-Val Gotra (Appennino parmense)*. Ann. Ric. e St. di Geogr., **22**, 76-86.
- FEDERICI P.R. & TELLINI C. (1983) - *La geomorfologia dell'alta Val Parma (Appennino settentrionale)*. Riv. Geogr. Ital., **90**, 393-428.

- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., STOCCHI S., TATEO F., VILLA G. & ZUFFA G.G. (1994) - *The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines: provenance and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., v. 48, pp. 237-250, Roma.
- FUSI M. & MONTEFORTI B. (1972) - *La Geologia e la Tettonica Trasversale in Val Tarodine (Appennino Parmense)*. Mem. Acc. Lunig. di Scienze "G.Cappellini", **38**, 81-93.
- GARDIN S., MARINO M., MONECHI S. & PRINCIPI G. (1994) - *Biostratigraphy and sedimentology of Cretaceous Ligurid flysch: palaeogeographical implications*. Mem. Soc. Geol. It., v. 48, pp. 219-235, Roma.
- 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. (1965) - *I minerali pesanti nei flysch arenacei fra M.Ramaceto e M.Molinatico (Appennino Settentrionale)*. Mineral. Petrogr. Acta, **11**, 197-212.
- GAZZI P. & ZUFFA G.G. (1970) - *Le arenarie paleogene dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, **16**, 97-137.
- GHELARDONI R. (1958) - *Spostamento dello spartiacque dell'Appennino settentrionale in conseguenza di catture idrografiche*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. serie A, **65**.
- GHELARDONI R. (1961) - *Serie stratigrafica di M. Caio*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 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.
- GHELARDONI R., PIERI M. & PIRINI C. (1966) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei fogli 84 Pontremoli e 85 Castelnuovo ne' Monti*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 297-416.
- 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 Nanofossili Calcarei (Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note brevi, 75-84.
- GONSALVI L. & PAPANI G. (1969) - *Alcune idee sull'evoluzione oro-idrografica dell'Appennino settentrionale*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **5**, 3-20.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 309-341.
- HARLAND W. B., ARMSTRONG R., COKS A., CRAIG L., SMITH A. & SMITH D. (1989) - *A Geological Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 1-263.
- HAQ 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.
- 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., PAPANI G., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1972) - *Considerazioni sul contatto Flysch-Tongriano nell'Appennino emiliano*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **10**, 381-408.
- IBBEKEN H. & REUTTER K.J. (1967) - *Zum Problem der intramontanen Oligozänmolassen im Nordapennin*. Ecl. Geol. Elv., **60** (1), 93-108.
- 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.

