



A P A T

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



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Servizio Geologico d'Italia
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

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

foglio 219

SASSUOLO

a cura di:

G. Gasperi*, **G. Bettelli***, **F. Panini***, **M. Pizziolo****

Biostratigrafia:

U. Bonazzi*, **C. Fioroni***, **P. Fregni***, **S.C. Vaiani*****

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia

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

*** Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali, Università di Bologna

Ente realizzatore

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

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

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

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

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

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

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

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

Revisione scientifica:

C. D'Ambrogi, **M. D'Orefice**, **F. Galluzzo**, **F. Papasodaro**, **M. Rossi**

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), **F. Pilato**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, **A. Fiorentino**, **M.C. Giovagnoli**, **F. Visicchio**

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

F. Pilato, **D. Tacchia**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

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

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

A. Martini (direzione lavori), **I. Pellegrino** (collaudo)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura di **SYSTEMCART S.R.L.**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI	8
II	- CENNI STORICI: CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI	9
1.	- LA CARTOGRAFIA	10
2.	- UNITÀ SUBLIGURI	10
3.	- UNITÀ LIGURI	11
4.	- UNITÀ EPIGURI	12
5.	- SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL MARGINE PADANO E DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI	13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	17
IV	- ASSETTO STRUTTURALE GENERALE	25
V	- STRATIGRAFIA	29
1.	- SUBLIGURIDI	31
1.1.	- ARGILLE E CALCARI DEL TORRENTE LAVINELLO	32
1.2.	- FORMAZIONE DI MONTEPASTORE	33
1.3.	- ARENARIE DI PONTE BRATICA	34
2.	- LIGURIDI	36
2.1.	- FORMAZIONI PRE-FLYSCH (COMPLESSI DI BASE, AUCTT.)	37
2.1.1.	- Argille a Palombini	39
2.1.2.	- Argille varicolori di Grizzana Morandi	42
2.1.3.	- Arenarie di Scabiazza	42
2.1.4.	- Argille varicolori di Cassio	44
2.1.5.	- Arenarie di Poggio Mezzature	47
2.2.	- SUCCESSIONE DELLA VAL TRESINARO	49
2.2.1.	- Flysch di Monte Cassio	50
2.2.2.	- Argille di Viano	51
2.3.	- SUCCESSIONE DELLA VAL ROSSENA	52
2.3.1.	- Formazione di Monte Venere	54
2.3.2.	- Formazione di Monghidoro	55
2.3.3.	- Argille della Val Rossenna	56
2.3.4.	- Complesso di Rio Cargnone	56
2.4.	- FLYSCH AD ELMINTOIDI	57
3.	- SUCCESSIONE EPIGURE	58

3.1.	- BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO.....»	59
3.2.	- MARNE DI MONTE PIANO.....»	64
3.3.	- FORMAZIONE DI RANZANO.....»	65
3.4.	- FORMAZIONE DI ANTOGNOLA.....»	67
3.5.	- BRECCIE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO-CANOSSA.....»	69
3.6.	- FORMAZIONE DI CONTIGNACO.....»	71
3.7.	- GRUPPO DI BISMANTOVA.....»	73
3.7.1.	- <i>Formazione di Pantano</i>»	74
3.7.2.	- <i>Formazione di Cigarello</i>»	77
3.8.	- FORMAZIONE DEL TERMINA.....»	78
4.	- SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL MARGINE APPENNINICO-PADANO.....»	80
4.1.	- DEPOSITI MARINI E DI TRANSIZIONE.....»	81
4.1.1.	- <i>Formazione Gessoso-solfifera</i>»	84
4.1.2.	- <i>Formazione a Colombacci</i>»	84
4.1.3.	- <i>Argille Azzurre</i>»	86
4.1.4.	- <i>Formazione delle sabbie gialle</i>»	91
4.2.	- DEPOSITI CONTINENTALI.....»	92
4.2.1.	- <i>Il rilevamento dei depositi di pianura</i>»	94
4.2.2.	- <i>Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore</i>»	96
4.2.3.	- <i>Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore</i>»	98
4.2.3.1.	- subsistemi di Liano e di Torre Stagni.....»	99
4.2.3.2.	- subsistema di Bazzano.....»	100
4.2.3.3.	- subsistema di Villa Verucchio.....»	100
4.2.3.4.	- subsistema di Ravenna.....»	103
4.2.4.	- <i>La carta del tetto delle ghiaie</i>»	105
4.2.5.	- <i>Le sezioni geologiche dei depositi continentali</i>»	107
4.3.	- DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALE PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA.....»	109
4.3.1.	- <i>Depositi alluvionali attuali e subattuali</i>»	109
4.3.2.	- <i>Depositi di versante s.l</i>»	110
4.3.3.	- <i>Depositi eluvio-colluviali</i>»	110
4.3.4.	- <i>Prodotti da emissione di "salse"</i>»	110
4.3.5.	- <i>Frane in evoluzione e quiescenti</i>»	111
4.4.	- IL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA: STRATIGRAFIA E LINEAMENTI STRUTTURALI GENERALI.....»	111
VI	- TETTONICA»	115
1.	- INTRODUZIONE.....»	115
2.	- LA FASE LIGURE.....»	116
2.1.	- LE UNITÀ TETTONICHE.....»	117

2.1.1.	- Unità tettonica Leo	» 117
2.1.2.	- Unità tettonica Monghidoro	» 118
2.1.3.	- Unità tettonica Cassio	» 119
2.2.	- LE STRUTTURE DELLA FASE LIGURE.....	» 120
2.2.1.	- <i>Le strutture nelle formazioni pre-flysch</i>	» 120
2.2.1.1.	- Le mesostrutture	» 120
2.2.1.2.	- Le macrostrutture	» 139
2.2.2.	- <i>Le strutture nei Flysch ad Elmintoidi</i>	» 140
2.2.2.1.	- Strutture fragili: faglie e sovrascorrimenti.....	» 140
2.2.2.2.	- Strutture plicative.....	» 141
3.	- LE FASI TETTONICHE POSTERIORI ALL' EOCENE MEDIO	» 142
3.1.	- LE UNITA' TETTONICHE.....	» 142
3.1.1.	- <i>Unità' tettonica Coscogno</i>	» 142
3.2.	- LE STRUTTURE.....	» 145
3.2.1.	- <i>Le strutture originatesi tra l'Eocene medio ed il Miocene inferiore</i>	» 145
3.2.1.1.	- La sinclinale di Viano	» 147
3.2.2.	- <i>Indizi di fasi tettoniche di età compresa tra il Burdigaliano ed il Messiniano inferiore</i>	» 150
3.2.3.	- <i>Le strutture di età messiniana e pliocenica inferiore</i>	» 151
3.2.3.1.	- I principali sistemi di dislocazioni.....	» 152
3.2.3.2.	- Le strutture plicative	» 157
3.2.4.	- <i>Le strutture plioceniche superiori e quaternarie</i>	» 159
3.2.4.1.	- Le strutture ad ovest del F. Secchia.....	» 160
3.2.4.2.	- Le strutture tra il F. Secchia e il T. Tiepido.....	» 161
3.2.4.3.	- Le strutture tra il T. Tiepido e il F. Panaro	» 162
VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA ...»	165
1.	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE	» 165
1.1.	- INTRODUZIONE.....	» 165
1.2.	- MATERIALI LAPIDEI.....	» 166
1.2.1.	- <i>Pietre da costruzione</i>	» 166
1.2.2.	- <i>Materiali di trasformazione di rocce</i>	» 167
1.3.	- MATERIALI GRANULARI.....	» 168
1.4.	- MATERIALI COESIVI.....	» 169
1.5.	- ACQUE SUPERFICIALI.....	» 170
1.6.	- ACQUE SOTTERRANEE - SORGENTI	» 173
1.7.	- COMBUSTIBILI FOSSILI	» 176
1.7.1.	- <i>Torba e lignite</i>	» 176

1.7.2. - <i>Idrocarburi - Manifestazioni e ricerche di petrolio e di gas naturali</i>	» 177
2. - CAUSE E TIPOLOGIA DEI PIÙ COMUNI MOVIMENTI FRANOSI	» 179
BIBLIOGRAFIA	» 183

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 219 “Sassuolo” è stato realizzato sulla base dei rilevamenti geologici eseguiti tra gli anni 1982–1997 nell’ambito del progetto “Carta geologica dell’Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000” della Regione Emilia–Romagna; il Gruppo di coordinamento tra gli anni 1994–1998 ha curato le revisioni dei rilevamenti e l’allestimento della carta geologica alla scala 1:50.000.

Il criterio di rilevamento adottato, per i terreni pre-Quaternario continentale, è quello litostratigrafico, con l’utilizzo di unità formali e informali (scritti con l’iniziale minuscola) secondo il grado di certezza della posizione stratigrafica e l’uso consolidato nella letteratura. I terreni alluvionali quaternari continentali sono stati suddivisi in “Unconformity Bounded Subsurface Units” o unità a limiti inconformi (UBSU, SALVADOR, 1987) per la presenza di superfici di discontinuità facilmente riconoscibili, almeno nei depositi affioranti nel Foglio. Le analisi biostratigrafiche dei numerosi campioni raccolti, determinanti per l’elaborazione e la stesura finale della carta, sono state eseguite da Maria Pia Mantovani Uguzzoni (determinazioni su sezioni sottili), Paola Fregni (Foraminiferi) e Chiara Fioroni (nannoplankton calcareo) del Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Modena. A Daniela Fontana e Rita Basoli si devono alcune analisi petrografiche su sezioni sottili. Alessandro Amorosi ha inoltre collaborato con il gruppo di ricerca per l’inquadramento generale dei depositi miocenici epiliguri. Altri contributi, sia di tipo scientifico che tecnico-organizzativo, sono poi venuti, nei lunghi anni di rilevamento e preparazione del foglio, dal personale e da collaboratori esterni del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.

8

1 - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

L'area rappresentata nel Foglio 219 è posta a cavallo tra il margine settentrionale della catena appenninica e la Pianura Padana: infatti essa comprende parte del basso e medio Appennino modenese-reggiano e un tratto dell'antistante pianura.

I principali rilievi del foglio sono rappresentati, a ovest del F. Secchia, dal Monte Evangelo (423 m) e dal Monte Maestà Bianca (459 m) e ad est dal Monte Ravaglia (854 m) nella zona di Serramazzoni e dal M. Pizzicano (729 m). Le quote minori (40 m) sono presenti nell'area di pianura, nel settore NE del foglio.

L'idrografia è rappresentata, oltre che dai fiumi Secchia e Panaro da torrenti ad essi affluenti: il Tresinaro, il Rossenna, il Pescarola e la Fossa di Spezzano affluenti al F. Secchia e il Grizzaga, il Tiepido, e il Traino-Guerro affluenti al F. Panaro. Una piccolissima area a est di Guiglia, T. Ghiaie di M. Orsello, è tributaria del F. Reno.

II - CENNI STORICI: CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI

Pur orientato su temi specifici, l'interesse per la geologia del territorio modenese è piuttosto antico risalendo almeno al XVII secolo. Si dispone infatti di una bibliografia relativa alle acque salienti dei famosi "pozzi modenesi", sui quali scrisse per primo il RAMAZZINI verso la fine del seicento, alle manifestazioni di idrocarburi, le salse, di cui si occuparono tra gli altri il VALLISNIERI nel '700 e lo SPALLANZANI (cfr. DI PIETRO, 1985). Sulle spinte del movimento positivista, l'interesse delle Scienze della Terra prese nuovo impulso nella seconda metà del XIX secolo, prima come opere nate nel contesto del Ducato Estense, poi nel quadro delle ristrutturazioni accademiche post-unitarie. La ricerca geologica fu limitata all'inizio a problemi puntuali quali lo studio di faune fossili (COPPI, 1869, 1880, 1882) o ancora legati allo studio delle manifestazioni di idrocarburi (STOHR, 1869). Le prime pubblicazioni di carattere geologico regionale sono posteriori, stampate in occasione della comparsa delle prime carte geologiche dell'Appennino modenese (DODERLEIN, 1870-72; PANTANELLI, 1895; SACCO, 1892). Un elenco completo delle opere relative alle Scienze della Terra pubblicate tra il 1469 e il 1920 sul territorio modenese è raccolto da BENTIVOGLIO (1901, 1925). La prima edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 del foglio "Modena" si deve a SACCO (1932). opere di dettaglio fornite da carte geologiche a colori si devono poi ad ANELLI (1933) e a MONTANARO GALLITELLI (1950, 1954).

L'area compresa nel Foglio 219 Sassuolo comprende parte dei F 86 "Modena" (LOSACCO 1964) e del F 87 "Bologna" (LIPPARINI, 1963) della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1: 100.000 (Tab. 1). A questi

10

elaborati, che rappresentano la più recente sintesi cartografica dell'intera area disponibile, e alle relative note illustrative si rimanda per dettagliate notizie bibliografiche sui lavori antecedenti gli anni '70 riguardanti il foglio in oggetto.

1. - LA CARTOGRAFIA

Gli elaborati di cartografia geologica, relativi a porzioni del territorio di pertinenza del Foglio 219, pubblicati in questo ultimo quarto di secolo, sono oltremodo scarsi; tralasciando le sezioni a scala 1:10.000 della carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo, pubblicate o in via di pubblicazione da parte della Regione Emilia-Romagna e che hanno fornito la base per la stesura del foglio (di esse è fornito un elenco in calce al foglio stesso). Carte dettagliate della zona occidentale del foglio sono allegate ai lavori di VENZO (1965), ZANZUCCHI (1980) e PAPANI (1971), per quella orientale di BETTELLI & BONAZZI (1979), per la zona pedecollinare e l'antistante pianura alla pubblicazione di GASPERI *et alii* (1989), mentre alle note di BETTELLI & PANINI (1992a, 1992b, 1994) e di BETTELLI *et alii* (1996a) sono allegate carte schematiche che coprono quasi per intero il foglio.

Da segnalare ancora le molte carte di sintesi riguardanti vaste porzioni o l'intero versante padano dell'Appennino, tra le quali si ricorda la Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale (AUTORI VARI, 1982). Recente è poi una carta schematica dell'Appennino modenese corredata da un inquadramento generale sulla geologia di quest'area pubblicata da BETTELLI *et alii* (1989d). L'area del foglio è compresa, infine, in una delle Guide Geologiche Regionali (la n. 4) edite a cura della Società Geologica Italiana (AUTORI VARI, 1992). Tale guida, a carattere divulgativo, fornisce, oltre all'illustrazione di una serie di itinerari geologici, due dei quali (n. 3 e n. 4) interessano direttamente l'area del Foglio 219, anche una sintesi generale sulla stratigrafia e sull'evoluzione strutturale dell'intero Appennino tosco-emiliano-romagnolo.

2. - UNITÀ SUBLIGURI

Scarsi sono i lavori che si sono occupati dei terreni di pertinenza subligure che affiorano nella parte meridionale del foglio; essi, infatti, in precedenza cartografati come Complesso caotico o Alloctono indifferenziato solo di recente sono stati distinti come unità litostratigrafiche a sè stanti. Notizie parziali e sommarie su queste unità si trovano nei lavori di sintesi sulla geologia dell'Appennino modenese e bolognese (BETTELLI *et alii* 1989d; BETTELLI & PANINI, 1992b; BETTELLI & PANINI, 1989). Per l'area del Foglio 219 le formazio-

ni di probabile origine subligure si rinvencono sotto forma di scaglie tettoniche e lembi mescolati a formazioni liguri per cui BETTELLI *et alii* (1989b, 1989c) e BETTELLI & PANINI (1985, 1989, 1992b, 1994) hanno ipotizzato che questi terreni costituiscano un *melange* tettonico originatosi per meccanismi di sottoscorrimiento e riesumazione successiva ad opera di faglie inverse e sovrascorrimenti fuori sequenza tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore.

3. - UNITÀ LIGURI

Per quanto riguarda le conoscenze e gli studi sulle Liguridi dell'area e delle zone limitrofe questi non hanno compiuto apprezzabili progressi se non dopo la pubblicazione della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000. Si deve innanzitutto a PAPANI (1971) una importante nota sulla zona ad ovest del Secchia, con la prima distinzione di varie unità litostratigrafiche dei "Complessi di base". Tra le prime ricerche che hanno apportato un contributo al miglioramento delle conoscenze si può poi ricordare BETTELLI (1980) che ha studiato la stratigrafia e la struttura delle Liguridi affioranti nella bassa Val Rossenna (Formazione di Monte Venere-Formazione di Monghidoro) riconoscendo la presenza di una sinclinale rovesciata a NE con al nucleo dei depositi caotici originati da frane sottomarine che costituiscono, rispettivamente, il tetto stratigrafico della successione ed i primi depositi che la ricoprono in discordanza dopo la sua deformazione.

E' solo con gli anni ottanta, tuttavia, in concomitanza con l'inizio del Progetto Cartografia Geologica della Regione Emilia Romagna per la redazione della Carta Geologica alla scala 1:10.000 dell'Appennino emiliano-romagnolo che le ricerche sulle Liguridi dell'Appennino modenese ottengono finalmente apprezzabili successi in quanto condotte in modo sistematico su scala regionale. I primi risultati di queste ricerche furono illustrati in un Convegno della Società Geologica Italiana tenutosi a Modena nel Maggio del 1987. In quella occasione furono presentate delle sintesi regionali nelle quali trovarono posto per la prima volta, nell'Appennino modenese, delle chiare distinzioni tra le unità caotiche di origine sedimentaria e quelle di origine tettonica, cioè le breccie sedimentarie e le tettoniti (BETTELLI *et alii*, 1989b, 1989c, 1995, 1996a, 1996b; BETTELLI & PANINI, 1985, 1989, 1992a, 1992b; CASTELLARIN & PINI, 1989; PINI, 1999). Fu così riconosciuto che salvo isolate eccezioni le Liguridi dell'area dovevano la loro struttura caotica alla mesoscala ed alla scala regionale non tanto a possibili fenomeni di colate gravitative sottomarine ("olistostromi" e/o "frane orogeniche" degli autori: MERLA, 1951; ABBATE & SAGRI, 1970; ABBATE *et alii*, 1970; ABBATE *et alii*, 1981) verificatesi durante la traslazione delle Liguridi, quanto piuttosto a deformazioni pervasive di origine tettonica subite dalle Liguridi

prima della deposizione della più antica formazione appartenente alla Successione epiligure (le Marne di Monte Piano dell'Eocene medio), ossia in conseguenza della Fase ligure (Eocene medio). I numerosi e spessi corpi caotici con la tessitura di breccia sedimentaria affioranti diffusamente in tutto l'Appennino modenese e bolognese furono per la maggior parte attribuiti alla Successione epiligure e riconosciuti in rapporti stratigrafici discordanti sulle Liguridi (BETTELLI & PANINI, 1985, 1989; BETTELLI *et alii*, 1989a, 1989b, 1995, 1996b; CASTELLARIN & PINI, 1989; PINI, 1993, 1999).

Una sintesi sulla stratigrafia e la struttura macroscopica dell'intero versante padano tra il F. Secchia ed il T. Sillaro è quella di BETTELLI & PANINI (1992b), mentre un inquadramento geologico regionale dell'Appennino tosco-emiliano si trova nella Guida Geologica n4 edita dalla Società Geologica Italiana a cura di BORTOLOTTI (AUTORI VARI, 1992). Infine, un inquadramento stratigrafico e strutturale ed una sezione geologica attraverso l'Appennino modenese ad ovest del F. Panaro si trova in BETTELLI & PANINI (1994). Di carattere stratigrafico e composizionale relativo alle Formazioni di Monte Venere e Monghidoro del modenese è la nota di FIORONI *et alii* (1996). Notizie di carattere mesostrutturale ed ipotesi riguardanti i meccanismi di formazione delle tettoniti liguri, anche se relative ad aree al di fuori del foglio, si trovano in CASTELLARIN *et alii* (1986), CASTELLARIN & PINI (1989), PINI (1988, 1992, 1993, 1999), BETTELLI *et alii* (1994, 1996a).

4. - UNITÀ EPILOGURI

Più ricco è il panorama delle note riguardanti terreni appartenenti alla Successione epiligure che affiora nell'area del Foglio 219 o in quelle limitrofe. Si può ricordare innanzi tutto il lavoro di sintesi di SESTINI (1970) e quello già citato di PAPANI (1971), le note a carattere stratigrafico o sedimentologico di BONAZZI (1971) e quelle di BONAZZI & FAZZINI (1973), IACCARINO & RIO (1972), BETTELLI & BONAZZI (1979), ANNOVI (1980), BONAZZI & PANINI (1982), BETTELLI & PANINI (1985a, 1985b), FREGNI (1986), PANINI (1986), FREGNI & PANINI (1988), BONAZZI & FREGNI (1989b), BETTELLI *et alii* (1989b, 1989c, 1992), FIORONI & PANINI (1989).

Particolarmente importante le note di RICCI LUCCHI & ORI (1985) e RICCI LUCCHI (1987) per l'inquadramento della Successione epiligure in termini di stratigrafia sequenziale (a questi si deve tra l'altro l'introduzione della nuova denominazione "epiligure"). Da ricordare poi i recenti lavori di AMOROSI (1992b) e AMOROSI *et alii* (1996) sui depositi miocenici (Gruppo di Bismantova e Formazione del Termina) e quelli di FREGNI *et alii* (1996) sulla parte inferiore

dei terreni epiliguri e di MARTELLI *et alii* (1993, 1998) sulla Formazione di Ranzano.

Per quanto riguarda le notizie di tipo petrografico e mineralogico sulle areniti e sui litotipi pelitici epiliguri, sono da ricordare le note di GAZZI (1963), GAZZI & ZUFFA (1970), PANINI (1981), CIBIN (1993), DONDI *et alii* (1987, 1991), BASOLI (1991), AMOROSI & SPADAFORA (1995) e ancora MARTELLI *et alii* (1993, 1998).

5. - SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DELMARGINE PADANO E DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI

La stratigrafia dei depositi marini plio-quadernari del margine della catena è trattata in diversi lavori. Per quanto riguarda i depositi messiniani occorre ricordare le note di IACCARINO & PAPANI (1980) e BONAZZI & FREGNI (1989a). ANNOVI *et alii* (1979) illustrano una successione quadernaria, marina e continentale, affiorante in corrispondenza del T. Tiepido nella zona centrale del foglio; di carattere biostratigrafico è il lavoro di RAFFI & RIO (1980) basato sullo studio dei nannofossili calcarei della stessa successione del T. Tiepido. Un volume delle Guide Geologiche Regionali (CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982) contiene un importante gruppo di lavori sul margine appenninico padano. Una nota di CREMASCHI & SALA (1982) è dedicata al rinvenimento di un *Elephas meridionalis* in sedimenti di transizione a tetto del Pleistocene marino e quella di GASPERI *et alii* (1989), corredata da una carta geologica di dettaglio del margine e dell'alta pianura comprendente gran parte dell'area del foglio, tratta, oltre che dei depositi marini plio-quadernari del margine, dei depositi continentali alluvionali dell'alta pianura. CAPOZZI *et alii* (1994) segnalano la presenza di depositi di età pliocenica superiore in corrispondenza di una struttura posta a sud di Sassuolo e pongono in relazione le emissioni di fluidi lungo il margine appenninico con la presenza di strutture compressive di età quadernaria. In una nota di BONAZZI (1994a) è infine descritta la stratigrafia della successione neogenico-quadernaria in sinistra del F. Secchia ed in BONAZZI & PAREA (1998) sono discusse le caratteristiche sedimentologiche e di facies dei depositi messiniani superiori.

Relativamente alle zone di pianura possiamo ricordare le note di PELLEGRINI (1969), FAZZINI *et alii* (1976), GASPERI (1990), GASPERI *et alii* (1989, 1990), con carte geologiche allegate, che per primi affrontano problemi relativi alla cartografia delle aree di pianura e quelle di COLOMBETTI *et alii* (1980), GRUPPO DI STUDIO SULLE FALDE ACQUIFERE DELLA PIANURA PADANA (1979), PELLEGRINI *et alii* (1976), PELLEGRINI & ZAVATTI (1979), REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) che illustrano il sottosuolo costituito da depositi alluvionali attraverso l'elaborazione delle litostratigrafie di pozzi per ricerche idriche. Recente

ed assai interessante per lo studio dei terrazzi fluviali, anche se marginale rispetto all'area del foglio, è infine uno studio (AMOROSI *et alii*, 1996b) sull'evoluzione comparata dei depositi alluvionali terrazzati del Reno e del Savena e di quelli del margine padano e dell'alta pianura bolognese.

Da ultimo rimangono da ricordare le pubblicazioni dei geologi dell'AGIP relative al sottosuolo profondo dell'area. Tra le più recenti abbiamo quella di PIERI & GROPPI (1981) che riporta tra l'altro un profilo, il n. 9, che attraversa da sud a nord assialmente l'area in oggetto e quelle di DONDI (1985) e DONDI & D'ANDREA (1986) sulla stratigrafia padana dall'Oligocene al Pleistocene e infine la nota di CASSANO *et alii* (1986) relativa alla interpretazione dei dati geofisici padani.

Dati ed interpretazioni sull'assetto strutturale sono compresi in BETTELLI & BONAZZI (1979), per i settori del foglio ad est del F. Panaro, e nella più recente nota di BETTELLI & PANINI (1994) corredata da una sezione tracciata da sud a nord in posizione quasi centrale al foglio stesso; mentre alcune note sono relative ai problemi stratigrafici e strutturali del margine della catena appenninica (CASTELLARIN *et alii*, 1986; GASPERI *et alii*, 1984; GASPERI *et alii*, 1989).

Per quanto riguarda i caratteri e l'evoluzione geomorfologica e neotettonica dell'area del foglio, sono presenti in letteratura lavori che si occupano di zone limitate nell'ambito del foglio stesso o di argomenti specifici. Tra i più recenti ricorderemo i lavori di GASPERI *et alii* (1979), di BONAZZI (1994b, 1995a, 1995b, 1996) su fenomeni erosivi in alveo, dell'ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL' UNIVERSITÀ DI MODENA (1978), di CREMASCHI *et alii* (1979), nonché quelli di BARTOLINI *et alii* (1982) su problemi di neotettonica e di CLERICI (1988) sulle antiche "superfici di planazione" tra il Secchia ed il Santerno.

Di carattere essenzialmente geomorfologico è infine la carta di recente pubblicazione relativa a tutta la Pianura Padana di CASTIGLIONI *et alii* (1998).

TAB. 1 - Confronto tra le unità ora cartografate e quelle utilizzate nella II edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000, F. 86 "Modena e F. 87 "Bologna".

F. 219	F. 86	F. 87
AES₇ AES₈	Diluvium medio p.p.; Diluvium recente; Diluvium tardiv; alluvium medio recente	Ghiaie e sabbie dei conoidi; Terre rosse p.p.; terrazzi; sabbie fluviali.
AES₆	Conglomerati con manufatti litici del Paleolitico inferiore	Conglomerati con manufatti litici del Paleolitico inferiore
AEI	Conglomerati con manufatti litici del Paleolitico inferiore Diluvium medio-alto	Conglomerati con manufatti litici del Paleolitico inferiore
FSG	Sabbie, ghiaie e conglomerati raccordabili con la For- mazione delle Sabbie Gialle Sabbie, ghiaie e conglome- rati calabriani	Sabbie, ghiaie e conglomerati raccordabili con la For- mazione delle Sabbie Gialle Sabbie giallo-dorate cala- briane
FAA	Formazione delle argille grigio-azzurre	Argille sabbiose calabriane p.p.; argille grigio-azzurre p.p.
FCO	Formazione delle argille grigio-azzurre	
GES	Formazione delle argille con gessi	
TER	Strati di Montegibbio; Formazione di Bismantova p.p.; Complesso indifferenziato caotico; Complesso caotico a giacitura intraformazionale.	
CIG	Formazione di Bismantova p.p.	Schlier p.p.
PAT	Formazione di Bismantova p.p.	Schlier p.p.
CTG	Formazione di Antognola p.p.	Schlier p.p.; marne calcaree selciose
MTV	Complesso indifferenziato caotico p.p.	
ANT	Formazione di Antognola p.p.	
ANT₄	Molassa dei Sassi di Rocca Malatina	
RAN	Arenarie di Ranzano; Formazione di Antognola	
MMP	Marne di Monte Piano	
BAI	Complesso indifferenziato caotico p.p.	
MVR	Complesso indifferenziato caotico p.p.	
VRO	Marne di Monte Piano	
MOH	Formazione di Gombola	
MOV	Formazione di Serramazzone p.p.	
ELM	Formazione di Serramazzone p.p.	
AVI	Complesso indifferenziato caotico p.p.	
MCS	Formazione di Serramazzone p.p.	
APM	Complesso indifferenziato caotico p.p. Formazione di Gombola	
AVV	Complesso indifferenziato caotico p.p. Formazione di Serramazzone p.p.	Argille scagliose p.p.; red beds
SCB	Formazione di Gombola	Argille scagliose p.p.
AVT	Complesso indifferenziato caotico p.p.	
APA	Complesso indifferenziato caotico p.p.	Argille scagliose p.p.
ARB	Formazione di Antognola p.p.	
MPA	Calcarei di Coscogno	
AVN	Complesso indifferenziato caotico p.p.	

PROGETTO
CARGO

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino settentrionale è una catena a falde (ELTER, 1960; REUTTER & GROSCURTH, 1978) sviluppatasi principalmente nel Terziario in seguito alla collisione tra due blocchi continentali rappresentati dalla zolla europea, o sardo-corsa, e dalla microplacca Adria o Apula o Adriatico-Padana, inizialmente connessa alla zolla africana, al Gondwana, (BOCCALETTI *et alii*, 1971; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972). Il processo di collisione tra queste due zolle continentali è stato preceduto dalla chiusura di un'area oceanica: il paleoceanico ligure o ligure-piemontese, parte della Tetide, precedentemente interposto tra di esse (ABBATE *et alii*, 1970). La catena deriva così dalla deformazione di differenti domini paleogeografici meso-cenozoici: il Dominio ligure, corrispondente in larga misura all'area oceanica, il subligure, sviluppato sulla crosta assottigliata africana adiacente alla zona oceanica, e il Dominio toscano-umbro di pertinenza africana. Da quest'ultimo sono derivati diversi elementi strutturali: la Falda toscana, le Unità metamorfiche toscane, le Unità Modino e Cervarola, le Unità umbro-marchigiane. Oltre a questi domini entra a far parte dell'Appennino settentrionale il Dominio epiligure (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; BETTELLI *et alii*, 1989b) formato da sedimenti depositi a partire dall'Eocene medio sulle unità liguri già tettonizzate.

La chiusura dell'Oceano ligure, con la completa consunzione della litosfera oceanica, e la collisione tra le due masse continentali portano alla formazione di un prisma di accrezione (TREVES, 1984) costituito da rocce deformate per raschiatura ed appilamento a spese degli originari sedimenti depositi sui domini citati. Rocce che inizialmente occupavano aree paleogeografiche tra loro affian-

18

cate vengono a sovrapporsi: i terreni del Dominio ligure sono accavallati su quelli del subligure e ambedue sui Domini tosco-umbro-marchigiano, costituito a sua volta da elementi strutturali sovrapposti (Fig. 1).

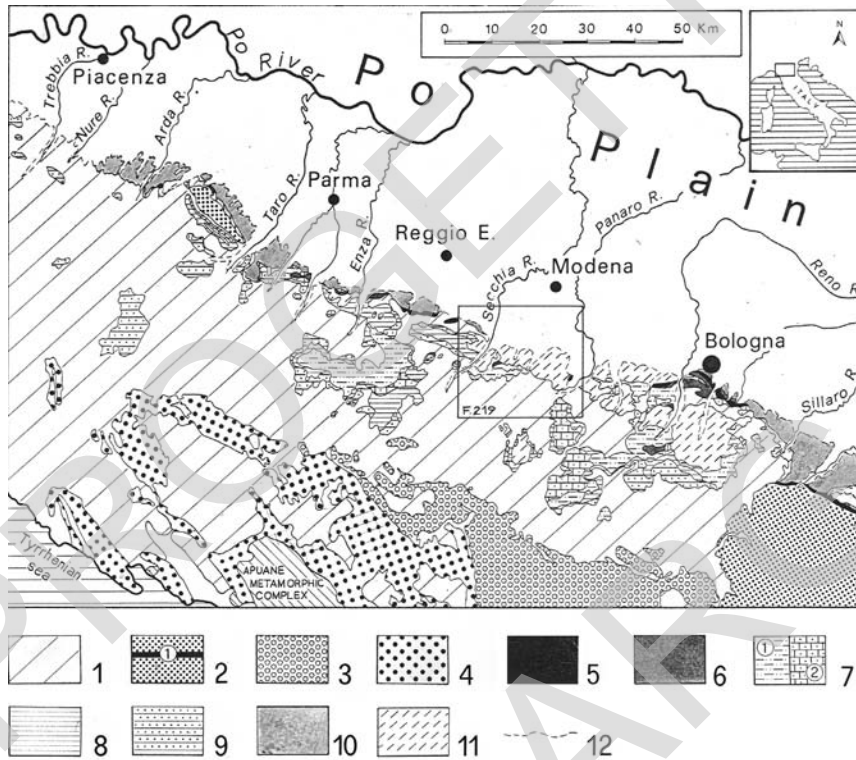


Fig. 1 – Carta geologica schematica di un settore dell'Appennino settentrionale (da GASPERI et alii, 1984, con parziali modifiche).

Legenda: 1) Unità liguri; 2) Unità umbro-marchigiane (1=evaporiti messiniane); 3) Unità Modino-Cervarola; 4) Falda Toscana; 5) evaporiti messiniane; 6) depositi tortoniani; 7) Gruppo di Bismantova (1=sedimenti terrigeni, 2=sedimenti bioclastici); 8) Formazione di Antognola; 9) Formazioni di Ranzano, Loiano e Monte Piano; 10) depositi pliocenici e quaternari del margine appenninico; 11) Depositi plio-quaternari intrappenninici; 12) margine della Pianura Padana.

Nell'Appennino ligure-emiliano il Dominio ligure viene tradizionalmente suddiviso in un Dominio ligure interno ed un Dominio ligure esterno (DECANDIA & ELTER, 1972; ELTER & MARRONI, 1992). Questa distinzione originariamente intesa come il risultato della presenza di un elemento di suddivisione paleogeografico corrispondente ad un centro di espansione oceanico in analogia con le attuali dorsali medioceaniche (la "Ruga del Bracco" di DECANDIA & ELTER, 1972), viene attualmente basata su due tipi di differenze sostanziali.

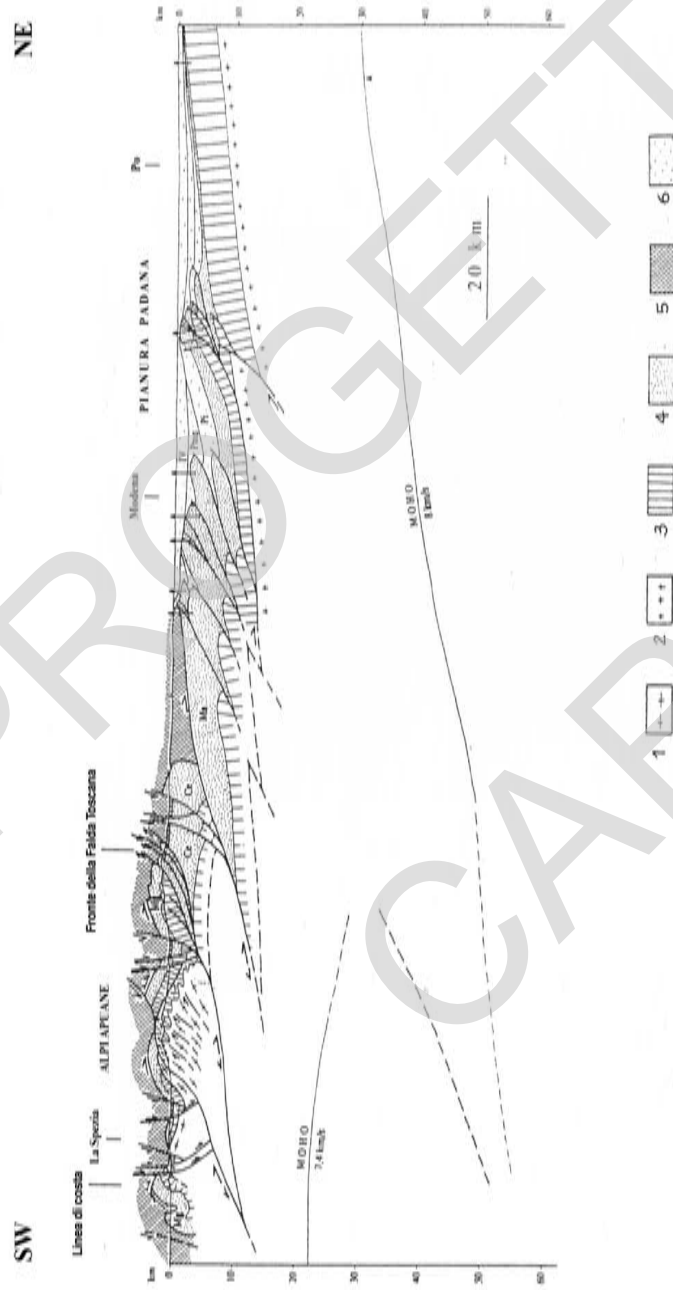


Fig. 2 – Sezione geologica schematica dell'Appennino settentrionale e della Pianura padana in corrispondenza della trasversale passante per la Spezia e Modena (da LABAUME, 1992 modif.).
 Legenda: 1) basamento metamorfico delle unità interne (toscanidi); 2) basamento delle unità esterne (umbro-padane); 3) successioni carbonatiche toско-umbre (Trias superiore-Eocene); 4) Flysch umbro-toscani (Macigno, Monte Modino, Monte Modino, Marmoso-Arenacea: Oligocene superiore-Miocene inferiore); 5) successioni subliguri ed epiliguri; 6) depositi plio-quadernari della Pianura Padana;

Le Liguridi interne, affioranti prevalentemente sul versante tirrenico dell'Appennino settentrionale, nel settore nord-occidentale di questo, sono caratterizzate dalla presenza di un debole metamorfismo e dalla presenza di un substrato costituito di rocce ofiolitiche (la crosta oceanica ligure) che si ritrovano ancora nella loro giacitura primaria, ossia tuttora stratigraficamente ancorate alle sovrastanti successioni sedimentarie deposte su di esse (ABBATE & SAGRI, 1970) (Fig. 2).

Le Liguridi esterne, prevalentemente affioranti sul versante padano dell'Appennino settentrionale, non presentano alcuna impronta metamorfica e, alla base delle differenti successioni stratigrafiche, non conservano testimonianza dell'originario substrato oceanico sul quale esse si depositarono e dal quale si scollarono durante l'orogenesi appenninica. Rocce ofiolitiche, tuttavia, sono presenti anche nelle successioni delle Liguridi esterne, ma sotto forma di masse isolate, anche se a luoghi di considerevoli dimensioni, incluse tettonicamente o per fenomeni sedimentari (frane in massa, ad esempio) per lo più all'interno delle Argille a Palombini o di complessi sedimentari tardo cretacei (BERTOTTI *et alii*, 1986; MECCHERI *et alii*, 1986; ELTER *et alii*, 1991). A luoghi, ancora ancorati a queste masse sradicate di rocce ofiolitiche, si rinvengono testimonianze dei primi sedimenti oceanici deposti sulla crosta oceanica stessa e rappresentate dalle formazioni dei Diaspri e dei Calcari a Calpionelle.

Nell'Appennino ligure-emiliano la suddivisione tra Liguridi interne e Liguridi esterne, oltre che rappresentare una comoda suddivisione anche dal punto di vista geografico, tiene conto del fatto che al substrato oceanico conservato delle prime si contrappone la presenza nelle Liguridi esterne di indirette testimonianze della vicinanza di un margine continentale identificabile con quello della placca Adria. In una successione appartenente a quest'ultime, infatti, sono presenti arenarie e conglomerati risedimentati in ambiente profondo (Arenarie di Ostia, Arenarie di Scabiazza, Conglomerati dei Salti del Diavolo) con clasti che indicano provenienze da successioni giurassiche deposte sul paleomargine continentale apulo (SAMES, 1967) se non, in qualche caso, masse o scaglie tettoniche costituite da parti delle medesime successioni.

L'orogenesi dell'Appennino settentrionale, che ha scomposto i vari domini paleogeografici appilando e giustappoendo tra loro in modo complicato le successioni stratigrafiche tanto da rendere problematica la ricostruzione degli originali rapporti, è il risultato di movimenti tettonici complessi sviluppatisi in un arco di tempo che dal Cretaceo superiore giunge sino all'attuale.

I vari cicli di questa evoluzione sono solitamente raggruppati in fasi principali; il primo in ordine di tempo comprende le "fasi liguri" (o mesoalpine) ed ha interessato i Domini liguri, interno ed esterno e, probabilmente, anche quello subligure; esso si considera concluso con l'inizio della deposizione nell'Eocene medio dei terreni della Successione epiligure. Il secondo ciclo, oligo-miocenico, comprende le "fasi toscane s.l." (o neoalpine) durante le quali si ha la messa

in posto sui Domini tosco-umbri delle Unità liguri e subliguri già tettonizzate e della sovrastante Successione epiligure.

La tettonica delle Liguridi risulta caratterizzata (CASNEDI, 1982; MARINI, 1982; MECCHERI *et alii*, 1982; MARRONI, 1991; VESCOVI, 1991; BETTELLI *et alii*, 1994; 1996) da una prima fase con pieghe isoclinali compresse, sin-metamorfiche nelle Liguridi interne, seguita da una seconda fase che ha prodotto un ulteriore raccorciamento ed ha ripiegato le strutture precedenti. Ambedue le fasi sono a vergenza europea, opposta a quella che caratterizzerà le fasi successive. Esse portano ad una profonda strutturazione del prisma di accrezione ligure che successivamente, durante le fasi toscane tardo mioceniche, non subirà, tranne poche eccezioni, ulteriori sostanziali modifiche.

L'insieme delle fasi liguri porta ad un appilamento delle successioni deposte nei Domini liguri in estese falde e alla chiusura dell'oceano ligure-piemontese. I movimenti avvengono in ambiente subacqueo e su questi terreni corrugati si impostano vari bacini minori entro cui si depositano le sequenze detritiche epiliguri.

Le fasi toscane sono caratterizzate dopo l'Oligocene superiore dalla collisione delle due zolle continentali (stadio ensialico: BOCCALETTI *et alii*, 1980), l'europea o Sardo-Corsa e l'Apula e si sviluppano a spese del margine Apulo con una tettonica a *thrusts* e falde, prima con sovrascorrimento verso est delle Unità tettoniche subliguri e liguri (già impilate) sulle Unità toscane e successivamente sulle Unità umbro-marchigiane. Vengono così ad individuarsi le principali unità tettoniche che ora costituiscono l'ossatura della catena in cui la parte più profonda dell'edificio è occupata dal *core complex* metamorfico apuano (CARMIGNANI *et alii*, 1978) al quale si sovrappone la Falda toscana a sua volta sovrascorsa dalle Subliguridi e dalle Liguridi.

Nel settore emiliano, in corrispondenza dell'attuale crinale appenninico, sono presenti al di sopra della Falda toscana le Unità tettoniche Modino e Cervarola (REUTTER, 1969; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; ABBATE & BRUNI, 1989; CHICCHI & PLESI, 1992) costituite in prevalenza da depositi terrigeni di avanfossa di età miocenica inferiore e dai terreni che ne rappresentano o ne rappresentavano l'originario substrato (Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, Successione di base di M. Modino). Falda toscana e Unità Modino e Cervarola si accavallano poi verso l'esterno sulle Unità umbro-marchigiane deformate durante le fasi neogeniche.

La strutturazione dell'Appennino, che è strettamente connessa da un lato all'evoluzione estensionale del Mediterraneo occidentale e dall'altro al contemporaneo sottoscorrimento del basamento padano-adriatico e delle coperture meso-cenozoiche al di sotto di quello ligure-toscano (TOMASELLI *et alii*, 1992) e della catena neoformata, ha portato le Unità tettoniche liguri e subliguri, con sovrapposte stratigraficamente le formazioni epiliguri, a costituire una estesa coltre alloctona che a partire dal Miocene inferiore si accavalla via via sugli altri

domini (quelli toscani e quelli umbro-marchigiani) sino al margine padano dell'Appennino.

Dal Messiniano sino al Quaternario la tettonica di accrezione dell'Appennino settentrionale, contemporanea ora all'apertura del Mar Tirreno, interessa le zone esterne della catena e coinvolge l'avampaese padano. A partire dalla fine del Miocene l'avanzata delle falde induce sprofondamenti flessurali nell'antistante avampaese padano e il formarsi di un bacino subsidente: si sviluppa così al fronte della catena in surrezione l'avanfossa molassica padano-adriatica. (CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982; GASPERI *et alii*, 1984; CASTELLARIN *et alii*, 1985; VAI, 1988; CONTI & GELMINI, 1994). Dopo l'abbassamento del livello del mare dovuto all'isolamento del Mediterraneo (che tra l'altro dà luogo alla sedimentazione delle evaporiti messiniane) la ripresa della sedimentazione, prevalentemente terrigena, si svolge per lo più a ridosso del margine settentrionale dell'Appennino, in una fascia che dal Piemonte meridionale giunge sino alle Marche. L'Appennino ormai emerso fornisce all'avanfossa abbondante detrito (DONDI & D'ANDREA, 1986; RICCI LUCCHI, 1984). Durante il Messiniano superiore, il nuovo ciclo sedimentario inizia, in corrispondenza della attuale Pianura Padana, con sedimentazione per lo più torbiditica, in profondi bacini salmastri divisi da alti strutturali e separati dal resto del Mediterraneo. Con il Pliocene, una rapida ingressione porta al ristabilirsi dell'ambiente marino su ampie aree prima emerse e riporta in condizioni marine franche i bacini salmastri messiniani. La deposizione, prevalentemente pelitica, interessa vaste zone, mentre torbiditi arenaeo-pelitiche di conoide sottomarina e di piana bacinale si depongono nelle zone più profonde. Durante le fasi tettoniche del Pliocene medio-superiore diversi tratti all'interno dell'avanfossa padana vengono ad essere coinvolti in vaste strutture e ad emergere.