- LOSACCO U. (1982) - *Gli antichi ghiacciai dell'Appennino settentrionale. Studio morfologico e paleogeografico*. Atti Soc. Mat. Nat. di Modena, **113**, 1-224.
- LOUITT T. S., HARDEMBOL J. & VAIL P. R. (1988) - *Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin section*. In: C. K. WILGUS, B. S. HASTINGS, C. G. ST. C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C. A. ROSS & VAN J. WAGONER (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**, 183-213, Los Angeles.
- MALESANI P. (1965) - *Ricerche sulle arenarie: XV L'Arenaria Superiore*. Rend. Soc. Mineral. Ital., **22**, 113-173.
- MARCHESE R. (1961) - *Serie stratigrafica di Monte Piano*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 71-77.
- MARCHETTI G., PAPANI G. & SGAVETTI M. (1978) - *Evidence of Neotectonics in the North-West Apennines-Po side*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Rep. n. **38**, 283-288, Stuttgart.
- MARINI M. (1994) - *Le Arenarie di M. Gottero nella sezione di M. Ramaceto (Unità del M. Gottero, Appennino ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 283-302.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines): new data from Calcareous Nannofossils*. Ofioliti, v. 15 (2), pp. 251-267, Firenze.
- MARRONI M., MONECHI S., PERILLI N., PRINCIPI G. & TREVES B. (1992) - *Late Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines, Italy: age of inception of orogenesis-controlled sedimentation*. Cretaceous Research, **13**, 487-504.
- 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.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Terziario and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (ed.), Proceedings II Planktonic Conference, Rome, 1970, **2**, 739-785.
- MECCHERI M., CLERICI A. & COSTA E. (1982) - *Analisi mesostrutturale delle deformazioni plicative in alcuni affioramenti delle Arenarie di Ostia (Appennino parmense)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 3-16.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, 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. (1964) - *Petrografia delle arenarie di Ostia*. Rend. Soc. Miner. It., **20**, 193-228.
- MEZZADRI G. (1964) - *Petrografia di alcune arenarie dell'alto Appennino parmense*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 241-271.
- MONECHI S., TREVES B. & MARRI C. (1984) - *Osservazioni sull'età delle Arenarie del Gottero. Dati del nannoplankton calcareo*. Ofioliti, **9**, 93-96.
- MONTEFORTI B. (1968) - *Nuove conoscenze sui rapporti fra Arenarie di Ostia e la Formazione delle Breccie nel Complesso di base del Flysch di M. Caio (Appennino parmense)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **74**, 541-548.
- MONTEFORTI B. (1968) - *La Formazione di Ghiare di Berceto (Media Val Taro - Parma)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **75**, 483-493.
- MONTEFORTI B. (1972) - *La Regione di Berceto (Appennino parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 47, 64.
- MONTEFORTI B. (1976) - *La "zona di Berceto" nell'evoluzione tettonica dell'Appennino settentrionale dal Paleocene al Pliocene*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **83**, 142-162.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1968) - *Osservazioni su una sezione geologica fra il M. Penna e il M. Gazzo (Alta e media Val di Taro - Appennino ligure)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **74**, 549-564.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1980) - *Lineamenti strutturali fra l'alta Val di Vara ed il Passo Cento Croci: considerazioni sulla linea trasversale Val Taro - Val Parma*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., serie A, **87**, 275-284.
- 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., 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., RICCI LUCCHI F., SEGURET M. & ZANZUCCHI G. (1984) - *Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits*. Marine Geology, **55**, 103-116.
- 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 e Appennino*. Mem. Sc. Geol. Padova, **47**, 217-244.
- NILSEN T.H. & ABBATE E. (1985) - *Gottero turbidite system, Italy*. In: A.H. BOUMA, W.R. NORMARK & N.E. BARNES (Eds), *Submarine fans and related turbidite system*, pp. 199-204, Springer-Verlag, New York.
- 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.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**, 475-478.
- PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Osservazioni sul contatto fra il "Macigno" e l'"Unità delle argille e calcari"*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **6**, 1-40.
- PAGANI G., PAPANI G., RIO D., TORELLI L., ZANZUCCHI G. & ZERBI M. (1972) - *Osservazioni sulla giacitura delle ofioliti nelle alte valli del T. Ceno e del F. Taro*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 531-546.
- PAGE B. M. (1962) - *Geology south and east of Passo della Cisa, Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, 147-194.
- PANDOLFI L. (1996) - *Le Arenarie del M. Gottero nella sezione di Punta Mesco (Campaniano sup.-Paleocene inf., Appennino settentrionale): analisi stratigrafica e petrografica della parte proximale di un sistema torbiditico*. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem. Serie A, **103**, 197-208.
- PAPANI G. (1983) - *Stato di avanzamento delle ricerche mesostrutturali sulla tettonica fragile nell'Appennino parmense e zone limitrofe. Atti della riunione su "Meccanismi deformativi nelle catene peri-mediterranee: stato di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse"*. Firenze, 5 dicembre 1983, 27-34.
- PAPANI G. & SGAVETTI M. (1975) - *Alcuni problemi di Neotettonica nell'Appennino emiliano-occidentale*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **11**, 315-334.
- 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.
- PAREA G.C. (1965) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-oligoceniche dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., v. 84, pp. 223-266, Roma.
- PASSERINI P. (1965) - *Rapporti tra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 93-176.
- PASSERINI P. & PIRINI C. (1964) - *Microfauna paleoceniche nella formazione dell'arenaria di M. Ramaceto e degli Argilloscisti di Cichero*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 211-218.
- PETRUCCI F. (1964) - *Sul bacino fluvio-lacustre rissiano di Compiano (Alta Val Taro)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **33**, 35-46.
- PETRUCCI F., CAVAZZINI R. & COSTA E. (1993) - *Un'area in evoluzione recente: il versante settentrionale di M. Molinatico (Alta Val Taro-Prov. di Parma) con carta alla scala 1:10000 e sezioni*. Il Quaternario, **6** (2), 227-240.
- PICCARDO G.B. (1983) - *Genesi delle ofioliti dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 75-89.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & VANNUCCI R. (1990) - *Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidences from peridotite bodies of the western Alpine-northern Apennine system*. Mem. Soc. Géol. France, **156**, 323-333.