Il bacino "molassico" appenninico è profondamente ed intensamente coinvolto nella tettonica nord-vergente appenninica con lo svilupparsi di sistemi di *thrust* nord-vergenti. La strutturazione deriva da una tettonica di embricazione esplicitasi in gran parte durante il Pliocene in condizioni sottomarine e l'intensa deposizione ne risulta fortemente controllata. I *thrust* a sviluppo planimetrico arcuato con concavità volta verso l'Appennino, delineano strutture positive anti-formi, separate dalle successive analoghe strutture da aree sprofondate, sinformi, sulle quali sovrascorrono. Il fronte della catena, sepolto ora dai sedimenti quaternari padano-adriatici, si è sviluppato nel Pliocene e nel Pleistocene ed è formato da sistemi di pieghe e *thrust* strutturati in una serie di archi posti quasi al centro della pianura (PIERI & GROPPi, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1986). Con il Pleistocene inferiore e medio si inizia poi un nuovo ciclo sedimentario marino che porta al definitivo colmamento del bacino padano e il mare viene a ricoprire quasi completamente le terre prima emerse.

Risultano pesantemente coinvolti dalla tettonica compressiva i sedimenti del Pliocene inferiore e del Pliocene medio-superiore; al contrario i depositi del Pleistocene documentano un sensibile rallentamento della tettonica compressiva precedente. Nel Quaternario, infatti, con l'attenuarsi dei movimenti tettonici nord-vergenti si ha il prevalere anche nella fascia pedeappenninica e dell'alta pianura di una subsidenza generalizzata; la sedimentazione si sviluppa su tutta la Pianura Padana in ampie ondulazioni colmando residue depressioni del sistema bacinale precedente.

Lungo il bordo appenninico padano i sedimenti pliocenici e quaternari appaiono piegati in corrispondenza di una flessura con sensibile immersione verso la pianura. I terreni marini e costieri del Pleistocene affiorano, infatti, in un'ampia fascia prossima alla pianura a quote comprese tra i 200 e i 300 metri, mentre nel margine della pianura gli stessi terreni si rinvengono a parecchie decine di metri al di sotto del piano campagna. Questa struttura costituisce il "Lineamento Frontale Appenninico", cerniera tra la catena in sollevamento e la catena sepolta o l'avanfossa, tutt'ora in pieno sviluppo (CASTELLARIN *et alii*, 1985; GASPERI *et alii*, 1989).

Per arresto della subsidenza o per inversione della stessa (forse in corrispondenza di una delle fasi glaciali quaternarie che hanno prodotto abbassamenti del livello del mare sino a 100-150 m rispetto l'attuale) ed in seguito ad un aumento degli apporti dalle catene in surrezione, acquista via via maggiore estensione la pianura alluvionale rispetto all'ambiente marino. Il mare, che invaso dalle estese conoidi di provenienza alpina già nel Pliocene inferiore aveva abbandonato il settore più occidentale della pianura, a partire da circa 1 milione di anni fa si ritira dai suoi margini, con un senso generale della regressione da ovest verso est.

L'ultimo episodio di sedimentazione marina è rappresentato dalla Formazione delle sabbie gialle litorali, cioè da depositi sabbioso-ciottolosi di spiaggia che, grazie anche all'abbondante apporto sedimentario, migrano progressivamente e rapidamente verso il centro della pianura e verso l'Adriatico. Al di sopra della Formazione delle sabbie gialle, ritenute di età pleistocenica inferiore-media, la sedimentazione generalmente riprende in condizioni continentali o al massimo costiere e l'ambiente, caratterizzato da stagni e paludi, è dominato dalla dinamica fluviale.

PROGETTO
CARGO

IV - ASSETTO STRUTTURALE GENERALE

L'area del Foglio 219 è occupata dai terreni appartenenti alle Subliguridi, alle Liguridi, alla Successione epiligure ed alla Successione neogenica-quadernaria del margine appenninico padano.

La parte meridionale dell'area del Foglio 219 è caratterizzata dalla estesa presenza delle unità litostratigrafiche liguri ed epiliguri; esse riaffiorano poi anche in prossimità del margine appenninico, a M. dell'Evangelo, a SE di Sassuolo e ad ovest di Vignola, al nucleo di strutture plicative antiformali o alti strutturali, legati alle fasi tettoniche plio-quadernarie.

Le Liguridi sono suddivisibili, come nei limitrofi Fogli geologici 236 e 237, in unità tettoniche o stratigrafico-strutturali; in particolare sono state distinte, come vedremo in un successivo capitolo, l'Unità tettonica Cassio, l'Unità tettonica Monghidoro e l'Unità tettonica Leo, quest'ultime alla prima in genere giustapposte con contatti ad alto angolo.

Localmente, con rapporti tettonici complessi e spesso difficilmente districabili, si interpongono alle Liguridi (ed in particolare a terreni riferibili all'Unità tettonica Cassio) lembi appartenenti al dominio subligure, a volte di dimensioni minime, non cartografabili. Ciò ha indotto alcuni autori (BETTELLI *et alii*, 1989a) ad ipotizzare la presenza di un vero e proprio *melange* tettonico (Unità di Coscogno) costituito appunto dalla commistione di unità litostratigrafiche liguri e subliguri.

I rapporti di sovrapposizione stratigrafica originaria tra la Successione epiligure e le Liguridi generalmente non sono preservati a causa di una intensa tettonica disgiuntiva neogenico-quadernaria. La Successione epiligure affiora estesamente, tra il Secchia ed il Panaro, soprattutto a nord dell'allineamento Roteglia-

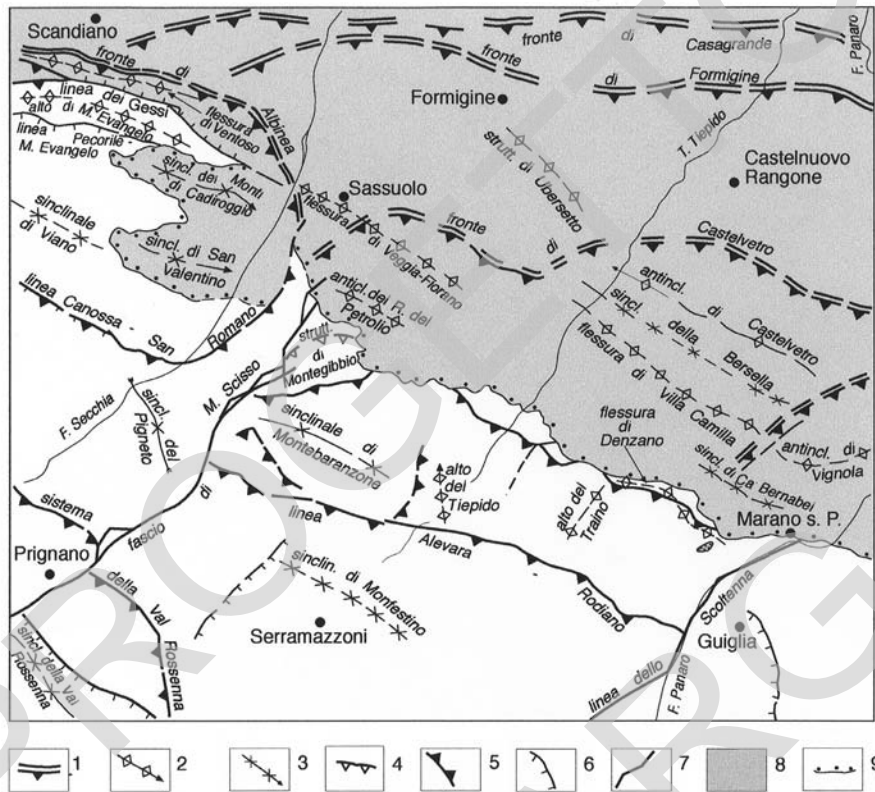


Fig. 3 - Schema tettonico del Foglio con indicazione delle principali strutture.

Legenda: 1) Fronti dei principali accavallamenti padani sepolti (da Rossi et alii, in stampa); 2) assi di anticlinale; 3) assi di sinclinale; 4) struttura monoclinale (i triangolini indicano l'immersione); 5) faglie inverse; 6) faglie dirette; 7) faglie subverticali, trascorrenti o a cinematica incerta; 8) depositi della Successione neogenico-quadernaria; 9) contatto stratigrafico discordante.

Marano, in corrispondenza di un'area relativamente ribassata dal punto di vista strutturale rispetto a quella meridionale. Altri affioramenti epiliguri, ancora in corrispondenza di un'area relativamente abbassata, sono presenti in destra Panaro ove rappresentano la porzione più settentrionale dei vasti affioramenti epiliguri oligo-miocenici tra Reno e Panaro (Vergato-Montese-Zocca). A cavallo delle valli del F. Secchia e del T. Fossa la Successione epiligure è implicata in strutture sinclinaliche a direzione appenninica o localmente ruotate. Alcune di queste strutture presentano peculiari successioni stratigrafiche influenzate fortemente, soprattutto nei termini più antichi, dalle caratteristiche del substrato ligure. In sinistra del Secchia, nella zona pedecollinare, la Successione epiligure

affiorante e parte delle unità liguri ad essa sottostanti sono infine coinvolte in una struttura plicativa ad asse E-W di importanza regionale.

Più a nord, nella fascia collinare, affiorano quasi con continuità i terreni messiniani superiori, pliocenici e quaternari marini appartenenti alle successioni neogeniche del margine interno dell'avanfossa appenninico-padana, deposti sul fronte della coltre ligure e successivamente inglobati nella catena; essi si presentano strutturati in sinclinali ed in anticlinali più o meno asimmetriche o in flessure con asse a direzione appenninica (Fig. 3). In alcune di queste strutture sono coinvolti anche i depositi quaternari continentali più antichi, di età pleistocenica inferiore e media.

Per quanto riguarda i depositi quaternari continentali pleistocenici superiori, il loro assetto strutturale è probabilmente condizionato dall'attività più recente del cosiddetto "Lineamento Frontale Appenninico", una complessa struttura costituita da una serie di superfici di thrust o faglie inverse embricate che sono presenti, al di sotto delle coperture pleistoceniche ed oloceniche, in corrispondenza del limite geografico tra l'Appennino e la pianura. La separazione tra catena in sollevamento e pianura subsidente ha determinato significative differenze di spessore nei depositi tardopleistocenici, peraltro anche apparentemente coinvolti in strutture plicative molto blande in corrispondenza dell'alta pianura.

PROGETTO
CARGO

V - STRATIGRAFIA

(C. Fioroni & P. Fregni hanno curato le parti biostratigrafiche)

Come già accennato, nel Foglio 219 affiorano estesamente i terreni appartenenti al Dominio ligure ai quali è sovrapposta la Successione epiligure. Le Liguridi possono essere attribuite (con qualche dubbio forse per la Successione della Val Rossenna-Gruppo del Sambro) alle Liguridi “esterne” o “emiliane” (ELTER & MARRONI, 1992; VESCOVI, 1993) che costituivano il segmento oceanico più prossimo al paleomargine della placca Adria. Limitatamente ad una piccola zona del foglio, affiorano alcune unità litostratigrafiche che sono state attribuite al Dominio subligure.

Oltre a queste unità si aggiungono poi i depositi messiniani, quelli plioce-nici e quaternari marini, sedimentati in discordanza sulla coltre ligure ed epiligure, ed infine i depositi quaternari continentali (Fig. 4).

Le unità litostratigrafiche attribuite al Dominio subligure sono rappresentate da alcune formazioni che, pur con le incertezze dovute alla assenza di contatti stratigrafici chiari, si è ritenuto che potessero costituire una “successione” (discontinua?) di età cretaceo-oligocenica superiore o miocenica basale, affine per certi termini al Complesso o Unità di Canetolo dell’Appennino ligure-emiliano.

Le Liguridi sono rappresentate da formazioni torbiditiche di età da tardo-cre-tacea a paleogenica, per le quali è stato possibile ricostruire successioni strati-grafiche, e da formazioni genericamente definibili come “pre-flysch” (i Complessi di base Auctt.), che possono essere definite in molti casi come vere e proprie “*broken or dismembered formations*” (RAYMOND, 1984), in quanto si presentano per lo più deformate in modo pervasivo con la distruzione dell’origina-rio ordine stratigrafico. Questi terreni nei Fogli della Carta Geologica d’Italia a

scala 1:100.000 erano in gran parte cartografate come “Complesso caotico” o “Complesso indifferenziato”.

La Successione epiligure (Eocene medio-Messiniano inf.), discordante sulle unità litostratigrafiche liguri (e, con la sua porzione miocenica probabilmente anche sulle subliguri), è schematicamente costituita da una parte inferiore rappresentata da depositi di colata e da sedimenti torbiditico-emipelagici di mare profondo, e da una parte superiore, caratterizzata invece da sedimenti di piattaforma s.l. a dominante carbonatico-terrigena e da peliti e corpi arenacei risedimentati di scarpata-bacino. La successione rappresenta, come già accennato, la somma di alcune sequenze deposizionali ed è caratterizzata da notevoli differenze stratigrafiche all'interno del foglio stesso.

Le unità litostratigrafiche messiniane, di difficile collocazione nella Successione epiligure in un quadro regionale a causa della loro forte indipendenza strutturale (IACCARINO & PAPANI, 1980; GELATI *et alii*, 1987; FIORONI & PANINI, 1989), sono rappresentate da poco estesi affioramenti della Formazione Gessoso-solfifera e della Formazione a Colombacci. Assieme ai depositi più recenti corrispondono ad un nuovo superciclo sedimentario che si sviluppa al margine della catena al di sopra dei terreni liguri ed epiliguri e, in corrispondenza dell'avanfossa, di quelli umbro-romagnolo-marchigiani. I depositi pliocenici e quaternari marini, di ambiente da piattaforma esterna a scarpata e di transizione, sono a loro volta organizzati in sequenze deposizionali (CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982). Essi rappresentano la porzione più interna del margine sudoccidentale dell'avanfossa padano-adriatica adiacente alla catena appenninica e successivamente in essa incorporata.

I terreni continentali, di età quaternaria, sono infine rappresentati da depositi fluviali terrazzati, da depositi di versante s.l., da depositi eluvio-colluviali ed eolici. Depositati di conoide e di piana alluvionale affiorano estesamente nel settore nord-est, per circa un terzo dell'intero Foglio 219.

La descrizione delle singole unità litostratigrafiche seguirà questa divisione in “insiemi”, tenendo conto, nei limiti della incertezza e della complicazione strutturale di alcune aree, della posizione geometrica dal basso verso l'alto degli “insiemi” suddetti e, all'interno di essi, della presenza di più successioni stratigrafiche e dell'ordine deposizionale delle stesse unità litostratigrafiche, dai termini più antichi ai più recenti.

1. – SUBLIGURIDI

Le formazioni di pertinenza subligure affiorano nella parte meridionale del foglio tra Prignano ed il F. Panaro, distribuite in una estesa fascia, ma in affioramenti estremamente modesti e sempre separati da superfici tettoniche a prevalente andamento antiappenninico.

Sono state distinte tre formazioni i cui rapporti stratigrafici non sono conservati. Queste unità presentano affinità più o meno strette con formazioni appartenenti alla falda subligure delle aree classiche di affioramento (Appennino parmense) e con terreni che occupano una simile posizione strutturale nell'Appennino reggiano (Unità di Monte Staffola, in BETTELLI *et alii* 1989a) e bolognese (Unità tettonica Coscogno, cfr. Foglio 237).

La ricostruzione stratigrafica, anche se notevolmente ostacolata dalla tettonica miocenica inferiore e post-messiniana, permette ugualmente di individuare una sequenza per alcuni aspetti simile od affine a quella del "Complesso di Canetolo". Ad una formazione argilloso-calcareo di età maastrichtiano-eocenica inferiore (argille e calcari del T. Lavinello) seguirebbe infatti un flysch calcarenitico-marnoso eocenico inferiore (formazione di Montepastore), il quale, peraltro, è caratteristico anche di successioni liguri esterne. La ricostruzione stratigrafica della porzione oligocenica inferiore non è invece ipotizzabile per la assoluta mancanza di affioramenti di tale età: non sono presenti, infatti, le arenarie andesitiche, segnalate anche nel bolognese (Arenarie di Petriagnacola: Foglio 237). Sono presenti, invece, torbiditi arenaceo-pelitici di età oligocenica superiore-miocenica basale, affini alle Arenarie di Ponte Bratica dell'Unità tettonica Canetolo (VESCOVI, 1998).

1.1. - ARGILLE E CALCARI DEL TORRENTE LAVINELLO (AVN)

Affiorano in limitatissime aree nei dintorni di Coscogno e di Prignano con pessime esposizioni; frequentemente la loro presenza è segnalata solo da focature rossastre nei campi arati. La formazione è costituita in prevalenza da argille di colore grigio, rosso e rosato, cui si intercalano in prevalenza spezzoni di strato e "boudins" di:

- a) calciliti silicee grigie e verdastre in strati da medi a spessi, localmente con una base arenitica media o fine;
- b) calcareniti a grana medio fine, marnose in genere di colore chiaro, rosate o verdognole;
- c) marne calcaree in strati da medi a molto spessi di aspetto e di età simile a quello delle bancate carbonatiche dei Flysch ad Elmintoidi liguri.

L'originario *multilayer* argilloso-calcareo-arenitico non è mai osservabile con continuità a causa di una deformazione di tipo pervasivo che ha portato ad un sistematico *boudinage* degli strati competenti. La formazione mostra nel complesso un aspetto "caotico" alla mesoscala del tutto simile a quello delle formazioni liguri pre-flysch con alcune delle quali (AVT, APA) presenta anche notevoli affinità litologiche.

La formazione, non formalizzata, è qui distinta per la prima volta; in passato

questi terreni erano per lo più accorpati al Complesso caotico o alle Argille scagliose ovvero inseriti entro il Melange di Coscogno (BETTELLI *et alii*, 1989a).

La potenza stratigrafica delle "argille e calcari del T. Lavinello" non è valutabile a causa della intensa tettonizzazione e della mancanza di contatti stratigrafici: quella geometrica dovrebbe comunque essere attorno a qualche decina o al massimo un centinaio di metri.

L'ambiente di sedimentazione è marino profondo; il processo sedimentario è attribuibile a decantazione di argille emipelagiche alternata a sedimentazione da correnti di torbida distali.

I campioni esaminati per lo studio biostratigrafico in ambito regionale contengono associazioni a nannofossili riferibili all'intervallo compreso tra il Campaniano superiore (Zona a *Uniplanarius gothicus*) e Ypresiano (Zona NP13, caratterizzata dalla presenza di *Discoaster lodoensis* e dalla mancanza di *Tribrachiatos orthostylus*). Nell'area del foglio oltre a generiche associazioni indicanti il Cretaceo, sono segnalate nell'ambito della formazione forme indicanti il Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore (Zona a *Uniplanarius trifidus*) entro uno straterello torbiditico calcareo-marnoso campionato nei pressi di Ospitaletto.

1.2. - FORMAZIONE DI MONTEPASTORE (MPA)

Si rinviene sempre in modesti affioramenti limitati da contatti tettonici ad est di Rodiano nell'area compresa tra Sassomorello e il F. Panaro. Gli affioramenti più significativi sono quelli posti nei dintorni di Coscogno (poco a sud del Foglio 219), nelle scarpate e in alcune aree di cave abbandonate presso la strada Casona-Pavullo ed a nord di Ospitaletto.

Si tratta di torbiditi calcarenitico-marnose di ambiente marino profondo, in strati da sottili a molto spessi, con una base calcarenitica fine o finissima, generalmente biancastra, passante a marna calcarea e a marna grigio verdina; al tetto talora è presente argilla emipelagica grigio-scura o nerastra. Sono presenti rari livelli di biocalciruditi e biocalcareni costituite da resti di Nummuliti, Discocicline e Alveoline (SERPAGLI, 1964).

La formazione in genere è intensamente tettonizzata (Fig. 5), ma quasi ovunque in presenza di discrete esposizioni è possibile osservare l'originario ordine stratigrafico, almeno per piccole porzioni.

La potenza geometrica per ciascun affioramento è di alcune decine di metri, ma la potenza stratigrafica originaria doveva essere ben maggiore, soprattutto se confrontata con quella di altri flysch terziari, sia liguri esterni sia subliguri, con i quali presenta notevoli affinità litologiche (Sporno, Morello, Penice, Gruppo del Vescovo).



Fig. 5 – *Dintorni di Coscogno. Un aspetto tipico della formazione di Montepastore in corrispondenza di una cava inattiva. Essa è caratterizzata da calcari e calcareniti biancastre, marne verdastre e peliti scure. La stratificazione (immergente verso destra) è mal visibile anche a causa della forte deformazione a cui la formazione è andata soggetta.*

L'unità è attribuibile all'Eocene inferiore e medio, Ypresiano-Luteziano (zone NP12-NP15).

La formazione, non formalizzata, è di nuova istituzione anche se corrisponde ai Calcari di Coscogno (SERPAGLI, 1964; LOSACCO, 1966) che però erano stati correlati al Flysch di M. Sporno dell'Appennino parmense. Il contesto strutturale (BETTELLI *et alii*, 1989a) e i terreni che accompagnano sistematicamente l'unità, sia nel Bolognese sia nel Modenese, hanno orientato verso una possibile correlazione con corrispondenti depositi subliguri e suggerito la proposta di una diversa nomenclatura litostratigrafica.

1.3. - ARENARIE DI PONTE BRATICA (**ARB**)

Nella fascia meridionale del foglio tra Prignano e Rodiano sono osservabili in alcune limitatissime esposizioni alternanze arenaceo-pelitiche che presentano affinità litologiche con le Arenarie di Ponte Bratica dell'area tipo dell'Appennino Parmense, ma, in alcuni casi, anche certe somiglianze con le peliti della Formazione di Antognola o con le litofacies arenaceo-pelitiche del

Membro di Anconella di quest'ultima formazione. Le migliori esposizioni si hanno nell'alta valle del Tiepido (località Valle: Fig. 6) e ad est di Prignano.

Dal punto di vista litologico la formazione è costituita da torbiditi arenaceo-pelitiche con A/P variabile da molto minore di 1 a leggermente maggiore di 1, in strati di norma sottili o medi. E' presente in genere una base arenacea finissima o fine, passante a marna siltosa e a marna argillosa, grigio-verdastra. Le areniti sono di colore grigio o beige, nocciola se alterate.

Ad est di Prignano predominano emipelagiti grigio-verdastre, scheggiose e fortemente tettonizzate di aspetto molto simile ad ANT, da cui differiscono però per il grado di diagenesi, visibilmente più elevato; sono state distinte in carta come *litofacies pelitica (ARB_p)*. In base al contesto strutturale, pur non essendo affioranti contatti stratigrafici con altre formazioni, queste peliti sono state attribuite al dominio subligure. Tra l'Oligocene superiore ed il Miocene basale è comunque ipotizzabile che vi fosse contiguità se non continuità tra i vari domini paleogeografici appenninici ed in particolare tra la parte esterna della Successione epiligure e la parte interna del dominio subligure. In questa ottica è



Fig. 6 – Dintorni della località Valle (nord di Serramazzone). Torbiditi arenaceo-pelitiche a stratificazione piano-parallela attribuite alle Arenarie di Ponte Bratica. La larghezza complessiva dell'affioramento è di circa 3 metri.

del tutto comprensibile una convergenza di litofacies tra le Arenarie di Ponte Bratica e taluni intervalli stratigrafici o parti della Formazione di Antognola, in particolare con le torbiditi pelitico-arenacee del Membro di Anconella. Occorre d'altro canto segnalare come il grado di deformazione tettonica delle prime, le Arenarie di Ponte Bratica, sia in genere piuttosto spinto con frequenti giaciture rovesciate, che nella Formazione di Antognola, in tutto l'Appennino modenese e bolognese non sono quasi mai state segnalate.

La potenza geometrica affiorante non è ben valutabile a causa della tettonica, essa si aggira comunque intorno al centinaio di metri.

L'ambiente sedimentario è riferibile ad una scarpata-bacino con processi dominati da correnti di torbida di piccolo volume per cui la sedimentazione delle emipelagiti di scarpata si sviluppa in subordine.

Le associazioni a Foraminiferi planctonici presenti in diversi affioramenti sono caratterizzate da rari esemplari di *Globorotalia opima* associati a numerosi esemplari del gruppo *Globigerina tripartita* - *Globigerina tapuriensis* sono riferibili all'Oligocene superiore (Chattiano) ed in particolare al passaggio tra le biozone P21 e P22.

Le associazioni a nannofossili dei campioni studiati sono caratterizzate dalla presenza di *Cyclicargolithus abisectus*, la cui comparsa approssimerebbe il limite NP23-NP24. La presenza in alcuni campioni di *Helicosphaera carteri*, unitamente alla scarsa presenza di *Dictyococites bisectus*, sarebbe poi indicativa di una probabile età miocenica inferiore.

2. - LIGURIDI

Le formazioni liguri affioranti nell'area del foglio sono prevalentemente rappresentate da unità a dominante argillosa deposte in un ambiente di bacino profondo e di piana sottomarina (il paleoceano ligure) durante il Cretaceo; su di esse si sedimentarono poi le potenti e caratteristiche successioni torbiditiche calcareo-marnose o arenacee (i Flysch ad Elmintoidi) nel Cretaceo terminale (Campaniano sup.-Maastrichtiano) e nel Paleocene (Fig. 4).

La ricostruzione della stratigrafia delle successioni appartenenti al dominio ligure ha incontrato diverse difficoltà e spesso non è stato possibile ricostruire i rapporti stratigrafici. Infatti le formazioni torbiditiche, a causa delle loro differenti caratteristiche reologiche, durante la fase ligure (Eocene medio) hanno subito una deformazione molto meno pervasiva delle formazioni prevalentemente argillose poste alla loro base. Le prime (Flysch ad Elmintoidi) si sono in genere scollate dal loro substrato stratigrafico rendendo ora spesso problematica la definizione di quali fossero le formazioni ad esse stratigraficamente sotto-

stanti. La condizione strutturale nella quale attualmente si rinvergono le formazioni a dominante argillosa che costituivano le successioni basali dei flysch cretacei non permette inoltre di ricostruire una stratigrafia accurata e certa in quanto gli originari rapporti orizzontali e verticali tra queste diverse unità sono andati spesso perduti durante le diverse fasi tettoniche che si sono succedute a partire dalla fase ligure. Se in qualche caso è possibile ricostruire degli spezzoni di successioni verticali, quasi mai però le originarie relazioni orizzontali e la reciproca posizione paleogeografica di questi spezzoni può essere determinata con sicurezza. Per questi motivi nella descrizione delle caratteristiche stratigrafiche le formazioni più antiche dei Flysch a Elmintoidi verranno descritte cumulativamente seguendo l'ordine cronologico, indicando per ciascuna unità se i rapporti stratigrafici verticali od orizzontali con altre unità siano conservati, ipotizzabili, oppure se siano del tutto ignoti; ciò per non introdurre forzature interpretative di ordine stratigrafico. Pur prescindendo dalle originarie collocazioni spaziali delle diverse formazioni distinte, saranno comunque evidenziate le corrispondenze tra formazioni isocrone, sottolineando le variazioni orizzontali e verticali di sedimentazione in diversi segmenti del paleoceano ligure.

Per quanto riguarda, invece, i Flysch ad Elmintoidi s.l., la maggior parte degli affioramenti del foglio sono stati attribuiti a due distinte successioni stratigrafiche (Val Tresinaro e Val Rossenna) e correlate con unità litostratigrafiche note in letteratura. Altri modesti affioramenti, per i quali le caratteristiche litologiche d'insieme, il contesto strutturale entro il quale sono inseriti e la totale mancanza di contatti stratigrafici originari non permettono una sicura correlazione con specifiche unità litostratigrafiche, sono stati compresi entro la denominazione generica di "Flysch ad Elmintoidi".

2.1. - FORMAZIONI PRE-FLYSCH (COMPLESSI DI BASE, AUCTT.)

In questo insieme sono state comprese tutte le formazioni (Argille a Palombini, Argille varicolori di Grizzana Morandi, Arenarie di Scabiazza, Argille varicolori di Cassio, Arenarie di Poggio Mezzature) deposte anteriormente alla sedimentazione delle successioni torbiditiche calcareo-marnose o arenaceo-pelitiche che, come noto, caratterizzano l'evoluzione stratigrafica dell'Oceano ligure-piemontese a partire generalmente dal Campaniano superiore.

Dalle osservazioni di campagna e da dati dedotti in ambito regionale, si possono trarre alcune considerazioni di carattere generale:

- a) le formazioni liguri di età cretacea con litologie prevalentemente argillose o caratterizzate da alternanze argilloso-arenitiche con rapporto A/P <1 presentano nella maggioranza dei casi una struttura di tipo tettonico: esse sono

ormai prive di ordine stratigrafico se non per tratti di ordine metrico o eccezionalmente decametrico. Queste formazioni, sulla base delle loro caratteristiche strutturali mesoscopiche, possono essere definite come “formazioni smembrate” (*broken formations, dismembered formations*: HSU, 1968; RAYMOND, 1984) e costituiscono un tipo particolare di tettoniti non metamorfiche (OGNIBEN, 1969). In passato, la mancata distinzione tra queste unità a struttura “a blocchi in pelite” e le unità a tessitura “a blocchi e clasti in matrice” (OGNIBEN, 1953, 1954, 1969; BETTELLI & PANINI, 1989, 1992a, 1992b; BETTELLI *et alii*, 1989b, 1989c, 1995; CASTELLARIN *et alii*, 1986; CASTELLARIN & PINI, 1989; PINI & CASTELLARIN, 1989; PINI, 1988, 1992, 1993, 1999; DE NARDO, 1992, 1994) ha portato molti autori a ritenere che queste rocce dovessero la loro struttura “caotica” a meccanismi di messa in posto gravitativi per frane sottomarine (olistostromi Auctt.) o per frane “tettoniche” (le frane orogeniche di MIGLIORINI, 1933; PENTA, 1950; MERLA, 1951; ABBATE *et alii*, 1981);

- b) le formazioni prevalentemente arenacee originariamente intercalate alle precedenti presentano ampie porzioni nelle quali in genere l'ordine stratigrafico è conservato, ma solo sporadicamente sono preservati i contatti stratigrafici delle unità;
- c) alcune delle unità litostratigrafiche distinte (AVT e AVV) presentano notevoli similitudini, ma anche loro peculiari caratteri, sia di tipo litologico sia cronologico, soprattutto a scala regionale. Questi caratteri sono a nostro parere sufficienti a giustificarne la distinzione cartografica e litostratigrafica;
- d) non è possibile documentare con certezza tutti i rapporti stratigrafici reciproci tra le varie formazioni.

In base alle età, alla distribuzione geografica e alle litofacies comuni o di transizione tra un'unità e l'altra, si possono tuttavia delineare alcuni tratti comuni dell'evoluzione stratigrafica del dominio ligure:

- tra il Cretaceo inf. ed il Turoniano p.p. deposizione di torbiditi distali carbonatiche e subordinatamente arenacee in piana sottomarina al di sopra di un substrato ora non più conservato (suite ofiolitica Auctt.) (APA);
- tra il Cenomaniano p.p. ed il Campaniano p.p. esaurimento degli apporti carbonatici risedimentati e deposizione di pelagiti varicolori e di sottili torbiditi distali arenacee e subordinatamente carbonatiche (AVV p.p., AVT);
- interposizione a vari livelli stratigrafici, a partire dal Cenomaniano-, di corpi arenitici torbiditici a differente composizione (APM, SCB). Dai dati attualmente a disposizione non è da escludere che l'inizio di questa sedimentazione torbiditica possa essere considerata in buona parte sincrona in una vasta area del Dominio ligure esterno;
- abbandono della sedimentazione torbiditica arenacea nel Campaniano inf. e

- prosecuzione generalizzata della deposizione di pelagiti policrome di piana abissale (AVV p.p.);
- nel Campaniano superiore inizio della deposizione dei Flysch a Elmintoidi con caratteristiche differenti di facies e apporti in distinti settori del paleoceano ligure (Formazione di Monte Venere, Flysch di M. Cassio, altri Flysch ad Elmintoidi non direttamente correlabili con successioni note).

2.1.1. - Argille a Palombini (APA)

Le Argille a Palombini affiorano diffusamente nell'area del foglio, ma coprono con continuità estensioni considerevoli soprattutto nei quadranti meridionali. Questa formazione nei precedenti fogli alla scala 1:100.000 non era stata distinta, ma corrisponde ad una parte di ciò che era stato indicato come Complesso caotico (F. 97) o come Complesso indifferenziato caotico (F. 86). Le Argille a Palombini furono cartografate per la prima volta da VON STRUENSEE (1967), REUTTER (1969) e HEYMANN (1968) in aree poste a sud del foglio. In seguito BETTELLI *et alii* (1989b) e BETTELLI & PANINI (1992a, 1992b, 1994) distinsero l'unità litostratigrafica anche nell'area del Foglio 219.

Le Argille a Palombini, nei rari affioramenti in cui è preservata la stratificazione, appaiono costituite dall'alternanza ritmica di argille e strati di calcilutiti. Le argille, più o meno fissili, sono di colore prevalentemente grigio scuro o nerastro su superficie fresca e grigio cenere se alterate; sono internamente omogenee o finemente laminate e possono contenere singoli strati o pacchi di strati da molto sottili a sottili di torbiditi arenaceo-pelitiche o pelitiche di colore grigio scuro. Le calcilutiti, in strati da medi a spessi, sono spesso silicee e di colore grigio scuro, biancastre se alterate, con una base arenitica da fine a media, gradata od omogenea. Il rapporto calcare/argilla è prevalentemente molto minore di 1, ma in rari affioramenti può essere anche molto maggiore di 1: quando ciò accade, come ad esempio nelle zone di M. Montanara, presso Marano sul Panaro e a sud di Garofano (Tavola SE, Sez. 219160), ove sono presenti estese cave, invariabilmente l'unità, benchè intensamente ripiegata (Fig. 7), conserva intatta la stratificazione e per ampi tratti l'ordine stratigrafico interno (BETTELLI *et alii*, 1994, 1996a). In tutti gli altri casi, invece, le Argille a Palombini sono sempre molto deformate con perdita dell'originario ordine stratigrafico e sistematico *boudinage* degli intervalli calcarei od arenitici (Fig. 8). Alla scala dell'affioramento esse appaiono come una massa argillosa indistinta in cui gli originari strati di calcilutite sono ridotti a blocchi di varie forme e dimensioni più o meno tra loro allineati.

Associate alla formazione, con contatti di natura tettonica o non visibili, sono



Fig. 7 - Cava di calcari da cemento e di inerti presso Garofano (Destra Panaro). Pieghe sub isoclinali di diverse generazioni nelle Argille a Palombini, qui caratterizzate da un alto rapporto calcare/pelite e dalla conservazione dell'originario ordine stratigrafico. Sulla sinistra sono visibili antiformali sinclinali e sinformi anticlinali; sulla destra si riconoscono pieghe non cilindriche con assi subverticali.

presenti in giacitura non primaria masse ofiolitiche (Fig. 9) di dimensioni e composizione variabili: basalti (**B**), serpentiniti (**Sr**) ed arenarie o brecce sedimentarie a prevalenti clasti ofiolitici (**bp**). Esse sono di significato problematico: è possibile, infatti, che rappresentino masse franate nel bacino di sedimentazione delle Argille a Palombini o che siano inclusi tettonici derivanti dall'originario substrato oceanico delle successioni pre-flysch.

L'ambiente deposizionale delle Argille a Palombini è di piana abissale, al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati; la sedimentazione è alimentata da apporti torbiditici arenaceo-pelitici e carbonatici.

La potenza della formazione è difficilmente valutabile per la intensa deformazione subita, ma dovrebbe essere dell'ordine almeno di qualche centinaio di metri. La base stratigrafica della formazione, nell'area del foglio, non è mai visibile.

L'età cretaceo inferiore-cenomaniana e turoniana della formazione è stata ipotizzata sulla base di associazioni povere e mal conservate dominate da Nannoconidi e da associazioni caratterizzate dalla presenza di *Micula staurophora* (sensu RIO & VILLA, 1983), *Eiffellithus eximius* e *Microrhabdulus decoratus*.



Fig. 8 – Bassa Val Panaro, presso Casona. Tipico aspetto delle Argille a Palombini caratterizzate da un originario rapporto calcare/pelite molto basso. La stratificazione non è più riconoscibile a causa delle deformazioni tettoniche a cui è stata sottoposta l'unità (sviluppo di pieghe da serrate ad isoclinali con sistematico boudinage degli intervalli calcarei e calcisiltitici). L'affioramento appare così costituito da una "matrice" argillosa che ingloba i boudins litoidi i quali conservano tuttavia una certa isoorientazione degli assi maggiori.



Fig. 9 - Panoramica dell'Ofiolite di Varana, valle del T. Fossa. Si tratta di uno degli ammassi ofiolitici più importanti del Foglio, come la quasi totalità degli altri associato agli affioramenti delle Argille a Palombini. E' costituito (CAPEDRI & LUGLI, 1999) da serpentiniti, localmente brecciate ed interessate da vene di calcite, con strutture planari macroscopiche legate a deformazioni plastiche (peridotiti tettonitiche).

42

2.1.2. - Argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT)

Questa formazione è di nuova istituzione anche se corrisponde alle Argilliti variegata di BETTELLI *et alii* (1989b, 1989e). Il toponimo si riferisce ad una località dell'Appennino bolognese (cfr. Foglio 237) dove sono presenti le migliori esposizioni.

L'unità affiora limitatamente alla parte SW del foglio, in val Rossenna. Si tratta in prevalenza di argilliti grigio-scure, bluastre, verdastre e, più raramente, rosso violacee in strati molto sottili o sottili. Ad esse si associano subordinate siltiti ed arenarie fini grigio-scure in strati sottili e calcilutiti grigio-verdastre in strati da sottili a medi; localmente le calcilutiti possono essere molto frequenti, pur se subordinate nettamente ai litotipi pelitici. Queste caratteristiche litologiche sembrano indicare la possibilità che si tratti di una litofacies di transizione alle sottostanti Argille a Palombini con le quali affiorano di solito in stretta associazione. La diagenesi è sempre molto spinta. Da un punto di vista paleoambientale le Argille varicolori di Grizzana Morandi sono interpretabili come depositi di piana abissale, posta al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati ed alla quale giungevano apporti torbiditici distali provenienti da più aree fonti.

La potenza delle Argille varicolori di Grizzana Morandi, come per le altre formazioni liguri pre-flysch, è difficilmente valutabile a causa dell'intensa deformazione, ma per l'area del foglio, è al massimo di qualche decina di metri.

L'età della formazione è attribuibile in ambito regionale al Cenomaniano - Santoniano superiore; i campioni raccolti nell'area del foglio hanno fornito solo generiche indicazioni o sono risultati sterili. Sul terreno non è mai osservabile il contatto stratigrafico basale con le Argille a Palombini, ma il fatto che le due unità si rinvengano tra loro intimamente associate e che siano presenti litofacies con caratteri litologici comuni rende molto probabile che gli originari rapporti fossero di sovrapposizione stratigrafica senza che si possa tuttavia escludere anche una parziale eteropia tra le due formazioni.

2.1.3. - Arenarie di Scabiazza (SCB)

Affiorano estesamente in tutta l'area montana del foglio sempre strettamente associate alle Argille varicolori di Cassio e, più limitatamente, alle Argille a Palombini. Le migliori esposizioni si osservano nelle valli dei torrenti Traino e Guerro, e presso il F. Panaro nei dintorni di Casona.

Le Arenarie di Scabiazza sono costituite da torbiditi arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee in strati in prevalenza da molto sottili a sottili, più raramente da medi a spessi, con rapporto arenaria/pelite molto variabile. Le porzioni are-

nacee sono formate da arenarie fini e finissime, con caratteristico colore di alterazione marrone-rossiccio o nocciola, passanti ad argille o argille marnose grigio scure. La sequenza di Bouma è tipicamente rappresentata dai soli intervalli Tc-e, molto frequenti sono le controimpronte basali di origine meccanica o biologica. Sono presenti subordinatamente calcilutiti verdognole in strati da medi a spessi e marne calcaree biancastre in strati da medi a molto spessi. In varie località le litofacies a torbiditi sottili si intercalano ad argille policrome, del tutto identiche a quelle delle Argille varicolori di Cassio, nelle quali le Arenarie di Scabiazza sfumano senza soluzione di continuità: ciò rende spesso molto soggettiva la distinzione tra le due formazioni.

Le litofacies a rapporto arenaria/pelite inferiore a 1 sono molto deformate ed alla scala dell'affioramento possiedono la tipica struttura a "blocchi in pelite" (Fig. 10); le litofacies in cui tale rapporto è, invece, a favore dell'arenaria (*litofacies arenacea SCB_a*), si rinvengono spesso indeformate per ampie estensioni come, per esempio, nella alta valle del T. Guerro e in quella del Panaro (Rodiano, Fig. 11).

La potenza della formazione non è valutabile con precisione sia per la complessità strutturale sia per i rapporti di eteropia con le Argille varicolori di Cassio, ma dovrebbe raggiungere qualche centinaio di metri.



Fig. 10 - Tipico aspetto delle Arenarie di Scabiazza affioranti in Val Panaro a sud di Guiglia, ma comune a tutto il Pedepennino modenese. Resti di sottili strati torbiditici pelitico-arenacei caratterizzati da un boudinage degli intervalli arenitici fini che costituiscono la porzione inferiore dello strato.



Fig. 11 - Strada Marano - Serramazzone, presso Rodiano. Banchi e strati spessi o molto spessi (a polarità inversa) entro le Arenarie di Scabiazza (litofacies arenacea: SCB_a).

L'età desunta dalla letteratura (GHISELLI *et alii* 1994) è compresa tra il Turoniano superiore e il Campaniano inferiore. Nell'area del foglio i campioni raccolti hanno fornito solo associazioni indicanti un generico Cretaceo superiore.

L'ambiente deposizionale delle Arenarie di Scabiazza è rappresentato da una piana sottomarina posta al di sotto della superficie di compensazione dei carbonati e caratterizzata da apporti torbiditici silicoclastici prevalentemente distali.

2.1.4. - Argille varicolori di Cassio (AVV)

Affiorano estesamente nelle quadranti meridionali del foglio arealmente associate a SCB e ad APA. I migliori affioramenti sono osservabili nei dintorni di Roteglia (F. Secchia), nella valle del Rio Torto e nei dintorni di Casona (F. Panaro).

La formazione, litologicamente eterogenea, è prevalentemente costituita dall'alternanza ritmica di argille rosse, grigie, verdastre e nerastre, fissili, a stratificazione molto sottile o sottile. Sono presenti entro i litotipi argillitici frequenti intercalazioni di:

- a) torbiditi pelitico-arenacee a grana fine in strati molto sottili o sottili;
- b) calcilutiti silicee grigio-chiare e verdognole in strati da medi a spessi;
- c) calcilutiti biancastre, marnose al tetto, in strati spessi o molto spessi;
- d) arenarie a grana variabile da fine a grossolana e microconglomerati di colore grigio-chiaro alterati in marrone, in strati da medi a molto spessi. I microconglomerati sono in prevalenza costituiti da elementi litici di derivazione insubrica e sono correlabili con i Conglomerati dei Salti del Diavolo della Val Baganza;
- e) rari strati generalmente medi e sottili di breccie ed arenarie grossolane a clasti ofiolitici.

La formazione presenta affinità con alcune litofacies delle Argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT), ma anche notevoli diversità litologiche che giustificano a nostro avviso la distinzione in due formazioni diverse. Nelle Argille varicolori di Cassio i colori prevalenti delle peliti sono, per esempio, il rosso mattone (Fig. 12), il grigio-scuro ed il nerastro; nelle Argille varicolori di



Fig. 12 - Versante destro della Val Panaro tra Pieve di Trebbio e Rocchetta. Porzione delle Argille varicolori di Cassio caratterizzate da una forte colorazione rossastra e da una marcata foliazione mesoscopica (layering) dovuta alla deformazione tettonica ed alla conseguente trasposizione della originaria stratificazione.

Grizzana Morandi, invece, prevalgono i toni grigio-bluastri e verdi e subordinatamente il rosso-violaceo. Mentre la prima formazione è, inoltre, chiaramente eteropica con le Arenarie di Scabiazza a scala regionale, la seconda è probabilmente legata stratigraficamente ad altre successioni arenitiche, sottolineando così, probabilmente, una diversa posizione paleogeografica all'interno dell'originario bacino ligure.

Entro la formazione sono presenti, con contatti riconoscibili in alcuni casi come di natura stratigrafica, corpi di breccie argillose poligeniche costituite da una matrice argillosa nerastra che sostiene clasti eterometrici di rocce litoidi rappresentate in larghissima misura da calcilutiti biancastre silicee. Il materiale sembra provenire in larga parte dalle APA o da altre formazioni cretacee inferiori. Nella carta questi corpi sono stati distinti con il termine informale di *breccie sedimentarie a matrice argillosa* (**AVV_m**) ed affiorano all'estremità sudorientale del foglio, ad est di Pieve di Trebbio. Questi depositi clastici sono il risultato di meccanismi di frane sottomarine per colate di fango e detrito in un bacino profondo e potrebbero testimoniare o una semplice instabilità tettonica del bacino oppure una vera e propria fase tettonica all'inizio del Cretaceo superiore. Depositi analoghi sono presenti, anche se non cartografabili, in altre località in sinistra Panaro (Casona, alta valle del Rio Torto).

Le Argille varicolori di Cassio, analogamente alle altre formazioni pre-flysch liguri, sono deformate in modo penetrativo alla mesoscala e solo raramente conservano intatta la stratificazione primaria (Fig. 13). Il contatto inferiore stratigrafico con le Argille a Palombini non è ben documentabile nell'area del foglio; in aree limitrofe (F. 236) è, come già accennato, dimostrabile una eteropia almeno parziale con le Arenarie di Scabiazza.

La potenza complessiva della formazione, non ben quantificabile a causa della deformazione tettonica, si può valutare in almeno 200 metri. L'ambiente deposizionale era una piana sottomarina posta al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati, con apporti torbiditici distali da numerose fonti differenti come testimoniato dalla diversa composizione petrografica delle areniti che vi si rinvengono intercalate (BERTACCHINI *et alii*, 1998).

In base ai dati di letteratura (RIO & VILLA, 1987) la formazione è riferibile almeno al Santoniano-Campaniano. I campioni raccolti nell'area del foglio non hanno fornito dati significativi; in aree limitrofe sono state individuate associazioni caratterizzate dalla presenza di *Aspidolithus* sp. e *A. parvus* (Zona ad *Aspidolithus parvus* del Campaniano inferiore) ed associazioni caratterizzate dalla presenza di *Ceratolithoides aculeus* e *Quadrum gothicum*, che indicherebbero un'età campaniana superiore (Zona a *Ceratolithoides aculeus* e Zona a *Uniplanarius gothicus*). Sulla scorta di considerazioni regionali è peraltro ipotizzabile che l'età della formazione sia compresa tra il Cenomaniano superiore ed il Campaniano superiore.



Fig. 13 - Dintorni di M. Stadola (Versante sinistro della Val Secchia). Mesopieghie serrate o sub-isoclinali entro le Argille varicolori di Cassio caratterizzate dall'alternanza di peliti rossastre e di siltiti sabbiose chiare passanti a peliti scure. Al contrario di ciò che avviene nella maggior parte degli affioramenti, l'ordine stratigrafico originario della formazione è in questo caso ancora in buona parte conservato, anche se per volumi modesti.

2.1.5. - Arenarie di Poggio Mezzature (APM)

Affiorano in lembi di limitate estensioni, sistematicamente a giacitura rovesciata, nella valle del T. Rossenna (Sez. 219130). Sinonimi sono le Arenarie di Trignano di HEYMANN (1968), le Arenarie di Frassinoro di REUTTER (1969) e le Arenarie di Poggio Castellina; con quest'ultima denominazione l'unità era già stata qui in precedenza distinta nell'area del Foglio da BETTELLI *et alii* (1989b, 1989e). Considerazioni legate alla qualità degli affioramenti ed alla possibilità di osservare i rapporti stratigrafici di letto hanno consigliato di adottare la denominazione proposta in DANIELE *et alii* (1995) per i depositi del tutto simili delle valli del Dolo e del Dragone.

La formazione è rappresentata da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati sottili e, più frequentemente, medi e spessi; questi sono gradati e costituiti da una base arenacea a grana media o grossolana, localmente microconglomeratica, grigio verde, a composizione quarzoso-feldspatica. Ciascun strato verso l'alto passa ad arenaria fine ed a pelite nerastra o grigio scura spessa pochi centimetri o anche assente. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente molto minore di 1 negli intervalli

caratterizzati da stratificazione sottile o media, oltre l'unità negli strati più spessi.

Nell'adiacente F. 236, oltre che nella località tipo posta nei dintorni di Frassinoro (F. 235), la formazione passa verso il basso ad argilliti variegata silicee (Argilliti dell'Uccelliera). Sono in effetti da segnalare alcuni modesti affioramenti di argilliti brune o variegata fortemente diagenizzate e silicizzate, non cartografabili alla scala 1:50.000, che affiorano all'estremità sudoccidentale del foglio, presso la confluenza tra il T. Cervaro ed il T. Rossenna (Fig. 14). Esse sembrano effettivamente legate stratigraficamente alle Arenarie di Poggio Mezzature ivi affioranti ed appare pertanto verosimile una loro correlazione con le "Argilliti dell'Uccelliera" di DANIELE *et alii* (1995), anche se nel Foglio, a causa delle modestissime estensioni dell'affioramento, sono state accorpate alle arenarie.

L'ambiente deposizionale delle Arenarie di Poggio Mezzature è di bacino profondo posto al di sotto della superficie di compensazione dei carbonati con depositi torbiditici di conoide abbastanza prossimali.

La potenza parziale affiorante della formazione nell'area del foglio, è di qualche decina di metri. L'età, sulla base dei campioni raccolti, è risultata compresa tra il Turoniano, (Zona a *Micula staurophora*, sensu RIO & VILLA, 1983) ed il Campaniano inferiore (Zona a *Aspidolithus parvus*).



Fig. 14 – Val Rossenna, poco a sud della confluenza del T. Cervaro. Argilliti brune fissili con intercalazioni di siltiti caratterizzate da una diffusa silicizzazione. Costituiscono la base stratigrafica delle Arenarie di Poggio Mezzature (alle quali sono state accorpate) e sono correlabili con le Argilliti dell'Uccelliera affioranti nella zona di Frassinoro (alto Appennino modenese).

2.2. - SUCCESSIONE DELLA VAL TRESINARO

La successione affiora estesamente nei quadranti meridionali del foglio (Serramazzone e M. Pizzicano) e, più limitatamente, nel quadrante NW, in corrispondenza dell'alveo del F. Secchia presso Castellarano. In questa località sono presenti affioramenti di notevole interesse stratigrafico in cui si possono osservare i rapporti stratigrafici tra le due formazioni costituenti la successione in esame: il Flysch di M. Cassio e le Argille di Viano (PAPANI, 1971).

Queste due unità litostratigrafiche sono rappresentate dalla potente successione di torbiditi calcareo-marnose tipiche dei Flysch ad Elmitoidi passante verso l'alto a litotipi quasi esclusivamente pelitici (PAPANI & ZANZUCCHI, 1970).

Mentre esistono dati biostratigrafici sufficienti che permettono di assegnare al Flysch di Monte Cassio un'età compresa tra il Campaniano sup. ed il Maastrichtiano sup., al contrario l'età delle Argille di Viano costituisce un problema ancora non del tutto risolto. Le porzioni pelitiche di quest'ultima formazione, infatti, analogamente ai depositi del tutto simili presenti al tetto della Successione della Val Rossenna (cioè le Argille della Val Rossenna) sono quasi prive di carbonati e dunque anche di micro e nanofossili a guscio calcareo. Nelle porzioni calcilutitiche invece si ritrovano comunemente solo frequenti associazioni di nanofossili indicanti varie biozone del Cretaceo superiore; in letteratura viene comunque segnalata un'età paleocenica inferiore per un orizzonte basale della formazione (IACCARINO & RIO, 1972) affiorante lungo la sezione tipo.

La costante e ripetuta associazione nell'area del foglio con determinate formazioni pre-flysch e i dati e le osservazioni provenienti da altre aree dell'Appennino settentrionale suggeriscono che il substrato stratigrafico originario della Successione della Val Tresinaro era rappresentato, a partire dal basso, dalle Argille a Palombini, dalle Arenarie di Scabiazza e dalle Argille varicolori di Cassio (ABBATE & SAGRI, 1970; PAPANI, 1971; ZANZUCCHI, 1980; VESCOVI, 1993). Recentemente alcuni autori (PLESI *et alii*, 1993) hanno ipotizzato che in alcune aree la base della successione non sarebbe costituita dalle Argille a Palombini, ma da formazioni bacinali silicee e carbonatiche riferite alla copertura sedimentaria del margine austroalpino.

Tradizionalmente la posizione paleogeografica della Successione della Val Tresinaro è stata riferita al dominio ligure esterno, sia per la sua collocazione geometrica all'interno della falda ligure rispetto alle altre successioni, sia, soprattutto, per la presenza nelle sottostanti formazioni pre-flysch di depositi clastici risedimentati di provenienza austroalpina (SAMES, 1963; ABBATE & SAGRI, 1970; PLESI *et alii*, 1993).

Nei settori reggiano e modenese, la successione della Val Tresinaro e, soprattutto, le formazioni ad essa sottostanti, occupano il medio e basso Appennino ed

50

affiorano secondo una fascia a direzione appenninica che tende a restringersi da NW a SE fino a chiudersi poco oltre il F. Panaro.

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

Nel foglio questa formazione affiora principalmente nell'area di Serramazzone, del M. Pizzicano, nei dintorni di Castellarano ed a nord di Montebabbio.

Si tratta di un tipico Flysch a Elmintoidi costituito dalla ripetizione ritmica di strati torbiditici calcareo-marnosi da medi a molto spessi, tabulari (Fig. 15). La porzione basale arenitica degli strati, generalmente a grana fine, passa a marne di colore grigio-chiaro con patine ocracee, quest'ultime seguite a volte da un sottile livello di argille nerastre emipelagiche. A questi strati torbiditici calcareo-marnosi si intercalano pacchi di strati da sottili a spessi di torbiditi arenaceo-pelitici, di colore grigiastro, marrone se alterati. Tipicamente la sequenza di Bouma, in queste torbiditi silicoclastiche, è rappresentata dagli intervalli Tc-e.



Fig. 15 – Scarpata meridionale della “placca” di Serramazzone. E' osservabile sulla parete, che misura una settantina di metri, un tratto della monotona e ritmica successione di torbiditi calcareo-marnose e silicoclastiche che caratterizza il Flysch di M. Cassio. Gli strati più potenti (evidenziati dalle frecce) sono costituiti da megatorbiditi plurimetrie a base mista (calcareo-detritica passanti a marne calcaree).

Dal punto di vista ambientale la formazione rappresenta un sistema torbido di piana bacinale profonda, deposto al di sotto della CCD.

Il contatto inferiore sulle Argille varicolori di Cassio o sulle Arenarie di Scabiazza è costituito nel Modenese da una superficie tettonica. La potenza supera i 1.000 metri nella sinclinale di Viano (cfr. sezione 1) mentre nell'area di Serramazzone è di oltre 500 metri (sondaggio AGIP di Serramazzone: SERPAGLI, 1964; LOSACCO, 1966).

I campioni esaminati hanno fornito associazioni a nannofossili del Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore (Zona a *Uniplanarius trifidus*) in accordo con STOCCHI (1992). Alla formazione in letteratura viene assegnata un'età compresa tra il Campaniano superiore ed il Maastrichtiano superiore (CERRINA FERRONI *et alii*, 1990, 1992).

2.2.2. - Argille di Viano (AVI)

Gli affioramenti meglio esposti sono osservabili nell'alveo del F. Secchia presso Castellarano e nei dintorni del M. Maestà Bianca (Sez. 219050).

Litologicamente la formazione è costituita da argille prevalenti, spesso silteose, in strati generalmente sottili, di colore grigio-scuro, grigio verde o rossastro, cui si intercalano sottili strati arenacei a grana fine, grigiastri. Sono presenti sporadiche intercalazioni di strati marnosi da medi a spessi in tutto simili a quelli costituenti il Flysch di Monte Cassio, di calcisiltiti con patine giallastre ed ocracee, di calcari manganeseiferi. Costituiscono i depositi pelagici di ambiente marino profondo che seguono stratigraficamente il Flysch di Monte Cassio ed al quale passano in modo graduale e sfumato attraverso la riduzione progressiva dello spessore delle torbiditi marnose (Fig. 16). È stata distinta alla base della formazione una *litofacies calcareo-marnosa* (AVI_c) caratterizzata dal prevalere degli strati carbonatici.

In molti affioramenti la formazione è caratterizzata dalla perdita alla scala mesoscopica dell'originario ordine stratigrafico a causa di deformazioni tettoniche che hanno portato ad un diffuso *boudinage* degli strati calcarei o arenitici. La forte degradazione superficiale alla quale la formazione è particolarmente sensibile e la facile tendenza ai movimenti gravitativi rendono inoltre spesso difficoltosa l'osservazione delle caratteristiche litologico-tessiturali della formazione in affioramenti posti sui versanti. Più significativi ed interessanti da questo punto di vista sono invece gli affioramenti posti in corrispondenza dei tratti dei corsi d'acqua in erosione.

Non sono stati rinvenuti microfossili significativi nei campioni raccolti, né nell'area del foglio né al di fuori di questa: in letteratura alla parte inferiore delle Argille di Viano viene attribuita un'età paleocenica inferiore (IACCARINO & RIO,



Fig. 16 – Alveo del F. Secchia presso Castellarano. Passaggio tra il Flysch di Monte Cassio e le Argille di Viano (litofacies calcareo-marnosa).

1972). Sulla base del passaggio graduale con le sovrastanti Marni di Monte Piano (IACCARINO *et alii*, 1974) è stata peraltro ipotizzata (PAPANI, 1971; BETTELLI *et alii*, 1989a) una possibile estensione dell'età della formazione all'Eocene inferiore o al medio-superiore.

2.3. - SUCCESSIONE DELLA VAL ROSSENA

Questa successione, che copre un intervallo di tempo che si estende dal Maastrichtiano al Paleocene sup. e, forse, anche all'Eocene inferiore, è costituita da tre formazioni ed un complesso sedimentario (fig. 17). A partire dal basso, abbiamo alla base un tipico Flysch ad Elmintoidi a dominante carbonatica rappresentato dalla Formazione di Monte Venere seguita dalla potente successione di torbiditi prevalentemente terrigene della Formazione di Monghidoro; queste due formazioni, note da tempo, sono anche denominate Gruppo della Val di Sambro (ABBATE, 1969). La parte superiore della successione è formata da un'unità pelitica, le Argille della Val Rossenna, e da un sovrastante corpo caotico, il Complesso del Rio Cargnone (il toponimo corrisponde ad un affluente di destra del F. Secchia: F. 218). Queste due ultime formazioni sono state distinte solo di recente (BETTELLI *et alii*, 1989a, 1989d) e affiorano a cavallo dell'Appennino

modenese e di quello reggiano. Nel quadrante SW del Foglio 219 e nel F. 236 è presente l'area tipo della successione: qui vi affiorano con continuità, per lo più a giacitura rovesciata, quasi tutti i termini della successione. Le Formazioni di Monte Venere e Monghidoro affiorano estesamente anche tra Prignano ed il F. Secchia in giacitura diritta.

I terreni della Successione della Val Rossenna si rinvencono ovunque a contatto tettonico con le formazioni pre-flysch per cui non è possibile definire quale fosse la sua base stratigrafica.

Nell'Appennino parmense sono state tuttavia segnalate delle peliti policrome (Argille varicolori di Case Garola di PLESI *et alii*, 1993) alla base stratigrafica del Flysch di Solignano (VENZO *et alii*, 1965; ZANZUCCHI, 1980) correlato con la Formazione di Monte Venere (ABBATE & SAGRI, 1970; ZANZUCCHI, 1980; RIO & VILLA, 1983; FONTANA *et alii*, 1991). Parimenti problematica è la collocazio-

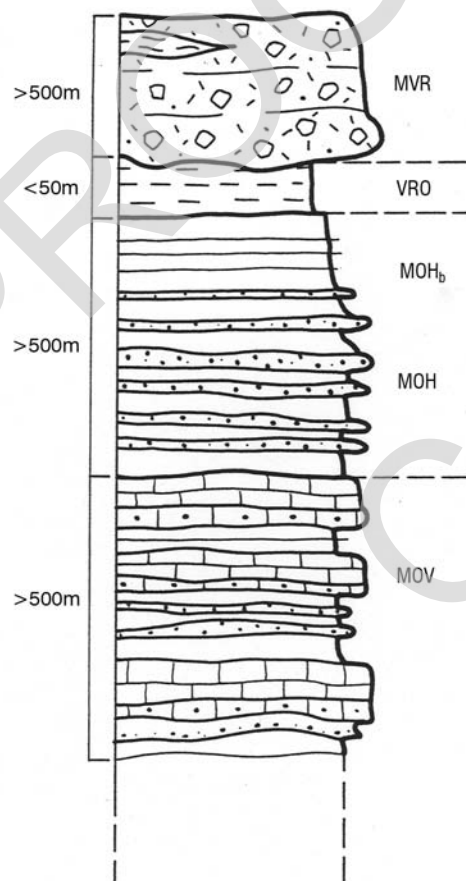


Fig. 17 - Colonna stratigrafica schematica della Successione della Val Rossenna.

Legenda: MOV: Formazione di Monte Venere; MOH: Formazione di Monghidoro; MOH_b: Formazione di Monghidoro, lito-facies pelitico-arenacea; VRO: Argille della Val Rossenna; MVR: Complesso del Rio Cargnono.

ne paleogeografica della successione all'interno del dominio ligure (FIORONI *et alii*, 1996). La Formazione di Monte Venere e soprattutto la Formazione di Monghidoro sono state collocate da vari autori in una posizione interna del bacino ligure, in prossimità del massiccio sardo-corso, al fine di giustificare gli apporti silicoclastici indicativi di un'area fonte caratterizzata da un basamento cristallino granitico e metamorfico (FONTANA *et alii*, 1991) e la relativa "prossimità" dei depositi torbiditici (ABBATE & SAGRI, 1970).

Alla persistenza delle fonti delle torbiditi terrigene rimaste attive dal Maastrichtiano al Paleocene superiore si sono alternate, soprattutto per l'intervallo cretacico della successione, ma anche in minor misura fino al Paleocene superiore, fonti torbiditiche con fanghi calcarei di probabile provenienza austro-alpina, in analogia con quella di molti Flysch ad Elmintoidi liguri. Con il Paleocene superiore si esauriscono anche gli apporti arenacei e la parte superiore della successione con le Argille della Val Rossenna mostra significative analogie con i depositi, forse coevi, presenti al tetto stratigrafico del Flysch di Monte Cassio (Argille di Viano) ed alla base della Formazione di Savigno (Formazione di Poggio) di età eocenica inferiore, quest'ultima affiorante nel Bolognese (F. 237 e F. 220).

La presenza al tetto della successione (Complesso del Rio Cagnone) dei potenti corpi di breccie argillose poligeniche e di masse ancora integre di formazioni cretacee, derivanti almeno in parte dallo smantellamento della successione stratigrafica sottostante al Flysch di Monte Cassio, sembra indicare che, almeno in epoche immediatamente precedenti la fase ligure (Eocene medio), queste due successioni fossero tra loro vicine. Anche l'attuale distribuzione geografica ed i rapporti strutturali tra la Successione della Val Rossenna e la Successione della Val Tresinaro lungo le trasversali del Modenese e del Bolognese, in parte suturati dalla Successione epiligure, indicano che queste due successioni sono state tra loro accostate dalla fase ligure e sembrano confermare l'ipotesi sulla reciproca posizione paleogeografica precedentemente occupata.

2.3.1. - *Formazione di Monte Venere (MOV)*

La Formazione di Monte Venere affiora a sud di Prignano, tra il centro abitato ed il T. Rossenna; essa è costituita da torbiditi calcareo-marnose in strati da medi a massicci; la base detritica a grana fine o finissima e di colore grigio chiaro passa a potenti intervalli di marne calcaree e calcari marnosi con a tetto sottili intervalli argillosi grigio scuro o nerastri. A queste torbiditi calcareo-marnose si alternano pacchi di strati a composizione arenaceo-pelitica grigio-brunastri con rapporto arenaria/pelite generalmente maggiore di 1. La base è arenitica spesso fine o media e, a luoghi, alterata in giallastro od ocre. La cementazione delle porzioni basali delle torbiditi silicoclastiche è variabile, localmente scarsa, specie

per le arenarie a grana più grossolana. Tra le strutture sedimentarie tipiche di strati torbiditici sono particolarmente frequenti le laminazioni ondulate e oblique dell'intervallo Tc di Bouma e i *flute casts* alla base delle torbiditi silicoclastiche che indicano direzioni di apporto dai quadranti meridionali (PAREA, 1965; ABBATE & SAGRI, 1970; BRUNI, 1973). Caratteristica macroscopica della formazione è la sua ritmicità, sottolineata dalla presenza di megatorbiditi calcareo-marnose, di spessore anche superiore alla quindicina di metri, che si susseguono ad intervalli più o meno regolari, separate da pacchi di torbiditi silicoclastiche e carbonatiche di minore spessore. Il tetto della formazione è stato convenzionalmente posto in corrispondenza dell'ultima megatorbidite carbonatica (FIORONI *et alii*, 1996). Verso l'alto della formazione si osserva un aumento della frequenza delle torbiditi arenaceo-pelitiche, sino ad essere prevalenti in spessore su quelle calcareo-marnose.

Le caratteristiche del deposito indicano un ambiente marino profondo di piana abissale in cui giungevano torbiditi silicoclastiche e carbonatiche provenienti da differenti aree sorgenti.

La potenza parziale della formazione (la base stratigrafica non è mai osservabile) è superiore ai 500 metri.

L'unità è attribuibile al Campaniano superiore-Maastrichtiano (FIORONI *et alii*, 1996; PAPANI *et alii*, 2002).

2.3.2. - *Formazione di Monghidoro (MOH)*

La Formazione di Monghidoro, che affiora in Val Rossenna e nei dintorni di Castelvecchio nel settore sudoccidentale del foglio, è caratterizzata da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati da sottili a molto spessi (prevalgono in genere gli spessi). Essi sono caratterizzati da una porzione arenacea basale a grana media o fine, a luoghi grossolana o microconglomeratica, grigia o bruna. Essa passa verso l'alto a pelite, spesso siltosa, grigio scura. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente maggiore di 1. La cementazione dei litotipi arenacei è variabile, localmente scarsa. Sono poi presenti, irregolarmente intercalate agli strati silicoclastici, torbiditi calcareo-marnose, più frequenti verso la base, simili a quelle che caratterizzano MOV; generalmente queste torbiditi presentano strati da medi a spessi, sono di color grigio-biancastro o rosate e, a luoghi, sono prive della porzione detritica basale a grana fine.

La potenza complessiva della formazione nell'area del Foglio è di alcune centinaia di metri. Il contatto inferiore è graduale su MOV e, come detto, caratterizzato dalla scomparsa delle megatorbiditi calcareo-marnose.

La formazione è attribuibile al Maastrichtiano superiore (FIORONI *et alii*, 1996; PAPANI *et alii*, 2002).

Nella parte alta dell'unità è stata distinta la *litofacies pelitico-arenacea* (**MOH_b**) affiorante soltanto in sinistra del T. Rossenna a nord di Serra, in corrispondenza del fianco superiore della grande struttura coricata della Val Rossenna. E' costituito da alternanze pelitico-arenacee con A/P minore di 1, in strati generalmente sottili e medi con caratteristiche litologiche complessive del tutto analoghe a quelle di MOH. La potenza di questa litofacies è di alcune decine di metri; essa rappresenta, nell'area del foglio, la parte sommitale della Formazione di Monghidoro ed indica una graduale e costante diminuzione del volume degli apporti arenacei che scompariranno completamente con la deposizione delle sovrastanti Argille della Val Rossenna; un' ulteriore litofacies esclusivamente pelitica, distinta poco più a sud (**MOH_a**, F. 236) al di sopra di quella pelitico-arenacea, non è in quest'area cartografabile.

2.3.3. - Argille della Val Rossenna (**VRO**)

Affiorano in modo discontinuo esclusivamente nella omonima valle, lungo una sottile fascia in corrispondenza del fianco rovesciato della struttura plicativa che interessa tutta la successione.

Sono costituite da argille prevalenti, a luoghi siltose, di colore grigio, verde e rossastro, in strati sottili o molto sottili, evidenti spesso per le bandature di diverso colore. Subordinatamente sono presenti strati sottili di arenarie fini e strati da sottili a medi di marne calcaree biancastre od ocracee con tracce fossili (Fucoidi).

L'ambiente al quale riferire la formazione è marino profondo, certamente sotto la CCD per la quasi totale assenza di carbonati. Il processo sedimentario è attribuibile in prevalenza a correnti di torbida molto diluite ed in subordine a decantazione. La potenza è di poche decine di metri. Il passaggio su **MOH_b** è graduale e caratterizzato dalla comparsa di peliti rossastre. L'età non è direttamente determinabile per l'assenza di microfossili a guscio calcareo (Foraminiferi e nanofossili), ma potrebbe essere o paleocenica superiore o, molto più probabilmente, eocenica inferiore, considerato che il Paleocene superiore è rappresentato nella sottostante unità **MOH_b** e che i tassi di sedimentazione dovevano essere piuttosto bassi.

2.3.4. - Complesso di Rio Cargnone (**MVR**)

Anche questa unità affiora esclusivamente in Val Rossenna ove si rinviene al nucleo della già citata piega rovesciata. La presenza di questa unità al tetto stratigrafico della successione è stata segnalata per la prima volta da BETTELLI (1980) e successivamente confermata (BETTELLI *et alii*, 1989a; 1989d) con la denominazione provvisoria di "Melange della Val Rossenna".

Si tratta di un corpo caotico di origine sedimentaria di notevole potenza (alcune centinaia di metri) costituito sia da lembi di formazioni pre-flysch a struttura tettonica interpretate come frane in blocco o in massa, sia da corpi di breccie argillose poligeniche inglobanti o strettamente associate ai precedenti. Quest'ultimi corpi (**MVR_a**) sono generalmente di colore grigio-scuro e privi di stratificazione ben visibile, con clasti da millimetrici a metrici costituiti, in ordine di frequenza, da argille, calcilutiti biancastre e subordinatamente da arenarie grigiastre.

I lembi di formazioni pre-flysch facenti parte del Complesso del Rio Cargnone sono, nell'area del foglio, rappresentati da tettoniti argilloso-calcaree forse attribuibili alle Argille a Palombini o ad altre unità non ben definite (**MVR_b**) e da lembi di tettoniti argillitiche varicolorate (**MVR_d**) in tutto simili alle Argille varicolori di Cassio. Da ricordare che in aree limitrofe (F.236, F. 218) sono presenti anche lembi di torbiditi pelitico-arenacee riferibili alle Arenarie di Scabiazza.

L'ambiente deposizionale dell'intero Complesso del Rio Cargnone è marino profondo, di base scarpata o di margine di bacino. Il processo è, come accennato, attribuibile a colate dense di fango e detrito (*mud and debris flow*) e a frane di scivolamento in massa. All'interno delle breccie argillose poligeniche non sono stati rinvenuti clasti di età più recente del Cretaceo. In base alla posizione stratigrafica occupata l'unità può essere attribuita all'intervallo compreso tra l'Eocene inferiore e la parte basale dell'Eocene medio, in quanto il complesso è coinvolto in una piega di fase ligure sulla quale appoggiano in discordanza angolare le Marne di Monte Piano di età eocenica media (Luteziano).

2.4. - FLYSCH AD ELMINTOIDI (**ELM**)

Con questa generica informale denominazione litostratigrafica sono stati cartografati alcuni lembi isolati di torbiditi silicoclastiche e carbonatiche di età cretacea superiore che, per caratteristiche stratigrafiche e anche per la attuale posizione strutturale, commista a formazioni pre-Flysch e ad Unità subliguri, non sono attribuibili con certezza ad alcuna delle coeve formazioni liguri appartenenti ai "Flysch ad Elmintoidi". Questi lembi affiorano principalmente lungo il torrente Cervaro (a SW di Serramazzone) e nell'alta valle del T. Tiepido.

Dal punto di vista litologico si tratta di areniti ibride medie o fini, grigiastre passanti a calcilutiti grigio chiare o giallastre in strati generalmente molto spessi, debolmente gradati e a geometria tabulare a cui si intercalano pacchi di strati da sottili a spessi di arenarie da finissime a grossolane, grigio-marroni passanti a peliti siltose, grigio scure con rapporto A/P generalmente maggiore di 1. Entrambi i tipi di strati sono interpretabili come torbiditi deposte in ambiente di piana sottomarina. Frequenti, al tetto degli strati, sottili intervalli argillosi neri o

58

nero-verdastri assolutamente privi di frazione carbonatica, che rappresentano i depositi da decantazione pelagica al di sotto della CCD.

I contatti con le formazioni circostanti sono sempre tettonici. La potenza affiorante è al massimo di alcune centinaia di metri.

La maggior parte delle associazioni a nannofossili sono riferibili al Campaniano superiore - Maastrichtiano o ad un generico Cretaceo superiore; alcuni campioni contengono associazioni riferibili alla Zona a *Uniplanarius trifidus*.

3. - SUCCESSIONE EPILIGURE

La Successione epiligure, così come definita in origine (RICCI LUCCHI & ORI, 1985), comprende tutti i depositi successivi alla fase tettonica ligure (Eocene medio) che giacciono in discordanza angolare sulle Unità liguri deformate, rappresentando il risultato della sedimentazione entro bacini episuturali *sensu* BALLY & SNELSON (1980).

Subito dopo la fase tettonica ligure (Eocene medio) la sedimentazione inizia su di un substrato fortemente deformato ed in ambiente marino piuttosto profondo, con depositi rappresentati da potenti accumuli di breccie poligeniche (depositi di colate dense di fango e detrito), da marne ed argille emipelagiche con strati torbiditici e da corpi arenacei risedimentati. Si configura in questo modo un nuovo dominio paleogeografico, il Dominio epiligure, che si sostituisce temporalmente al Dominio Ligure ormai privo di significato. La sedimentazione epiligure procede in un contesto di mare piuttosto profondo fino al Miocene inferiore quando si sviluppa una tipica sedimentazione di piattaforma con apporti sia terrigeni extrabacinali che carbonatici intrabacinali.

Il limite superiore della Successione epiligure (che nella definizione originaria non è esplicitamente specificato, ma che teoricamente poteva comprendere anche i depositi plio-quadernari) è stato da tempo (FIORONI & PANINI, 1989) ristretto a comprendere la sola Formazione del Termina (LUCCHETTI *et alii*, 1962) di età compresa tra il Serravalliano sommitale ed il Messiniano inferiore, escludendo i terreni più recenti (Fig. 18). Ciò in quanto quest'ultimi, pur se depositi (ma non esclusivamente) al di sopra della coltre ligure, sono a scala regionale presenti in contesti strutturali e geodinamici differenti da quelli più antichi (cfr. BIGI *et alii*, 1990). In seguito ad una fase deformativa (Fase tortoniana Auctt.) che precede la deposizione delle evaporiti messiniane (e dei terreni ad esse legati stratigraficamente: formazione di letto Auctt.) viene dunque meno la peculiare individualità paleogeografica della Successione epiligure.

Nell'area del foglio i depositi epiliguri affiorano su vaste zone in prevalenza nella parte centrale e nordoccidentale. La parte inferiore della successione (pre-

cedente alla Formazione di Pantano), presenta in genere una maggiore articolazione stratigrafica con affioramenti anche molto estesi, costituiti in prevalenza da breccie sedimentarie di vario tipo ed età. La parte superiore, relativamente più omogenea affiora in modo discontinuo principalmente in due aree: nella fascia che va dal M. Stadola al T. Tiepido e nei pressi di Guiglia.

La descrizione delle unità litostratigrafiche epiliguri seguirà nei limiti del possibile uno schema temporale, dalle più antiche alle più recenti, ma l'elenco non rispecchia sempre la reale successione dei terreni valida per l'intera area del foglio, essendovi notevoli differenze nella successione stratigrafica anche a distanze relativamente brevi (Fig. 18).

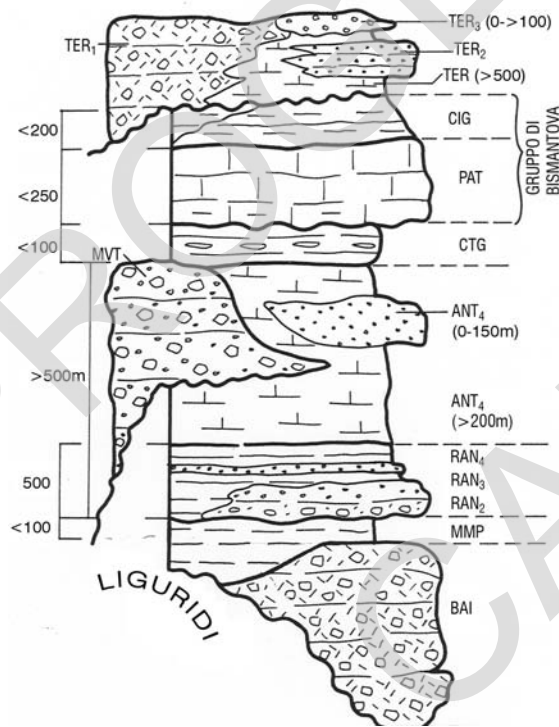


Fig. 18 - Colonna stratigrafica schematica della Successione epiligure.

Legenda: BAI: Breccie argillose di Baiso; MMP: Marne di Monte Piano; RAN₂: Formazione di Ranzano, membro della val Pessola; RAN₃: Formazione di Ranzano, membro di Varano de' Melegari; RAN₄: Formazione di Ranzano, membro di Albergana; ANT: Formazione di Antognola; ANT₄: Formazione di Antognola, Membro di Anconella; MVT: Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa; CTG: Formazione di Contignaco; PAT: Formazione di Pantano; CIG: Formazione di Cigarrello; TER: Formazione del Termina; TER₁: Formazione del Termina, membro di Montardone; TER₂: Formazione del Termina, membro di Montebaranzone; TER₃: Formazione del Termina, membro di Cà del Chierico.

3.1. - BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO (BAI)

Con questa denominazione vengono indicati tutti quei corpi rocciosi a tessitura caotica originati da colate miste di fango e detrito ad alta densità (*mud flow*)

60

e *debris flow*) in ambiente marino profondo (mélange sedimentari, olistostromi s.s., breccie argillose poligeniche, ecc.) che:

- a) costituiscono localmente la base della Successione epiligure in estese aree dell'Appennino emiliano;
- b) non hanno al loro interno lembi di (o non sono intercalati a) peliti attribuibili alla Formazione di Antognola (ANT) o ad unità più recenti;
- c) sono caratterizzati, dalla scala microscopica a quella dell'affioramento, da una tessitura clastica, ma che a luoghi possono contenere masse (blocchi e megablocchi; SUNDELL & FISHER, 1985) e/o livelli appartenenti alle unità liguri od epiliguri eoceniche od oligoceniche basali.

Si tratta infatti di breccie poligeniche a matrice prevalentemente argillosa, solo localmente arenacea, intendendo per matrice la frazione detritica a grana fine nella quale si trovano immersi clasti e blocchi poligenici di dimensioni variabili, da millimetrici fino a plurimetrici; chiaramente la distinzione tra matrice e clasti è legata alla scala di osservazione ed è arbitraria, non essendo possibile stabilire un oggettivo limite dimensionale tra le due categorie così come accade nelle rocce sedimentarie detritiche (BETTELLI & PANINI, 1989). Queste breccie si sono originate a spese delle formazioni liguri, per lo più quelle pre-flysch, immediatamente dopo e, dubitativamente, durante l'acme della fase tettonica ligure. Esse pertanto testimoniano probabilmente una fase di riequilibrio gravitativo posteriore o contemporaneo alla creazione di "alti" strutturali costituiti dalle formazioni liguri tettonizzate. E' da rimarcare che dove il tetto delle unità liguri sottostanti le epiliguri è costituito dalla Successione della Val Tresinaro, non è registrata, se non eccezionalmente, la deposizione di breccie.

Localmente si rinvencono, inglobati nelle breccie, lembi di prevalenti peliti riferibili alle Marne di Monte Piano (MMP), evidentemente deposti attraverso i "normali" processi di sedimentazione e successivamente coinvolti nei processi di risedimentazione in massa.

In base ai caratteri litologici, in buona parte ereditati dalle formazioni liguri da cui queste breccie traggono origine, la formazione è stata interamente suddivisa in membri i cui rapporti reciproci sono generalmente complessi o non verificabili a causa dei differenti areali di affioramento a scala regionale. Per quanto riguarda l'età della formazione gli unici dati diretti possono essere forniti dai lembi di formazioni epiliguri inclusi stratigraficamente entro le breccie argillose poligeniche, che possono essere ovviamente antecedenti o al massimo coevi con l'età di messa in posto delle breccie argillose. Questi lembi hanno fornito associazioni a Foraminiferi ricche di individui planctonici, ma che permettono solo una generica attribuzione all'Eocene medio, non comprendendo specie a distribuzione limitata. Sono infatti presenti *Acarinina bullbrooki*, *Globigerina senni*, *Globigerinatheka gr. subconglobata*, *G. mexicana mexicana* e *Morozovella spinulosa*. Non presentando inclusi più recenti del Bartoniano e sulla base della

posizione stratigrafica si ritiene che l'età possa essere compresa tra il Luteziano sup. e il Bartoniano.

Sono stati istituiti in questa unità alcuni membri, di cui tre ampiamente affioranti nell'area; essi in alcuni casi corrispondono ad unità litostratigrafiche che in letteratura possedevano il rango di formazione.

Il *Membro della Val Fossa* (**BAI₁**) corrisponde alle analoghe e in parte omonime unità già distinte nell'Appennino reggiano e modenese (BETTELLI & PANINI, 1985b; BETTELLI *et alii*, 1989b, 1989d; DE NARDO, 1992). Affiora in modo discontinuo alla base della Successione epiligure su un substrato ligure costituito da Argille varicolori di Cassio (Fig. 19), Arenarie di Scabiazza e, localmente, Argille di Viano. Il contatto stratigrafico, preservato in pochi punti, è netto e ben visibile a NW di Roteglia in alcune aree di cava, e con più difficoltà a sud di San Michele dei Muchietti e ad ovest di Montebaranzone.

Si tratta di breccie poligeniche a matrice prevalentemente argillosa con clasti di norma di piccole dimensioni (raramente superiori al metro), rappresentati da peliti policrome, da calcilutiti grigie e biancastre e da arenarie grigio-scure. Sono abbastanza frequenti blocchi e lembi metrici o plurimetrici di Argille varicolori di Cassio (Fig. 20). Il colore dominante della componente argillosa è il grigio scuro-nerastro; tale carattere cromatico caratterizza nell'area del foglio questo



Fig. 19 – Dintorni di M. Stadola (Rio di Roteglia). Contatto tra le Breccie argillose di Baiso (Membro della Val Fossa) e le sottostanti Argille Varicolori di Cassio qui caratterizzate da peliti grigie scure o nerastre e da marne argillose e siltiti chiare.

62



Fig. 20 – Un aspetto tipico del Membro della Val Fossa delle Breccie argillose di Baiso lungo l'omonima valle. E' evidente la tessitura clastica del deposito caratterizzata da una matrice argillosa scura inglobante pezzame litoide più chiaro (calcilutiti e marne siltose in prevalenza). In basso in primo piano si può notare una delle masse ancora integre di argille varicolorate (AVV) che caratterizzano il membro in molti affioramenti.

membro delle Breccie argillose di Baiso. I litotipi presenti derivano prevalentemente dalle Argille varicolori di Cassio e subordinatamente dalle Arenarie di Scabiazza e dalle Argille a Palombini. Localmente possono trovarsi inclusi metrici e decametrici appartenenti alle Marne di Monte Piano. Il membro ha uno spessore variabilissimo e spesso non ben definibile a causa della mancanza di chiare superfici di stratificazione e per la diffusa presenza di contatti meccanici; si può valutare comunque che esso possa raggiungere almeno alcune centinaia di metri.

Un secondo membro (*Membro di Pian di Setta*, **BAI₂**) è stato, con qualche dubbio per la possibilità che possa in alternativa trattarsi di un corpo di età più recente, distinto in corrispondenza della bassa valle del Secchia e della Val Fossa. Esso affiora estesamente ad ovest e ad est di Alevara, in destra Secchia (Vallurbana) ed in sinistra dello stesso fiume (M. Maestà Bianca). Anche questo membro è costituito di breccie poligeniche a matrice prevalentemente argillosa, ma i clasti sono in prevalenza formati da argille grigie, calcilutiti silicee grigio biancastre e arenarie grigio scuro e, subordinatamente, da argille policrome e da calcari marnosi biancastri. Il colore dominante del membro è il grigio scuro, più chiaro comunque di **BAI₁**. I clasti e la matrice argillosa sono stati originati a

spese prevalentemente di APA, subordinatamente di AVV e SCB. I blocchi metrici di formazioni liguri integre non sono frequenti come in **BAI₁**. La potenza può raggiungere alcune centinaia di metri. Il contatto inferiore stratigrafico del membro, generalmente su **BAI₁**, è conservato in alcuni punti soprattutto tra la Vallurbana e la Val Tiepido (Fig. 21); quando avviene direttamente su AVV è netto e visibile in pochi tratti nella parte alta della Vallurbana (Sezione N. 219100).

Il *Membro di Prà Cavallazzo* (**BAI₆**) affiora in limitate aree della Vallurbana e soprattutto nei rilievi circostanti Roteglia. E' costituito di breccie poligeniche a matrice argillosa con clasti litoidi costituiti da arenarie sottili grigio-marroni e in subordine da areniti calcaree e marne calcaree grigio-chiaro o biancastre. I clasti presenti derivano in prevalenza dalle Arenarie di Scabiazza. Lo spessore massimo del membro supera il centinaio di metri. Il contatto inferiore, visibile in un tratto limitato nei pressi del Rio Roteglia, è netto su AVV.

Le caratteristiche litologiche del membro sono del tutto simili a quelle delle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa che verranno trattate successivamen-



Fig. 21 – Fianco meridionale della Sinclinale di Montebanzone, a nord di Bompanara. Giustapposti alla Formazione di Pantano (PAT) affiorano, con un contatto per faglia, i depositi riferibili al Membro di Piandisetta delle Breccie argillose di Baiso (**BAI₂**) o, in una differente ipotesi, a quelle della Val Tiepido-Canossa (MVT) che a loro volta sottostanno con un contatto stratigrafico a quelle del Membro della Val Fossa (**BAI₁**); esse presentano peraltro in questa zona anche estesi lembi costituiti da masse ancora integre di Argille Varicolori di Cassio. Queste formazioni sovrascorrono poi con un contatto immergente a sud (linea bianca) le peliti siltoso-sabbiose tortoniane della Formazione del Termina (TER).

te. In passato gli affioramenti in questione erano in effetti stati attribuiti a quest'ultima unità litostratigrafica (BETTELLI & PANINI, 1985b; BETTELLI *et alii*, 1989d). In mancanza di riscontri diretti sulla presenza di inclusi di età oligocene alla base o entro le breccie argillose qui trattate si è invece, in questa sede, considerato le stesse come dovute ad episodi di colate di età antecedente. L'ipotesi di una loro alternativa correlazione con le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa non può però essere scartata a priori anche per i rapporti di diretta sovrapposizione alle Liguridi che questa formazione mostra in aree contigue del foglio (alta val Tiepido).

3.2. – MARNE DI MONTE PIANO (MMP)

Questa unità litostratigrafica, definita per la prima volta da PIERI (1961), affiora, a causa dello suo modesto spessore, in strette e continue fasce nella sinclinale di Viano, ed in limitate e discontinue aree nei quadranti SW e SE .

Le caratteristiche litologiche della formazione ricordano da vicino alcune di quelle del Membro di Rio Giordano (LOI₁) della Formazione di Loiano con le quali erano state in passato anche riunite, assieme alle arenite tipiche di quest'ultima unità litostratigrafica, in una unica formazione (BETTELLI *et alii*, 1989b; 1989c). Si tratta infatti di argille marnose e marne argillose prevalentemente rosse, rosate, grigio chiare e, subordinatamente, di color verdastro o verde chiaro (Fig. 22).

Si presentano in strati di spessore molto variabile, spesso mal distinguibili; a luoghi sono presenti sottili strati di siltiti nerastre, di arenarie fini biancastre, risedimentate e, più raramente, calcilutiti marnose grigioverdi. La stratificazione originaria della formazione è spesso obliterata da complesse deformazioni sia di tipo plicativo, sia caratterizzate dallo sviluppo di numerose superfici di taglio. Tali deformazioni sarebbero in buona parte avvenute quando i litotipi argillosi presentavano ancora uno scarso o nullo grado di litificazione e rappresentano, probabilmente, deformazioni legate a fenomeni di scivolamento gravitativi (*slumpings*).

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un bacino marino profondo caratterizzato dalla decantazione di argille pelagiche e dall'arrivo di correnti di torbida diluite con esclusiva risedimentazione di materiale terrigeno fine e finissimo.

Il contatto inferiore della formazione è concordante o pseudoconcordante su AVI lungo il fianco nord della sinclinale di Viano (vedi oltre), ma, più frequentemente, discontinuo su BAI. Con questi corpi di breccie argillose presenti alla base della Successione epiligure, le Marne di Monte Piano presentano, come già detto, anche rapporti originari di intercalazione. Il contatto inferiore della formazione è visibile in varie località: nei dintorni di Pigneto, a nord di Roteglia ed a nord di Montebabbio.



Fig. 22 – Alveo del F. Secchia a valle di Castellarano. Peliti nocciola, grigie e rosate ove eccezionalmente (a causa della quasi nulla alterazione superficiale) è ancora abbastanza facilmente riconoscibile l'originaria stratificazione delle Marne di Monte Piano. L'affioramento è ubicato a pochi metri dal contatto stratigrafico discontinuo con le soprastanti arenarie e conglomerati della Formazione di Ranzano.

Le Marne di Monte Piano sono attribuibili all'intervallo compreso fra la parte superiore del Luteziano sino al Priaboniano (dalla Zona P12 alla Zona P17); in aree limitrofe (F.218 "Castelnovo né Monti") è stata ipotizzata la sua estensione sino al Rupeliano (FREGNI, 1986; DE NARDO com. pers.)