- 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**, 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**, 111-126.
- PLESI G. (1972) - *La natura sedimentaria e il significato tettonico degli olistostromi intercalati al Macigno dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "G.Cappellini", **38**, 1-27.
- PLESI G. (1974) - *L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio (Val Trebbia), Montegrosso (Val Gotra) e lungo la trasversale Cinque Terre - Pracchiola*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, **81**, 121-151.
- 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.
- PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G. & PALANDRI S. (1998) - *Processi e tempi di costruzione della Catena Appenninica nelle sue fasi oligo-mioceniche: l'esempio della Finestra di Pracchiola (Biostratigrafia, Petrografia e Analisi strutturale, con Carta Geologico-strutturale scala 1: 20.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 841-894.
- 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.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.
- RADDRIZZANI S. (1964) - *Presenza di colate sottomarine nella placca oligocenica del M. Barigazzo*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 273-282.
- RAGGI G. (1964) - *Geologia della Val Taro a Sud Ovest di Bedonia*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 183-205.
- REUTTER K.J. (1961) - *Zur stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**, 563-588.
- REUTTER K.J. (1968) - *Die tektonischen Einheiten des Nordapennins*. Ecl. Geol. Helv., **61**, 183-224.
- REUTTER K.J. & SAMES C.W. (1962) - *Fazies zusammenhänge im Nordapennin*. Z. Deutsh. Geol. Ges., **114**, 620-646.
- REUTTER K.J. & GROSCURTH J. (1978) - *The Pile of Nappes in the Northern Apennines, its unravelling and emplacement*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep. n.**38**, 234-243, Stuttgart.
- REUTTER K.J., GÜNTHER K. & GROSCURTH J. (1978) - *An approach to the geodynamics of the Corsica-Northern Apennine double Orogen*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep. n.**38**, 299-311, Stuttgart.
- REUTTER K.J., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Coalification studies in the Northern Apennines and palaeothermal implications*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep. n.**38**, 261-268, Stuttgart.
- 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. (1984) - *Flysch, molassa, cunei elastici: 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*. 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.
- RIO D., VILLA G. & CANTADORI M. (1983) - *Nannofossils dating of the Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines*. Giornale di Geologia, **45** (1), 57-86.

- RIOD. & VILLA G. (1987) – *On the age of the “Salti del Diavolo” conglomerates and of the Monte Cassio Flysch “Basal complex” (Northern Apennines, Parma province)*. *Giornale di Geologia*, **49/1**, 63-79.
- 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.
- ROVERETO G. (1939) - *Liguria Geologica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **2**, pp.743.
- SACCO F. (1935) - *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino*. *R. Accad. Naz. Lincei*, **371**.
- 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. (1967) - *Sui conglomerati medio-cretacei della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86**, 49-58.
- SAMES C.W. (1970) - *Orogenic Sedimentation und Paläogeographie während der tieferen Oberkreide in Norditalien*. *Beih. Geol. Jb.*, **103**, 1-115, Hannover.
- SCHULZE H.K. (1965) - *Stratigraphie un tektonik des Gebietes zwischen Valdena-Borgo Val di Taro-Valmozzola (Provinz Parma, Nordapennin)*. *Diss. Freie Univ. Berlin*.
- SESTINI G. (Editore) (1970) - *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. *Sedimentary Geology*, **4**, 201-648.
- SESTINI G. (1970a) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*, in: *“Development of the Northern Apennines Geosyncline”*. *Sedimentary Geology*, **4**, 445-479.
- SESTINI G. (1970b) - *Postgeosynclinal deposition*, in: *“Development of the Northern Apennines Geosyncline”*. *Sedimentary Geology*, **4**, 481-520.
- SESTINI G. (1970c) - *Flysch facies and turbidite sedimentology*, in: *“Development of the Northern Apennines Geosyncline”*. *Sedimentary Geology*, **4**, 559-597.
- 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. - *A new late Neogene time scale: application to leg 138 sites*. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, **138**, in stampa.
- SIGNORINI R. (1935) - *Linee tettoniche trasversali nell'Appennino settentrionale*. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, **21**, 1-42.
- SISSING W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. *Geol. en Mijnbouw*, **56**, 37-65.
- SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1994) - *Appennino Ligure-Emiliano*. *Guide Geol. Reg.*, **6**, BE-MA editrice.
- 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.
- 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**, 105-110.
- TEICHMULLER R. (1935) - *Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa Carrara*. *Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, **III**, Folge, **13**, 1-61.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. *Ofioliti*, **9**, 577-618.
- VALLONI R. (1978) - *Provenienza e storia post-deposizionale del Macigno di Pontremoli (Massa)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**, 317-326.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formation of the Northern Apennines (Italy)*. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **95**, 1035-1039.