3.3. - FORMAZIONE DI RANZANO (RAN)

Nell'area del foglio la Formazione di Ranzano, che presenta a scala regionale una notevole articolazione in membri informali e litofacies e che è stata oggetto di una recente revisione (MARTELLI *et alii*, 1993), è espressa in prevalenza da sedimenti detritici (attribuibili al membro della Val Pessola) e pelitico-arenacei (attribuibili al membro di Varano de' Melegari). Entrambi affiorano esclusivamente nel quadrante NE del foglio, al nucleo della sinclinale di Viano.

Il membro della Val Pessola (**RAN₂**) è costituito da litoareniti feldspatiche con presenza caratteristica di serpentiniti massive, in strati da medi a molto spes-

si, tabulari, grigi, con subordinati strati conglomeratici a matrice sabbiosa in strati da spessi a molto spessi, tabulari e lenticolari. Localmente sono presenti sottili intervalli pelitici grigi e verdastri. In posizione spesso basale è stata distinta la litofacies arenaceo-conglomeratica (**RAN_{2a}**) formata da banchi arenacei a grana grossolana e conglomeratici (Fig. 23) con caratteristici nuclei globulari od orizzonti stratiformi maggiormente cementati (cogoli). Lo spessore del membro varia dai 50 ai 500 m circa. L'età è rupeliana inferiore (MARTELLI *et alii*, 1998).



Fig. 23 – Alveo del F. Secchia a valle di Castellarano. Base conglomeratica di un grosso banco entro la litofacies arenaceo-conglomeratica (**RAN_{2a}**) del membro della Val Pessola (Formazione di Ranzano). L'intervallo conglomeratico è erosivo sull'arenite dello strato sottostante (in primo piano) ed è dislocato di qualche decimetro (in secondo piano) da una faglia subverticale con apparente spostamento destro. Nord geografico a sinistra.

Il membro di Varano de' Melegari (**RAN₃**) è costituito in prevalenza da alternanze arenaceo-pelitiche con A/P generalmente minore di 1. Gli strati, da sottili a spessi, tabulari, sono costituiti da una base litarenitica fine o finissima, grigio verdastra, passante a pelite e a pelite marnosa grigio-verde. Le peliti, in alcuni casi, possono costituire quasi l'intero strato. All'interno del membro è stata distinta la litofacies arenacea di Case Spilamborchia (**RAN_{3c}**), con caratteristi-

che analoghe a quelle generali, ma con un rapporto A/P mediamente maggiore di 1. L'età del membro è rupeliana medio-superiore.

Ad est del F. Secchia la formazione affiora in aree ristrette ed in lembi discontinui ed è rappresentata in prevalenza da sedimenti pelitici che sono stati compresi sotto la denominazione di *membro di Albergana (RAN₄)*. Si tratta per lo più di alternanze pelitico-arenacee con rapporto A/P in genere molto minore di 1. Gli strati sono generalmente sottili, tabulari e costituiti da una base feldspato-arenitica finissima o fine, passante ad argilla marnosa grigio-scura; frequentemente la frazione arenacea è quasi assente. La stratificazione è spesso mal distinguibile, risultando a volte molto difficile una netta differenziazione litologica dai sovrastanti depositi marnosi della Formazione di Antognola. Tra le due formazioni è stata comunque da tempo segnalata nell'area del foglio una discontinuità significativa, localmente sottolineata anche da una discordanza angolare (FREGNI & PANINI, 1988). La potenza del membro di Albergana varia da poche decine di metri ad oltre 100 m.

L'ambiente deposizionale della formazione nel suo complesso è riferibile ad una scarpata-bacino. Il processo sedimentario delle porzioni arenaceo-pelitiche o pelitiche è rappresentato da correnti di torbida, generalmente di piccolo volume e con modesto carico sospeso; subordinatamente, anche da decantazione di emipelagiti. I depositi arenaceo-conglomeratici sono invece riferibili a flussi granulari concentrati ed iperconcentrati e da correnti torbiditiche ad alta densità.

Il passaggio inferiore è netto su MMP con lacuna stratigrafica, o localmente è direttamente su BAI.

L'età della formazione è compresa nelle biozone NP22 - NP23 (MARTELLI *et alii*, 1998) e P18 (FREGNI & PANINI, 1988; BETTELLI *et alii*, 1989b; 1989c) riferibili al Rupeliano.

3.4. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

Affiora a tratti nell'area di Guiglia, in Val Tiepido e, più estesamente, nei quadranti occidentali del foglio: ad ovest e a nord di Montebaranzone, a NW di Montegibbio nei pressi del M. Stadola ed ai margini della sinclinale di Pigneto (Sez. 219090), ove appoggia su RAN con contatto netto e discontinuo.

La formazione, con le tipiche litofacies diffuse su tutto l'Appennino emiliano e pavese (PIERI, 1961), è costituita da marne e marne argillose grigio-verdi in strati spesso mal definiti, a luoghi siltose e con caratteristiche patine manganesifere sulle superfici di frattura. A luoghi sono presenti intercalazioni di strati arenacei torbiditici in genere da sottilissimi a medi.

Entro la formazione è stato distinto e cartografato il *Membro di Anconella*

(ANT₄) (WIEDENMAYER, 1950; AZZAROLI, 1953) intercalato nella parte alta delle marne; esso affiora in sporadiche esposizioni al M. Stadola, nei pressi di Montegibbio ed a NW di Monte Tagliato (Sez. 219100 e 219110) con spessori che non superano i 30 m. Altre esposizioni con spessori superiore al centinaio di metri sono presenti a sud di Monte Orsello (Sez. 219160) ove costituiscono la propaggine settentrionale degli estesi affioramenti di Rocca Malatina del F. 236. Il membro ANT₄ è costituito da arenarie risedimentate di color grigio-chiaro o giallastro se alterate, a grana da fine a molto grossolana ed a composizione quarzoso-feldspatica. Gli strati, da medi a molto spessi fino a banchi plurimetrici spesso amalgamati, sono in genere tabulari, ma con molte irregolarità a scala metrica e decametrica (Fig. 24); a tetto compaiono sporadici intervalli centimetrici di peliti nerastre o grigio-scure, siltose ed arricchite in frustoli carboniosi e di marne argillose grigio-verdi. Il rapporto A/P nel membro è generalmente molto maggiore di 1. Le strutture sedimentarie interne agli strati o sono assenti oppure sono rappresentate da grossolana gradazione e da lamine piano-parallele spesse nelle porzioni superiori degli strati. Sulla base dei caratteri composizionali assai simili (PANINI, 1981) non è da escludere che le arenarie del Membro di Anconella siano il prodotto di una parziale "cannibalizzazione", o riciclo, delle più antiche Arenarie di Loiano delle quali ricalcano la composizione petrografica (CIBIN, 1989).



Fig. 24 - Ex cava di sabbia lungo la strada Tagliata - Pieve di Trebbio. Banchi di arenarie a stratificazione mal definita per amalgamazioni entro il Membro di Anconella della Formazione di Antognola.

La Formazione di Antognola, oltre che poggiare sulla Formazione di Ranzano, può presentare una “interdigitazione” con parte delle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa. In alcuni casi (Monte Stadola, in sinistra Secchia) le breccie argillose, di spessore relativamente modesto, costituiscono a loro volta una intercalazione entro i depositi marnosi tipici della formazione. Tali rapporti hanno portato nell’adiacente F. 218, alla definizione di un vero e proprio membro interno (membro o Breccie di Canossa). In altre località i rapporti tra Formazione di Antognola e Breccie della Val Tiepido-Canossa sono più complessi ed ambigui. A luoghi si ritrovano lembi o masse di marne oligoceniche superiori non cartografabili compresi entro le breccie argillose.

Le peliti caratteristiche della formazione rappresentano una sedimentazione emipelagica in un ambiente grossolanamente riferibile ad una scarpata o ad un bacino sottoalimentato. Le areniti del Membro di Anconella costituiscono invece per lo più il riempimento di depressioni attraverso flussi torbiditici ad alta densità.

La potenza della Formazione di Antognola nel suo complesso è variabile da alcune decine ad alcune centinaia di metri quando sono presenti le intercalazioni arenitiche del Membro di Anconella.

L’età della formazione può essere riferita all’intervallo Rupeliano superiore (NP23)-Burdigaliano inferiore (NN1-2).

In aree limitrofe ad est del foglio è documentabile per il Membro di Anconella un’età riferibile al Chattiano?-Burdigaliano inferiore?.

3.5. - BRECCIE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO-CANOSSA (MVT)

In questa unità litostratigrafica (Melange della Val Tiepido-Canossa in BETTELLI & PANINI, 1985) vengono compresi una serie di corpi caotici a tessitura clastica, derivati da colate miste di fango e detrito in ambiente di scarpatabacino, che presentano rapporti stratigrafici anche complessi con la Formazione di Antognola. Le breccie argillose (MVT) occupano diverse posizioni stratigrafiche: possono essere sottoposte ad ANT, od essere intercalate a più livelli in ANT, oppure infine, come accennato, contenere lembi e/o clasti o orizzonti riferibili ad ANT.

Con questo termine si è voluto definire un corpo caotico di origine sedimentaria che sembra essere correlabile in parte con il membro o olistostroma di Canossa (FAZZINI & TACOLI, 1963; PAPANI, 1963, 1971) che è interamente compreso entro la Formazione di Antognola nell’Appennino reggiano, ma che è di più incerta posizione stratigrafica nell’Appennino modenese e nel pedeappennino bolognese, come segnalato da BETTELLI & PANINI (1985), BETTELLI *et alii* (1989b), BETTELLI & PANINI (1992a).

Le caratteristiche litologiche ricalcano da vicino quelle di un corpo presente nell'Appennino bolognese entro le Breccie argillose di Baiso (Membro di Pian di Setta: BAI₂) essendo con ogni probabilità analogo il materiale ligure di cui entrambe le unità sono costituite, derivato in larga misura da APA. Si tratta infatti di breccie sedimentarie costituite da matrice argillosa grigio scura finemente clivata o scagliosa che ingloba clasti costituiti in prevalenza da calcilutiti silicee grigio-chiare o verdognole, arenarie grigio-scure, argille grigie, localmente varicolorate e marne grigiastre o chiare. A luoghi possono essere presenti lembi di formazioni epiliguri eo-oligoceniche (MMP, RAN oltre che ANT). La stratificazione è di norma indistinta o assente, a luoghi è invece sottolineata da allineamenti di clasti o blocchi litoidi o da sporadici corpi di peliti riferibili a formazioni epiliguri (MMP, RAN, ANT); la tessitura interna del deposito (Fig. 25), così come quello di tutte le breccie argillose epiliguri, è di tipo matrice-sostenuta (*matrix-supported*).

La distribuzione degli affioramenti nel foglio è particolarmente ampia: i maggiori si hanno immediatamente a nord dell'allineamento Roteglia-Marano sul Panaro, particolarmente lungo le valli del Tiepido e del Traino-Guerro. Altri affioramenti importanti sono quelli che circondano le strutture plicative del



Fig. 25 – Versante destro della Val Tiepido. Le breccie argillose della val Tiepido-Canossa caratterizzate anche alla scala dell'affioramento da una matrice argillosa grigia, relativamente chiara se alterata, inglobante blocchi di prevalenti calcilutiti derivate, come la matrice, dalle Argille a Palombini.

Pigneto e di Montebanzone e quelli presenti ad ovest del Secchia, a nord ed a NE di M. Stadola. Dei particolari rapporti delle breccie argillose con la Formazione di Antognola in questa stessa località si è già accennato nel precedente paragrafo. Resta tuttora aperta la possibilità che anche alcuni vasti affioramenti di depositi di colata ubicati tra la bassa val Secchia e la bassa Val Tiepido ed attribuiti nella carta geologica alle Breccie argillose di Baiso (Membro di Pian di Setta) ed al membro di Montardone della Formazione del Termina, possano essere attribuite in alternativa alle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa. Le esposizioni migliori, che permettono di osservare il contatto inferiore stratigrafico netto delle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa sulle unità liguri, sono poste in destra del T. Guerro (Sez. 219110), nella valle del T. Tiepido e ad est di Stella (Sez. 219100).

Non è possibile stabilire se i corpi caotici attribuiti alle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa sono stati messi in posto durante un unico ristretto intervallo stratigrafico e se, quindi, la formazione rappresenti sostanzialmente un "evento" unico (evento "Canossa" Auctt), di probabile età miocenica basale (PAPANI, 1971; FREGNI & PANINI, 1988). Se così fosse le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa, che "sigillano" un substrato estremamente eterogeneo costituito da diverse unità litostratigrafiche epiliguri o dalle Liguridi, indicherebbero un episodio di forte ristrutturazione entro il Dominio epiligure databile al passaggio Oligo-Miocene. In parziale alternativa a questa prima ipotesi, data la mancanza in affioramento di lembi appartenenti ad ANT e di inclusi di età miocenica entro la formazione fin dalla base, non si può escludere che la messa in posto di una parte delle breccie argillose sia di età chattiana, contemporanea dunque alla sedimentazione della porzione inferiore della Formazione di Antognola.

La potenza delle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa varia da pochi metri ad alcune centinaia.

L'ambiente deposizionale è marino di scarpata o base scarpata; il processo sedimentario attribuibile a trasporti in massa tipo *mud flow* e *debris flows*.

3.6. - FORMAZIONE DI CONTIGNACO (CTG)

Questa unità, distinta da tempo nell'Appennino occidentale come Tripoli di Contignaco (MARCHESI, 1961; PIERI, 1961), ma spesso considerata membro sommitale della sottostante Formazione di Antognola (marne selciose: BETTELLI *et alii*, 1989b), affiora con limitate esposizioni in prevalenza nei quadranti SW e NW del foglio, seguendo sostanzialmente la distribuzione degli affioramenti della sovrastante Formazione di Pantano; in parecchie aree, pur essendo presente, non è stato possibile darne espressione cartografica per limitatezza degli spessori.

La formazione è costituita prevalentemente da marne e marne siltose grigio scure, più chiare se alterate, spesso con silicizzazione secondaria diffusa e piuttosto compatte; la fratturazione è tipicamente scheggiata. Subordinatamente sono presenti siltiti ed arenarie fini torbiditiche in strati da sottili a medi (Fig. 26). Caratteristiche sono le patine di alterazione di colore ocra o nere sulle superfici di frattura. Localmente, soprattutto lungo la Val Secchia, affiorano vulcanoclastiti arenitiche fini e finissime (cineriti), in strati da sottili a medi (eccezionalmente spessi e molto spessi) di colore grigio-verdastro o nerastro e bianca-



Fig. 26 – Alveo del F. Secchia in località Pescale. Strati torbiditici costituiti da siltiti e areniti finissime fortemente silicizzate passanti a peliti entro la Formazione di Contignaco.

stro. Le migliori esposizioni di queste cineriti, da tempo segnalate (FAZZINI & OLIVIERI, 1961), si rinvennero presso M. Scisso, nei dintorni di Montegibbio e, soprattutto, in località Pescale, tra Roteglia e Castellarano.

La stratificazione, da sottile a media, è ben visibile e di norma tabulare; essa è messa in evidenza soprattutto dal contrasto tra i livelli più silicizzati e meno alterati (spesso anche a granulometria leggermente maggiore) e quelli marnosi.

La formazione poggia su ANT con un passaggio sfumato e graduale; di norma il limite è stato posto alla comparsa dei primi livelli silicizzati di una certa consistenza, tali da modificare sostanzialmente le caratteristiche macroscopiche della successione sedimentaria. Nella Val Tiepido al di sotto della formazione

sono presenti in alcuni punti solo pochi metri di peliti attribuibili alla Formazione di Antognola; per tale ragione in carta è riportato un contatto diretto tra CTG e MVT.

La potenza è molto variabile, da pochissimi metri, ad un massimo di 100 metri circa.

L'ambiente di sedimentazione è, al pari di quello della sottostante formazione, riferibile ad una scarpata (o ad un alto relativo) caratterizzata da ridotta sedimentazione di emipelagiti, indirettamente arricchite di silice di origine bioclastica (Radiolari) e raggiunta da torbide diluite di materiale terrigeno e vulcanoclastico. Diretto è probabilmente il legame tra la grande proliferazione di forme a guscio o "scheletro" siliceo e la diffusione in ambiente marino di prodotti vulcanoderivati di tipo acido (MORANDI *et alii*, 1995).

La formazione è "correlabile" in termini di significato geodinamico e di stratigrafia globale con i numerosi strati od orizzonti vulcanoderivati di età miocenica basale, comuni a molte catene circummediterranee (LORENZ, 1984) e presenti in vari domini paleogeografici e successioni appenniniche (Bacino terziario Ligure-Piemontese, Collina di Torino-Monferrato, Formazioni di Cervarola, Falterona-Vicchio, Bisciara, Pollica, Tusa, ecc..).

La età della formazione è miocenica inferiore (Aquitaniense-Burdigaliano inferiore).

3.7. - GRUPPO DI BISMANTOVA

Il Gruppo di Bismantova è costituito dalle Formazioni di Pantano e di Cigarellino (AMOROSI *et alii*, 1993; FREGNI & PANINI, 1995; AMOROSI *et alii*, 1996); precedentemente queste formazioni erano considerate membri (ROVERI, 1966) delle Arenarie di Bismantova (PIERI, 1961) o Formazione di Bismantova (MERLA & ABBATE, 1969). La revisione del rango di questi terreni miocenici epiliguri è stata suggerita dalla loro notevole complessità litologica e dalla possibilità di suddividerli facilmente a scala regionale in due parti stratigraficamente sovrapposte (BETTELLI *et alii*, 1989b). Tale suddivisione è stata sostanzialmente confermata anche dai recenti studi basati sull'analisi di facies e sull'applicazione della moderna ciclostratigrafia (AMOROSI, 1991, 1992a, 1992b). E' importante sottolineare a questo proposito che i limiti formazionali e quelli tra i membri interni alle formazioni, basati principalmente sulle caratteristiche litologiche, possono non corrispondere ai limiti delle sequenze deposizionali.

Il limite inferiore del gruppo coincide comunque con un limite di sequenza deposizionale di importanza regionale che nella Successione epiligure si manifesta con una discontinuità (localmente con discordanza angolare) e con un netto cambiamento di facies. Si passa infatti da un ambiente marino profondo (scar-

pata-bacino) ad un generico ambiente di piattaforma *s.l.* a sedimentazione mista, terrigena e, subordinatamente, carbonatica (biocalcareniti ed arenarie siltose).

L'insieme delle facies di piattaforma *s.l.* costituisce la Formazione di Pantano (PAT), di età Burdigaliano superiore -Langhiano inferiore; a luoghi suddivisa in vari membri. L'evoluzione stratigrafica porta successivamente nel Langhiano ad un generale "annegamento" della piattaforma con la sedimentazione di facies di scarpata-bacino (peliti marnose e arenarie risedimentate). Queste facies costituiscono l'unità litostratigrafica superiore del gruppo, la Formazione di Cigarello (CIG), anch'essa, in ambito regionale, suddivisibile in più membri. La sicura presenza di quest'ultima unità si ha solo ad est del F. Panaro (Guiglia - Pieve di Trebbio), mentre nell'area di Pigneto e nella parte occidentale del foglio, secondo FIORONI & PANINI (1989), è presente una lacuna sedimentaria che interessa il Serravalliano e che mette direttamente a contatto la Formazione di Pantano con la sovrastante Formazione del Termina (TER), peraltro litologicamente assai simile alla Formazione di Cigarello; tale interpretazione è quella adottata per il foglio. Secondo AMOROSI *et alii*, (1993), invece, nella stessa sinclinale del Pigneto (e più precisamente in corrispondenza del fianco sudorientale) non vi sarebbe traccia della lacuna e, in accordo con SERPAGLI (1962), il Serravalliano (corrispondente alla Formazione di Cigarello) sarebbe ampiamente documentato. Viene in ogni caso confermata, sul fianco nordoccidentale, la presenza di una discontinuità tra PAT e le sovrastanti peliti tortoniane (TER).

Anche quando la Formazione di Cigarello è sicuramente presente, il tetto del gruppo corrisponde ad un limite di sequenza deposizionale di importanza regionale (AMOROSI *et alii*, 1993) contrassegnato nell'adiacente F. 237 anche da significative variazioni litologiche e da discordanze angolari.

3.7.1. - Formazione di Pantano (PAT)

La Formazione di Pantano affiora diffusamente nell'area a partire dal M. Stadola, in sinistra Secchia, sino alla area di Guiglia. Essa presenta, nell'area settentrionale ed occidentale del foglio, un notevole grado di omogeneità dei caratteri litologici essendo caratterizzata da areniti finissime e siltose (a luoghi vere e propri siltiti), grigie, in genere mal classate con bioturbazione pervasiva e strutture sedimentarie interne in genere non preservate. Sono presenti in modo abbastanza diffuso, ma in genere dispersi, resti di Echinidi, Gasteropodi, Lamellibranchi, Briozoi, Coralli, ecc. La stratificazione, piano-parallela e variabile da sottile (raramente) a molto spessa, è ben visibile solo ad una certa distanza; sull'affioramento è raramente conservata o mal definita ed i giunti sono in genere sfumati, marcati da una quasi impercettibile variazione granulometrica (Fig. 27).

La base della formazione è caratterizzata quasi ovunque da un orizzonte più

o meno potente (da pochi decimetri a qualche metro) costituito da areniti da fini a medie (eccezionalmente anche da arenarie grossolane e conglomerati) con una notevole percentuale di clasti glauconitizzati o di frammenti di glauconie e, localmente, di bioclasti tra i quali sono frequenti denti di pesci (AMOROSI, 1992a, 1992b, 1993).

Nell'area orientale del foglio, in sinistra del F. Panaro (Guiglia) i caratteri della formazione mostrano complessivamente una maggiore prossimità rispetto a quelli osservabili nel Pedepennino modenese-reggiano con la presenza di

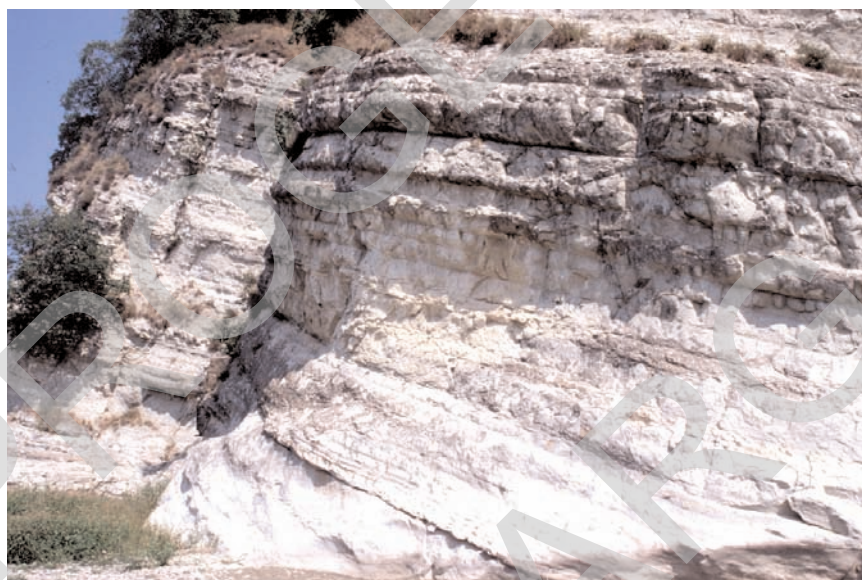


Fig. 27 – Alveo del F. Secchia (Pescale). Un tratto della rupe (alta oltre una trentina di metri) che caratterizza la “stretta” e che è costituita dalla Formazione di Pantano affiorante su entrambe le sponde. In questa località la formazione si presenta con siltiti carbonatiche ed areniti calcaree finissime, bioturbate e con numerosi frammenti di gusci o resti fossili. Le parti meno soggette all'erosione e che spiccano per il maggior rilievo ed il colore più scuro sono costituite da areniti leggermente più grossolane e selezionate.

litotipi più francamente arenitici e con strutture sedimentarie riconoscibili ancora in alcuni orizzonti. In quest'area, che si collega a quelle di Zocca e Pavullo (FREGNI & PANINI, 1995), è stato dunque distinto un membro (*Membro di Sassoguidano*, **PAT₁**) caratterizzato (Fig. 28) da areniti ibride grigie a grana da finissima a media; gli strati, da medi a molto spessi, sono generalmente amalgamati a formare banchi plurimetrici. Alternati ad essi compaiono strati sottili o medi di areniti finissime con resti di bioclasti. La bioturbazione è in genere piuttosto intensa (soprattutto negli strati arenitico-siltosi) e le strutture sedimentarie

interne sono scarse e rappresentate da *ripples* da onda e *set* di strati a laminazione concavo-convessa (*hummocky cross bedding*: AMOROSI, 1991). Verso l'alto aumenta nel complesso la granulometria (Fig. 29) e fanno la loro comparsa *set* di strati obliqui a piccola scala, debolmente ondulati e cuneiformi a basso angolo che, poggiando su alcuni metri di facies più siltose, costituiscono una serie di sequenze negative (*thickening and coarsening upward*), tra loro sovrapposte. Nella parte sommitale del membro sono poi osservabili nei pressi di Guiglia (Facies 3 di AMOROSI, 1991) alternanze tra strati spessi o molto spessi di areniti medio-fini in genere molto bioturbate e sottili strati siltosi, che tendono a prevalere verso l'alto.

Lo spessore della formazione varia tra poche decine di metri nell'area della Val Tiepido ad oltre 200 metri negli affioramenti posti ad est (Guiglia). Nell'area del foglio la quasi totalità dei terreni attribuiti a PAT sono interpretabili come depositi di piattaforma esterna. Solo alcuni orizzonti attribuibili al Membro di Sassoguidano possono essere riferiti alla parte inferiore di una spiaggia sommersa (AMOROSI, 1991).

Il contatto inferiore è discontinuo ed a luoghi paraconcordante su CTG.

L'età compresa tra il Burdigaliano e il Langhiano inferiore (Zona a *Globigerinoides trilobus* - Zona a *Praeorbulina glomerosa* s.l.).



Fig. 28 - Versante destro della Val Panaro a sud di Rocchetta. Parte inferiore del Membro di Sassoguidano della Formazione di Pantano costituito da alternanze di areniti fini calcaree (più scure e meno alterate) e siltiti sabbiose in strati piano paralleli.



Fig. 29 - Scarpata stradale a sud di Guiglia. Arenarie calcaree a stratificazione mal definita entro il Membro di Sassoguidano che ad est del F. Panaro rappresenta la totalità della Formazione di Pantano (Gruppo di Bismantova). Il tratto di successione rappresentato è probabilmente riferibile ad una porzione medio-alta della formazione.

3.7.2. - Formazione di Cigarellò (CIG)

Affiora quasi esclusivamente nell'area di Guiglia, al tetto della Successione epiligurica ivi conservata, ma è presente in piccoli affioramenti non cartografabili, come detto in un precedente paragrafo, anche nelle aree ad ovest del F. Panaro.

La formazione è caratterizzata da marne siltoso-sabbiose grigio-scure a stratificazione indistinta, messa in evidenza esclusivamente da sporadiche intercalazioni di sottili torbiditi arenaceo-pelitiche. Queste sono costituite da arenarie finissime e fini, giallastre, passanti a peliti marnose grigio scure; a luoghi compaiono siltiti sabbiose bioturbate. E' diffusa in genere la presenza entro le peliti di resti di gasteropodi, lamellibranchi, coralli isolati, pteropodi e radioli di echinidi. Ad est del F. Panaro il passaggio dalla sottostante Formazione di Pantano non è visibile nell'area del foglio, ma a sud avviene attraverso una litofacies transizionale distinta nei fogli adiacenti (Membro di Montalto Nuovo). Ad ovest del Panaro pochi metri di peliti certamente riferibili alla Formazione di Cigarellò ed in contatto stratigrafico con la sottostanti areniti della Formazione di Pantano

sono presenti esclusivamente nei pressi di Bompanara, a sud di Montegibbio e nell'alveo del T. Tiepido poco a sud di Torre Maina (Il Sassone). In quest'ultima località è osservabile una successione rovesciata e verticalizzata nella quale sono coinvolte le arenite della Formazione di Pantano e le sovrastanti peliti fossilifere della Formazione di Cigarellino alle quali si intercalano depositi di colata (breccie argillose poligeniche) che poi diventano verso l'alto predominanti, con limitate intercalazioni di peliti mioceniche.

Dal punto di vista paleoambientale la Formazione di Cigarellino, potente nel complesso fino a 200 m, registra l'"annegamento" della piattaforma burdigaliana superiore e langhiana inferiore rappresentata da PAT con il passaggio a processi sedimentari dominati da decantazione emipelagica e, subordinatamente, da correnti torbide diluite in un ambiente al limite tra piattaforma esterna e scarpata.

L'età della formazione è compresa tra il Langhiano inferiore (Zona a *Praeorbulina glomerosa* s.l.) ed il Serravalliano superiore.

3.8. - FORMAZIONE DEL TERMINA (TER)

Sono stati attribuiti a questa formazione, da tempo istituita nell'Appennino parmense e reggiano con la denominazione di Marne del Termina (LUCCHETTI *et alii*, 1962) e di recente oggetto di una più precisa definizione di tipo biostratigrafico e litostratigrafico (FIORONI & PANINI, 1989; AMOROSI *et alii*, 1993; AMOROSI & SPADAFORA, 1995; AMOROSI *et alii*, 1996), gli estesi affioramenti, litologicamente eterogenei, presenti principalmente nella parte centrale del foglio, nelle sinclinali del Pigneto e di Montebanzone, nei dintorni di Montegibbio e nella media Val Tiepido.

La litologia prevalente è costituita da marne argillose e marne di colore grigio scuro, a stratificazione spesso indistinta e caratterizzate dalla diffusa presenza di bioclasti e biosomi; sono presenti rare intercalazioni di arenarie finissime e fini in strati sottili. Compresi nella formazione sono presenti (CONTI *et alii*, 1996), soprattutto tra la Val Tiepido e la Val Secchia, ammassi circoscritti o stratiformi, anche di considerevole volume (decine o centinaia di m³), di calcari metanogenici contenenti associazioni di molluschi di grandi dimensioni (Lucine s.l.).

Il contatto inferiore della Formazione del Termina è discordante sulle formazioni epiliguri più antiche, quasi sempre sulla Formazione di Pantano come è ben osservabile lungo la strada Sassuolo-Prignano a SW del Rio Pescarolo.

La potenza massima affiorante dell'intera formazione è di oltre 500 metri e la sua età è compresa tra il Tortoniano (Zona a *Globorotalia menardii* s.l.) ed il Messiniano inferiore (Zona a *Globorotalia conomiozea*). L'ambiente di sedimentazione è genericamente di scarpata o di transizione alla piattaforma esterna.

Al contrario di quanto avviene in altri settori dell'Appennino emiliano, nel-

l'area del foglio ed in particolare in corrispondenza delle strutture di Montebaranzone e Montegibbio, la Formazione del Termina presenta una sviluppata articolazione a causa della presenza di corpi litologicamente ben differenziabili dalle peliti che caratterizzano l'unità litostratigrafica. Sono stati così distinti e cartografati tre membri informali: il membro di Montardone (TER₁), il membro di Montebaranzone (TER₂) ed il membro di Cà del Chierico (TER₃).

membro di Montardone (TER₁). E' costituito da breccie sedimentarie a matrice argillosa (Fig. 30) in tutto simili a quelle che caratterizzano altre formazioni della Successione epiligure (MVT). Come quest'ultime (dalle quali probabil-



Fig. 30 – Fianco meridionale della sinclinale di Montebaranzone a SW del paese. Una delle intercalazioni del membro di Montardone (breccie argillose alla base del versante) entro le peliti tipiche della Formazione del Termina (in alto nella foto ed in corrispondenza del prato).

mente derivano) rappresentano il risultato di colate sedimentarie di fango e detrito. Queste breccie argillose, caratterizzate da spessori da pochi metri ad oltre 300, sono intercalate alle marne a vari livelli; a partire da W-NW e spostandosi verso E-SE sul versante destro della Val Fossa, esse diventano sempre più potenti fino a costituire la quasi totalità della formazione nei pressi della media Val Tiepido. In queste località sono comunque diffusamente presenti, all'interno delle breccie argillose, blocchi o masse ed in alcuni casi vere e proprie intercalazioni cartografabili di marne sabbiose tortoniane.

A questo membro sono stati attribuiti anche alcuni affioramenti presenti nella media Val Tiepido a sud di Torre Maina; essendo presenti in questa zona solo pochi e circoscritti (alveo del T. Tiepido) lembi o masse di peliti di età miocenica entro le breccie argillose, non si può escludere che una loro porzione considerevole, affiorante in corrispondenza dei versanti vallivi, possa in alternativa essere correlabile con le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa, come supposto in passato (BETTELLI & PANINI, 1985b; BETTELLI *et alii*, 1989d). In questo caso potrebbero sovrascorrere per un tratto di qualche centinaio di metri quelle affioranti sul fondovalle, di età certamente più recente.

membro di Montebaranzone (TER₂). E' distribuito arealmente tra Montebaranzone, Rocca S. Maria e la località "La Noce", a sud di Montagnana, con uno spessore massimo di circa 200 m; esso appare costituito da arenarie medio-grossolane in strati prevalentemente medi e spessi, frequentemente amalgamati, alternati a marne in intervalli sottili o medi con rapporto A/P maggiore di 1. Il membro, interpretabile come un corpo torbiditico risedimentato, presenta la maggior potenza in corrispondenza del versante sinistro della Val Fossa, a est di Montebaranzone, ove affiorano le litofacies più arenitiche; lateralmente e verso N predominano invece facies caratterizzate da torbiditi pelitico-arenacee e sono visibili chiusure (*pinch out*) degli strati torbiditici entro i depositi pelitici della formazione.

membro di Cà del Chierico (TER₃). Occupa una posizione sommitale nella formazione ed affiora con scarse esposizioni solo a SE di Montegibbio; corrisponde in parte agli "Strati di Montegibbio" (LOSACCO, 1966). E' costituito da arenarie giallastre medio grossolane, scarsamente cementate, caratterizzate dalla presenza di macrofossili e di clasti pelitici di dimensioni decimetriche; si presentano in strati a geometria irregolare, alternati a marne sabbiose ed a strati arenaceo-pelitici sottili e medi. La limitatezza e la scarsa diffusione di esposizioni significative non consente di valutarne dettagliatamente le caratteristiche litologiche. Anche i rapporti con le peliti della formazione e con altri membri non sono ben identificabili. Rimane dunque il dubbio che queste sabbie e peliti, di spessore corrispondente fino a un centinaio di metri, possano anche rappresentare un ciclo sedimentario successivo (messiniano superiore?, pliocenico inferiore?) a quello della Formazione del Termina.

4. - SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL MARGINE APPENNINICO-PADANO

Sono compresi in questa successione stratigrafica tutti i terreni affioranti lungo

il margine appenninico padano, nelle aree intravallive e nell'antistante pianura. Sono suddivisibili in depositi marini e di transizione di età compresa tra il Messiniano ed il Pleistocene e in depositi continentali di età esclusivamente quaternaria.

Dopo la descrizione delle caratteristiche di questi sedimenti vengono poi trattati i depositi continentali superficiali della zona montana e quelli alluvionali attuali e subattuali. Un ultimo paragrafo riguarderà le caratteristiche stratigrafiche del substrato dei depositi continentali della pianura.

4.1. -DEPOSITI MARINI E DI TRANSIZIONE

Le unità messiniane - Il tetto della Successione epiligure, come già specificato in precedenza, non è stato fissato nella sua definizione originaria (RICCI LUCCHI e ORI, 1985); in questa sede il tetto è stato posto in corrispondenza della sommità della Formazione del Termina poiché con una importante fase di traslazione della coltre ligure antecedente la crisi di salinità messiniana e con la successiva fase tettonica intramessiniana si perde l'individualità paleogeografica della Successione epiligure. E' infatti ben noto che sia la Formazione Gessoso-



Fig. 31 - Fianco meridionale della sinclinale dei Monti di Cadiroggio, NE di M. Pradella. Contatto discordante della Successione neogenico-quadernaria (FCO e FAA) sul membro della Val Pessola (RAN₂) della Formazione di Ranzano.

solfifera sia la sovrastante Formazione a Colombacci si depongono anche in areali facenti parte di domini diversi da quello epiligure ed in netta discordanza su vari termini della stessa Successione epiligure (Fig. 31). La deposizione successiva dei sedimenti plio-quadernari marini e continentali si inserisce in un quadro strutturale ormai definito a scala regionale, senza ulteriori profondi cambiamenti sino all'Attuale: si tratta del riempimento in ambiente marino prima e continentale poi, pur con molteplici pulsazioni tettoniche, della avanfossa padano-adriatica impostata in seguito alla fase tettonica inframessiniana.

Le unità plioceniche e pleistoceniche - Nell'area del foglio le unità marine del Pliocene e del Pleistocene sono rappresentate da monotone successioni di litotipi argillosi, solo localmente sabbiosi, deposti in ambiente neritico infralitorale di piattaforma distale dominata da una sedimentazione clastica.

Nel F 86 Modena queste unità erano state distinte in una "formazione delle argille grigio-azzurre" di età pliocenico-calabriana ed in un sovrastante "deposito sabbioso conglomeratico" calabriano, mentre nell'adiacente F 87 Bologna erano state distinte delle "argille grigio-azzurre" del Pliocene medio, delle "argille grigio azzurre" del Pliocene superiore, delle "argille sabbiose" del Calabriano e delle "sabbie giallo dorate" del Calabriano. Nel Foglio 219, data la notevole uniformità litologica dei depositi plio-pleistocenici e la natura litostratigrafica delle suddivisioni, non si è ritenuto opportuno introdurre tali distinzioni, che sarebbero basate soprattutto su criteri biostratigrafici. I terreni in questione sono stati così per lo più indicati come Argille Azzurre, distinguendo solo le sabbie ed i conglomerati che chiudono a tetto la sedimentazione marina e che passano verso l'alto ai depositi di ambiente continentale. Il termine Argille Azzurre è stato già proposto per gli analoghi affioramenti della Romagna da VAI (1988) che ricorda, tra l'altro, come questa denominazione fosse già stata utilizzata da LEONARDO DA VINCI (1506-1510, Codice Hammer) per le argille affioranti presso Imola. Nell'adiacente Foglio 218 questi terreni sono invece stati compresi sotto la denominazione di "argille di Lugagnano". Per i sovrastanti depositi sabbiosi che chiudono la sedimentazione francamente marina verrà utilizzato in queste note il termine formazione delle sabbie gialle in modo informale (VAI, 1988).

I sedimenti plio-pleistocenici affioranti fanno parte, come sopra ricordato (cfr. Cap. 2), dei sedimenti dell'avanfossa pedeappenninica, con i quali sono direttamente correlabili; essi sono stati inglobati successivamente nella catena durante le fasi tettoniche plioceniche e soprattutto pleistoceniche. Il contatto inferiore, soprattutto quando discordante e trasgressivo sui terreni liguri ed epiliguri, avviene generalmente con il diretto appoggio dei depositi pliocenici di età pliocenica medio-superiore. Quando sono presenti i depositi del Pliocene inferiore tale contatto è di norma discontinuo ma concordante su FCO; esso corrisponde a una discontinuità di primaria importanza, legata alla repentina "tra-

sgressione” in seguito al ristabilirsi di condizioni francamente marine dopo la fase evaporitica e lo sviluppo in ambiente continentale o di transizione delle caratteristiche facies di “Lago-mare” nel Messiniano superiore. Il limite superiore dei depositi plio-pleistocenici è, come detto, marcato dalla Formazione delle sabbie gialle, un deposito di transizione che prelude alla chiusura della sedimentazione marina ed alla successiva sedimentazione continentale.

Le unità plio-pleistoceniche non costituiscono un unico ciclo sedimentario; nel Plio-Pleistocene appenninico-padano vengono, infatti, individuati diversi cicli sedimentari sovrapposti (CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982): P1 (Pliocene inferiore), P2 (Pliocene medio-superiore), Qm (Quaternario marino) Qc (Quaternario continentale).

Nell'area del foglio è possibile documentare l'esistenza di un ciclo pliocenico inferiore, di uno pliocenico medio-pleistocenico inferiore (separati, a luoghi, da erosioni e discordanze) e di uno pleistocenico (a sua volta diviso in cicli minori) caratterizzato da depositi continentali. La distinzione tra i cicli pliocenici è in generale basata unicamente sullo studio biostratigrafico a causa dei caratteri litologici piuttosto uniformi; solo ad ovest del F. Secchia, nei Monti di Cadiroggio - Castello di S. Valentino, i depositi pliocenici medio-superiori sono caratterizzati alla base da una differente litologia. Gli affioramenti del ciclo pliocenico inferiore sono ubicati prevalentemente ad ovest del F. Secchia, mentre tra il F. Secchia e la Fossa di Spezzano, fino alla zona di Puianello, i depositi attribuibili al Pliocene inferiore affiorano in modo discontinuo. Complessivamente, i depositi del secondo ciclo pliocenico medio-pleistocenico affiorano molto più estesamente di quelli del primo ciclo, costituendo quasi per intero gli affioramenti delle Argille Azzurre posti tra il F. Panaro ed il F. Secchia

Lungo il margine reggiano, negli affioramenti prospicienti alla pianura tra Casalgrande e Scandiano, è stata accertata la presenza di sedimenti di età compresa tra il Pliocene inferiore (Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.) ed il Pleistocene inferiore (caratterizzato da *Hyalinea baltica*), ma la distinzione tra i cicli, individuabili poco più a monte (zona del Castello di S. Valentino-Monti di Cadiroggio), non è ugualmente evidente.

Anche in destra del F. Secchia, sulla base di una fitta campionatura accompagnata dallo studio delle microfaune presenti, è stato possibile individuare in alcune zone, anche ove le litologie sono uniformi, le aree di affioramento dei sedimenti del Pliocene inferiore e di quelli del Pliocene medio-superiore e Pleistocene ed in alcuni tratti tracciare il limite tra questi depositi, a luoghi contrassegnato dalla presenza discontinua di argille scure o sabbie glauconitiche nerastre. In altre località ad est della Vallurbana, modesti lembi di depositi attribuibili al Pliocene inferiore compaiono in probabile discordanza al di sotto di quelli medio-superiori che alla base presentano depositi sabbiosi o conglomeratici (litofacies arenaceo-conglomeratica). Al contrario di quanto osservabile ad

ovest del Secchia, ad est la successione pliocenica inferiore è stata ampiamente erosa probabilmente a seguito di una fase deformativa e di sollevamento pliocenica che ha selettivamente interessato questo settore.

Nell'area del foglio non è stato possibile accertare la presenza di un ciclo pleistocenico inferiore marino (Qm) distinto dai sottostanti depositi pliocenici medio-superiori. I dati biostratigrafici raccolti (Foraminiferi e nannoplancton calcareo) hanno comunque dimostrato che i sedimenti appartenenti a questi due cicli sono ampiamente rappresentati con spessori di diverse centinaia di metri, ma non sono evidenti discontinuità stratigrafiche significative.

A tetto, con contatto il più delle volte transizionale rapido, le Argille Azzurre plio-pleistoceniche passano alla formazione delle sabbie gialle (*sabbie di Castelvetro* di GASPERI *et alii*, 1989; *sabbie gialle* in sinistra Secchia di BONAZZI, 1994a): con questo nome sono stati raggruppati sia i sedimenti appartenenti alla porzione regressiva sommitale riferibile al ciclo Qm (CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982), sia le sabbie litorali e i sedimenti appartenenti alla porzione trasgressiva del ciclo successivo, ancora espresso da sedimenti litorali (*Sabbie di Imola* in AMOROSI *et alii*, 1998).

4.1.1. – *Formazione Gessoso-solfifera (GES)*

Affiora solo nel quadrante NW (Val Tresinaro) e in una piccolissima area nei pressi di Vignola.

Gli affioramenti più occidentali sono costituiti in prevalenza da banchi di gesso selenitico con livelli di gesso detritico e da una litofacies marnosa contenente blocchi di gesso detritico (cfr. IACCARINO & PAPANI, 1980).

Gli affioramenti costituiscono la terminazione orientale di una fascia di evaporiti estremamente tettonizzate affioranti nel F 218. Presso Vignola, dove storicamente il gesso veniva sfruttato per usi commerciali (LUGLI, 1997), è possibile attualmente rinvenire solo piccoli blocchi di gesso selenitico coperti dal detrito di versante.

La potenza stratigrafica della formazione non è valutabile, mentre la potenza geometrica può superare le decine di metri.

L'ambiente di deposizione è continentale lacustre o di laguna salmastra; l'età messiniana.

4.1.2. – *Formazione a Colombacci (FCO)*

Sono stati attribuiti a questa formazione gli affioramenti presenti nel quadrante NW del foglio, tra Castellarano e Montebabbio ed alcuni altri posti pres-



Fig. 32 - Fianco meridionale della sinclinale dei Monti di Cadiroggio a NW di M. Bragolone. Orizzonti lenticolari di areniti alla base della Formazione a Colombacci (particolare di Fig. 33).



Fig. 33 - Fianco meridionale della sinclinale dei Monti di Cadiroggio a NW di M. Bragolone. Contatto discordante (tra la Formazione a Colombacci e le Marne di Monte Piano (a destra). A tetto della Formazione a Colombacci (orizzonte più scuro nella foto) è visibile lo "strato nero" che in alcuni punti marca il passaggio alle sovrastanti peliti delle Argille Azzurre.

so Vignola. In tutti questi affioramenti la formazione appoggia in discordanza direttamente su formazioni liguri od epiliguri.

La Formazione a Colombacci è litologicamente eterogenea: gli affioramenti più occidentali (BONAZZI & FREGNI, 1989a; BONAZZI & PAREA, 1998) sono costituiti, alla base, in prevalenza da conglomerati e/o arenarie grossolane a geometria irregolare, in strati, per lo più medi e spessi e frequentemente amalgamati (Fig. 32). Nella parte superiore si passa a marne argillose ed argille, a volte sottilmente laminate e con sporadiche intercalazioni di sottili strati di micriti tipo Colombacci. Localmente, a tetto, (Fig. 33) è presente un orizzonte nerastro o scuro (Strato nero: IACCARINO & PAPANI, 1980). Nelle aree più orientali (destra Secchia) gli affioramenti estremamente limitati non consentono osservazioni sui rapporti con le formazioni adiacenti; sono costituiti ancora da arenarie e conglomerati con clasti di dimensioni fino a decimetriche (Vignola) o da peliti con intercalazioni sabbiose e marne argillose scure (SE di Sassuolo e NW di Campiglio).

L'età messiniana è ben documentata negli affioramenti posti ad ovest del F. Secchia (BONAZZI & FREGNI, 1989a). Lo spessore varia da pochi metri a qualche decina.

L'ambiente di sedimentazione è quello descritto come "lago-mare", ossia continentale e di transizione ad un bacino salmastro.

4.1.3. - Argille Azzurre (FAA)

Affiorano in un'ampia fascia al margine della catena spesso con buone esposizioni offerte da numerose aree calanchive (ad esempio nelle valli del Rio della Rocca, del Rio del Petrolio, nei dintorni di Villabianca e lungo il Rio Faellano), nelle incisioni del F. Secchia, del T. Tiepido e del F. Panaro ed in numerose cave. A dispetto della notevole estensione degli affioramenti, i caratteri litologici della formazione si mantengono pressochè uniformi in tutto il foglio: sono presenti solo locali variazioni del contenuto in silt ed i sedimenti più antichi mostrano un grado di diagenesi superiore.

La formazione è costituita da argille siltose e debolmente marnose di colore generalmente grigio-azzurrognolo e grigio-nerastro o più chiare se alterate. Essa è caratterizzata nel suo insieme dall'alternarsi irregolare di due tipi di litofacies potenti dalla decina a parecchie decine di metri (Fig. 34). La prima è costituita da argille ed argille siltose completamente bioturbate senza evidenti tracce di strutture sedimentarie e a stratificazione indistinta; irregolare ed in genere diffusa è pure la presenza di resti di molluschi. La seconda litofacies si presenta invece con una stratificazione da sottile a media marcata da sottili intercalazioni di sabbie fini in lenti piatte, isolate o connesse. Gli strati pelitici sono spesso caratterizzati da lamine da decantazione formate da silt che sfuma nelle argille sopra



Fig. 34 – Rio del Petrolio (a NE di Montegibbio). Orizzonte di depositi siltoso-sabbiosi bioturbati entro la formazione delle Argille Azzurre. La relativa minore alterabilità dell'orizzonte rispetto alle peliti siltose sovrastanti, alle quali passa gradualmente, è messa in luce dal profilo di erosione più acclive. La presenza di questi orizzonti rende più facile apprezzare la stratificazione della formazione altrimenti di norma molto mal definita.

e sottostanti; in altri casi il contatto argilla-silt è invece netto e con ondulazioni. Verso il tetto della formazione, in destra Secchia, i livelli sabbiosi diventano più spessi, lateralmente continui e la stratificazione più potente. In alcuni punti ed in particolare lungo l'alveo del Secchia entro le peliti sabbiose sono presenti orizzonti discontinui decimetrici e veri e propri "cogoli" di carbonati prevalentemente dolomitici, giallastri o grigio chiari, che sono il risultato di processi diagenetici (Fig. 35).

Nell'areale del Castello di S. Valentino (Fig. 36), sulle peliti del Pliocene inferiore affiorano, per uno spessore complessivo variabile da pochi metri ad oltre 100, strati tabulari di arenarie fini fossilifere scarsamente cementate e debolmente bioturbate alle quali si alternano ancora sedimenti prevalentemente pelitici (*membro di S. Valentino, FAA₆*). Quest'ultimo sfrangia probabilmente, verso nord (Monti di Cadiroggio) assotigliandosi e presentando litologie complessivamente più fini; in questa località, ove il membro non è stato cartografato, si intercala in alcuni punti tra peliti plioceniche inferiori ed altre del Pliocene medio-superiore.

Dunque, come in corrispondenza del Castello di S. Valentino, il membro sembra poter rappresentare la base del ciclo P2 (pliocenico medio-superiore) di cui si è accennato in precedenza.

(a)



(b)



Fig. 35 – Intercalazioni nodulari (a) o stratiformi (b) di concrezioni diagenetiche a composizione carbonatica (dolomitica) presenti entro le Argille Azzurre lungo l'alveo del F. Secchia



Fig. 36 – Fianco settentrionale della Sinclinale di S. Valentino. Stratificazione piano-parallela regolare del membro di S. Valentino (sabbie ed alternanze arenaceo-pelitiche) che poggia sulle peliti tipiche delle Argille Azzurre.



Fig. 37 - Una delle intercalazioni metriche o decimetriche di breccie argillose poligeniche che caratterizzano le Argille Azzurre lungo l'alveo del Secchia a sud di Sassuolo. Si tratta di equivalenti di quelle più potenti presenti in sinistra del corso d'acqua (membro di Monte Arnone) e sono dovute a frane per colata di materiale ligure od epiligure.

Nelle porzioni più prossime alla pianura, lungo la valle del Secchia, compaiono, entro le peliti a stratificazione mal definita, intercalazioni lenticolari, non sempre cartografabili, di breccie a matrice argillosa inglobanti localmente lembi o masse di peliti plioceniche (*membro di Monte Arnone*, **FAA₇**). Essi affiorano nella località omonima, entro l'alveo del Secchia (Fig. 37) e nei pressi di Montegibbio e, dubitativamente, potrebbero segnare anch'essi il passaggio tra i due cicli sedimentari. Lo spessore di questo membro è variabile da pochi metri a qualche decina di metri. Pochi metri a valle del ponte sul Secchia in località Veggia, nella parte superiore della formazione immediatamente al di sotto del contatto discontinuo con le soprastanti ghiaie di AEI, è intercalato alle peliti fossilifere un corpo conglomeratico-sabbioso non cartografabile interpretato come dovuto a risedimentazione da aree costiere.

Il contatto basale, trasgressivo, delle Argille Azzurre è affiorante nell'alveo del F. Secchia e nella zona del Castello di S. Valentino e dei Monti di Cadiroggio: in queste località i depositi pliocenici sono attribuibili al Pliocene inferiore. Il contatto basale del secondo ciclo sui terreni liguri ed epiliguri, affiorante in tutta la porzione più meridionale degli affioramenti di Argille Azzurre ad est del F. Secchia, è contrassegnato da un sottile orizzonte non cartografabile di ciottoli e sabbie o di arenarie grossolane ricche di bioclasti di ambiente marino-marginale. Altrove, invece, è evidenziato da un orizzonte, potente generalmente pochi metri, costituito da blocchi e lastre per lo più calcaree in alcuni casi con fori di litodomi, poggianti gli uni sugli altri e seguiti da ghiaie ancora caratterizzate da bioclasti. L'ambiente di sedimentazione di questa litofacies (*litofacies arenaceo-conglomeratica* **FAA_{ac}**) è di mare basso od addirittura di spiaggia ed essa potrebbe essere correlata per posizione stratigrafica alle sabbie affioranti al Castello di S. Valentino. A questo primo livello arenaceo-conglomeratico segue per circa una decina di metri una successione prevalentemente sabbiosa, a luoghi arenacea, costituita da sabbie medie e fini, siltose, alternate ad argille siltose in strati medi. La stratificazione in questo orizzonte è di norma mal definita e la bioturbazione ha spesso cancellato ogni altra struttura sedimentaria; gli strati sabbiosi sommitali hanno strutture tipo *hummocky* ed il passaggio verso l'alto alle soprastanti argille siltose massive è piuttosto graduale.

Lo spessore complessivo delle Argille Azzurre è di circa un migliaio di metri e l'età è, come detto, compresa tra il Pliocene inferiore ed il Pleistocene inferiore tra la Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. e la Zona a *Globigerina cariacensis* in cui si osserva anche *Hyalinea baltica* (GASPERI *et alii*, 1989; BONAZZI, 1994a).

4.1.4. - formazione delle sabbie gialle (FSG)

Entro questa unità sono stati complessivamente compresi tutti quei depositi terrigeni di età pleistocenica, in prevalenza conglomeratico-sabbiosi, che sovrappongono stratigraficamente le Argille Azzurre. Questi depositi affiorano al margine della catena in modo pressochè continuo, da Scandiano a Casalgrande e sino al T. Tiepido in giacitura verticalizzata e dal T. Tiepido a Castelvetro coinvolti in blande strutture plicative.

Si tratta di sabbie generalmente medie e fini, a stratificazione per lo più piano parallela o inclinata a basso angolo, con intercalazioni di ghiaie in strati sottili o medi dal caratteristico colore da giallo a giallo ocraceo. Localmente le ghiaie possono essere prevalenti, come ad esempio nei pressi di Castelvetro ove sono ben selezionate e cementate (*litofacies ghiaiosa*, **FSG_g**). All'interno della formazione sono presenti numerose superfici erosive e discontinuità stratigrafiche.

Il passaggio dalle sottostanti Argille Azzurre appare graduale per alternanza rapida nell'alveo del T. Tiepido, nel Rio Riazzone e nel T. Tresinaro, quello di tetto è erosivo e inconforme con i depositi continentali del Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore.

Le analisi delle associazioni a foraminiferi bentonici in alcune successioni poste al limite fra Argille Azzurre e formazione delle sabbie gialle mostrano un'evoluzione ambientale che permette di riconoscere una chiara tendenza regressiva. Nella valle del T. Tiepido, ad esempio, si osservano condizioni di piattaforma continentale (con la tipica associazione a *Cassidulina laevigata carinata*, *Valvulineria bradyana* e *Bulimina marginata*) che gradualmente passano a un ambiente di transizione alla piattaforma e spiaggia sommersa (associazione a *Elphidium crispum*, *Ammonia beccarii*, *Textularia sagittula*, Miliolidae). A questi sedimenti si sovrappongono i depositi litorali della formazione delle sabbie gialle con microfauna rara e mal conservata (in particolare *Ammonia*, *Elphidium*). Lungo la valle del F. Panaro tuttavia il passaggio fra le due unità è più rapido: si osservano infatti associazioni a foraminiferi bentonici indicativi di una zona di piattaforma continentale (in cui è comune anche *Hyalinea baltica*) a cui seguono sedimenti con microfauna litorale mal conservata, tipica di un ambiente prossimo alla costa.

Le sabbie e le ghiaie cui passano le argille sottostanti sono legate alle fasi regressive che portano all'istaurarsi di un ambiente di transizione da quello francamente marino delle peliti. E' probabile, ma allo stato attuale non dimostrato, che vi sia all'interno della formazione un importante limite di sequenza e l'inizio di un nuovo ciclo sedimentario, così come segnalato nei depositi del margine appenninico bolognese e romagnolo. In tal caso solo questa parte "trasgressiva" coinciderebbe con le corrispondenti "Sabbie di Imola" affioranti a est del

Panaro. Per questo motivo si è preferito utilizzare, per i depositi pleistocenici del foglio la denominazione informale di formazione delle sabbie gialle.

Lo spessore è valutabile da 5 a circa 50 m. L'età, essendo risultata la formazione priva di fossili significativi per sicure attribuzioni cronostatigrafiche, è definibile esclusivamente per posizione stratigrafica e, pertanto, compresa tra il Pleistocene inferiore, età delle peliti a letto ed i 650.000 a B.P., età dei depositi continentali a tetto.

4.2. - DEPOSITI CONTINENTALI

I terreni quaternari continentali affioranti nel Foglio 219 "Sassuolo" sono rappresentati da depositi fluviali intravallivi, di conoide pedemontana e di piana alluvionale.

Come già accennato nell'inquadramento geologico regionale, i sedimenti continentali rappresentano la parte sommitale del riempimento quaternario dell'avanfossa padana. Essi costituiscono un ciclo sedimentario (Qc in RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) che si sovrappone, con un limite inconforme osservabile nelle aree marginali del bacino, sul precedente ciclo quaternario marino (Qm). Tale limite è stato di recente riconosciuto e cartografato (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) in tutto il sottosuolo padano emiliano-romagnolo in base a profili sismici e a dati di sondaggi; la sua età, definita mediante correlazioni su base sismica con le aree adriatiche, è stata fissata a circa 650 ka B.P. Nell'area del foglio, lo spessore dei sedimenti continentali varia dai pochi metri delle aree del margine appenninico ai 300 m ed oltre delle aree poste a NE. Questo diverso spessore appare legato alla differente subsidenza delle strutture profonde. Il settore all'estremo NE del Foglio 219 è infatti posto in corrispondenza di un'area strutturalmente depressa e di uno dei massimi spessori dei sedimenti marini plio-pleistocenici, mentre la fascia a sud di Formigine e Castelnuovo Rangone è interessata da strutture positive scarsamente subsidenti con una potenza assai ridotta (sempre inferiore ai 150 m) di questi depositi continentali.

All'interno del ciclo Qc, in affioramenti del margine appenninico emiliano-romagnolo, sono state segnalate da vari autori delle discontinuità minori (MARABINI *et alii*, 1987; FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1991; DI DIO *et alii*, 1997); esse sono specificamente presenti anche nel settore modenese (GASPERI *et alii*, 1989). In una recente nota (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) è stata proposta l'istituzione del Supersintema Emiliano-Romagnolo, comprendente l'intero spessore dei sedimenti continentali, a sua volta suddiviso in due sintemi (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore). Essi sono separati da una discontinuità rilevabile nelle

aree marginali della pianura, discontinuità che è legata ad una fase tettonica di importanza regionale.

Nelle carte geologiche alla scala 1:100.000, in corrispondenza delle aree di pianura sono distinti, nel F 86 Modena, “alluvioni ghiaiose con lenti argillo-sabbiose del Diluvium recente e del Diluvium tardivo” e “depositi con suolo argilloso del Diluvium medio” e, nel F 87 Bologna, “ghiaie e sabbie dei conoidi”, “terre rosse” ed è inoltre distinta, anche se con scarso dettaglio, la litologia di superficie.

Come già accennato, i dati più recenti relativi ai depositi alluvionali della pianura si devono, per il settore modenese, alle ricerche idrogeologiche di PELLEGRINI *et alii* (1976), del GRUPPO DI STUDIO SULLE FALDE ACQUIFERE DELLA PIANURA PADANA (1979) e di COLOMBETTI *et alii* (1980) che per primi hanno tentato una ricostruzione della distribuzione delle varie litologie del sottosuolo utilizzando le litostratigrafie dei pozzi per acqua; studi ripresi ed approfonditi per il settore di pianura del foglio da GASPERI *et alii* (1989). Successiva è la costruzione della carta del tetto del primo livello ghiaioso (GELMINI & PALTRINIERI, 1988) ed una prima correlazione tra depositi di pianura e del margine appenninico (FAZZINI & GASPERI, 1996).

Il sottosuolo dell’alta e media pianura è caratterizzato, secondo gli autori citati, da alternanze ripetute di intervalli ghiaiosi e sabbiosi con intervalli limoso-argillosi. Recentemente AMOROSI & FARINA (1996) hanno riconosciuto nell’adiacente pianura bolognese cicli di spessore e gerarchia diversi legati a fattori glacio-eustatici. Tale ciclicità, ancora attribuita a fattori climatico-eustatici, è stata riconosciuta anche in altri settori (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Vengono così individuate sequenze deposizionali elementari, sviluppate alla scala dei 40–100 ka, caratterizzate da spessori di alcune decine di metri e correlabili per gran parte della pianura emiliano-romagnola. Sequenze deposizionali di ordine maggiore (i due Sintemi Emiliano-Romagnolo Inferiore e Superiore) sarebbero invece separate al margine del bacino da una superficie di discontinuità legata ad una fase di sollevamento delle strutture appenniniche.

In accordo con REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) è stato definito un Supersintema Emiliano-Romagnolo, suddiviso in un Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) e un Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI). Il sintema AES è stato a sua volta suddiviso in cinque subsintemi, riconosciuti e definiti in aree intravallive come insiemi di terrazzi separati da scarpate erosive particolarmente sviluppate. I subsintemi a loro volta, sono suddivisibili con gli stessi criteri in unità minori (i singoli terrazzi intravallivi). Nelle aree sepolte della pianura sono stati dubitativamente correlati a questi subsintemi alcuni cicli deposizionali, ciascuno costituito da un intervallo fine prevalentemente limoso-argilloso, cui segue un intervallo grossolano a dominante ghiaioso-sabbiosa.

Tale ciclicità nella sedimentazione è caratteristica dell’alta pianura, grosso

modo coincidente con il quadrante NE del Foglio 219; nelle aree prossime al margine appenninico prevalgono le ghiaie in tutti gli intervalli e sono presenti fenomeni di erosione parziale delle unità, mentre nelle aree di media pianura, più distali, scompaiono completamente le ghiaie e le sabbie si riducono notevolmente. Nelle aree intravallive i depositi corrispondenti risultano terrazzati e preservati in modo discontinuo. La correlazione tra aree di pianura e aree intravallive risulta abbastanza agevole solo per i sedimenti più recenti, deposti durante e dopo gli ultimi due intervalli glaciali, mentre per i sedimenti più antichi sono possibili solo correlazioni indirette, basate su criteri geometrici di sovrapposizione, non controllate attraverso datazioni precise. Di conseguenza, dei cinque subsistemi in cui si scompone il Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore nella pianura, solo i tre più recenti sono definiti con precisione, seppure informalmente.

4.2.1. - *Il rilevamento dei depositi di pianura*

La ricostruzione della stratigrafia dei depositi fluviali che caratterizzano la pianura presenta problemi diversi da quelli solitamente affrontati nelle aree collinari o montane. La mancanza di sezioni naturali che offrano la possibilità di esaminare direttamente l'immediato sottosuolo, ci ha obbligato a utilizzare ampiamente i dati provenienti da perforazioni e scavi artificiali temporanei.

Dapprima si è proceduto alla raccolta di litostratigrafie di sondaggi effettuati per ricerche idriche o per opere di ingegneria civile conservati presso enti pubblici (Università di Modena, Comuni, Provincie, Regione, FF.SS, ANAS, ENEL, Aziende Municipalizzate, AGIP, Autostrade, Autostrade del Brennero, TAV), liberi professionisti e imprese di perforazione.

Si tratta di dati di qualità assai diversa, infatti si va dalle stratigrafie molto sommarie, quali sono quelle relative ai pozzi per ricerche idriche in cui vengono dettagliati, di solito, solo i livelli permeabili, a sondaggi con carotaggio continuo corredati da dettagliate descrizioni e prove di laboratorio su campioni indisturbati, quali sono le perforazioni effettuate in occasione di opere di ingegneria civile o ancora i diagrammi di prove penetrometriche statiche; tali prove sono state ampiamente utilizzate negli ultimi decenni per lo studio delle fondazioni di edifici, che consentono di ricavare dettagliate stratigrafie del sottosuolo e indicazioni di tipo geotecnico.

Oltre a questi dati, sono stati utilizzati i dati provenienti dagli studi pedologici effettuati dalla RER negli anni 1988-1997 ed organizzati in una Banca Dati Pedologici. In particolare i dati utilizzati sono i seguenti:

- 246 sondaggi pedologici (profondità media 120–150 cm) e profili pedologici eseguiti utilizzando un escavatore meccanico (profondità media 200–260 cm) effettuati dall'Ufficio pedologico della R.E.R negli anni 1988–1997;

- 8 sondaggi, di cui due profondi 102 e 172 m, (a carotaggio continuo con carotiere doppio tipo wireline) e 6 meno profondi (20-40 m) con carotiere semplice, eseguiti per conto della R.E.R nel 1997;
- 30 prove penetrometriche statiche appositamente eseguite per conto della R.E.R nel 1996/1997;
- 44 sondaggi con carotaggio continuo, 152 sondaggi di varia tipologia, 710 stratigrafie di pozzi per acqua e 397 diagrammi penetrometrici statici e dinamici provenienti dalla ricerca d'archivio.

Altri dati utilizzati per la costruzione della carta geologica nelle aree di pianura sono derivati dallo studio delle caratteristiche pedologiche delle superfici esposte. Esso è stato di fondamentale importanza per l'individuazione delle discontinuità e per stabilire l'età di disattivazione della sedimentazione nelle varie aree. La metodologia utilizzata per definire le caratteristiche pedologiche di superficie è stata sviluppata nel corso dell'ultimo decennio dall'Ufficio pedologico della Regione Emilia-Romagna e prevede, attraverso l'utilizzo di trivelle e lo scavo di trincee, la raccolta dei dati relativi ai parametri tessiturali, chimici e cromatici necessari alla definizione del grado di pedogenesi, e la successiva codifica in orizzonti e in profili.

Tutti i dati raccolti sono stati classificati e immessi in una banca dati elettronica e possono essere elaborati utilizzando un apposito software. In tal modo è possibile, data la densità dei dati a disposizione, ricostruire, ad esempio, l'andamento di corpi sedimentari, costruire sezioni geologiche orientate o la carta del tetto delle ghiaie relativo alle unità distinte.

I dati utilizzati per la determinazione delle litofacies non sono omogenei e la loro distribuzione areale è irregolare. I dati pedologici, ad esempio, ricavati dallo studio di profili messi in luce con escavatore o con trivelle, corredati spesso da analisi granulometriche effettuate in laboratorio, hanno permesso raffinate distinzioni in base al contenuto di argilla, limo, sabbia, sabbia fine e ghiaia. I sondaggi con carotaggio continuo effettuati appositamente per la costruzione della carta geologica hanno permesso una stima accurata della litologia, anch'essa molto precisa. Lo studio dei diagrammi penetrometrici e, ancor più, delle stratigrafie dei pozzi per acqua della banca dati hanno consentito, invece, solo valutazioni spesso grossolane della litologia. Il risultato finale, frutto dell'utilizzo di dati di qualità molto variabile, ha permesso tuttavia di ricostruire la distribuzione areale delle litofacies e di attribuire ad esse un significato ambientale. La ricostruzione di dettaglio della distribuzione litologica è stata effettuata solo per le unità più recenti ed affioranti estesamente in pianura: AES_{7b}, AES₈ e AES_{8a} e solo parzialmente per AES_{7a}; le unità più antiche non presentano una distribuzione di dati sufficiente alla mappatura di dettaglio di tale distribuzione.

Sono stati in particolare distinti e cartografati i seguenti sistemi deposizionali e litologie:

- *ghiaie di riempimento di canale fluviale*: sono state considerate affioranti le ghiaie comprese tra il piano campagna ed il primo metro di profondità, con-

siderando la parte fine al tetto come deposito di abbandono canale o, per le aree intravallive, come deposito colluviale di versante. Si tratta di ghiaie prevalenti in matrice sabbiosa e sabbioso/limosa con diametro massimo dei clasti che supera i 20 cm; sono organizzati in corpi lentiformi con spessore variabile tra i 3 e i 10 metri.

- *sabbie di argine, canale e rotta fluviale*: nonostante siano caratteristiche di più sottoambienti, le sabbie sono poco espresse in questa porzione di pianura, probabilmente a causa della litologia prevalentemente argillosa, dei bacini di provenienza dei materiali. Si tratta per lo più di sabbie fini e medie con contenuto in sabbia maggiore del 30%; spesso sono alternate a limi sabbiosi. Rarissima presenza di ghiaia. Lo spessore dei depositi sabbiosi non supera generalmente i 3-4 metri, la geometria è nastriforme con larghezza di poche decine di metri;
- *limi sabbiosi di argine e rotta fluviale e limi prevalenti di argine e piana inondabile*: nella porzione di pianura in esame la maggior parte dei limi è deposta dai corsi d'acqua secondari. Il processo di tracimazione e di rotta fluviale è quello predominante. Questa litofacies è stata suddivisa in limi sabbiosi se il contenuto in sabbia supera il 20 % (in limitate aree tra il T. Tiepido e il F. Panaro) e limi se il contenuto in sabbia non supera il 20% e il contenuto in argilla non supera il 35%. Nella pianura la litologia limosa è predominante e caratteristica di più sottoambienti distinguibili solo su base morfologica. Solo in alcune aree discontinue e non cartografate tra il torrente Guerro e il fiume Panaro è presente un contenuto di argilla superiore al 35%. Nel sottosuolo non è stato possibile, sulla base della sola litologia, attribuire depositi simili, incontrati dalle perforazioni, ad alcun sottoambiente.

Il prodotto cartografico finale consiste in una carta dei depositi affioranti che si integra con la carta geologica dell'Appennino e ne costituisce il naturale prolungamento verso la pianura.

4.2.2. - Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI)

E' costituito da depositi prevalentemente limosi nelle aree di interconoide e da ghiaie e ghiaie sabbiose ricoperte da depositi limosi di tracimazione in corrispondenza dei fiumi principali. La superficie inferiore è data dalla discontinuità basale del supersintema su FSG o FAA, mentre la parte alta dell'unità è interessata da pedogenesi con profili di alterazione decarbonatati superiori a 5 metri ed impostati, nelle aree più elevate, su terreni per lo più limosi.

Sono state attribuite a quest'unità le successioni affioranti nell'alveo del F. Secchia e del T. Tiepido, composte per la massima parte da ghiaie nell'alveo del Secchia (Fig. 38) e da alternanze ghiaioso-limoso-sabbiose nel T. Tiepido

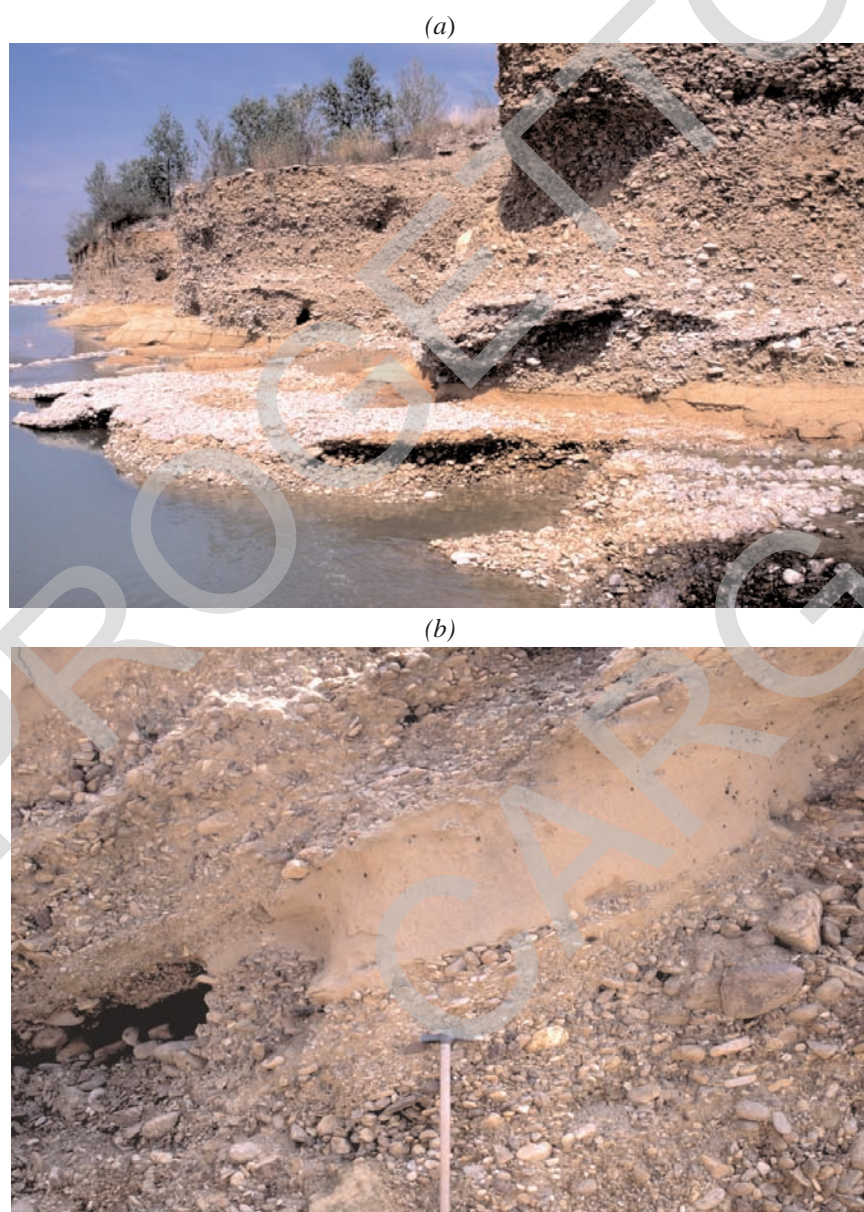


Fig. 38 – Panoramica (a) e particolare (b) dei depositi continentali prevalentemente ghiaiosi del Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore affioranti lungo l'alveo del F. Secchia all'altezza di Villalunga.

(ANNOVI *et alii*, 1979). Si rinvencono con spessori variabili tra i 30 ed i 100 metri e sono limitate al tetto da superfici erosive con pedogenesi variabile ma in genere non particolarmente sviluppata. La differenza di pedogenesi può essere dovuta alla più rapida sepoltura dei depositi posti in corrispondenza delle aste fluviali principali, mentre le differenze di spessore possono essere attribuite, sia ad una originaria variazione deposizionale, sia ad una più marcata erosione. Negli affioramenti posti ad ovest del F. Secchia ed in particolare lungo la strada Casalgrande-Monti di Cadiroggio, l'unità si presenta visibilmente inclinata. Nell'area ad est del T. Tiepido essa è coinvolta nella anticlinale di Castelvetro assieme alla sottostante formazione delle sabbie gialle, mentre i depositi ubicati presso il F. Panaro risultano implicati nella struttura positiva di Campiglio (si veda il Cap. VI, 3.2.4.3).

Resti ossei di un rinoceronte rinvenuti nella parte superiore della successione dell'alveo del Secchia sono stati attribuiti, dubitativamente, al Pleistocene medio (non più recente di 400.000 anni: SIROTTI, comunicazione personale), in accordo con l'attribuzione di un grosso mammifero (*Elephas meridionalis*) rinvenuto alla base dell'unità negli affioramenti posti presso l'alveo del F. Panaro, appena ad est del foglio (CREMASCHI & SALA, 1982).

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

Comprende la maggioranza dei depositi continentali affioranti nel Foglio 219 ed è stato suddiviso, sulla base degli affioramenti in posizioni intravallive, in cinque subsintemi; ognuno di loro è costituito da uno o più terrazzi. Per quanto riguarda le più recenti di tali unità (AES₈, subsintema di Ravenna e AES_{7b}, unità di Vignola), esse sono state correlate in modo diretto con quelle individuate nel sottosuolo. Per le più antiche, la correlazione si è invece basata su un modello che lega i depositi ghiaiosi dei terrazzi intravallivi più sviluppati agli intervalli ghiaiosi più estesi nel sottosuolo e le maggiori scarpate intravallive agli intervalli fini del sottosuolo. Si ipotizza, infatti, che la presenza di estese superfici terrazzate possa essere legata ad intervalli temporali in cui i fiumi ed i torrenti possedevano una forte capacità erosiva laterale, capace di allargare la valle e di trasportare il sedimento grossolano verso la pianura. Nelle fasi di minore energia gli stessi fiumi non riuscivano invece ad allargarsi e, contemporaneamente, la loro capacità di trasporto di materiale solido grossolano diminuiva, con la conseguenza che alla pianura arrivavano in prevalenza depositi fini (Fig. 39). Il modello necessita di un sollevamento costante della porzione collinare e di una subsidenza costante nella porzione di pianura, ossia di una cerniera strutturale relativamente stabile nello spazio e nel tempo. Il modello proposto appare verificato con sufficiente sicurezza per l'unità di Vignola, la più estesa e meglio

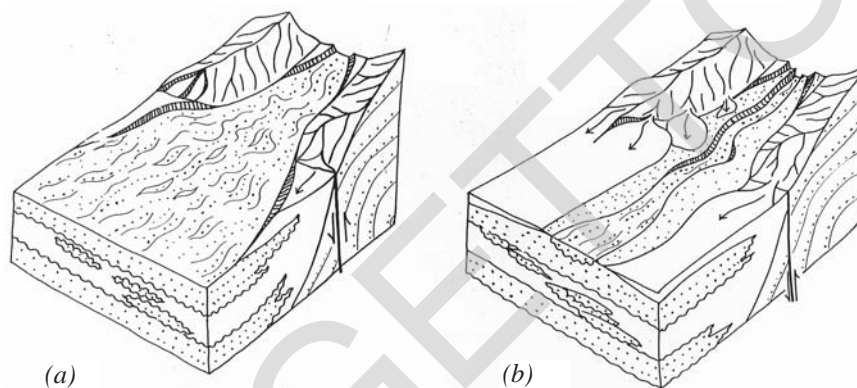


Fig. 39 – Effetti morfologici e deposizionali di una fase di oscillazione climatica lungo un corso d'acqua in corrispondenza del margine appenninico e dell'antistante pianura. a): fase di maggiore energia con elevato trasporto solido e forte capacità erosiva laterale ; b) fase di minore energia con incisione prevalente e minore trasporto solido.

conosciuta. Le oscillazioni di energia fluviale sarebbero da imputare a cause prettamente climatiche o glacio-eustatiche, com'è deducibile dall'età degli ultimi estesi intervalli ghiaiosi e limo-argillosi. Ai primi di tali intervalli, rispettivamente depositi nell'ultimo periodo glaciale e nel post-glaciale, sono correlabili, nelle porzioni intravallive, le ampie superfici terrazzate dell'unità di Vignola (FAZZINI & GASPERI, 1996) ed ai secondi, corrispondenti ai più limitati depositi ghiaiosi del subsistema di Ravenna, la scarpata sottostante e temporalmente successiva.

Nel sottosuolo sono stati individuati quattro cicli “fini-grossolani” che in aree costiere (F. 256) corrispondono a cicli trasgressivo-regressivi ed un quinto ultimo ciclo incompleto costituito prevalentemente da depositi fini.

I depositi quaternari continentali più antichi del sottosuolo della pianura (subsistemi di Liano e di Torre Stagni) possono solo dubitativamente essere correlati ai gruppi di terrazzi alluvionali posti a quote elevate nelle zone collinari del foglio.

L'età del sistema è attribuibile dubitativamente all'intervallo tra il Pleistocene medio e l'Olocene subattuale.

4.2.3.1. - subsistemi di Liano (AES₄) e di Torre Stagni (AES₅)

Affiorano in limitatissime aree a NW di Marano sul Panaro ed esclusiva-

100

mente in posizione intravalliva; entrambi i subsistemi sono caratterizzati da depositi ghiaioso-sabbiosi di pertinenza del F. Panaro e di spessore massimo di circa 20 m. Al tetto presentano a luoghi una diffusa pedogenesi con fronte di alterazione di circa 5 metri, non sempre presente a causa di erosioni. I due subsistemi sono stati tra loro distinti per le differenti quote di affioramento: il subsistema di Liano occupa aree poste più in alto di alcune decine di metri rispetto al subsistema di Torre Stagni. In entrambi i casi, affiorando esclusivamente in posizione intravalliva, i limiti inferiori coincidono con le superfici basali dei depositi terrazzati, mentre i limiti superiori sono rappresentati dalla superficie topografica.

L'età dei due subsistemi non è valutabile sulla base di dati diretti; per posizione stratigrafica è attribuibile al Pleistocene medio.

4.2.3.2. - subsistema di Bazzano (AES₆)

Affiora entro la valle del F. Secchia ove costituisce i depositi terrazzati di Cadiroglio, in piccole zone nei pressi di Casalgrande, il Casale e C. Paderni e, più estesamente, tra Maranello e Vignola. Anche per questo subsistema, affiorando esclusivamente in aree terrazzate, la sua superficie basale è discordante sul substrato pre quaternario, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica. GASPERI *et alii* (1989) hanno attribuito questi depositi all'Unità di Cà di Sola, comprendendovi anche parte del Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore e dell'unità di Niviano qui ora distinte. Le buone esposizioni sono scarse e limitate a scavi artificiali temporanei. Nei pressi del T. Tiepido l'unità è rappresentata da un deposito sovrapposto a AEI, che ha a tetto un livello pedogenizzato molto sviluppato (alfisuoli). L'unità è formata da depositi per lo più ghiaiosi o sabbioso-ghiaiosi in cui la pedogenesi presenta in generale un fronte di alterazione di spessore fino a 5 m, con colori Munsell variabili da 5YR su ghiaie fino a 2,5Y su limi. Essa è articolata negli orizzonti A, Bw, Bt, Bk, C. Lo spessore affiorante dell'unità è inferiore ai 10 m.

L'età del subsistema è attribuibile dubitativamente al Pleistocene medio.

4.2.3.3. - subsistema di Villa Verucchio (AES₇)

Costituisce il gruppo di depositi terrazzati più esteso e riconoscibile delle aree pedecollinari del Modenese ed è l'unità continentale più facilmente riconoscibile nel sottosuolo a causa della notevole estensione del corpo ghiaioso tabulare. Esso è costituito dalla coalescenza di depositi canalizzati, in corrisponden-

za dello sbocco in pianura del F. Secchia ed è accompagnato a un suolo molto evoluto (alfisuolo). Quest'ultimo è presente nella porzione più prossimale della conoide pedemontana. E' un subsistema parzialmente suddiviso in unità di rango inferiore, costituito, nelle porzioni affioranti e nel sottosuolo, in prevalenza da ghiaie, passanti a limi con subordinate ghiaie e sabbie solo nelle aree più distanti dallo sbocco degli assi vallivi. Il limite inferiore inconforme è affiorante nelle porzioni intravallive mentre è caratterizzato, nel sottosuolo, dall'inizio della deposizione fine che sovrasta il lobo ghiaioso della sommità del subsistema di Bazzano (cfr. sezioni di sottosuolo). Il limite superiore nelle porzioni intravallive è caratterizzato da ghiaie intensamente pedogenizzate che testimoniano una lacuna di sedimentazione; tale paleosuolo si riscontra anche nella porzione di pianura dove è stato posto in coincidenza del passaggio tra le ghiaie della unità di Vignola e i depositi prevalentemente limoso-argillosi della base della unità di Ravenna. Lo spessore complessivo delle ghiaie raggiunge i valori massimi a NE di Formigine (> 40 m) e diminuisce rapidamente ai bordi della conoide sepolta del Secchia.

Nel complesso, il subsistema è interpretabile come un ciclo di sedimentazione trasgressivo-regressivo in cui la porzione prevalentemente fine inferiore, ben espressa a N, al di fuori dell'area del Foglio 219, rappresenta l'intervallo compreso tra il penultimo e l'ultimo glaciale. Esso comprende quindi il Tirreniano, mentre la porzione prevalentemente grossolana superiore (unità di Vignola) rappresenta la sedimentazione nell'ultimo periodo glaciale. In termini di stratigrafia sequenziale la porzione inferiore costituisce il TST e l'HST (sistema trasgressivo e di stazionamento alto) di una sequenza deposizionale *sensu* POSAMENTIER *et alii* (1988), la parte superiore comprenderebbe i corrispettivi continentali del FRST (sistema di regressione forzata, HUNT & TUCKER, 1992; POSAMENTIER *et alii*, 1992), cui si aggiunge il LST (sistema di stazionamento basso) identificabile con l'unità di Vignola. La potenza del subsistema di Villa Verucchio è al massimo di 50 m circa e l'età è pleistocenica superiore-olocenica, compresa tra 120.000 anni B.P. (indirettamente desunta dalla correlazione della parte inferiore del subsistema ai depositi tirreniani costieri della Romagna, cfr. F. 256) e, sulla base di una datazione del sovrastante subsistema di Ravenna, circa 15.000–18.000 anni B.P.

All'interno del subsistema sono state distinte due unità informali. La prima (*unità di Niviano*, **AES_{7a}**) litologicamente eterogenea, è costituita da alternanze irregolari di ghiaie e sedimenti fini. Affiora estesamente in sinistra idrografica del F. Secchia, interessando parzialmente le località di S. Antonino e Casalgrande. Sviluppandosi poi sino a Scandiano, prosegue ulteriormente ad ovest del F. Tresinaro negli adiacenti Fogli 218 e 200 ove costituisce gli estesi

terrazzi posti a sud di Reggio Emilia. L'unità inoltre affiora ai lati del T. Tiepido ed a NW di Vignola. Come per le altre unità quaternarie le buone esposizioni sono rare e spesso effimere.

Il tetto dell'unità coincide quasi sempre con il piano di campagna ed è caratterizzato da un suolo (alfisuolo), più sviluppato all'apice delle conoidi. Esso mostra un fronte di alterazione spesso fino a 5 metri, articolato negli orizzonti A, Bw, Bt e C. Negli affioramenti intravallivi a luoghi il suolo è coperto da depositi colluviali spessi fino a qualche metro. La base dell'unità coincide con la base del deposito terrazzato negli affioramenti intravallivi, mentre non è osservabile nelle conoidi, ove si suppone possa rappresentare una superficie di discontinuità stratigrafica. Nell'alveo del T. Tiepido, ove occupa la parte sommitale della successione colà affiorante, l'unità è limitata alla base e al tetto da due discontinuità erosive. Lo spessore dell'unità è inferiore ai 10 metri nelle porzioni intravallive, non ben valutabile nelle porzioni di conoide preservate. L'età è attribuibile al Pleistocene superiore.

La seconda unità informale (*unità di Vignola, AES_{7b}*) affiora estesamente nei tratti intravallivi e allo sbocco nell'alta pianura dei fiumi principali e dei torrenti minori. Litologicamente è costituita, negli affioramenti intravallivi e di conoide dei fiumi Secchia e Panaro, da ghiaie e ghiaie a matrice limo-sabbiosa che passano distalmente e lateralmente a limi e limi sabbiosi. Quest'ultimi per lo più si rinvengono in condizioni sepolte e affiorano soltanto in alcune aree di interconoide a ovest del F. Secchia. Le conoidi dei torrenti Fossa di Spezzano, Grizzaga e Tiepido sono, invece formate prevalentemente da litologie limose e sabbiose.

Il contatto inferiore è erosivo nei depositi intravallivi, (vengono considerati intravallivi i depositi terrazzati, ossia ove l'unità è separata dall'unità precedente da una scarpata intagliata in quest'ultima: per il T. Tiepido sino all'altezza di Colombaro, per il F. Secchia sino ad Ubersetto in destra idrografica e oltre Villalunga in sinistra idrografica). Per i restanti limitati tratti di conoide affiorante il contatto basale non visibile viene invece supposto discontinuo, in base a dati dei sondaggi e in particolare del sondaggio R.E.R 219020P501 ubicato tra Corlo e Magreta che ha permesso di accertare la presenza alla base dell'unità di un paleosuolo evoluto con fronte di alterazione di 5 m.

Al tetto, l'unità presenta un paleosuolo con fronte di alterazione mediamente compreso tra 1,5 m e 2 m, parzialmente o totalmente decarbonatato. Esso è articolato negli orizzonti A, Bw, Bt, Bk, (C), con evidenze di accumulo di argilla illuviale e colori di alterazione Munsell degli orizzonti B tra 5 YR e 10 YR.

L'unità di Vignola è tra le unità pre-oloceniche quella che affiora più estesamente e, dai dati di numerosi sondaggi, essa presenta una distribuzione dei sedimenti di conoide molto superiore all'estensione dei depositi attuali: infatti, i

depositi ghiaiosi della conoide “Vignola” del F. Secchia si estendono sino a valle della città di Modena ove si rinvencono a 20-30 m di profondità (FAZZINI & GASPERI, 1996), mentre i depositi ghiaiosi che successivamente li ricoprono sono notevolmente più ridotti, arretrati di circa 5 km (GASPERI *et alii*, 1989) e con distribuzione delle ghiaie nastriformi e non più tabulari, come è evidenziato dalla carta del tetto delle ghiaie (GELMINI & PALTRINIERI, 1988).

La deposizione dell’unità di Vignola sembra legata a condizioni idrauliche (connesse evidentemente a fattori climatici) drasticamente diverse da quelle che si svilupperanno successivamente e comunque caratterizzate da maggiori portate e maggiore carico solido dei corsi d’acqua. D’altra parte, da dati raccolti nelle aree adiacenti il Foglio 219, viene ipotizzata per l’unità di Vignola una età più antica di 12.000-8.000 a. B.P. (ALESSIO *et alii*, 1980; R.E.R., dati inediti): l’unità si sarebbe quindi deposta durante le fasi tardive dell’ultima glaciazione e nel periodo immediatamente successivo. L’età delle due unità è attribuibile al Pleistocene superiore. L’unità AES_{7b} raggiunge la base dell’Eocene.

4.2.3.4 - subsintema di Ravenna (AES₈)

A tale unità è attribuita la maggior parte degli estesi affioramenti di pianura del foglio. La sedimentazione dell’unità si sviluppa estesamente in condizioni di piana inondabile e rappresenta l’intero spessore dei sedimenti, prevalentemente fini, deposti nell’ultimo postglaciale, al di sopra dell’esteso corpo ghiaioso attribuito all’unità di Vignola.

La litologia prevalente è limoso-argillosa, espressione dei sub-ambienti di argine e di piana inondabile. Depositi sabbiosi e ghiaiosi, espressione di sub-ambienti di canale, argine e di rotta fluviale, si rinvencono in corrispondenza delle principali aste fluviali e torrentizie nell’alta pianura e nelle “valli” (toponimo locale usato per indicare le zone più depresse della pianura). La sedimentazione in corrispondenza dei torrenti minori, che è condizionata, come già detto, dall’estesa presenza nei bacini di drenaggio di formazioni a litologia prevalentemente argillosa, è invece caratterizzata dalla pressochè totale assenza di detriti grossolani ghiaioso-sabbiosi anche nelle aree poste presso lo sbocco dei corsi d’acqua in pianura. Nell’area del Foglio 219 non sono comunque presenti i depositi fini di decantazione di piana inondabile che di solito caratterizzano estesamente la aree della bassa pianura poste a nord del foglio.