- VALLONI R., LAZZARI D. & CALZOLARI M.A. (1991) - *Selective alteration of arkose framework in Oligo-Miocene turbidites of the Northern Apennines foreland: impact on sedimentary provenance analysis*. In: Developments in Sedimentary Provenance Studies. MORTON A. C., TODD S. P. AND HAUGHTON P.D. W. (eds). Geol. Soc. Spec. Publ., n°57, 125-136.
- VALLONI R., BELFIORE A., CALZETTI L., CALZOLARI M., DONAGEMMA V., LAZZARI D. & PANDELI E. (1992) - *Evoluzione delle petrofaccies arenacee nell'Oligocene-Miocene di avana fossa del Nord-Appennino*. Serv. Geol. Ital., 76^a Riunione estiva, Firenze.
- VESCOVI P. (1982) - *Osservazioni sul passaggio stratigrafico tra "complesso di base" e Flysch di M.Caio in alta Val Baganza*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **18**, 3-13.
- VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio (PR)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **22**, 85-111.
- VESCOVI P. (1988) - *La linea trasversale Passo della Cisa - Val Parma - Bassa Val d'Enza: I. Sistema trascorrente sinistro nella zona del Passo della Cisa (Prov. di Parma)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **24**, 221-243.
- VESCOVI P. (1989) - *L'assetto strutturale del Flysch di M.Caio nella zona del Passo della Cisa e in alta Val Baganza*. Rend. Soc. Geol. It. (1988), **11**, 313-316.
- VESCOVI P. (1991) - *L'assetto strutturale delle Arenarie di M.Gottero tra borgo Val di Taro e Pontremoli (Prov. di Parma e Massa)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **46**, 341-354.
- VESCOVI P. (1993) - *Schema evolutivo per le Liguridi dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**, 89-112.
- VESCOVI P. & RIO D. (1981) - *Stratigrafia delle formazioni dell'Appennino settentrionale. Nota I: biostratigrafia a nannofossili e cronostratigrafia della formazione delle Marne di Monte Piano nella località tipo in media Val Taro (App. Parmense)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **17**, 149-168.
- VESCOVI P. & VALLONI R. (1986) - *Le Arenarie di M.Gottero della zona di M.Marino (Berceto-PR)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **22**, 159-169.
- VESCOVI P., FORNACIARI E., RIO D. & VALLONI R. (1999) - *The Basal Complex stratigraphy of the Helminthoid Monte Cassio Flysch: a key to the Eoalpine tectonics of the Northern Apennines*. Riv. Ital. Paleont. e Strat., **105**, n°1.
- VILLA G. (1991) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei delle Arenarie di Ostia nella località tipo e nella zona di Berceto (Prov. di Parma)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 433-443.
- ZANZUCCHI G. (1961) - *Scisti ad Aptici nelle argille scagliose ofiolitifere della Val Baganza (Parma)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **100** (1), 61-71.
- ZANZUCCHI G. (1961) - *Studio geo-tettonico sul flysch della Val Baganza (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 133-158.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 131-212.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel flysch dell'Appennino emiliano*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **34**, 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. (1972) - *Sezioni Geologiche interpretative alla scala 1: 100.000 della Carta Geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- ZANZUCCHI G. (1978) - *Tectonics of the Parma Province Apennines*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep. n.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. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi esterne" cretacicoeoceniche nell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**, 327-339.

CARTOGRAFIA GEOLOGICA

- ACERBI G. (1996) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216030-Valmozzola*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- ACERBI G. & VERNIA L. (1996) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216070-Ostia Parmense*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- ACERBI G. & VESCOVI P. (1986) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216100-Borgo Val di Taro*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- ACERBI G., SPAGGIARI F. & VESCOVI P. (1989) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216090-Gotra*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- ANDREOZZI M. (1996) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216040-Ghiare*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- ANDREOZZI M., BACCHINI P., CHICCHI S. & RIGAZIO G. (1989) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216050-Porcigatone*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- ANDREOZZI M. & VESCOVI P. (1989) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216130-Albareto*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- BRADLEY F., MILAZZO G. & RIZZOLI E. (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216120-216160 Passo della Cisa-M.Orsaro*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Progetto Finalizzato Geodinamica, Mod. Strutt. Ap. Sett., S.EL.CA.-Firenze.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1987) - *Neotectonic Map of Italy, scale 1:500.000*. Progetto Finalizzato Geodinamica, L.A.C.-Firenze.
- FORNACIARI M., LONGINOTTI S. & RIZZOLI E. (1989) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216020-Pieve di Gravago*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PARMA (1966) - *Carta Geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- LONGINOTTI S. (1989) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216010-Cereseto*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- MARTINI A., PICCIN A. & VESCOVI P. (1996) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216080-Berceto*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- MONTEFORTI B. (1971) - *Carta Geologica della Regione di Berceto (Appennino parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 47-64 (1972).
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1990) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:50.000, Foglio 217-Neviano degli Arduini*. S.EL.CA., Firenze.
- RIGAZIO G. (1986) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216060-Caffaraccia*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- SCHIROLI A. (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216110-Monte Molinatico*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 84-Pontremoli*. II Edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 85-Castelnuovo ne' Monti*. II Edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 197-Bobbio*. In stampa.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 198-Bardi*. In stampa.
- VESCOVI P. (1989) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Sezione 216140-Cervara*. Regione Emilia-Romagna, S.EL.CA., Firenze.

PROGETTO

CARG