Per il subsintema di Ravenna l’ambiente deposizionale di conoide non è espresso con particolare evidenza morfologica: è infatti appena delineata la tipica forma convessa di questi depositi e non si ha la distribuzione estesa e pressochè uniforme delle ghiaie che caratterizza le unità più antiche allo sbocco delle

valli del Secchia, del Tiepido e del Panaro. Nell'Olocene, età del subsistema, si è dunque passati, probabilmente, ad una fase di sedimentazione caratterizzata da minori apporti e con distribuzione delle ghiaie molto più localizzata.

Il tetto dell'unità si distingue per la presenza in superficie di un suolo a basso grado di alterazione con profilo minore di 150 cm, parzialmente decarbonatato, articolato negli orizzonti A, Bw, Bk e C (entisuoli), con colori di alterazione Munsell degli orizzonti B nelle pagine 10YR-2,5Y (giallo-bruno).

Negli affioramenti intravallivi connessi con quelli della pianura l'unità è rappresentata da depositi terrazzati a litologia prevalentemente ghiaioso-sabbiosa.

La potenza del subsistema di Ravenna non è sempre valutabile da dati di superficie: probabilmente esso supera i 20 m. Lo spessore aumenta, oltre che allontanandosi dalla catena, anche allontanandosi dagli assi vallivi principali: ad esempio mentre a nord di Sassuolo sino a Corlo si registrano spessori di 1-2 metri di limi attribuibili all'unità, a est di Formigine e a nord di Fiorano essa è spessa oltre 10 m. Probabilmente questa unità prevalentemente fine aggrada su una topografia più articolata di quella attuale, legata alla precedente fase deposizionale prevalentemente ghiaiosa e a morfologia convessa dell'unità di Vignola.

Al tetto del subsistema è stata distinta una unità (*unità di Modena*, AES_{8a}) qui definita sulla base della presenza di un suolo a bassissimo grado di alterazione con profilo minore di 100 cm. Esso, non decarbonatato, è articolato negli orizzonti A, Bw, C, e A, C (entisuoli e inceptisuoli), con colore Munsell di alterazione dell'orizzonte BC nella pagina 2,5Y (grigio-giallastro).

L'unità di Modena fu già cartografata in queste aree da GASPERI *et alii* (1989) e definita da CREMASCHI & GASPERI (1989) come sedimenti depositi in seguito ad episodi alluvionali che seppellirono la città romana di *Mutina* tra il VI e il VII secolo d.C.. L'unità, caratterizzata da uno spessore di alcuni metri, è costituita, come il subsistema di Ravenna, da depositi grossolani in corrispondenza dei corsi d'acqua principali ed ai piedi della catena e da depositi fini nelle aree più distali. I depositi attribuiti a questa unità si rinvennero generalmente in prossimità delle aste fluviali e corrispondono al primo ordine dei terrazzi nelle zone intravallive.

Per quanto riguarda i depositi dei fiumi Secchia e Panaro si può osservare come non esista una scarpata tra i depositi a dominante ghiaiosa dell'unità di Modena e quelli precedenti, appartenenti alla porzione pre- VI secolo d.C. del subsistema di Ravenna.

Tra i depositi dei torrenti minori solo il T. Tiepido presenta una estesa distribuzione dei sedimenti attribuibili a questa unità, che si aprono a ventaglio a valle delle ultime scarpate fluviali tra Colombaro e Castelnuovo Rangone; essi sono costituiti da depositi fini in cui è cartografabile un nastro sabbioso continuo dalla caratteristica forma rilevata (dosso). Esso è legato ad un antico percorso del torrente quando questo transitava, in epoca romana, nei pressi della città di Modena;

il percorso attuale, infatti, è artificiale e fu costruito per evitare le continue alluvioni che inondavano le campagne circostanti la città (GASPERI *et alii*, 1989).

L'età del subsistema di Ravenna è attribuibile all'Olocene; l'unità di Modena si è deposta a partire dal VI sec. d. C.

4.2.4 - La carta del tetto delle ghiaie

Nel Foglio allegato alla carta geologica è stato mappato il tetto dei depositi grossolani quaternari continentali sia nelle aree ove questi affiorano, sia nel sottosuolo: si evidenzia in tal modo la continuità laterale dei corpi a litologia grossolana dalla condizione intravalliva a quella di pianura. Sono stati distinti i corpi grossolani relativi alle unità più recenti: unità di Vignola e subsistema di Ravenna (comprensivo dell'unità di Modena).

Ove le ghiaie sono affioranti o subaffioranti, cioè con tetto a meno di un metro dal piano campagna, è stato usato un sovrassegno. Sono state inoltre indicate le aree ove affiorano solo depositi ghiaiosi di unità precedenti quelle considerate e, sono distinte le aree di pianura in cui mancano, o sono scarsamente significativi, i depositi grossolani.

Sono inoltre indicate le aree in cui le ghiaie appartenenti a AES_{7b} sono amalgamate con ghiaie di unità più antiche.

A partire dall'unità più recente le caratteristiche dei vari corpi cartografati possono essere così riassunte:

subsistema di Ravenna e unità di Modena (AES₈-AES_{8a}) - La geometria dei depositi ghiaiosi del subsistema è generalmente nastriforme con distribuzione irregolare nelle aree comprese tra i due fiumi principali. Spesso non è agevole identificare il corso d'acqua che ha dato origine al deposito; in particolare nel tratto che va dal F. Secchia al Tiepido, sono presenti alcuni corpi posti a profondità variabile che possono essere attribuiti dubitativamente ai torrenti Tiepido, Grizzaga e Fossa, con spessori inferiori ai 5 m e, frequentemente, inferiori anche ai 2 m. I depositi del F. Panaro sono presenti solo nella parte nordorientale del foglio, ultime propaggini di un corpo tabulare esteso prevalentemente a est del corso fluviale attuale. Gli spessori delle ghiaie sono via via maggiori spostandosi al margine nord del Foglio 219 e raggiungono la decina di metri alla altezza del ponte dell'Autostrada. I depositi del F. Secchia sono incastrati nelle unità più antiche fino alla altezza di Corlo, in destra fiume e poco a sud di Case S. Lorenzo, in sinistra; essi hanno quindi una geometria tabulare, leggermente convessa. Ad ovest del Secchia solo il T. Tresinaro ha depositi ghiaiosi attribuibili al subsistema di Ravenna; essi sono sempre intravallivi ed amalgamati ai sedimenti continentali più antichi.

Le ghiaie attribuite all'unità di Modena sono sempre affioranti e costituiscono depositi a geometria nastriforme in posizione prossima ai percorsi attuali dei fiumi che li hanno prodotti. La loro distribuzione coincide nella carta geologica e nella carta del tetto delle ghiaie. Il loro spessore è di pochissimi metri per i torrenti minori, mentre per i due fiumi principali supera i 5 metri.

unità di Vignola (AES_{7b}) - L'unità di Vignola costituisce il deposito ghiaioso più esteso e continuo del foglio. I depositi di pertinenza del F. Secchia sono i più sviluppati; essi sono presenti lungo una fascia a direzione nord-orientale prevalentemente ad est del corso attuale, giungendo a nord di Portile, a circa 2 km dal corso attuale del fiume Panaro. Sono depositi sia in condizioni intravallive che di conoide; questi ultimi hanno forma debolmente convessa. Nei corsi d'acqua minori i depositi sono prevalentemente intravallivi. L'asse depocentrale dei depositi del Secchia passa per la direttrice Sassuolo-Corlo; gli spessori non sono ben valutabili per le frequenti amalgamazioni con le unità sottostanti. Nelle aree intravallive in prossimità di Sassuolo, lo spessore massimo attribuibile alle ghiaie è di oltre 20 m; di norma è invece inferiore ai 10 metri e si riduce a meno di 5 m a sud di Salvarola. I depositi attribuibili al F. Panaro non sono amalgamati con le unità sottostanti ad eccezione della area a sud di S. Eusebio; gli spessori variano tra 5 m, a sud, e 15 m al limite nord del foglio.

Le ghiaie dell'unità di Vignola dei torrenti minori sono a geometria prevalentemente nastriforme o a ventaglio con stretti angoli di apertura. A partire da est abbiamo i depositi del T. Guerro a contatto con quelli del F. Panaro, poi tra il Guerro e il Tiepido vi è un'area di non deposizione dell'unità fino al limite settentrionale del foglio. Quest'area separa i depositi di pertinenza Panaro-Guerro da quelli di pertinenza del Secchia-Tiepido. La loro connessione avviene solo a nord di San Donnino, nell'area del Foglio 201. Le ghiaie del T. Tiepido affiorano secondo due fasce distinte: una orientale, allungata in direzione NE-SO, giunge sino a Castelnuovo Rangone ed una occidentale, allungata in direzione N-S, che giunge sino a Montale. I caratteri pedologici suggeriscono una non contemporaneità dei due affioramenti: quello orientale è il più antico; ciò conferma il carattere policiclico dell'unità, in accordo con i dati di sottosuolo raccolti più a valle, che evidenziano sdoppiamenti dei corpi ghiaiosi. Spostandosi ulteriormente verso ovest si incontrano altri due depositi attribuiti all'unità di Vignola: il primo, molto sottile e superficiale, è ubicato ad ovest di Colombaro e potrebbe essere attribuibile al T. Grizzaga, mentre il secondo, prevalentemente sepolto, sembra essere legato al percorso comune dei torrenti Fossa e Grizzaga che confluivano a nord di Spezzano. Più a valle, nel sottosuolo tra Ubersetto e Formigine, con percorso a direzione meridiana, i due depositi ghiaiosi sono in connessione con i coevi sedimenti di pertinenza del Secchia.

unità più antiche dell'unità di Vignola (AES_{7b}) - Nella carta del tetto delle ghiaie la superficie relativa a queste unità compare solo ove quelle più recenti non sono presenti. I dati disponibili non sempre hanno permesso di tracciare con sicurezza il tetto delle ghiaie come, per esempio, nelle aree terrazzate di Solignano Nuovo e di Ubersetto, probabilmente per la scarsa continuità laterale dei depositi grossolani ivi presenti. Le isobate del tetto delle ghiaie sono riportate in limitate zone tra Maranello e Montale. L'area di non deposizione delle ghiaie della sovrastante unità di Vignola, tra Castelnuovo Rangone e San Donnino, viene a coincidere con una zona di non deposizione di sedimenti grossolani anche per le unità sottostanti: in questa fascia, per un notevole intervallo di tempo, si è avuta dunque una sedimentazione prevalentemente fine.

4.2.5. - *Le sezioni geologiche dei depositi continentali*

Nella cornice a margine del Foglio allegato alla carta geologica sono rappresentate alcune sezioni geologiche che illustrano la distribuzione dei depositi fini e grossolani nel sottosuolo della pianura.

Sono stati individuati a scala regionale, all'interno di AES, quattro cicli finigrossolani, numerati in modo informale da A₁-A₄; questi cicli in aree presso l'attuale costa adriatica (si vedano le Note illustrative del Foglio 256 - Rimini) corrispondono a cicli trasgressivo-regressivi, e un ciclo non completo, quello sommitale (A₀) costituito prevalentemente da depositi fini olocenici. In particolare sono ben individuabili nel sottosuolo gli ultimi due cicli, corrispondenti ai subsistemi di Bazzano e di Villa Verucchio delle aree collinari e pedecollinari e il sovrastante ciclo incompleto corrispondente al subsistema di Ravenna.

La parte fine, basale, d'ogni ciclo è costituita in prevalenza da argille e limi, a volte con sostanza organica vegetale concentrata in lenti, deposti in bacini interfluviali caratterizzati da tracimazione e decantazione di sedimenti argillosi, alternati a ripetuti episodi palustri. I livelli grossolani sono, invece, costituiti da ghiaie, prevalenti, organizzate in estesi livelli tabulari, se connessi ai fiumi principali (Secchia, e Panaro), più ridotti e a geometria nastriforme quelle dei torrenti minori. Nel Foglio 219, vista la vicinanza con lo sbocco il pianura del Fiume Secchia, non è spesso possibile distinguere agevolmente i cicli per presenza pressochè esclusiva di ghiaie in alcune aree. In tali casi si è solo ipotizzato l'andamento dei cicli sulla base di correlazioni con aree limitrofe (in particolare nell'adiacente Foglio 201).

Le sezioni geologiche relative al sottosuolo dell'area del F. Secchia, (D, E) del T. Tiepido (F) e del F. Panaro (G) sono state costruite con la scala delle altezze 20 volte quella delle distanze ($h/l=20$).

Le sezioni D, E, F e quelle tracciate a direzione grosso modo est-ovest ortogonali al T. Tiepido in GASPERI *et alii* (1989), evidenziano, com'era prevedibile, una scarsa continuità laterale delle litologie, mentre è ben evidente la presenza delle due grandi unità: l'inferiore, prevalentemente costituita dalle litologie fini, e il soprastante Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

Si può inoltre osservare come la formazione delle sabbie gialle appaia piegata nella prosecuzione verso ovest della struttura anticlinale di Castelvetro, la quale si sviluppa nel sottosuolo sin nei pressi del F. Secchia, sepolta dai depositi continentali. Le ricostruzioni del sottosuolo evidenziano come l'inarcamento anticlinale della formazione delle sabbie gialle coinvolga il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e, in misura sempre più attenuata man mano che ci si avvicina alla superficie topografica, le soprastanti unità del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore: le unità oloceniche appaiono sostanzialmente indeformate.

Sezione D - La sezione, a direzione grosso modo nord-sud, illustra il sistema deposizionale del F. Secchia allo sbocco in pianura. Partendo da sud, da monte verso valle, il substrato marino, verticalizzato presso il margine appenninico come è rilevabile dai dati degli affioramenti posti subito a valle del ponte di Veggia, si approfondisce sino a circa 100 metri dal piano campagna mantenendosi a questa quota sino a circa 1 km dal T. Fossa di Spezzano (a sud di Canale) ove si approfondisce ulteriormente sino a 175 metri in corrispondenza del sondaggio R.E.R. 219020P501(S2 sulla carta del tetto ghiaie). Questo particolare andamento del substrato era già stato evidenziato da COLOMBETTI *et alii* (1980) ed interpretato come dovuto alla presenza di faglie a direzione appenninica attive durante la deposizione della formazione delle sabbie gialle. Nel tratto settentrionale della sezione i livelli ghiaiosi sono più differenziati, ma amalgamazioni sono ancora presenti in tale sondaggio dove è ben individuabile il livello pelitico alla base del ciclo A₃ e alla base del ciclo A₄ è presente un intervallo di sedimenti fini, la cui parte sommitale può essere correlata con l'orizzonte Fossolo (AMOROSI & FARINA, 1996). Al di sotto di questi compare un potente livello ghiaioso, non pedogenizzato a tetto, presente in tutta l'area posta a nord di Sassuolo ed è attribuibile per correlazione regionale al Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI).

Il tratto a monte del T. Fossa si presenta di più difficile interpretazione per la presenza di amalgamazioni ed erosioni tra successivi depositi; sono solo individuabili corpi formati da sedimenti fini spessi circa 10 metri che potrebbero essere la base dei cicli A₃ e A₄.

Sezioni E, F - La prima corre da Spezzano a Casinalbo e la seconda passa per Colombaro e Montale. In ambedue la formazione delle sabbie gialle si approfondiscono poco a valle delle aree ove affiorano sino a un centinaio di metri dal piano campagna, coinvolte nella struttura di Castelvetro.

Ben riconoscibile è il Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore qui a composizione argillo-limosa. I depositi grossolani di AES, presenti nei tratti meridionali delle sezioni, appaiono legati ai torrenti Fossa di Spezzano e Tiepido; solo a partire da Formigine (sezione E) e a valle di Montale (sezione F) essi sono legati anche al F. Secchia.

Sezione G - Le sezione, tracciata da Maranello al F. Panaro, evidenzia come la formazione delle sabbie gialle tende ad immergersi gradualmente verso nord sino a raggiungere la profondità di 150 m all'altezza di S. Vito. Le ghiaie appaiono relativamente scarse, se si tiene conto che la sezione interseca il F. Panaro, ma il fiume è attualmente spostato verso ovest rispetto ai suoi sedimenti sepolti (GASPERI *et alii*, 1989). Ben evidente è la sequenza deposizionale alluvionale inferiore corrispondente ad AEI presente nella carta di superficie, costituita da sedimenti fini con intercalati corpi ghiaiosi legati al F. Panaro e forse anche al T. Tiepido. A nord di Settecani sono rilevabili i quattro cicli superiori con spessori complessivi di circa 100 metri. I corpi ghiaiosi hanno qui spessori inferiori ai 10 metri e sono poco continui lateralmente.

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

Corrispondono all'insieme delle "formazioni superficiali" presenti nelle aree montane del Foglio 219 al di sopra e in discordanza sul substrato roccioso rappresentato dalle unità litostratigrafiche descritte nei precedenti paragrafi. Ad essi si aggiungono i depositi alluvionali più recenti, successivi a quelli descritti in precedenza nel paragrafo 4.2.

4.3.1. - *Depositi alluvionali attuali (b₁) e subattuali (b_{1a})*

I depositi alluvionali attuali e subattuali, sono stati cartografati, per questioni di rappresentatività, solo in corrispondenza delle aste fluviali del Secchia, del Panaro e di alcuni torrenti minori. Affiorando esclusivamente in superficie, la loro distribuzione coincide nella carta geologica e nella "carta del tetto delle ghiaie".

Sono costituiti da ghiaie, prevalenti nei corsi d'acqua maggiori, e da ghiaie e sabbie o da sabbie in quelli minori. Dal punto di vista dell'ambiente di sedimentazione questi depositi sono riferibili a barre fluviali e sono ricoperti da spessori variabili di limi sabbiosi ed argillosi, dovuti a processi di trascinamento e di decantazione.

I depositi subattuali (b_{1a}) dei fiumi Secchia e Panaro si presentano terrazzati

a seguito dell'abbassamento degli alvei iniziato a partire dagli anni '50 (ROVERI, 1960; PELLEGRINI & ROSSI, 1967; PELLEGRINI *et alii*, 1979). I corsi d'acqua appenninici sono passati da una fase di equilibrio o di alluvionamento ad una intensa fase erosiva (PELLEGRINI & TONI, 1982) che in una trentina di anni ha portato i fiumi a incidere i propri depositi di conoide e vallivi con approfondimenti dell'ordine di più di una decina di metri.

I fiumi Secchia e Panaro nei tratti corrispondenti alle conoidi, cioè a partire dallo sbocco in pianura, vennero muniti, a partire dal XV secolo sino all'inizio di questo secolo, di argini in muratura ed in calcestruzzo costruiti evidentemente per evitare che le acque di piena invadessero le campagne circostanti. Ora quelle opere sono in gran parte scalzate alla base o sospese di parecchi metri sull'alveo. Ove sono conservate, si osserva che l'unità "b_{1a}", posta all'interno di esse, è a quota maggiore dei più antichi depositi dell'unità Villa Verucchio posti all'esterno: i fiumi entro gli argini artificiali erano dunque in alcuni tratti pensili. Fenomeni di erosione accelerata simili non hanno interessato solo l'area in esame, ma quasi tutti i fiumi appenninici (ROVERI, 1965; VEGGIANI, 1963; PELLEGRINI *et alii*, 1979).

Gli spessori di b₁ e di b_{1a} sono al massimo di qualche metro. L'età dei depositi b₁ è posteriore al 1954.

4.3.2. - *Depositi di versante s.l. (a₃)*

Con questo termine sono stati compresi i detriti eterometrici ed eterogenei deposti alla base di scarpate particolarmente ripide ed originati presumibilmente da processi gravitativi e, talora, per ruscellamento superficiale. Sono stati inseriti in questa categoria di depositi superficiali anche corpi detritici che probabilmente sono resti di vere e proprie frane; essi tuttavia non possiedono più le caratteristiche morfologiche che ne consentono una sicura attribuzione.

4.3.3. - *Depositi eluvio-colluviali (a₄)*

Si tratta di accumuli detritici eterogenei ed eterometrici, prevalentemente fini, originati per gravità e ruscellamento di prodotti d'alterazione in situ (coltri eluviali), in aree subpianeggianti a morfologia blanda; sono probabilmente presenti anche significativi depositi di origine eolica (loessici s.l.) nelle aree di crinale. Gli affioramenti più significativi ed estesi sono ubicati nei dintorni di Serramazzoni ove rappresentano il deposito in corrispondenza di paleosuperfici impostate sul Flysch di Monte Cassio o sui terreni liguri a dominante argillitica.

Secondo CLERICI (1988) queste superfici rappresenterebbero il residuo di una superficie di planazione databile al Pleistocene medio che si raccordava con i depositi (glacis d'erosione: CREMASCHI, 1987) che caratterizzano il margine appenninico.

4.3.4. - *Prodotti da emissione di "salse" (e₁)*

I depositi eruttati dalle salse, presenti tra Montegibbio e Sassuolo, sono costituiti da accumuli detritici prevalentemente fini con blocchi e clasti eterogenei ed eterometrici.

4.3.5. - *Frane in evoluzione (a₁) e quiescenti (a₂)*

Nella cartografia alla scala 1:50.000 sono state distinti gli accumuli dovuti a frane attive (a₁) da quelli quiescenti (a₂) in base a osservazioni qualitative sulle forme del terreno, danni eventuali a opere antropiche, stato della vegetazione, ecc.. Si sottolinea che lo stato di attività è relativo agli anni del rilevamento. Tale distinzione si basa inoltre su parametri non omogeneamente distribuiti sul territorio e, per di più, soggetti a notevole interpretazione da parte del rilevatore. Il risultato è che probabilmente una parte delle frane cartografate come quiescenti appartengono alla categoria delle frane attive a cinematica lenta: è chiaro infatti che solo con una adeguata strumentazione e con osservazioni prolungate nel tempo è possibile discernere tra quest'ultime e quelle effettivamente quiescenti. Alle frane cartografate con sigle a₁ e a₂ si aggiungono gli scivolamenti in blocco, che mantengono una connotazione stratigrafica dei blocchi scivolati che permette la cartografia delle singole unità stratigrafiche, cui si sovrappone un soprassegno caratteristico. A parte questi ultimi casi, il contenuto litologico dei corpi cartografati, costituiti da materiali estremamente eterogenei ed eterometrici, è indipendente dal grado di attività e non è stato distinto.

4.4. - IL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA: STRATIGRAFIA E LINEAMENTI STRUTTURALI GENERALI

I dati relativi al substrato dei depositi alluvionali, noti attraverso le ricerche di idrocarburi (AGIP MINERARIA, 1959; PIERI e GROPPI, 1981; MATTAVELLI *et alii*, 1983; DONDI, 1985; CASSANO *et alii*, 1986; DONDI & D'ANDREA, 1986), consentono di tratteggiare in modo dettagliato la stratigrafia e le strutture pro-

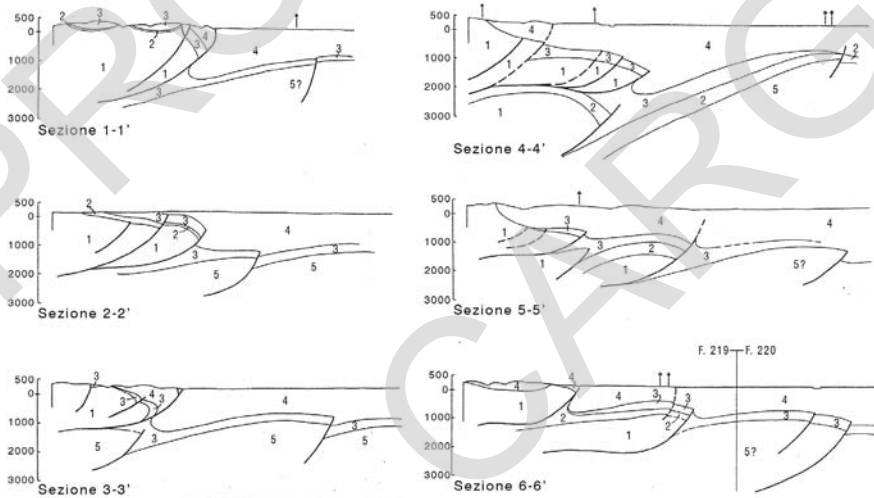
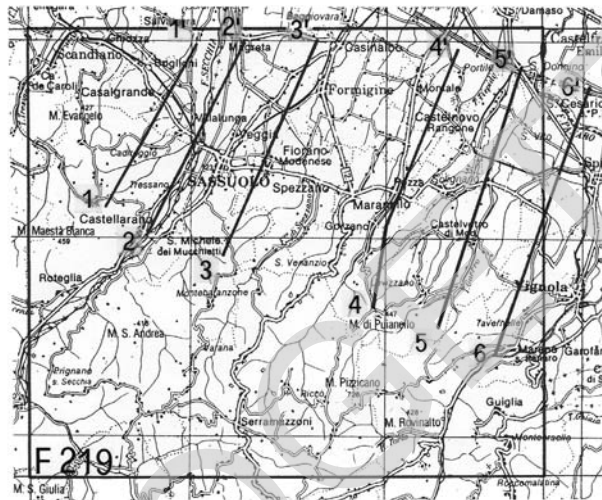


Fig. 40 - Sezioni geologiche del margine della catena e dell'antistante pianura.
 Legenda: 1) Unità liguri ed epiliguri; 2) depositi messiniani (FCO, GES); 3) depositi del Pliocene inferiore; 4) depositi del Pliocene medio-superiore-Quaternario; 5) Unità umbro-marchigiane.

fonde padane, direttamente correlabili con le unità affioranti lungo il margine appenninico. La conoscenza dei sedimenti marini, soprattutto di quelli plio-pleistocenici, è sufficientemente dettagliata per il numero e la quantità dei dati a disposizione e soprattutto per le correlazioni effettuate utilizzando i mezzi di inda-

gine geofisica (Fig. 40). Recente è poi l'ampia pubblicazione della REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) illustrata da sezioni geologiche, una delle quali, la n 3, è tracciata attraverso l'area del foglio.

Nel sottosuolo del tratto di pianura compreso nel Foglio 219 sono presenti unità messiniano-pleistoceniche perfettamente correlabili con quelle distinte nella carta geologica.

La *Formazione Gessoso-solfifera*, è stata incontrata nel pozzo "Levizzano 1" tra m 2.450 e m 2.800 al di sotto delle Liguridi (circa 1000 m) e di una successione costituita da marne mioceniche e argille "alloctone" appartenenti alla Successione epiligure o, forse, ai sedimenti miocenici di pertinenza padana (Marne di Gallare). La *Formazione Gessoso-solfifera* è anche presente in una stretta fascia a NE della parte frontale della catena. Non è ancora chiaro se queste evaporiti (incontrate in perforazioni tra Maranello e Vignola) poggino stratigraficamente su terreni liguri o epiliguri, come suggerito da recenti interpretazioni (ROSSI *et alii*, in stampa) o su successioni di tipo padano. Le stratigrafie delle perforazioni degli anni '60 che sono ubicate in quest'area e che raggiungono profondità intorno ai 2000 m (per esempio il "Levizzano 2) non mostrano terreni alloctoni di pertinenza ligure. Quest'ultimi, ovviamente, potrebbero però essere presenti a profondità ancora maggiori; in questo caso lo spessore della coltre alloctona ligure complessivamente intesa risulterebbe sensibilmente più elevato di quello segnalato lungo gli adiacenti margini reggiano e bolognese. La possibile estensione della coltre ligure fino all'altezza dell'alta pianura tra Tiepido e Panaro sarebbe suggerita dai dati relativi al pozzo Castelvetro 2 (AGIP MINERARIA, 1959; ROSSI *et alii*, in stampa) ove terreni "alloctoni" sono stati incontrati per circa 300 m, al di sotto di depositi pelitici tardomiocenici.

Le *Sabbie di Cortemaggiore* (distinte solo nel sottosuolo) assieme alle "Argille a Colombacci" sono state incontrate nel campo gassifero di Spilamberto (posto al limite orientale del foglio) alla profondità di oltre 1.100 m. La seconda unità corrisponde a ciò che in queste note è stato compreso entro la *Formazione a Colombacci*; la prima potrebbe invece comprendere anche depositi clastici correlabili in termini di stratigrafia fisica e sequenziale ai depositi evaporitici del Messiniano inferiore (ROSSI *et alii*, in stampa).

Al di sopra di queste formazioni, si rinvencono nel sottosuolo del Foglio 219, le *Argille del Santerno*, argille con rare intercalazioni arenacee di età pliocenica-pleistocenica deposte in condizioni batimetriche variabili dal batiale sino al neritico superiore e al litorale. Esse sono ampiamente distribuite nel sottosuolo con spessori assai variabili da alcune centinaia di metri ad oltre due chilometri e sono direttamente correlabili con le Argille Azzurre affioranti. A tetto delle Argille del Santerno compaiono, con spessori discontinui di qualche decina di metri, le *Sabbie di Asti* simili alla formazione delle sabbie gialle degli affioramenti del margine appenninico.

I depositi continentali che si sovrappongono alle Sabbie di Asti (od alle Argille del Santerno ove mancano le sabbie) e depositi a valle del Lineamento Frontale Pedepenninico, presentano spessori via via crescenti verso nord per la maggiore subsidenza delle aree settentrionali, ripetendo in modo molto attenuato l'andamento del substrato pre-pliocenico (cfr. Sez n. 9 in PIERI & GROPPI, 1981; e sez. n 3 in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Già al piede delle colline essi presentano spessori complessivi di oltre una cinquantina di metri e al margine nord del foglio superano ampiamente il centinaio di metri (presso Modena, posta 5 km oltre il limite settentrionale del Foglio 219, i sedimenti marini si rinvennero a più di m 300 di profondità). La superficie basale dei depositi alluvionali è irregolare sia per la presenza di vallecole erose nei sedimenti marini e successivamente colmate dai depositi fluviali, sia per la diversa subsidenza a cui sono andate soggette le varie aree. In corrispondenza di Formigine, ad esempio, i sedimenti marini si rinvennero a minore profondità (circa m 50) rispetto al settore posto a ovest del T. Tiepido, costituendo una struttura antiforata (cfr. Sez 3 di Fig. 2 in GASPERI *et alii*, 1989) (Fig. 41).



Fig. 41 - Pozzo per ricerche idriche in eruzione. Il pozzo scavato in località Ubersetto nel 1972 alla profondità di circa 100 metri raggiunse un piccolo giacimento di idrocarburi gassosi il cui reservoir è ubicato nella formazione delle sabbie gialle; la formazione è deformata in una blanda anticlinale (struttura di Ubersetto), ricoperta da depositi alluvionali prevalentemente pelitici (cfr. Sondaggio RER 219S1-Formigine, 1997) (Foto M. Pellegrini).

VI - TETTONICA

1. - INTRODUZIONE

I terreni affioranti nell'area del F 219 "Sassuolo" costituiscono solo la parte sommitale dell'edificio strutturale appenninico, essendo presenti esclusivamente le Unità liguri con la sovrastante Successione epiligure, piccoli lembi di unità litostratigrafiche subliguri e notevoli estensioni dei depositi plio-quaternari. Gli eventi deformativi successivi alla fase ligure dell'Eocene medio (ben documentata a scala regionale dalla sutura delle Liguridi, già deformate, ad opera della Successione epiligure) hanno originato prevalentemente strutture di tipo fragile e hanno anche in parte mascherato gli estesi sovrascorrimenti che separavano le diverse Unità tettoniche liguri. Gli stessi contatti tra le Liguridi in senso stretto e l'unità tettonica che è caratterizzata dalla presenza di terreni subliguri (Unità Coscogno) sono ora spesso costituiti da faglie tardive, successive alla individuazione di questa unità tettonica. Discretamente leggibili nella Successione epiligure sono poi gli eventi sedimentari che registrano fasi tettoniche di significato regionale. I depositi plio-quaternari consentono inoltre abbastanza agevolmente di separare gli elementi strutturali precedenti alla deposizione stessa, in buona parte originatisi nella fase intramessiniana, da quelli successivi, attivi fino al Quaternario. Queste strutture più recenti (ovviamente riconoscibili e documentabili soprattutto lungo il margine appenninico), anche se abbastanza note nei loro caratteri geometrici essenziali, risentono tuttavia di carenze conoscitive, soprattutto per quel che riguarda la loro cinematica.

Verranno descritte successivamente le strutture formatesi durante:

- a) gli eventi deformativi della fase tettonica ligure (e fasi antecedenti);
- b) gli eventi deformativi successivi alla fase tettonica ligure.

Le strutture attribuite a questi ultimi eventi tettonici, utilizzando il filtro della Successione epiligure e di quella neogenico-quadernaria del margine, saranno a loro volta suddivise in:

- strutture formatesi tra l'Eocene medio (fase ligure) ed il Miocene inferiore;
- strutture originatesi prima del Messiniano inferiore;
- strutture originatesi tra il Messiniano inferiore ed il Pliocene inferiore;
- strutture di età pliocenica superiore e quadernaria.

Per l'illustrazione delle strutture si faccia riferimento allo Schema tettonico (Fig. 3), oltre che alla Carta Geologica stessa ed agli schemi a corredo.

2. - LA FASE LIGURE

Prima di passare in rassegna le strutture originate da questa fase tettonica è utile elencare quali siano i possibili indizi di fasi deformative o di eventi tettonici più antichi che devono essere ricercati all'interno delle successioni liguri. L'evidente differente stile strutturale e diverso grado di deformazione esistente tra i Flysch ad Elmintoidi e le successioni stratigrafiche ad essi sottostanti (formazioni pre-flysch) è stato da alcuni autori indicato come una possibile prova della presenza di una discordanza angolare di età tardo cretacea (VAI & CASTELLARIN, 1993). Nei rari casi in cui sia possibile (in aree al di fuori di quella in esame) osservare direttamente sul terreno un contatto di natura stratigrafica tra Flysch ad Elmintoidi e formazioni pre-flysch questo tuttavia non solo conserva il parallelismo, ma si dimostra essere anche un passaggio graduale (VESCOVI, 1986; PLESİ *et alii*, 1993). Il differente grado di deformazione dei due tipi di unità deve dunque essere, probabilmente, esclusivamente imputato alla loro diversa reologia durante gli stessi eventi deformativi. Al contrario, testimonianze indirette dell'esistenza di eventi tettonici precedenti la fase ligure potrebbero essere rappresentate da alcune peculiarità litologiche delle successioni pre-flysch ed in particolare:

- a) dalla presenza di brecce sedimentarie all'interno delle Argille a Palombini (APA) costituite per lo più di clasti ofiolitici ed in subordine di clasti di calcilutiti e di diaspri derivanti probabilmente dalla originaria copertura sedimentaria delle ofioliti;
- b) dalla sistematica presenza di brecce poligeniche a matrice argillosa all'interno delle Argille varicolori di Cassio (AVV) costituite esclusivamente di clasti di calcilutiti derivanti dalle Argille a Palombini (APA);

- c) dalla presenza di torbiditi arenacee ed arenaceo-pelitiche (SCB, APM) all'interno delle formazioni pelitiche di piana sottomarina (AVT, AVV). Il significato in termini di eventi tettonici interni al bacino ligure di questi caratteri stratigrafici è comunque alquanto incerto.

2.1. - LE UNITÀ TETTONICHE

La fase ligure, oltre ad aver determinato un diverso stile strutturale nelle formazioni dei Flysch ad Elmintoidi rispetto alle unità litostratigrafiche a questi stratigraficamente sottostanti per cause, come si è detto, probabilmente insite nella loro diversa litologia, ne ha anche causato la lacerazione e lo scollamento. Questi flysch attualmente, nel settore appenninico considerato, costituiscono un'unità strutturale indipendente per quel che riguarda il loro contenuto deformativo e delle distinte unità tettoniche definibili in base alla loro diversa composizione stratigrafica e alla reciproca posizione geometrica. Le diverse successioni pre-flysch, a loro volta, pur essendo tutte caratterizzate da un analogo stile strutturale, sono tuttavia costituite in parte da formazioni differenti. I rapporti attuali tra queste formazioni, che rappresentano segmenti distinti del bacino ligure originariamente tra loro affiancati, sono ora prevalentemente di giustapposizione tettonica e permettono di individuare delle unità tettoniche indipendenti. All'interno del Foglio 219, sulla base di questi criteri, è possibile riconoscere tre unità tettoniche differenziate durante la fase ligure, come dimostrano i rapporti con la sovrastante Successione epiligure. Queste tre unità tettoniche sono distribuite secondo fasce ad andamento appenninico (NW-SE) che, a partire da SW, sono occupate rispettivamente dall'Unità tettonica Monghidoro, dall'Unità tettonica Leo e dall'Unità tettonica Cassio. La distribuzione geografica di queste unità è rappresentata nello schema tettonico a corredo del foglio .

2.1.1. - Unità tettonica Leo

La ricostruzione della successione stratigrafica di questa unità tettonica è alquanto problematica in quanto essa è quasi interamente costituita di formazioni pre-flysch deformate in modo pervasivo e nelle quali l'ordine stratigrafico originario è quasi completamente andato perduto. Sulla base della costante associazione di diverse litologie e dei dati cronostratigrafici la successione, ricostruita con notevoli incertezze, dal basso all'alto può essere rappresentata dalle Argille a Palombini (APA), dalle Argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT) e, dubitativamente, dalle Arenarie di Poggio Mezzature (APM). L'unità tettoni-

ca è presente in tutto l'Appennino modenese e bolognese ed era già stata indicata come "complesso di base I" da BETTELLI *et alii* (1989a; 1989d) e BETTELLI & PANINI (1992a; 1992b).

La formazione meglio rappresentata di tutta la successione, fino a costituire localmente l'unica unità litostratigrafica presente, è quella delle Argille a Palombini; le rimanenti formazioni, oltre ad essere estremamente frammentate e discontinue, sono sempre presenti con affioramenti di modeste estensioni. Le Argille a Palombini di questa successione, a livello regionale, si distinguono da quelle che si rinvergono nell'Unità tettonica Cassio (nella Sotto-unità tettonica Panaro) per la più frequente presenza di masse di rocce ofiolitiche. Nell'area del foglio tuttavia lembi di rocce ofiolitiche sono discretamente presenti anche nelle Argille a Palombini che si ritiene appartengano all'Unità tettonica Cassio (Sassomorello, Varana). I rapporti tra le diverse formazioni della successione sono strutturalmente molto complessi e non riconducibili a geometrie definite. Inoltre, non si può escludere, per esempio, che le Arenarie di Poggio Mezzature rappresentino dei lembi estranei e delle scaglie tettoniche di una diversa successione stratigrafica la quale, dal punto di vista strutturale, è localmente interposta tra l'Unità tettonica Leo e l'Unità tettonica Monghidoro (Unità Venano: DANIELE *et alii*, 1995).

L'Unità tettonica Leo è geometricamente sottostante all'Unità tettonica Monghidoro dalla Val Secchia al T. Idice, ma nell'area del foglio essa è essenzialmente giustapposta verso SW alla Unità tettonica Monghidoro ed a NE all'Unità tettonica Cassio ed all'Unità tettonica Coscogno lungo un fascio di dislocazioni a direzione appenninica, già indicato da BETTELLI *et alii* (1989a) come "sistema della Val Rossenna". Anche a SW di questo sistema di dislocazioni, affiorano tuttavia lembi di modesta estensione di torbiditi pelitico-arenacee attribuite alle Arenarie di Scabiazza (Unità tettonica Cassio), peraltro in rapporti complessi con le Argille a Palombini dell'Unità Leo. Simili rapporti complessi tra le due unità tettoniche possono essere documentati anche in aree limitrofe al Foglio 219, come nell'alta Val Panaro (F. 236) ed in Val Reno (F. 237) ove appaiono sigillati dalla Successione epiligure, la quale non è invece presente sull'Unità tettonica Leo nell'area del foglio.

2.1.2. - Unità tettonica Monghidoro

E' un'unità tettonica costituita esclusivamente dalle formazioni di età maastrichtiano-paleogenica della Successione della Val Rossenna che, nell'area di riferimento, è deformata in una estesa sinclinale rovesciata di fase ligure. L'unità affiora a SW del "Sistema della Val Rossenna" (una serie di dislocazioni ad andamento appenninico attive almeno fino al Messiniano) ed è giustapposta da

questo lineamento all'Unità tettonica Leo. La sovrapposizione geometrica di questa unità tettonica, tramite contatti a basso angolo presumibilmente riferibili alla fase tettonica ligure, sull'Unità tettonica Leo, è ben documentabile in aree adiacenti, ma non nel Foglio 219. Come verrà illustrato in seguito, il Sistema della Val Rossenna probabilmente costituiva in origine una serie di faglie inverse di fase ligure.

Nell'area del foglio, sull'Unità tettonica Monghidoro, non sono conservati affioramenti dei termini più antichi della Successione epiligure, a differenza di quanto si verifica in aree adiacenti (M. Santa Giulia, F. 235 – 236 e Foglio 218) ove è ben documentabile la sutura post-tettonica della “sinclinale della Val Rossenna” (vedi oltre) operata da questa successione, che giace in discordanza angolare sia sul fianco diritto, sia su quello rovesciato.

2.1.3. - *Unità tettonica Cassio*

Si tratta dell'unità tettonica ligure più completa in quanto comprende una successione stratigrafica che dal Cretaceo inferiore giunge fino ad un probabile Terziario. L'Unità tettonica Cassio, nell'Appennino modenese ed in gran parte di quello reggiano, è quella che occupa la posizione geografica più settentrionale fra tutte le Unità tettoniche liguri: i suoi affioramenti, infatti, giungono fino al margine appenninico padano.

La successione è costituita, dal basso all'alto, dalle Argille a Palombini, dalle Argille varicolori di Cassio, dalle Arenarie di Scabiazza, dal Flysch di Monte Cassio e dalle Argille di Viano. Di questa successione, nell'area del foglio, trovano ampia diffusione sia le formazioni pre-flysch, sia i successivi depositi torbiditici del Maastrichtiano (Flysch di Monte Cassio). Le unità litostratigrafiche pre-flysch, a loro volta, costituiscono, per il loro diverso stile deformativo e l'evidente indipendenza tettonica, un'unità strutturale distinta dal Flysch di M. Cassio e dalle Argille di Viano; per questo motivo l'unità tettonica è stata suddivisa in due sotto-unità tettoniche: Sotto-unità tettonica Panaro (formata dalle formazioni pre-flysch) e Sotto-unità tettonica Serramazzone (formata dal Flysch di M. Cassio e dalle soprastanti Argille di Viano).

La *Sotto-unità tettonica Panaro*, corrisponde al “complesso di base II” di BETTELLI *et alii* (1989a; 1989d) e BETTELLI & PANINI (1992a, 1992b); affiora quasi esclusivamente a NE della “Sistema della Val Rossenna” ed è, come già accennato, giustapposta alle Unità tettoniche Leo e Monghidoro affioranti a SW di questa linea tettonica.

La *Sotto-unità tettonica Serramazzone* affiora anch'essa a NE del “Sistema della Val Rossenna” ed occupa due distinte posizioni geometriche con tipi diversi di giaciture. Gli affioramenti più estesi, come quelli di Serramazzone e dei din-

120

torni di Castellarano (sinclinale di Viano: vedi oltre), giacciono geometricamente al di sopra della Sotto-unità tettonica Panaro o dell'Unità tettonica Coscogno per mezzo di un contatto suborizzontale (ripiegato successivamente nel caso della sinclinale di Viano). Gli affioramenti minori rappresentano invece per lo più delle scaglie tettoniche che mostrano rapporti geometrici complessi con le formazioni pre-flysch o con i terreni dell'Unità tettonica Coscogno. Le scaglie all'interno delle formazioni pre-flysch della Sotto-unità tettonica Panaro sono, con ogni evidenza, il risultato degli eventi deformativi legati alla fase ligure in quanto, in diverse località, questi rapporti geometrici sono sigillati dalla Successione epiligure. I lembi di Flysch di Monte Cassio associati all'Unità tettonica Coscogno sono, almeno in parte, da imputarsi agli eventi deformativi successivi alla fase ligure (miocenici inferiori, presumibilmente) che hanno originato questa particolare unità strutturale.

2.2. - LE STRUTTURE DELLA FASE LIGURE

Le strutture meso- e macroscopiche generate dalla fase ligure possono essere individuate attraverso il filtro rappresentato dalla presenza nell'area di estesi affioramenti della Successione epiligure. Strutture tettoniche a scala cartografica sono inoltre presenti, o è possibile documentarle con sicurezza, quasi soltanto nei Flysch ad Elmintoidi. Nelle successioni stratigrafiche a questi sottostanti (formazioni pre-flysch) sono invece ben riconoscibili soprattutto strutture mesoscopiche.

L'elemento che risalta in modo spiccato è la già segnalata totale indipendenza strutturale tra Flysch ad Elmintoidi (e formazioni ad essi legate: Argille della Val Rossenna e Argille di Viano) e le successioni stratigrafiche più antiche che sottolinea un diverso stile strutturale legato alla differente reologia e caratteristiche litologiche possedute da queste formazioni. Per questo motivo terremo distinti, e descriveremo separatamente, gli stili strutturali delle formazioni pre-flysch e dei Flysch ad Elmintoidi; verranno, inoltre, descritte in paragrafi separati le strutture mesoscopiche e quelle macroscopiche.

2.2.1. - *Le strutture nelle formazioni pre-flysch*

2.2.1.1. - Le mesostrutture (a cura di G. Bettelli)

Da un punto di vista strutturale le caratteristiche alla mesoscala delle formazioni pre-flysch sono molto simili tra loro e sono strettamente dipendenti dalla

diversa litologia e soprattutto dal diverso rapporto tra lo spessore degli strati competenti e quello degli strati incompetenti nella successione originaria. Indipendentemente dalle varie suddivisioni litostratigrafiche eseguite, le successioni pre-flysch, da un punto di vista strutturale, possono essere distinte in tre tipi base di unità:

- 1) i multistrato costituiti dall'alternanza di letti calcarei e pelitici;
- 2) i multistrato costituiti dall'alternanza di letti arenitici e pelitici;
- 3) i multistrato costituiti dall'alternanza di letti prevalentemente pelitici.

Il primo tipo di multistrato è tipicamente rappresentato dalle Argille di Palombini (APA), il secondo dalle Arenarie di Scabiazza (SCB) ed il terzo dalle Argille varicolori di Cassio (AVV) e dalle Argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT).

In generale queste formazioni, allo stato indeformato, sono caratterizzate dall'alternanza di letti competenti ed incompetenti, con netta prevalenza degli spessori dei litotipi pelitici rispetto a quelli dei litotipi competenti intercalati. Alla scala dell'affioramento queste unità presentano quasi costantemente una struttura a "blocchi in pelite" (Fig. 8), ben distinguibile dalla tessitura a "clasti e blocchi in matrice" che caratterizza le breccie argillose originate da meccanismi deposizionali legati a frane sottomarine per colata (depositi di *mud flow* e *debris flow*) per la mancanza di una matrice clastica: il materiale pelitico che contiene i blocchi di materiale competente, infatti, è esclusivamente formato dalla pelite deformata (da un clivaggio scaglioso) che allo stato indeformato separava i letti competenti da quelli incompetenti. Queste caratteristiche strutturali fanno sì che tali unità siano prive di strati lateralmente continui e non mantengano più l'originario ordine stratigrafico interno. Pertanto esse non conservano i contatti stratigrafici primari con le unità sovrastanti, sottostanti e laterali e la composizione della originaria successione stratigrafica non può essere ricostruita in base ai rapporti fisici direttamente visibili sul terreno, ma attraverso prove indirette che lasciano sempre aperte notevoli incertezze.

Caratteristica comune a tutte le unità pre-flysch, oltre alla struttura a blocchi in pelite alla scala dell'affioramento, è la presenza di una "stratificazione" tettonica (foliazione mesoscopica) messa in evidenza dall'allineamento preferenziale dei blocchi non equidimensionali di materiale competente, dal clivaggio scaglioso presente nella pelite e da segmenti di strato o di pacchi di strati poco deformati. Per tutte le unità litostratigrafiche distinte lo stato indeformato e le caratteristiche primarie sono comunque quasi sempre controllabili nei rari affioramenti in cui la stratificazione è ancora riconoscibile, gli strati sono lateralmente continui e la sequenza stratigrafica è mantenuta. Invariabilmente ciò accade quando il rapporto tra lo spessore dei letti competenti e letti incompetenti è superiore all'unità.

Qui di seguito verranno estesamente descritte le principali caratteristiche

strutturali mesoscopiche dei tre tipi principali di multistrato sopra distinti in quanto sistematicamente trascurate dalla letteratura geologica precedente.

1) *Stile strutturale dei multistrato costituiti dall'alternanza di letti calcarei e pelitici.*

I multistrato delle formazioni pre-flysch costituiti dall'alternanza di letti calcarei e pelitici, nell'area rappresentata dal Foglio e, più in generale, in tutto il versante padano dell'Appennino settentrionale, sono tipicamente rappresentati dalla formazione delle Argille a Palombini. Questa formazione, nei rarissimi affioramenti in cui sono conservate le caratteristiche primarie (corrispondenti sistematicamente a litofacies in cui lo spessore dei letti pelitici è inferiore a quello dei letti calcarei), appare costituita dall'alternanza di argille fissili nerastre e di strati di calcilutiti risedimentate, o indeformate alla scala dell'affioramento o con pieghe mesoscopiche da chiuse ad isoclinali da metriche a pluridecametriche, come si osserva nella cava abbandonata di Marano sul Panaro ed in quella ancora attiva di Garofano (Fig. 7). Se, tuttavia, si escludono questi affioramenti che sono da considerarsi eccezionali, normalmente l'unità, indipendentemente dall'orientazione della sezione dell'affioramento, appare come un corpo apparentemente caotico in cui gli originari letti calcarei sono frammentati e ridotti a blocchi isolati di varie forme e dimensioni, dispersi in una massa pelitica deformata con un pronunciato clivaggio scaglioso pervasivo (Fig. 8).

In tutti gli affioramenti (ed indipendentemente dall'orientazione dell'affioramento stesso) i blocchi calcarei possiedono in sezione dimensioni e forme differenti, ma tendono a prevalere o forme prismatiche a sezioni rettangolari (in buona parte chiaramente determinate dalla presenza di preesistenti sistemi di diaclasi sistematiche precoci (fratture di taglio e fratture di estensione) o grossolanamente lenticolari. In questi blocchi le strutture sedimentarie, interne ed esterne agli strati, sono ben conservate e sono costituite quasi esclusivamente da una sottile porzione arenacea, gradata, alla base degli strati calcilutitici, rare controimpronte basali (*flute casts* e piste di limivori) e laminazione obliqua e parallela caratteristiche degli intervalli T_c e T_d della sequenza di Bouma. Queste strutture permettono di stabilire non solo la polarità stratigrafica di ciascun blocco, ma anche che la coppia di superfici più estese, tra loro parallele, che delimitano in parte i singoli blocchi sono senza incertezza alcuna le superfici superiori ed inferiori degli strati da cui i blocchi stessi derivano. La forma non equidimensionale dei blocchi e la loro asimmetria con presenza di un asse maggiore è ereditata, pertanto, dall'allungamento preferenziale degli originari letti calcarei, mentre la loro dimensione in sezione trasversale all'asse maggiore, corrisponde e dipende dall'originario spessore dello strato da cui essi derivano. Questi fatti indicano, quindi, che i singoli blocchi rappresentano dei segmenti intatti di singoli strati e che essi non sono dei frammenti completamente delimitati da superfici strutturali: in ciascun blocco è sempre possibile, pertanto, individuare non

solo superfici di riferimento così importanti quali sono le superfici di stratificazione, ma anche strutture geopetali che permettono di stabilirne la polarità.

Nelle sezioni trasversali alle superfici di stratificazione le terminazioni laterali dei blocchi calcarei possono avere forme squadrate o lenticolari. Le terminazioni squadrate dei blocchi a sezione rettangolare sono determinate o da fratture di taglio (di Modo III e, più raramente, di Modo II) a basso o ad alto angolo rispetto alla stratificazione (Fig. 42a-b) o da fratture di estensione (di Modo I) perpendicolari alla stratificazione stessa (Fig. 42c-d): ciò è testimoniato spesso dalla presenza di rivestimenti di calcite (spatica a mosaico, a palizzata o fibrosa) sulla superficie della terminazione che rappresentano originarie vene private di uno dei due labbri (Fig. 42d), o dalla presenza di striature, di solchi e scanalature meccaniche oppure, ancora, dalla presenza di gradini di calcite fibrosa.

Le terminazioni dei blocchi calcarei di forma grossolanamente lenticolare sono acquisite in molti modi differenti (Fig. 42e-h). Esse possono essere dovute ad una diffusa cataclasi degli angoli vivi dei blocchi originati dall'intersezione tra S_0 ed una frattura di estensione (più raramente dell'intera porzione terminale o dell'intero blocco) con formazione di una breccia ricementata i cui singoli elementi, spostati e ruotati, accomodano una variazione di forma assottigliando, allungandolo, il margine del blocco e dando così origine ad un apice cuneiforme o lenticolare (Fig. 42e). Le terminazioni dei blocchi possono essere anche dovute alla forma ereditata dall'intersezione tra due (Fig. 42f) o più fratture di taglio estensionali coniugate (Fig. 42g), oppure alla rottura con traslazione o con rotazione rigida del cuneo originato da una singola frattura di taglio estensionale (Fig. 42h). Mentre le terminazioni squadrate conservano la geometria della superficie di separazione originaria, le forme lenticolari, invece, nella maggior parte dei casi (ma non sempre) sono indotte da deformazioni successive alla separazione ed allontanamento dei blocchi e queste sono chiaramente dovute all'azione di rifluimento della pelite negli spazi vuoti creatisi in seguito alla separazione stessa.

In tutti gli affioramenti è possibile sia rinvenire resti di pieghe da serrate ad isoclinali, per lo più rappresentate da singole cerniere isolate, sia documentare l'esistenza di un allineamento preferenziale dei blocchi non equidimensionali che definisce statisticamente una pronunciata stratificazione tettonica, una foliazione mesoscopica penetrativa, assecondata dal clivaggio scaglioso presente nella pelite che li contiene: questa struttura planare mesoscopica ha una continuità alla scala della carta e normalmente presenta inclinazioni molto basse subconcordante con l'assetto della sovrastante Successione epiligure.

Le linee di cerniera di questi resti di pieghe sono statisticamente disposte secondo due orientazioni preferenziali, tendenzialmente tra loro ad alto angolo od ortogonali: di norma una di queste due orientazioni preferenziali tende ad essere parallela alla direzione della stratificazione tettonica e l'altra all'immer-

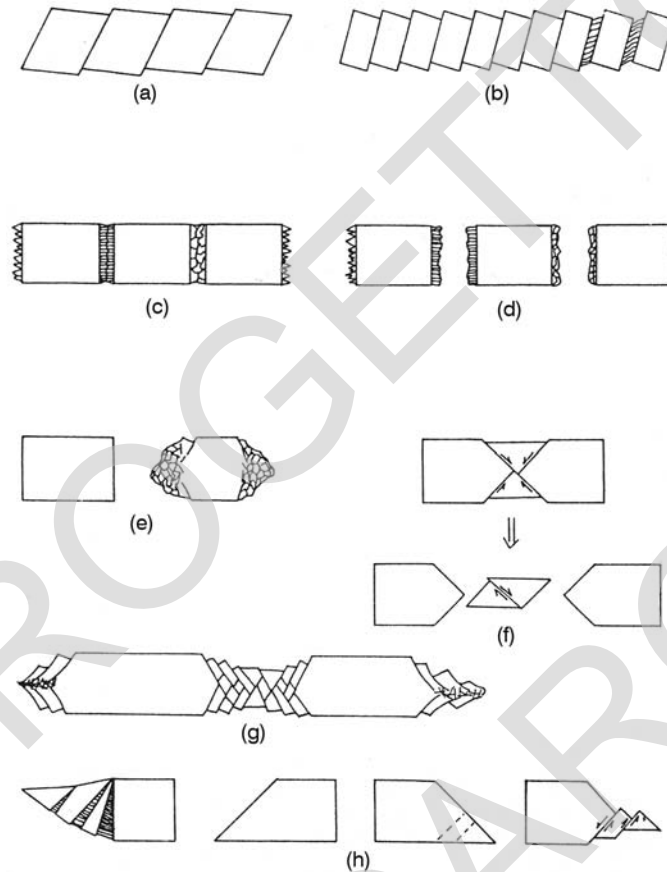


Fig. 42 - Rappresentazione schematica della diversa morfologia delle terminazioni dei blocchi calcarei nelle argille a Palombini ereditata dai meccanismi che hanno portato alla separazione dei letti calcarei e dalle deformazioni successive indotte dal rifluimento della pelite nei vuoti creatisi in seguito alla separazione stessa.

Legenda: a) Fratture di taglio estensionali; b) Struttura a domino con fratture di taglio e di modo misto (parte destra della figura); c) le terminazioni squadrate nei boudins a sezione rettangolare possono essere ereditate da diaclasi (joints di taglio e di estensione) perpendicolari ad S_0 oppure, come rappresentato nella figura, da fratture di estensione con vene di calcite fibrosa, a mosaico o a palizzata; d) superfici di terminazione dei boudins rivestite da vene di calcite fibrosa, a palizzata ed a mosaico; e) cataclasi degli spigoli vivi delle superfici di terminazione del boudins con formazione di una breccia e di una forma lenticolare; f) formazione di apici cuneiformi ereditati dall'intersezione di una coppia di fratture di taglio coniugate; g) apici lenticolari ereditati da più fratture di taglio coniugate planari o listriche; h) due tipi di possibili deformazioni del cuneo ereditato da una singola frattura di taglio che portano alla formazione di un apice lenticolare: a destra rottura del cuneo attraverso delle fratture di taglio, a sinistra rottura e rotazione del cuneo per mezzo di fratture di estensione riempite da calcite fibrosa o a mosaico.

sione: in generale esse sono orientate in senso antiappenninico (SW-NE) ed in senso appenninico (NW-SE) oppure intorno a NS ed EW, ma è quasi sempre presente una importante dispersione solo parzialmente riducibile aumentando il numero delle misure. Le superfici assiali delle pieghe senza radici o delle cerniere isolate sono a loro volta parallele alla stratificazione tettonica. In alcuni casi si possono rinvenire singoli frammenti di letti (soprattutto di sottili strati pelitici) che mostrano due generazioni di pieghe decimetriche sovrapposte con linee di cerniera disposte ortogonalmente; questi letti arenacei mostrano evidenze che la deformazione si è verificata in condizioni di pre-litificazione. La generazione di pieghe più antica è tipicamente rappresentata da pieghe non cilindriche a doppia immersione assiale e con vari gradi di apertura.

Su uno stesso allineamento di blocchi sulla superficie di stratificazione tettonica in qualche caso sono stati osservati sia blocchi a polarità normale sia inversa.

I blocchi calcarei non sono internamente indeformati, ma presentano diversi tipi di strutture fragili. Queste sono prevalentemente rappresentate da sistemi, apparentemente coniugati, di diaclasi (*joints*) di taglio e diaclasi di estensione, da fratture di estensione sistematiche con vene di calcite di diverso spessore, disposte ortogonalmente alla stratificazione, (Fig. 42c) e da sistemi di fratture di taglio estensionali (Fig.42a): tutte queste strutture non penetrano la pelite e sono limitate al materiale competente indicando probabilmente che i fluidi mineralizzanti derivano dalla spremitura degli interstrati argillosi. Alcune fratture di taglio ed alcune vene di estensione assumono, se viste in sezione trasversale al loro piano ed a S_0 , una forma listrica per effetto di un piegamento successivo dovuto ad una azione di taglio parallelo alla stratificazione.

In rarissimi casi sono state osservate delle superfici stilolitiche e queste mostravano picchi orientati parallelamente ad S_0 . Le vene di calcite sono distinguibili in due tipi fondamentali in base alle loro dimensioni ed alle loro caratteristiche geometriche: (1) microvene con spessori da frazioni di millimetro a millimetriche (Fig. 42e); (2) macrovene con spessori da plurimillimetriche a pluricentriche. Nel primo caso la struttura del minerale calcitico non può essere determinata ad occhio nudo, ma solo con l'ausilio di sezioni sottili. Nel secondo caso è sempre possibile distinguere ad occhio nudo o con l'ausilio della lente se si tratti di un riempimento fibroso o spatico a mosaico.

Le microvene, pur essendo disposte preferenzialmente ad altissimo angolo rispetto ad S_0 , mostrano sia una variabilità di orientazione delle direzioni dei piani delle vene, sia una inclinazione ed una immersione incostante, anche se, come già riferito, sono tendenzialmente e prevalentemente, ma non esclusivamente, ad alto angolo rispetto ad S_0 . Queste microvene, per quanto riguarda la loro geometria, sono peculiari poiché oltre ad assumere una disposizione ana-

stomizzante, se viste in sezione trasversale ad S_o , possono avere una geometria sia planare sia molto irregolare con ondulazioni (che morfologicamente richiamano la geometria delle superfici stilolitiche) a cui si accompagnano ingrossamenti ed assottigliamenti. Queste microvene sono la struttura più antica che si rinviene all'interno dei blocchi calcarei in quanto appaiono dislocate dai sistemi di diaclasi, dalle macrovene e dai sistemi di fratture di taglio estensionali (vedi più avanti).

Le macrovene, da plurimillimetriche a pluricentriche, sono chiaramente ordinate in famiglie di orientazione costante. Esse, indipendentemente dall'orientazione, sono costituite o da un riempimento di calcite fibrosa o di calcite spatica. I sistemi di vene di calcite fibrosa sono ordinati secondo due orientazioni preferenziali ad altissimo angolo tra loro e, molto spesso, sono ortogonali facendo così assumere al blocco calcareo, se visto nel piano di stratificazione, un caratteristico aspetto a tavoletta di cioccolato. Questi sistemi di vene tendenzialmente ortogonali presentano dei netti rapporti di sovrapposizione intersecandosi vicendevolmente. Le fibre di calcite in queste vene sono per lo più rettilinee e più raramente sigmoidali, normalmente ortogonali o subperpendicolari ai labbri della frattura e sempre parallele o subparallele ad S_o . Misure sistematiche dell'orientazione delle fibre di calcite mostrano che esse sono disposte secondo due famiglie di orientazione che tendenzialmente corrispondono all'orientazione delle due famiglie di linee di cerniera misurate nelle cerniere di pieghe isolate. Nel caso in cui, in un singolo blocco, sia possibile osservare una maglia completa formata da due coppie di vene parallele tra loro perpendicolari, si scopre che i rapporti di sovrapposizione non sono costanti. La vena fibrosa più antica viene ritagliata da entrambe le vene della coppia ad essa perpendicolari, ma la quarta vena, parallela alla prima, mostra di essere successiva a tutte le altre tre. In definitiva, sembra che il materiale abbia subito una estensione in tempi successivi lungo due direzioni ortogonali, secondo almeno due cicli ripetuti con la stessa orientazione di fibre. Le relazioni di sovrapposizione tra le diverse vene ed il confronto tra le orientazioni delle fibre di queste stesse vene e l'orientazione delle linee di cerniera delle pieghe isolate tra loro ortogonali, sembrano indicare che ad ogni linea di cerniera sia possibile assegnare prima la produzione di vene con fibre parallele alla linea di cerniera e successivamente di vene con fibre perpendicolari alla linea di cerniera. In pratica, si sarebbe verificata prima una estensione lungo l'immersione delle superfici di stratificazione tettonica, poi una estensione lungo direzione e quindi, di nuovo, una estensione lungo direzione seguita da una estensione lungo immersione.

Non esistono al momento studi sistematici delle relazioni di sovrapposizione tra macrovene fibrose e macrovene a mosaico: osservazioni sparse sembrerebbero indicare, comunque, che quest'ultime siano successive.

La presenza di due direzioni di estensione tra loro tendenzialmente ortogonali, lungo direzione e lungo immersione della stratificazione tettonica, e di età diversa, è confermata anche da altre strutture fragili. Si tratta di fratture di taglio di Modo III (più raramente di modo misto con vene a fibre oblique rispetto ai labbri, Fig. 42b) ordinate in due sistemi tra loro ortogonali ad alto angolo rispetto ad S_0 . Questi sistemi di fratture impartiscono ai blocchi calcarei, visti in sezione trasversale ad S_0 , o una caratteristica forma asimmetrica a gradinata singola o a domino (Fig. 42b), oppure una forma simmetrica a doppia gradinata dovuta alla presenza di due sistemi di fratture di taglio estensionali di uguale direzione, ma di opposta immersione prevalentemente concentrate alle terminazioni dei blocchi ed a luoghi di forma listrica (Fig. 42g). Statisticamente, le direzioni di questi piani di taglio si raggruppano secondo due famiglie di orientazione tra loro ortogonali: il confronto con le due famiglie di linee di cerniera delle chiusure di piega isolate mostra dei reciproci rapporti di parallelismo. E' in buona parte a questi sistemi di fratture di taglio che si deve la formazione degli apici e delle terminazioni assottigliate dei blocchi calcarei. L'osservazione di questi sistemi di fratture estensionali sulla superficie di stratificazione mostra delle relazioni di sovrapposizione indicanti che le due direzioni di estensione ed allungamento, tra loro ad altissimo angolo, registrate da queste strutture non sono isocrone. Il sistema più antico ha direzioni parallele alle linee di cerniera delle chiusure di piega orientate secondo l'immersione della stratificazione tettonica, il sistema successivo è, invece, parallelo alle linee di cerniera delle pieghe orientate parallelamente alla direzione della stratificazione tettonica.

Rapporti di sovrapposizione direttamente osservabili sul terreno tra cerniere di pieghe, microvene, macrovene e fratture di taglio estensionali sono rari, ma in diversi casi è possibile documentare che le microvene ed i sistemi di diaclasi sono costantemente ripiegati sia dalle cerniere parallele alla immersione della stratificazione tettonica, sia dalle cerniere parallele alla direzione della stratificazione tettonica.

Nei rarissimi affioramenti in cui le Argille a Palombini presentano strati lateralmente continui ed ancora in successione stratigrafica, cioè nelle unità coerenti, sono presenti pieghe con vari gradi di apertura, fino a chiuse o isoclinali, spesso rappresentate da sinclinali antiformali ed anticlinali sinformi, da metriche a decametriche e con differenti stili (Fig. 7). Lo spessore degli strati calcarei in queste unità è sistematicamente superiore a quello degli interstrati pelitici. La pelite, con una ben sviluppata fissilità primaria parallela ad S_0 , appare indeformata sui fianchi di queste pieghe, ma in alcuni casi è presente un clivaggio di superficie assiale che per intersezione con la fissilità stessa origina delle tipiche "matite" (clivaggio a matita).

Quando questa struttura è presente, è possibile verificare che la lineazione di

intersezione (S_0/S_1) a volte non è parallela alle linee di cerniera delle pieghe visibili in affioramento, ma ad altissimo angolo e tendenzialmente ortogonale. In alcuni casi la pelite, all'interfaccia con gli strati calcarei, presenta evidenze di uno scorrimento differenziale che origina un clivaggio scaglioso parallelo ad S_0 in volumi di spessore centimetrico. Un accentuato clivaggio scaglioso con caratteri penetrativi si sviluppa anche per effetto di strutture di accomodamento sia sui fianchi, sia in cerniera delle pieghe ove assume un caratteristico andamento a ventaglio divergente verso l'intradosso o a cuspidi.

Sulle superfici S_0 degli strati calcarei possono essere presenti lineazioni date da solchi e striature meccaniche, più raramente da sottilissimi accrescimenti di calcite fibrosa in scalini. A luoghi, sulle superfici di strato, sono presenti due generazioni sovrapposte di lineazioni meccaniche che si intersecano ad alto angolo.

In alcuni affioramenti stratigraficamente ordinati sono presenti vene tabulari di calcite parallele ad S_0 : queste sono costituite di calcite fibrosa e le fibre sono perpendicolari ad S_0 . In tali condizioni è anche possibile osservare che gli strati calcarei presentano delle diaclasi sistematiche perpendicolari ad S_0 con superfici striate parallelamente alle superfici di stratificazione. Le relazioni geometriche tra i sistemi di diaclasi e la loro cinematica indicano che si tratta di diaclasi di taglio, generate da sforzi paralleli alla stratificazione e formatesi, probabilmente, quando gli strati erano ancora orizzontali ed indeformati. Le relazioni di sovrapposizione tra i sistemi di diaclasi sistematiche e le microvene indicano che quest'ultime erano preesistenti e che rappresentano la struttura più antica rinvenibile nelle Argille a Palombini. D'altra parte, le vene di calcite fibrosa parallele ad S_0 , con fibre perpendicolari ad S_0 , sono chiaramente ripiegate da pieghe metriche da serrate ad isoclinali in affioramenti adiacenti al Foglio (cfr. Note Illustrative Foglio 236).

Tutte le mesostrutture presenti negli strati carbonatici delle Argille a Palombini indicano che:

- essi hanno subito una estensione parallela alla stratificazione;
- i blocchi calcarei isolati all'interno della massa pelitica sono dei reali *boudins* generati da una estensione nel piano di stratificazione;
- il *boudinage* è di tipo fragile e si è verificato quando i litotipi calcarei erano già diagenizzati;
- esistono due direzioni di estensione nel piano di stratificazione, non contemporanee e tra loro perpendicolari o quasi perpendicolari, indicanti che il *boudinage* si è verificato almeno in due stadi successivi differenti;
- esistono indizi importanti che portano a ritenere che le cerniere isolate di pieghe isoclinali, o le pieghe senza radici, non siano il frutto di meccanismi di taglio paralleli alla stratificazione, ma il risultato di fasi plicative interessanti l'intera formazione come dimostrato dall'esistenza, in rari affioramenti

ancora stratigraficamente ordinati, di pieghe da metriche a pluridecametriche, spesso isoclinali, dal rinvenimento di singoli letti con pieghe sovrapposte e dalla alternanza di allineamenti di boudins diritti e rovesciati;

- le due direzioni di estensione non contemporanee giacenti nel piano di stratificazione sono probabilmente il risultato di due generazioni di pieghe isoclinali sovrapposte che hanno portato alla trasposizione della stratificazione alla scala dell'affioramento, al boudinage degli strati calcarei tramite la produzione di sistemi ortogonali di fratture di estensione e di fratture di taglio estensionali ed alla formazione dei due sistemi di cerniere isolate di pieghe che si rinvergono sistematicamente in ogni affioramento, orientate lungo immersione e lungo direzione della stratificazione tettonica. Una interpretazione di questo tipo, già avanzata da BETTELLI *et alii* (1994, 1996a), sembra in grado di spiegare tutte le mesostrutture osservate e le loro relazioni di sovrapposizione verificate sul terreno. Prove decisive a sostegno di una tale ipotesi non possono essere rinvenute basandosi esclusivamente sugli affioramenti di Argille a Palombini presenti nel Foglio 219. Al di fuori dell'area del Foglio l'unico affioramento che mostra la sovrapposizione di due generazioni di pieghe isoclinali ortogonali di dimensioni pluridecametriche è quello descritto da BETTELLI *et alii* (1994, 1996a) a NE di Guiglia, nei pressi di Garofano che ricade al confine tra il Foglio 219 ed il Foglio 220 (Fig. 7).

Evoluzione strutturale - Nelle Argille a Palombini sembra, pertanto, che sia possibile ricostruire la seguente successione cronologica relativa alla formazione delle strutture mesoscopiche osservate:

- 1) formazione delle vene di calcite fibrosa parallele ad S_0 (con fibre perpendicolari ad S_0) e delle microvene, generate probabilmente da sovrappressione dei fluidi le prime e da fratturazione idraulica le seconde, quando i letti erano ancora orizzontali e indeformati;
- 2) formazione di diaclasi sistematiche di taglio in sistemi coniugati;
- 3) piegamento isoclinale marcatamente non cilindrico con formazione, nei primi stadi, di fratture di estensione ortogonali ad S_0 riempite da calcite fibrosa con fibre parallele ad S_0 e parallele alla futura linea di cerniera delle pieghe, seguite, a loro volta, dalla formazione di fratture con vene di calcite fibrosa orientate perpendicolarmente alle linee di cerniera, a piega già ben sviluppata, accompagnate dalla formazione di fratture di taglio estensionali parallele alle linee di cerniera e dal piegamento del primo sistema di vene. Le fratture di estensione e le fratture di taglio estensionali sono il risultato del *boudinage*, simmetrico od asimmetrico, dei letti competenti sviluppatosi sui fianchi delle pieghe e per effetto dello stesso piegamento;
- 4) nuovo piegamento con pieghe da chiuse ad isoclinali, con assi approssimativamente a 90 dal precedente, e ripiegamento di tutte le strutture orientate

favorevolmente (diaciasi, vene di estensione e fratture di taglio estensionali parallele alle linee di cerniera delle pieghe di prima generazione), *boudinage* secondo una direzione ad alto angolo rispetto a quella determinata dalla prima fase plicativa; formazione delle vene con calcite fibrosa e dei sistemi di fratture di taglio sovrapposte ad alto angolo a quelle sviluppatesi durante la prima generazione di pieghe.

Il clivaggio scaglioso con caratteri penetrativi presente nella pelite, in questo quadro, può essere il risultato della concentrazione degli sforzi di taglio generati da un piegamento di tipo flessurale con scorrimento tra gli strati causato dall'elevato contrasto di competenza tra letti calcarei e letti pelitici e dallo spessore disomogeneo degli strati calcarei. Un meccanismo di questo tipo ha un'elevata efficienza e può portare alla deformazione di spessori illimitati di rocce pelitiche: ciascun interstrato pelitico può essere visto come una zona di taglio fragile-duttile. La deformazione finale è quella che si potrebbe ottenere in una zona di faglia

2) *Stile strutturale dei multistrato costituiti dall'alternanza di letti arenitici e pelitici.*

Nell'area rappresentata dal Foglio i multistrato delle formazioni pre-flysch, costituiti dall'alternanza di letti arenitici e pelitici, sono tipicamente rappresentati dalla formazione delle Arenarie di Scabiazza. Questa unità litostratigrafica mostra stili di deformazione molto diversi nei vari affioramenti, in relazione alla differente litologia ed al differente rapporto tra lo spessore dei letti arenitici e di quelli pelitici.

Nel Foglio 219 la formazione è però quasi esclusivamente rappresentata da una litofacies, molto eterogenea, caratterizzata dalla netta prevalenza dello spessore dei letti pelitici rispetto a quelli arenacei che variano da 1 cm o meno a circa 1 dm, anche se sono presenti singoli letti con spessori superiori. L'unità alla scala dell'affioramento appare sistematicamente come una massa argillosa con un clivaggio scaglioso penetrativo che contiene frammenti piatti allungati di arenaria a grana fine o di siltite che rimangono tali indipendentemente dall'orientazione della sezione dell'esposizione. La struttura alla scala dell'affioramento è quella tipica a "blocchi in pelite" e quindi del tutto analoga a quella descritta per le Argille a Palombini, come pure analogo è lo stile mesostrutturale. I singoli frammenti conservano intatte le strutture, interne ed esterne agli strati, rappresentate dalla gradazione e dalla laminazione obliqua e parallela degli intervalli T_c e T_d della sequenza di Bouma e da frequenti controimpronte di flusso o di trascinamento di oggetti e tracce di organismi fossatori sulle superfici inferiori. Queste strutture indicano che gli inclusi arenacei di forma piatta sono dei frammenti intatti di singoli strati e devono la loro forma allungata, se visti in sezione trasversale, all'originaria forma delle porzioni arenacee degli strati torbiditici dai quali si sono formati per troncatura e separazione. In ogni frammento, pertanto,

sono conservati piccoli segmenti delle superfici S_0 e strutture primarie che permettono di stabilirne la polarità stratigrafica. Come per le Argille a Palombini, anche per questa litofacies si assiste ad un marcato allineamento degli inclusi arenacei ed allo sviluppo di una stratificazione tettonica mesoscopica da quasi perfetta a molto irregolare, assecondata dal clivaggio scaglioso nella pelite: in molti casi infatti i *boudins* arenacei si dispongono lungo tratti di superfici a sviluppo metrico che formano tra loro angoli da molto bassi a relativamente elevati, originando così una sorta di stratificazione tettonica obliqua o incrociata. Lungo lo stesso allineamento spesso è possibile rinvenire frammenti di strato sia a polarità normale sia inversa. Frequenti sono gli inclusi costituiti da cerniere isolate di pieghe o da "uncini", di singole pieghe senza radici o di gruppi pieghe da chiuse ad isoclinali di tipo *chevron*. Statisticamente le linee di cerniera di questi resti di pieghe si dispongono secondo due direzioni preferenziali ad altissimo angolo tra loro, tendenzialmente ortogonali ed orientate lungo immersione e lungo direzione della stratificazione tettonica.

La struttura alla mesoscala è pertanto del tutto analoga a quella delle Argille a Palombini ed analoghe sono le strutture che interessano gli inclusi competenti. Questi, visti in sezione trasversale, hanno delle forme squadrate o lenticolari e sono interessati da:

- vene di calcite fibrosa con fibre parallele ad S_0 ordinate secondo due sistemi sovrapposti ad altissimo angolo indicanti una estensione nel piano di stratificazione secondo due direzioni quasi ortogonali non contemporanee;
- vene di calcite a mosaico;
- fratture di taglio estensionali, per lo più a gradinata simmetrica (sistemi coniugati) e ad alto angolo rispetto S_0 , spesso a formare due sistemi ortogonali sovrapposti indicanti due direzioni di estensione non contemporanee giacenti nel piano di stratificazione ad angoli quasi retti. Le relazioni di intersezione tra queste fratture di taglio indicano una successione cronologica di formazione del tutto analoga a quella dei sistemi di vene di calcite fibrosa sovrapposti presenti nelle Argille a Palombini.

Del tutto identiche a quelle viste nelle Argille a Palombini sono anche le caratteristiche geometriche dei sistemi di fratture di taglio estensionali: identiche sono le relazioni rispetto agli assi delle cerniere isolate di pieghe ed identico è il loro ruolo per quanto riguarda la produzione delle terminazioni squadrate e a cuneo (apici) dei *boudins* con conseguente variazione della loro forma da rettangolare a lenticolare. Questi sistemi di fratture di taglio estensionali sovrapposte, mostrano, tuttavia, dei caratteri molto peculiari che le contraddistinguono nettamente da quelle delle Argille a Palombini. In molti casi, infatti, queste fratture di taglio sono visibili soltanto se osservate sulla superficie S_0 o trasversalmente ad essa, in quanto rigettano la superficie stessa originando dei gradini o

delle serie di gradini, ma non possiedono una espressione fisica all'interno della roccia direttamente rilevabile ad occhio nudo. I gradini sono ben visibili sulla base dei letti arenacei e tendono ad annullarsi al tetto in corrispondenza del passaggio all'intervallo pelitico T_c delle torbiditi. In sezione lucida queste fratture di taglio appaiono come delle superfici coesive che rigettano e ripiegano le lamine dell'intervallo T_c e T_d della torbidite coerentemente con lo spostamento lungo la microfaglia (micropieghe di trascinamento). In sezione sottile le microfaglie non provocano una rottura dei granuli, ma seguono i limiti tra i granuli stessi, a luoghi ruotando i grani di forma piatta come le miche. Sono inoltre presenti fasci anastomizzati di sottili venature chiare ad alto angolo rispetto ad S_0 costituite da spatite a piccoli cristalli.

Le caratteristiche mesoscopiche e microscopiche di queste microfaglie estensionali indicano chiaramente che si sono formate quando i letti arenacei non erano ancora stati cementati, ossia che la deformazione da taglio si è verificata quando la diagenesi non era ancora stata completata. Alla stessa conclusione portano le osservazioni riguardanti gli apici dei *boudins* che mostrano sempre di aver subito una apprezzabile deformazione duttile (assente invece nelle Argille a Palombini).

Le osservazioni riguardanti lo stile di deformazione riscontrabile in alcune cerniere isolate di pieghe con vari gradi di apertura e diverso stile che, pur essendo chiaramente il risultato di un meccanismo di piegamento per flessione ortogonale, non mostrano deformazioni visibili ad occhio nudo nè nell'estradosso, nè nell'intradosso: l'allungamento ed il raccorciamento in corrispondenza, rispettivamente, dell'arco interno ed esterno della piega viene accomodato da una deformazione duttile che, nelle condizioni sotto le quali questi materiali sono stati deformati, è possibile soltanto se i granuli erano liberi di muoversi per mancanza di un cemento attraverso un meccanismo di scorrimento relativo dei granuli (*frictional grain boundary sliding*).

Sono questi gli unici caratteri che differenziano lo stile strutturale di questa litofacies delle Arenarie di Scabiazza da quello mostrato dalle Argille a Palombini, anche se, i rari e sottili letti arenacei che saltuariamente si rinvengono intercalati in questa formazione, possiedono strutture del tutto analoghe.

Una osservazione che riguarda i due multistrato già descritti e il rimanente che verrà descritto qui sotto, è che mentre i litotipi carbonatici mostrano di essere stati deformati quando erano già litificati, quelli arenitici invece, benché alternati ai primi, mostrano di aver subito le stesse deformazioni in condizioni di prelitificazione. Questo fatto porta a concludere che i litotipi carbonatici delle formazioni pre-flysch, in generale, devono aver raggiunto una maturità diagenetica molto prima di quelli arenitici.

Evoluzione strutturale - Gli studi mesostrutturali compiuti in modo sistema-

tico su questi litotipi sembrano confermare il quadro evolutivo già tracciato per le Argille a Palombini, anche se risentono di una maggiore dispersione dei dati dovuto in molti casi all'assenza o ad uno sviluppo incompleto di una stratificazione tettonica ben definita anche all'interno di uno stesso affioramento, oppure ancora al suo assetto incostante in affioramenti differenti. Lo sviluppo incompleto di una stratificazione tettonica è dovuto in molti casi ad una incompleta trasposizione della stratificazione primaria per opera di pieghe (trasposizione per piegamento) che non giungono ad essere perfettamente isoclinali.

In analogia con le Argille a Palombini si può pertanto affermare che il *boudinage* a tavoletta di cioccolato presente in questa unità è il risultato di una estensione che gli strati hanno subito parallelamente a sè stessi secondo due direzioni ad altissimo angolo ed in due momenti differenti come testimoniato dalle relazioni di intersezione tra le diverse mesostrutture. Che ciò sia il risultato della sovrapposizione di due generazioni di pieghe ortogonali è dimostrato dal saltuario rinvenimento di figure di interferenza di tipo 2. L'intera unità, pertanto, è stata soggetta ad un piegamento multiplo e l'esistenza di cerniere isolate statisticamente raggruppate secondo due orientazioni tra loro ad altissimo angolo indica l'esistenza di due generazioni di pieghe isoclinali con assi e superfici assiali tendenzialmente ortogonali.

3) *Stile strutturale dei multistrato costituiti dall'alternanza di letti prevalentemente pelitici.*

Lo stile mesostrutturale delle unità litostratigrafiche delle successioni sottostanti ai Flysch ad Elmintoidi, caratterizzate dalla presenza quasi esclusiva di letti pelitici, è ben esemplificato da quello mostrato dalle Argille varicolori di Cassio. La descrizione che segue è quindi esplicitamente riferita a quest'ultima unità, ma può essere estesa, altresì, alle Argille varicolori di Grizzana Morandi.

Sulla base dei caratteri mesostrutturali, le Argille varicolori di Cassio possono essere distinte in due tipi fondamentali di unità:

- unità stratigraficamente coerenti, in cui è ancora riconoscibile la stratificazione primaria (S_0) con strati lateralmente continui;
- unità stratigraficamente incoerenti, in cui la stratificazione primaria o non è più riconoscibile o lo è solo per brevissimi tratti ed in cui si ha un netto sviluppo di una marcata stratificazione tettonica.

Unità stratigraficamente coerenti - Le unità coerenti, alla scala dell'affioramento, sono ovunque caratterizzate da pieghe da metriche a decametriche complesse con differenti stili in funzione della litologia e dello spessore dei letti piegati. Accanto a pieghe da chiuse ad isoclinali (Fig. 13) di tipo simile con sviluppo da metrico a decametrico è possibile, infatti, rinvenire pieghe metriche di tipo *chevron* con vari gradi di apertura e pieghe molto irregolari da disarmoniche a convolute. Le pieghe di tipo *chevron* sono prevalentemente sviluppate nelle

alternanze di peliti e torbiditi arenacee in strati sottilissimi, mentre le pieghe disarmoniche e convolute si rinvengono nei volumi costituiti in prevalenza di argille nerastre o rosso-violacee.

Indipendentemente dallo stile di deformazione mostrato, i letti costituiti dai materiali più competenti (calcilutiti, marne calcaree, arenarie e microconglomerati, ecc.), che saltuariamente si rinvengono intercalati ai pacchi di sottili strati pelitici policromi, sono sempre discontinui e ridotti a blocchi isolati con separazioni notevolissime, benché la continuità di quelli pelitici venga mantenuta. I litotipi calcarei mostrano strutture di deformazione interne di tipo fragile (fratture di estensione con vene di calcite fibrosa o a mosaico, fratture di taglio estensionali, ecc.) del tutto analoghe a quelle già descritte per le Argille a Palombini e le Arenarie di Scabiazza: queste strutture indicano che il *boudinage* si è verificato secondo due direzioni quasi ortogonali non contemporanee nel piano S_0 quando i letti erano già completamente diagenizzati. Molti *boudins* arenacei, soprattutto quelli microconglomeratici, mostrano invece di aver subito lo stesso meccanismo estensionale in condizioni di prelitificazione, con le strutture che sono già state descritte nelle Arenarie di Scabiazza. La continuità mostrata dai letti pelitici e la discontinuità, invece, di quelli competenti indica che l'estensione parallela ai letti è stata accomodata in questi litotipi da una notevole diminuzione di volume (di spessore dei letti).

In molti affioramenti è possibile verificare che, lungo sezioni orientate parallelamente alle linee di cerniera di certi gruppi di pieghe, si hanno pieghe con linee di cerniera ortogonali alle prime. Questi gruppi di pieghe, a diversa orientazione, hanno di solito ampiezze differenti e non sono state ancora segnalate sicure figure di interferenza alla scala dell'intero affioramento. Ciononostante, in alcune esposizioni è possibile rinvenire pieghe ortogonali sovrapposte a carico di singoli strati o gruppi di strati costituiti da litotipi competenti. Le pieghe della prima generazione di solito sono da chiuse ad isoclinali ed hanno superfici assiali suborizzontali, mentre quelle della seconda generazione possono essere anche aperte ed hanno superfici assiali verticali e linee di cerniera sub-orizzontali. Sui fianchi delle pieghe chiuse o isoclinali si può sviluppare un intenso *boudinage* che, a seconda del contrasto di competenza tra i letti a diversa composizione litologica, può essere di tipo fragile o duttile, a luoghi con formazione di strutture da strozzamento duttile (struttura *pinch and swell*) (Figg. 43 e 44). Nelle zone di cerniera, a causa del diverso spessore dei letti piegati, si possono formare vari tipi di strutture di aggiustamento o accomodamento (*accommodation structures*) rappresentate da superfici di taglio interstratali cieche, parallele ai fianchi e terminanti in cerniera (*limb thrusts*), da cerniere a forma bulbosa o a carena, ecc. Caratteristico è l'ispessimento dei letti meno competenti (soprattutto di argille nere e rosse) che si verifica in corrispondenza delle cerniere delle pieghe di tipo simile e nelle quali si sviluppa un accentuato clivaggio scaglioso a forma di

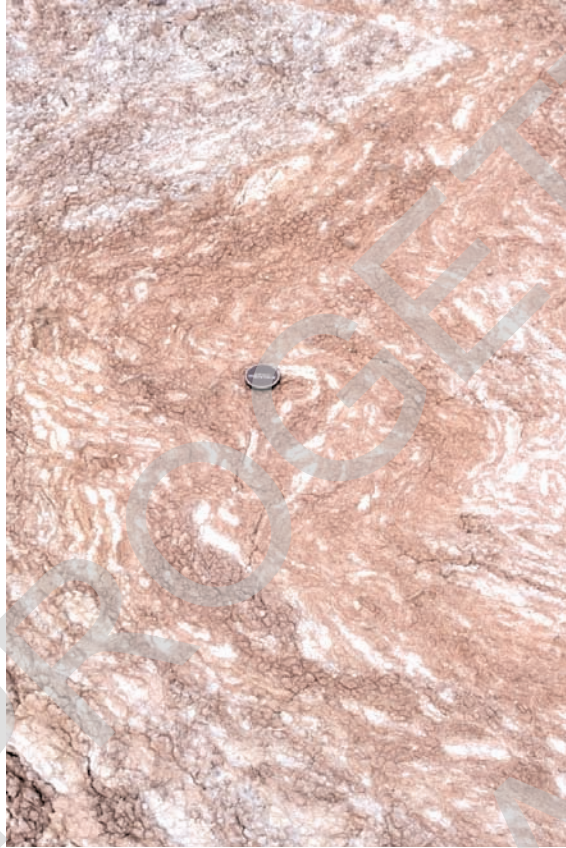


Fig. 43 - Pieghe mesoscopiche con associato intenso boudinage dei letti marnosi competenti (chiari nella foto) nelle Argille

ventaglio divergente verso l'intradosso e delle micropieghe che ripiegano sia la fissilità primaria sia il clivaggio scaglioso stesso. Un accentuato clivaggio scaglioso sub-parallelo ad S_0 si sviluppa anche sui fianchi delle pieghe, tra uno strato e l'altro, sia in presenza sia in assenza di documentabili superfici di taglio interstratali cieche.

All'interno delle unità coerenti, a luoghi, sono presenti zone prive di limiti ben definiti con stili di deformazione molto complessi, caratterizzati da pieghe metriche convolute e disarmoniche (pieghe reomorfiche), pieghe senza radici e cerniere di pieghe isolate a cui si associa un intenso *boudinage* con conseguente perdita della continuità degli strati.

Queste zone a intensa deformazione si rinvengono in genere in peliti nere, con intercalati sottili torbiditi di marne da grigio chiare a biancastre, o in peliti rosse e sono tipicamente caratterizzate dallo sviluppo di un clivaggio scaglioso pervasivo parallelo ad S_0 in ogni punto della piega ove questa sia ancora riconoscibile.



Fig. 44 - Particolare dello stile del boudinage di sottili letti marnosi (chiari nella foto) intercalati a peliti nerastre delle Argille Varicolori di Cassio. Sono visibili sia strutture di strozzamento duttile (pinch-and-swell) sia boudins asimmetrici: quest'ultimi sono generati da coppie coniugate di fratture di taglio estensionali a basso angolo rispetto alla stratificazione.

In molti affioramenti è possibile osservare l'esistenza di nette superfici di taglio mesoscopiche che tagliano le unità a pieghe accostando volumi con pieghe a diversa orientazione o con stili di deformazione differenti. Queste superfici di taglio sono suturate dalla sovrastante Successione epiligure ed hanno una espressione morfologica molto diversa dalle superfici di taglio fragili ad alto angolo interpretabili come faglie post-fase ligure. Lungo di esse si può sviluppare un pronunciato clivaggio scaglioso parallelo alla superficie stessa che interessa un spessore di pochi centimetri. In aree al di fuori del Foglio 219 sono state osservate anche strutture di intrusione e dicchi di iniezione che tagliano i fianchi delle pieghe ad alto angolo e le stesse superfici di taglio sopracitate (BETTELLI *et alii*, 1994, 1996a). Questi dicchi sono riempiti da argilla del tutto identica a quella che costituisce le pareti della roccia incassante e sono caratterizzati da un ben sviluppato clivaggio scaglioso penetrativo. Una elevata duttilità della massa pelitica al momento della deformazione è dimostrata anche dalla tendenza di certi nuclei di pieghe da subisoclinali ad isoclinali formati da argille rosse ad iniettarsi nelle zone di cerniera o nei fianchi originando strutture di sfondamento e di espulsione dei nuclei o strutture di iniezione da decimetriche a metriche.

Queste strutture indicano che almeno alcuni orizzonti pelitici possedevano una elevata mobilità anche dopo che si era già verificata una importante defor-

mazione con pieghe e superfici di taglio e che con ogni probabilità questi possedevano ancora una certa quantità di fluidi.

Unità stratigraficamente incoerenti - Le unità incoerenti dei multistrato caratterizzati da letti prevalentemente pelitici, anche queste ben rappresentate nelle Argille varicolori di Cassio, sono dei corpi molto deformati e privi di organizzazione stratigrafica interna. In queste unità la stratificazione primaria (S_0) non è più riconoscibile o lo è solo per brevissimi tratti e per estensioni da decimetriche a metriche. La struttura mesoscopica più appariscente è data da regolari e più o meno marcate superfici di taglio tendenzialmente planari, di estensione da plurimetrica a pluridecimetrica, che si intersecano tra loro sotto bassi angoli determinando un andamento tipicamente anastomizzante (una sorta di "stratificazione" tettonica incrociata). Queste superfici di taglio suddividono la roccia in corpi allungati di dimensioni variabilissime (da metrici a pluridecimetri) che in sezione assumono forme che variano da stratiformi, a losanga, a trapezoidali o a lenticolari. Gli assi maggiori di questi corpi allungati tendono ad essere marcatamente subparalleli e ciò impartisce all'affioramento una accentuata stratificazione tettonica persistente anche alla scala della carta. Questa anisotropia planare di origine strutturale presenta di solito basse inclinazioni e, qualora siano conservati affioramenti della sovrastante Successione epiligure, è



Fig. 45 - Clivaggio scaglioso penetrativo nelle Argille Varicolori di Cassio. Le superfici di clivaggio, lucidate e striate, in questo caso mostrano anche di essere state deformate da pieghe centimetriche e decimetriche.

sempre possibile verificare che il suo assetto tende ad assecondare e ad essere subparallelo a quello visibile in questa. I singoli volumi pelitici, delimitati dalle superfici di taglio, sono internamente molto deformati e caratterizzati da un clivaggio scaglioso penetrativo alla scala del campione (Fig. 45) che può essere sia parallelo o subparallelo alle superfici di taglio mesoscopiche, sia nettamente discordante anche se di solito con angoli bassi. Gli originari singoli strati pelitici alternati di diverso colore sono stirati e laminati e ridotti a bande discontinue ed irregolari allineate secondo il clivaggio scaglioso. I letti più competenti a composizione marnosa sono ridotti ad inclusi di svariate forme per lo più molto irregolari tra le quali molto caratteristiche sono quelle vagamente ovoidali con code asimmetriche o vagamente lenticolari.

All'interno di ogni singolo volume deformato, delimitato dalle superfici di taglio, si possono rinvenire singoli spezzoni di strato o pacchi di strati ancora in successione, cerniere isolate di pieghe e pieghe senza radici da molto irregolari ad isoclinali.

I rapporti tra le unità incoerenti e quelle coerenti sono spesso difficilmente definibili in affioramento, ma in molti casi, ove questi siano direttamente controllabili, i due tipi di unità mostrano di essere messi a contatto attraverso una netta superficie di taglio, spesso con alti angoli rispetto ai fianchi delle pieghe. In altri casi il contatto tra le unità coerenti ed incoerenti sembra, invece, molto graduale. Sembra altresì provato che volumi costituiti da unità coerenti possano rinvenersi all'interno di quelle incoerenti e viceversa, ma non sono mai stati fatti tentativi di separazione cartografica e ciò non rende possibile al momento nè definire la frequenza relativa dei due tipi di unità, nè verificare sulla base della loro distribuzione spaziale se queste occupino una posizione geometrica preferenziale reciproca. Ciò che pare appurato, invece, è che le unità incoerenti derivano dalla ulteriore deformazione di quelle coerenti e conservano al loro interno testimonianze o relitti della loro storia deformativa precedente.

In generale, si può pertanto concludere che i multistrato pelitici mostrano di aver subito una intensa deformazione plicativa, con pieghe spesso disarmoniche, prima di venire successivamente smembrati attraverso superfici di taglio a formare le unità incoerenti. Queste superfici di taglio sono morfologicamente molto diverse dalle faglie fragili tardive che si rinvencono in questi stessi litotipi e si sono probabilmente formate quando le peliti non erano ancora completamente diagenizzate ed erano ancora ricche in fluidi, come d'altra parte testimoniato, localmente, dalla presenza di dicchi di iniezione successivi a queste superfici di taglio e dalla tendenza alla espulsione mostrata da certi nuclei di pieghe.

Evoluzione strutturale - Non esistono elementi per ritenere che il diverso stile di deformazione di questi multistrato pelitici corrisponda ad una storia deformativa diversa da quella degli altri multistrato: le Arenarie di Scabiazza e le Argille varicolori di Cassio sono, come più volte ripetuto, due unità tra loro legate da

rapporti di eteropia e non vi è quindi dubbio che abbiano partecipato alle stesse vicissitudini tettoniche. Il differente stile osservato è pertanto esclusivamente imputabile alle differenti caratteristiche litologiche, alla loro bassa permeabilità che ha permesso di trattenere più a lungo i fluidi e al fatto che, trattandosi delle unità più recenti della successione, sono state deformate quando il loro grado di diagenesi era incompleto. A questo si può aggiungere che essendo le unità immediatamente sottostanti ai Flysch ad Elmintoidi devono aver maggiormente risentito dei fenomeni di taglio legati al piegamento disarmonico ed allo scollamento di quest'ultimi.

2.2.1.2. - Le macrostrutture

L'individuazione di strutture cartografabili all'interno delle formazioni pre-flysch, riconducibili a fasi deformative precedenti l'inizio della deposizione della Successione epiligure, è impresa ardua visto lo stile strutturale mesoscopico che le caratterizza. Ciononostante, la presenza sistematica di pieghe minori alla scala dell'affioramento in queste formazioni impone di riflettere sulla possibile esistenza di grandi strutture plicative alla scala cartografica (chilometriche), di cui esse potrebbero per esempio rappresentare pieghe di ordine superiore. La geometria prevedibile di queste pieghe chilometriche, in base al fatto che la stratificazione tettonica mesoscopica è quasi ovunque sub-orizzontale, dovrebbe essere quella di grandi pieghe isoclinali coricate.

In alcune zone del foglio la distribuzione areale ed i rapporti geometrici intercorrenti tra le formazioni pre-flysch non sembrano per nulla casuali e possono essere suscettibili di costituire testimonianza dell'esistenza di pieghe chilometriche. All'estremità nordoccidentale del foglio, a nord della sinclinale di Viano (PAPANI, 1971; BETTELLI *et alii*, 1994, 1996a), le formazioni pre-flysch della Successione della Val Tresinaro ivi affioranti (appartenenti alla Sotto-unità tettonica Panaro dell'Unità tettonica Cassio) sono attualmente separate da faglie ad alto angolo di età post-messiniana. Nell'adiacente Foglio 218, tuttavia, queste formazioni danno origine ad una evidente ripetizione geometrica alla scala cartografica che deve essere interpretata o come ripetizioni dovute a grandi pieghe (BETTELLI *et alii*, 1994, 1996a; cfr. Foglio 218 e relative Note Illustrative) oppure a sovrascorrimenti od a faglie inverse. Queste ripetizioni alla scala della carta interessano esclusivamente le formazioni pre-flysch sottostanti al Flysch di M. Cassio. In tutti i casi in cui i contatti ripetuti sono stati direttamente osservati in buone esposizioni è stato rilevato che essi rappresentano zone di forte laminazione tettonica, ma che non hanno le caratteristiche morfologiche tipiche dei piani di faglia fragili o di sovrascorrimento tardivi.

L'assetto della stratificazione tettonica mesoscopica è coerente con quello dei

140

contatti litologici alla scala della carta e descrive, in quell'area, un'anticlinale isoclinale con superficie assiale inclinata verso S e con asse a direzione circa E-W moderatamente immergente verso W; di questa piega anticlinale è anche visibile la zona di chiusura in corrispondenza del T. Crostolo (Foglio 218). Dal momento che su queste formazioni sono conservati alcuni affioramenti della Successione epiligure la piega deve essere il risultato della fase ligure. L'assetto attuale della struttura però non corrisponde più a quello iniziale: l'intera struttura è stata ripiegata coassialmente dagli eventi miocenici che hanno originato la sinclinale di Viano (vedi più avanti) e l'assetto originario doveva approssimativamente corrispondere a quello di una piega isoclinale coricata. Questa piega anticlinale nel Foglio 219 è solo parzialmente riconoscibile a causa delle già citate faglie di età post-messiniana che la scompongono.

Una struttura analoga è stata ipotizzata, ma con maggiori incertezze, anche per le ripetizioni che si osservano negli affioramenti di formazioni pre-flysch dell'Unità tettonica Cassio presenti nella Val Panaro (cfr. Note Illustrative Foglio 236) e che giungono anche l'estremo settore SE del Foglio 219. Questa ipotetica struttura plicativa alla scala della carta non possiede (o non è ancora stato possibile identificarla) una zona di cerniera riconoscibile e ciò rende assai incerta l'interpretazione proposta. D'altro canto, per quanto riguarda la possibilità che le ripetizioni delle formazioni pre-flysch osservate siano da attribuire a sovrascorrimenti, si deve tener conto della morfologia stessa dei contatti e dell'eccessivo ridotto spessore (al massimo 200 metri) di ogni singolo volume compreso tra sovrascorrimenti sovrapposti, in confronto alla loro estensione (dell'ordine di svariati chilometri).

2.2.2. - *Le strutture nei Flysch ad Elmintoidi*

2.2.2.1. - Strutture fragili: faglie e sovrascorrimenti

Nell'area del Foglio 219, come in estese zone del settore sud-orientale dell'Appennino emiliano, le tre unità tettoniche che costituiscono la coltre ligure non appaiono, almeno in superficie, sovrapposte tra loro, ma per lo più giustapposte lungo un lineamento ad andamento NW-SE, il già citato sistema della Val Rossenna. Esso è rappresentato attualmente da un fascio di dislocazioni a direzione appenninica (NW-SE) che si estende con varie caratteristiche dalla Val Rossenna al F. Panaro (BETTELLI *et alii*, 1989a) prolungandosi poi sino al F. Reno; queste dislocazioni costituiscono attualmente il limite che separa le Unità tettoniche Leo e Monghidoro, affioranti a SW, dall'Unità tettonica Cassio, affiorante a NE. Questo limite strutturale, anche se indubbiamente è stato in buona

parte modificato da movimenti tettonici successivi alla fase ligure (da Baiso a Pavullo), per una buona parte della sua estensione è da ritenersi una struttura di età precedente alla deposizione della Successione epiligure, in quanto in alcuni tratti è suturata da questa (nella zona di Pavullo e di Montese-Castel d'Aiano-Vergato: Fogli 236 e 237).

Il Sistema della Val Rossenna, probabilmente in origine costituito da un fascio di faglie inverse di età eocenica separanti unità tettoniche differenti, è attualmente caratterizzato più che da una singola superficie di faglia, da un insieme di faglie inverse con piano immergente a SW e faglie ad alto angolo probabilmente dirette, come quelle che mettono a contatto l'Unità tettonica Monghidoro e l'Unità tettonica Leo lungo il corso del T. Rossenna. Questa zona di sutura tra unità tettoniche è stata probabilmente attiva anche durante la deposizione della Successione epiligure pre-aquitaniense (precedente l'evento Canossa), come sembrerebbero indicare le diverse caratteristiche stratigrafiche che questa successione presenta nell'area di Pavullo e di Montese (Foglio 236), cioè a SW ed a NE della virtuale prosecuzione di questo lineamento tettonico (BETTELLI *et alii*, 1989d) verso SE.

Faglie attribuibili alla fase ligure, ma profondamente modificate dagli eventi tettonici successivi, sia contemporanei alla sedimentazione della Successione epiligure sia posteriori a questa, sono da considerarsi, probabilmente, anche l'attuale Linea Canossa-S.Romano e l'attuale Linea Pecorile-M. dell'Evangelo (PAPANI, 1971) in quanto separano affioramenti epiliguri con una evoluzione stratigrafica diversa che riposano su di un substrato ligure formato, da una parte, dalla Successione della Val Tresinaro e dall'altra, dalle formazioni pre-flysch della Sotto-unità tettonica Panaro (BETTELLI *et alii*, 1989a).

2.2.2.2. - Strutture plicative

Per quanto riguarda le strutture plicative cartografabili che interessano i Flysch ad Elmintoidi e le formazioni a questi sovrastanti l'unica attribuibile con certezza alla fase ligure è la struttura della Val Rossenna. Essa è stata interpretata (BETTELLI, 1980; BETTELLI *et alii*, 1989a; BETTELLI & PANINI, 1992b) come un'ampia sinclinale rovesciata a NE, con asse a direzione appenninica (NW-SE). Questa struttura, che si sviluppa in senso appenninico per più di 25 km dalla valle del T. Rossenna a SE fin oltre il F. Secchia a NW, occupa una fascia trasversale alla catena di ampiezza variabile da 12 a 15 km. Si tratta della struttura di estensione maggiore attribuibile con certezza alla fase tettonica ligure ed è confrontabile, per le sue caratteristiche e le sue dimensioni, alle grandi pieghe sinclinali coricate descritte, per esempio, nel Flysch di M. Caio da CERRINA FERONI *et alii* (1992).

La sinclinale rovesciata della Val Rossenna occupa solo una piccola parte all'estremità sudoccidentale del foglio; si tratta di un piccolo settore centrale dell'intera struttura ed è presente il nucleo ed un tratto del fianco rovescio; nei dintorni di Prignano affiora anche una modesta porzione del fianco diritto.

La struttura della Val Rossenna è particolarmente interessante nel panorama delle Liguridi per vari motivi: a) nella struttura vi sono coinvolte tutte le formazioni della Successione della Val Rossenna le quali coprono un intervallo di tempo che si estende dal Maastrichtiano al Paleocene sup.-Eocene inf.(?); b) la successione si chiude con un corpo caotico di origine sedimentaria (Complesso del Rio Cargnone) che preannuncia l'imminente deformazione di tutta la successione; c) in discordanza su di essa sono conservati affioramenti appartenenti alla Successione epiligure con depositi di età eocenica media (Brecce argillose di Baiso, Formazione di Loiano, Marne di Monte Piano (cfr. l'adiacente Foglio 218).

La struttura della Val Rossenna nel dettaglio è comunque molto complessa: da una parte perché faglie tardive, soprattutto estensionali ad alto angolo, la scompongono in elementi minori, ed in parte perché non esiste una cerniera documentabile. Quest'ultimo fatto potrebbe anche rendere possibile un'interpretazione alternativa che ipotizza una chiusura della piega non a SW, ma a NE: la struttura sarebbe in tal modo una sinclinale ultracoricata a vergenza SW anziché a vergenza nordorientale (appenninica). Solo lo studio sistematico delle strutture minori presenti in alcuni affioramenti del fianco rovescio potrà, forse, risolvere in futuro questo specifico problema.

3. - LE FASI TETTONICHE POSTERIORI ALL'EOCENE MEDIO

3.1. - LE UNITÀ TETTONICHE

Nell'area del Foglio 219, dopo la fase ligure, s'individua presumibilmente, tra l'Aquitano inf. (?) ed il Burdigaliano, una sola nuova unità tettonica (Unità tettonica Coscogno) che trae origine dalla commistione di formazioni subliguri *s.l.*, di formazioni liguri e, più limitatamente, epiliguri.

3.1.1. - *Unità tettonica Coscogno*

L'unità tettonica Coscogno, affiora nel medio Appennino modenese, nell'area circostante Serramazzone, in una zona che ha le caratteristiche di un alto strutturale all'interno delle Liguridi. L'unità è in gran parte delimitata da faglie ad alto angolo (localmente a basso angolo come ad ovest del F. Panaro) ed, in

genere, essa è geometricamente sottostante alla Sotto-unità tettonica Serramazzone (Unità tettonica Cassio). E' formata, come già segnalato da BETTELLI & PANINI (1985b, 1989, 1992b) e BETTELLI *et alii* (1989a), da scaglie tettoniche di formazioni appartenenti all'Unità tettonica Cassio (Sotto-unità tettonica Panaro) e di scaglie tettoniche, da decametriche a chilometriche, per lo più rappresentate da torbiditi calcaree di età eocenica inf.-media e da torbiditi pelitico-arenacee di età oligocenica sup.-miocenica inferiore. I lembi di torbiditi eoceniche sono, in parte, affini per litologia ed età alle coeve formazioni liguri esterne (Formazione di Monte Morello, Flysch di Monte Sporno), ma sono correlabili, molto probabilmente, con i Calcari del Gruppo del Vescovo di pertinenza subligure. E' stata tuttavia precauzionalmente mantenuta per questi litotipi una denominazione locale (formazione di Montepastore) in analogia a quanto scelto nei fogli adiacenti. Le torbiditi di età oligocenica sup.-miocenica inf. sono invece state attribuite, anche se con qualche incertezza, alle Arenarie di Ponte Bratica presenti in una porzione strutturalmente intermedia entro l'insieme dei terreni subliguri del Parmense e del Reggiano (Vescovi, 1998). Nell'areale del foglio entro l'Unità tettonica Coscogno è inoltre presente anche un'unità subligure (AVN) che ricorda per litologia e stile deformativo alcune formazioni dei complessi di base ligure (AVV), ma che se ne differenzia per talune particolarità (presenza significativa di orizzonti calcarenitici) e per l'età, che probabilmente raggiunge il terziario. E' infine da ricordare che nel Bolognese entro l'Unità tettonica Coscogno si rinvengono anche lembi riferibili ad areniti litiche a composizione andesitica, probabilmente correlabili con le Arenarie di Petriagnacola del Parmense. Si può dunque ipotizzare che i lembi di formazioni eoceniche derivino da un dominio paleogeografico esterno alle Liguridi, mentre quelli di età oligocenica sup.-miocenica inf. da un dominio esterno alla Successione epiligure.

Oltre alle unità litostratigrafiche liguri e subliguri, sembrano coinvolti nell'Unità tettonica Coscogno anche lembi di formazioni appartenenti alla parte inferiore della Successione epiligure (pre-miocenica). Tali lembi affiorano per lo più a nord di Prignano (valle del Rio Allegara) in una zona peraltro caratterizzata da diffuse dislocazioni tardive che rendono talora dubbia l'interpretazione dei rapporti strutturali.

L'ipotesi avanzata da BETTELLI & PANINI (1985b, 1989, 1992b) e BETTELLI *et alii* (1989a) è che l'Unità Coscogno rappresenti un "mélange" di origine tettonica o più semplicemente una zona a scaglie tettoniche. In ogni caso viene esclusa la possibilità che si tratti del prodotto di meccanismi sedimentari sia per la posizione geometrica occupata in relazione alle unità circostanti, sia per i vincoli paleogeografici posti dalla presenza della Successione epiligure affiorante tutt'attorno. D'altronde formazioni subliguri affiorano in zone di alto strutturale (interpretate anche come finestre tettoniche) anche in altre zone dell'Appennino ed in particolare nel Reggiano (M. Staffola, Val d'Enza: ACERBI, 1984) e nel

Bolognese (zona di Montepastore: BETTELLI & PANINI, 1989, 1992b, 1994; cfr. Note Illustrative al Foglio 237). Il problema principale che deve essere risolto per la comprensione dell'evoluzione strutturale dell'Unità tettonica Coscogno è quello di ricercare un meccanismo che possa rendere conto di una così stretta commistione tra porzioni di formazioni appartenenti a differenti successioni stratigrafiche. Una possibile ipotesi è che in una prima fase si sia avuta commistione di terreni appartenenti ad unità stratigrafico-strutturali diverse in corrispondenza di una zona di taglio per accrezione frontale e/o per sottoscorrimento alle Liguridi e che vi sia stata successivamente una parziale riesumazione o per mezzo di faglie inverse fuori sequenza oppure, in alternativa, attraverso meccanismi estensionali o transpressivi. In ogni caso, i movimenti tettonici più recenti responsabili della formazione di questa zona a scaglie tettoniche, o melange tettonico, devono essere ritenuti posteriori o contemporanei al Miocene inferiore basale (Aquitaniense) dal momento che vi sono coinvolti lembi di formazioni di questa età. Diverso è invece il problema riguardante il momento in cui l'unità è stata parzialmente riesumata: nella parte meridionale del foglio essa soggiace ancora per ampie estensioni a lembi appartenenti all'Unità tettonica Cassio (Sotto-unità tettonica Serramazzone) e non sono presenti affioramenti epiliguri che sigillino questi rapporti geometrici. Sulla base di ciò che affiora nel Foglio 219 non vi sono pertanto prove dirette che indichino una riesumazione dell'unità tettonica prima del Messiniano, quando, come si dirà in seguito, verranno enunciate buona parte delle strutture tettoniche del medio Appennino modenese. Per l'adiacente settore bolognese, tuttavia, è stato ipotizzato (anche se non suffragato da prove inconfutabili: cfr. Note illustrative F. 237) che l'Unità tettonica Coscogno sia stratigraficamente sottostante a formazioni epiliguri aquitaniano-burdigaliane. Se ciò fosse verificato e se tale situazione si potesse estendere anche al Modenese, le due fasi responsabili dell'individuazione di quest'unità tettonica (commistione e riesumazione) si sarebbero prodotte nell'arco di un periodo relativamente breve e, probabilmente, senza soluzione di continuità.

Indipendentemente dalla risoluzione di questo problema, si deve in ogni caso ammettere che nel Miocene inferiore e segnatamente durante l'Aquitaniense si sia avuta un'importante fase di ristrutturazione tettonica entro il dominio epiligure. Essa, oltre ad aver portato all'individuazione dell'Unità tettonica Coscogno, ha probabilmente originato anche la deposizione di parte almeno delle coeve Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa. Come verrà descritto nel successivo paragrafo, la condizione di notevole frammentarietà di tutta la Successione epiligure pre-Bismantova con presenza di numerose discontinuità stratigrafiche suggerisce che questa fase miocenica possa essere in realtà il momento conclusivo di un lungo periodo di instabilità tettonica che condizionò pesantemente la sedimentazione nel dominio epiligure.

3.2. - LE STRUTTURE

Le strutture formatesi successivamente alla fase ligure, nell'ampio intervallo di tempo compreso tra l'Eocene medio ed il Pleistocene, determinano l'attuale assetto macrostrutturale dell'area compresa nel foglio. Solo nella Val Rossenna e nel settore a NW del F. Secchia esistono evidenze chiare di una riattivazione di elementi strutturali più antichi originati dalla fase ligure, mentre, nelle restanti aree, le strutture presenti appaiono come il risultato di eventi deformativi successivi. Questi eventi sono da considerarsi in parte contemporanei alla deposizione della Successione epiligure, ma soprattutto più recenti, cioè compresi tra il Messiniano ed il Pliocene medio-superiore. La maggior parte delle strutture fragili presenti nella parte meridionale ed occidentale del Foglio 219 sono infatti sigillate solo dai depositi del Pliocene medio-superiore.

3.2.1. - *Le strutture originatesi tra l'Eocene medio ed il Miocene inferiore*

Pur esistendo, come accennato, notevoli indizi di un'attività tettonica sin-sedimentaria nell'intervallo considerato, non sono però documentabili nell'area del foglio significative strutture macroscopiche a carattere duttile o fragile, ad eccezione di una peraltro importante struttura plicativa. Ciò che risulta chiaramente è comunque un'articolazione della Successione epiligure che dà risposte sedimentarie a sollecitazioni tettoniche per lo più esterne alla area in esame, in accordo con il suo trasporto passivo al di sopra della coltre ligure in traslazione, probabilmente caratterizzato da diversi momenti parossistici. Un altro elemento preliminare determinante per una discussione della tettonica tra l'Eocene medio ed il Miocene inferiore è, come vedremo, la differenza sostanziale in termini di evoluzione stratigrafica e di assetto strutturale complessivo tra la zona posta in sinistra Secchia a NW di Castellarano ed il resto dell'area del foglio.

Liguridi - I rapporti geometrici acquisiti tra le unità tettoniche liguri a causa della fase ligure non sembrano aver subito modificazioni sostanziali successivamente a questa fase, come testimoniato dalle saldature operate dalla Successione epiligure ben documentabili in aree adiacenti al Foglio 219. Pertanto, le unità tettoniche liguri, a partire dall'Eocene medio, non svolgono più il ruolo di unità tettoniche indipendenti e condividono totalmente, insieme alla sovrastante Successione epiligure, la storia deformativa successiva. A questo scenario fanno ovviamente eccezione quei terreni di pertinenza ligure che sono stati coinvolti nella formazione dell'Unità tettonica Coscogno con le modalità discusse in precedenza.

Unità litostratigrafiche epiliguri - Se si eccettua l'area posta ad ovest del F. Secchia, per la Successione epiligure affiorante nel foglio non sono documentabili deformazioni e strutture tettoniche distinte rappresentabili in carta e con cer-

tezza generate nell'intervallo di tempo compreso tra l'Eocene medio ed il Miocene inferiore. La maggior parte delle strutture fragili (rappresentate essenzialmente da faglie ad alto angolo) e le strutture plicative che coinvolgono questi terreni, interessano tutta la Successione epiligure e sono quindi essenzialmente di età successiva al Messiniano inferiore. Per tutto il settore ad est del F. Secchia e per l'area posta a SW di Castellarano, l'esistenza di un controllo da parte della tettonica sulla sedimentazione epiligure deve tuttavia essere necessariamente ipotizzata in modo indiretto sulla base di evidenze stratigrafiche.

Oltre al già segnalato coinvolgimento di lembi della successione entro l'Unità tettonica Coscogno, quattro sono gli elementi stratigrafici della successione considerata che possono far ipotizzare un'attività tettonica sinsedimentaria:

- le irregolarità e le drastiche differenze da luogo a luogo della successione eocenico-aquitaniense e le brusche e sensibili variazioni di spessore delle formazioni aquitaniano-burdigaliane;
- la presenza di depositi di *debris flow* (Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa) all'interno della Formazione di Antognola;
- l'appoggio stratigrafico diretto, discordante, della Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa sulle unità litostratigrafiche liguri;
- la discordanza di estensione regionale presente alla base del Gruppo di Bismantova.

A questi elementi si può aggiungere come in certi punti (a nord di Alevara) si osservino porzioni di formazioni oligoceniche (Ranzano-Antognola) a polarità inversa. Una tale condizione, non presente nelle formazioni mioceniche (Contignaco, Pantano), potrebbe suggerire l'esistenza di deformazioni pre-burdigaliane caratterizzate anche da pieghe rovesciate, in analogia a quanto segnalato in aree più occidentali (Appennino reggiano e parmense). Sfortunatamente, per l'area del Foglio 219, una tale ipotesi non può essere documentata per la eccezionale frammentarietà della successione pre-Contignaco e per la diffusa presenza di dislocazioni di età più recente alle quali, i pochi affioramenti epiliguri caratterizzati da strati rovesci potrebbero essere geneticamente legati.

Nonostante il contatto stratigrafico discordante tra le formazioni basali della Successione epiligure e le sottostanti Liguridi nell'area del foglio sia frequentemente mascherato da faglie successive ad alto angolo, queste faglie, tuttavia, non impediscono di rilevare che la composizione stratigrafica della successione sottostante al Gruppo di Bismantova è disomogenea e molto variabile da luogo a luogo. In particolare spessori variabili, con a luoghi riduzioni fino alla loro completa scomparsa, interessano tutti i termini pre-aquitaniensi della successione, cioè tutti i termini sottostanti alle Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa. Una parte della variabilità nella distribuzione e negli spessori delle varie unità litostratigrafiche è legata alla paleotopografia ed alla natura del substrato ereditate dalla fase ligure: si può osservare, infatti, come le Brecce argillose di Baiso

risentano fortemente della presenza o meno nel substrato delle formazioni liguri pre-flysch; i massimi spessori di breccie argillose si hanno proprio dove il substrato della Successione epiligure è formato da queste formazioni e si riducono o scompaiono in modo pressoché totale dove il substrato è costituito dai Flysch ad Elmintoidi s.l..

Le Marne di Monte Piano presentano ovunque spessori limitati, ma una discreta continuità areale e costanza delle litofacies, a testimonianza di un periodo di scarsa deposizione e di stasi tettonica, almeno nell'area in esame. Per la Formazione di Ranzano, affiorante in modo più irregolare, è evidente un controllo tettonico sulla sedimentazione; si hanno infatti marcati depocentri e una vistosa variabilità litologica nella parte più occidentale (Castellarano - Montebabbio), mentre nella parte orientale e meridionale, in accordo con le evidenze emerse nel Foglio 236, gli spessori sono alquanto ridotti e la sedimentazione è quasi esclusivamente di natura pelitica. Secondo BETTELLI *et alii* (1989b) e MARTELLI *et alii* (1998) le due zone appartengono ad aree paleogeografiche a diversa evoluzione sedimentaria.

La successiva Formazione di Antognola appare in alcune aree regolarmente distribuita, almeno sino alla deposizione delle Breccie argillose della val Tiepido-Canossa; queste si presentano intercalate con spessori relativamente esigui negli affioramenti più occidentali della Formazione di Antognola (M. Stadola, Pigneto, e parte ovest della struttura di Montebaranzone) e settentrionali (struttura di Montegibbio). Spostandosi ad est ed a sud le breccie argillose aumentano notevolmente di spessore raggiungendo i massimi nell'alta Val Tiepido, ove poggiano direttamente sul substrato ligure. Marcate differenze si hanno anche nella distribuzione delle arenarie del Membro di Anconella, che aumentano di spessore verso ESE con massimi a sud di Guiglia. Attualmente, come già detto, queste diverse aree di affioramento sono separate da faglie ad alto angolo di età post-tortoniana (probabilmente messiniana), ma è probabile che esse fossero già parzialmente delineate fin dall'Aquitaniense. Ciò può essere ipotizzato, pur non essendo documentabile una sutura da parte di depositi successivi, per la relativa uniformità di facies della sovrastante Formazione di Pantano (Gruppo di Bismantova).

Alla messa in posto delle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa corrisponde, come accennato in precedenza, un evento deformativo importante di carattere regionale, correlabile con la formazione della zona a scaglie tettoniche di Coscogno.

3.2.1.1. - La sinclinale di Viano

Rappresenta probabilmente l'unica o quasi struttura plicativa a scala cartografica che, pure con qualche dubbio, può essere imputata a fasi tettoniche ante-

rriori al Burdigaliano. Essa presenta un asse suborizzontale a direzione appenninica e si estende ampiamente nell'adiacente Foglio 218, dalla valle dell'Enza fino a quella del Secchia verso SE. Nel Foglio 219 è presente dunque la sola porzione sudorientale della struttura. La sinclinale complessivamente coinvolge i terreni liguri della Successione della Val Tresinaro e quelli epiliguri, almeno quelli pre-miocenici. Contrariamente a quanto avviene in tutto l'Appennino emiliano tra le Liguridi e la Successione epiligure è presente una sostanziale concordanza geometrica accompagnata inoltre da una forte affinità litologica e di facies tra la porzione superiore delle Argille di Viano e le sovrastanti Marne di Monte Piano, le quali, dunque, poggiano sulle Liguridi senza l'interposizione dei depositi "caotici" delle Breccie argillose di Baiso.

Nell'area del foglio non sono conservati, in corrispondenza della struttura di Viano, terreni epiliguri miocenici. Ad ovest del Foglio 219, nella parte nordoccidentale della sinclinale, che presenta una sensibile immersione assiale verso W-NW, sono invece presenti anche le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa (intercalate entro la Formazione di Antognola) ed affioramenti delle formazioni mioceniche di Contignaco, Pantano e Cigarellino. Non vi sono però elementi certi per ipotizzare che in quell'area questi terreni miocenici siano stati effettivamente coinvolti nella struttura plicativa che interessa invece i terreni epiliguri più antichi. La sensazione è, anzi, che le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa sigillino aree caratterizzate da sensibili differenze sia nella tipologia del substrato ligure che nello sviluppo della Successione epiligure pre-Antognola, la quale in certe zone appare del tutto assente. Una tale situazione stratigrafica è come accennato in precedenza verificabile anche nel Modenese, tra la zona dell'alta Val Tiepido e quella in destra Secchia. Dunque probabile è l'ipotesi che anche la sinclinale di Viano, come l'individuazione e la riesumazione dell'Unità tettonica Coscogno, sia sostanzialmente la causa di fasi deformative di età corrispondente od immediatamente antecedente alla messa in posto delle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa.

Attualmente la sinclinale di Viano, sia nell'area del foglio che più ad ovest (Foglio 218), è limitata verso sud dalla Linea Canossa – San Romano e verso nord dalla Linea Pecorile – M. dell'Evangelo (PAPANI, 1971). Questi due lineamenti, che verranno illustrati dettagliatamente in un prossimo paragrafo, mostrano certamente riattivazioni in epoche recenti (messiniane o posteriori), ma probabilmente costituivano già elementi che delimitavano la struttura di Viano già nel Miocene inferiore.

In corrispondenza del F. Secchia la sinclinale di Viano (in particolare il fianco sudoccidentale) subisce, per effetto di fasi tettoniche recenti (post-messiniane), una verticalizzazione ed una sensibile rotazione antioraria a causa di una piega ad asse subverticale di ordine chilometrico la cui cerniera è visibile tra Castellarano e S. Michele de' Mucchietti; conseguenza di ciò è la presenza in



Fig. 46 - Alveo del F. Secchia presso Castellarano. Pieghe minori nelle Argille di Viano che occupano la zona di cerniera della macropiegia tardiva ad asse verticale che interessa il fianco meridionale della sinclinale di Viano in corrispondenza della sua terminazione sudorientale.

questa zona di pieghe mesoscopiche piuttosto complesse in corrispondenza della zona di cerniera (Fig. 46).

Nell'Appennino modenese, la Sotto-unità tettonica Serramazzone affiora estesamente solamente nei pressi dell'omonima località formando una "placca" apparentemente subtabulare o blandamente sinclinaloide (sinclinale di Monfestino) che interessa il Flysch di Monte Cassio; esso è probabilmente sovrapposto con un contatto tettonico a basso angolo ai terreni dell'Unità tettonica Coscogno. Al contrario di quando presente nell'Appennino reggiano ove sono segnalate importanti strutture plicative di ordine minore sul fianco meridionale della struttura di Viano (PAPANI, 1971), entro la Sotto-unità Serramazzone del Modenese non sono noti fenomeni così evidenti. Solo nell'area di M. Pizzicano (a NE di Serramazzone) sono presenti vasti tratti (di ordine chilometrico) caratterizzati dal Flysch di Monte Cassio con strati polarità inversa senza

150

che sia possibile osservare, a causa della presenza di dislocazioni tardive ad alto angolo, zone di cerniera che li raccordino con altre porzioni a stratificazione normale. In questa stessa area pieghe di ordine minore (a scala decametrica) a geometria di tipo chevron e con angoli intorno a 90 sono per-altra presenti in alcuni casi a carico del flysch di M. Cassio affiorante nei settori a polarità inversa. Una possibile interpretazione di questi ampi tratti a stratificazione rovesciata è che si trattasse di fianchi di pieghe subisoclinali o piuttosto serrate di ordine etto-metrico o chilometrico sviluppatasi a carico del Flysch di M. Cassio ed a vergenza nordsetentrionale. Le pieghe minori (interpretate come parassite di quelle a scala maggiore) sono infatti geometricamente compatibili con tale ipotesi. Sfortunatamente al di sopra dei terreni liguri dell'area di Serramazzoni non sono presenti terreni epiliguri e ciò rende problematica la datazione delle strutture plicative sopra descritte. Scartando per motivi legati all'assetto generale della Successione epiligure (mai coinvolta in piegamenti roveciati di tipo isoclinale) che esse siano riferibili a fasi tettoniche tardive (messiniane o successive), le ipotesi che possono essere fatte a tale riguardo sono sostanzialmente due: a) pieghe sviluppatasi in fase ligure (Eocene medio); b) pieghe enucleatesi in fasi successive, probabilmente prima o durante la messa in posto dell'Unità tettonica Cassio su quella Coscogno (Miocene basale). Sulla base delle analogie con le strutture minori presenti a carico del fianco meridionale della sinclinale di Viano, quest'ultima ipotesi appare al momento la più plausibile.

3.2.2. – *Indizi di fasi tettoniche di età compresa tra il Burdigaliano ed il Messiniano inferiore*

Il limite inferiore della Formazione di Pantano è caratterizzato da una discontinuità di estensione ed importanza regionale. La discontinuità, raramente espressa da una vera e propria discordanza angolare, esprime un drastico cambiamento nella paleogeografia con un brusco passaggio da condizioni di sedimentazione bacinali a quelle di un ambiente con acque meno profonde. Questo netto mutamento riveste un importante significato tettonico corrispondendo alla fase intraburdigaliana *Auctt.*; questa fase si risente, probabilmente, soprattutto in domini paleogeografici più esterni con la chiusura di parte del bacino di sedimentazione del Gruppo del M. Cervarola ed il ricoprimento di alcuni dei sistemi torbiditici che lo costituiscono da parte della Sotto-unità tettonica Sestola-Vidiciatico (cfr. Note Illustrative al Foglio 236).

Un'altra discontinuità di significato regionale, definita di recente (FIORONI & PANINI, 1989; AMOROSI *et alii*, 1996), è quella posta alla base della Formazione del Termina, tra il Serravalliano superiore ed il Tortoniano. Nell'area del foglio una chiara anche se non vistosa discordanza angolare è osservabile nell'area del

Pescale-Pigneto ove è stata documentata, attraverso analisi biostratigrafiche, anche la presenza di una significativa lacuna. La Formazione del Termina è caratterizzata, nella zona della Val Tiepido, da notevoli spessori di breccie sedimentarie post-serravalliane. Quest'ultime presentano notevoli spessori ad est (Val Tiepido e destra Val Fossa), più modesti ad ovest (sinistra Val Fossa) e sono completamente assenti in destra Secchia (Pigneto). Attualmente, sistemi di dislocazioni ad andamento anti-appenninico certamente legati a fasi messiniane o post-messiniane separano queste tre aree, ma è verosimile immaginare che essi potessero essere attivi anche in epoche precedenti (FIORONI & PANINI, 1989) condizionando la sedimentazione tortoniana ed in particolar modo la messa in posto dei depositi di colata (membro di Montardone) e di quelli arenitici (membro di Montebanzone).

3.2.3. – *Le strutture di età messiniana e pliocenica inferiore*

La Formazione del Termina segna la chiusura della sedimentazione della Successione epiligure, come specificato nel Capitolo 2. I terreni più recenti, la Formazione Gessoso-solfifera e più ancora la Formazione a Colombacci, si sono chiaramente sedimentati dopo importanti eventi tettonici a scala regionale, sigillando terreni appartenenti a domini paleogeografici individuatisi in epoche anteriori (il Dominio epiligure ed il Dominio umbro-marchigiano-romagnolo, quest'ultimo non rappresentato nel Foglio 219). Nell'area in esame, la Formazione a Colombacci e la Formazione Gessoso-solfifera presentano areali di affioramento assai limitati. Mentre la prima unità litostratigrafica (FCO) è chiaramente discordante sul substrato (BONAZZI & FREGNI, 1989a), per la seconda nulla si può dire sui rapporti con le unità litostratigrafiche sottostanti essendo ovunque delimitata da contatti tettonici. La successiva sedimentazione pliocenica, che copre una vasta area del foglio, è trasgressiva su tutte le unità precedenti e sigilla, ove conservata, alcune delle strutture (plicative e disgiuntive) che deformano le unità litostratigrafiche epiliguri. Queste strutture sono, quindi, sicuramente di età pre-pliocenica, ma, probabilmente, precedenti anche alla deposizione della Formazione a Colombacci, dato il carattere "passivo" (*sensu* RICCI LUCCHI, 1984) della discontinuità posta alla base del Pliocene, così che la maggior parte delle strutture duttili e fragili presenti nella parte meridionale del Foglio 219 sarebbero da attribuirsi alla fase intramessiniana.

Le strutture disgiuntive che si sono formate successivamente al Messiniano inferiore sono rappresentate da sistemi di faglie per lo più ad alto angolo, ben individuabili soprattutto quando interessano le formazioni epiliguri. Tra le innumerevoli dislocazioni che sono presenti nell'area del foglio alcune possono costituire lineamenti particolarmente continui ed importanti oltre che per i riget-

152

ti significativi, anche perché giustappongono aree caratterizzate da differenti terreni liguri o da successioni epiliguri con caratteristiche non omogenee. Alcuni di questi lineamenti presentano una orientazione appenninica, altri invece sono tipicamente orientati in direzione anti-appenninica.

Le strutture plicative che possono essere probabilmente attribuite a fasi deformative di età miocenica superiore o pliocenica inferiore sono per lo più rappresentate da blande sinclinali che coinvolgono i terreni epiliguri. Dal momento che su di esse non sono conservati sedimenti pliocenici, non si può escludere a priori che la loro evoluzione sia proseguita anche nel Pliocene e nel Quaternario.

3.2.3.1 - I principali sistemi di dislocazioni

Sistema della Val Rossenna. Questo lineamento rappresenta in buona parte, come già si è detto, una paleostruttura ereditata dalla fase ligure per la quale esistono evidenze di attività anche in tempi successivi, sia durante la deposizione della Successione epiligure, sia posteriormente a questa. La struttura, caratterizzata da una notevole espressione morfologica, si sviluppa in corrispondenza della Val Rossenna e attraversa in senso diagonale la porzione sudoccidentale del foglio proseguendo verso NW sino alla Val Tresinaro e verso SE sino alla Valle del F. Reno.

Dal settore nordoccidentale della Val Rossenna sino a Pavullo (Foglio 236) il sistema è rappresentato soprattutto da due dislocazioni: da una faglia inversa che determina un parziale accavallamento dell'Unità tettonica Leo e/o dell'Unità tettonica Monghidoro sull'Unità tettonica Cassio e da una probabile faglia diretta ad alto angolo, successiva, grossomodo parallela alla prima, ubicata in corrispondenza del T. Rossenna e T. Cogorno. Quest'ultima faglia giustappone le formazioni dell'Unità tettonica Monghidoro, poste a SW, a quelle dell'Unità tettonica Leo a NE. Le evidenze che permettono di ipotizzare un'attività di questa linea successivamente alla fase ligure, dal momento che non vi sono coinvolte formazioni epiliguri, sono piuttosto scarse. Un indizio è dato dal relativo abbassamento del blocco sudoccidentale che è costituito dai terreni che formano la grande sinclinale rovesciata della Val Rossenna sul cui fianco inverso sono conservati presso M. Santa Giulia (Foglio 235) alcuni affioramenti di Breccie argillose di Baiso, base stratigrafica della Successione epiligure. Interessante a questo proposito è anche la possibile prosecuzione occidentale di questo sistema di dislocazioni che attraversa, leggermente spostato a sud, la Val Tresinaro giungendo fino a Casina (F. 218) e determinando rigetti significativi entro la Successione epiligure medio-miocenica.

Linea Alevara-Rodiano. Rappresenta una serie di dislocazioni che corre dalla valle del T. Pescarolo fino al F. Panaro, in direzione est-ovest (BETTELLI *et alii*, 1989a; 1989b). Essa mette a contatto la zona di alto strutturale di Serramazzone

– Coscogno, a sud, con quella del basso Appennino modenese, a nord. Nella prima area affiorano prevalentemente i terreni della Unità tettonica Cassio e della Unità tettonica Coscogno, nella seconda i depositi epiliguri ed il loro substrato stratigrafico, ancora rappresentato dall'Unità tettonica Cassio. Si tratta probabilmente di un sistema di dislocazioni riconducibili, in considerazione dei rigetti verticali apparenti, ad una prevalente cinematica di tipo inverso con abbassamento relativo del blocco settentrionale; ora comunque tali dislocazioni appaiono geometricamente per lo più come faglie ad alto angolo o subverticali. Verso ovest la Linea Alevara – Rodiano perde la sua individualità contro una serie di dislocazioni antiappenniniche che costituisce un fascio deformativo fragile particolarmente sviluppato che corre da Prignano verso Sassuolo (Fascio di M. Scisso); verso est la linea si interrompe invece sul Panaro contro il tratto più settentrionale della Linea dello Scoltenna. Anche se non coinvolge direttamente depositi epiliguri tardo miocenici, ma solo oligocenici o miocenici inferiori, la sensazione è che l'attività della linea sia attribuibile alle fasi tettoniche messiniane se non più recenti. Immediatamente a nord della linea sono infatti presenti, come vedremo varie strutture plicative che coinvolgono anche i terreni epiliguri messiniani inferiori.

Linea Canossa-San Romano. Segnalata da PAPANI (1971), corrisponde a un fascio di faglie di direzione appenninica che borda a sud la sinclinale di Viano e determina complessivamente la giustapposizione dei terreni della Sotto-unità Panaro e della Successione epiligure ad essi sovrastanti, alle formazioni della Successione della Val Tresinaro. E' possibile documentare con una certa sicurezza per questo lineamento una cinematica prima di tipo compressivo e, successivamente, di tipo distensivo. Gli effetti cinematici di tipo compressivo si evincono dai rapporti di sovrapposizione tettonica che sono osservabili a SW di Castellarano, ove per un certo tratto si ha la sovrapposizione, con piani immergenti verso sud e con modeste inclinazioni, delle formazioni pre-flysch sulle Argille di Viano della sinclinale omonima. L'inversione tardiva del movimento è stata ipotizzata (PAPANI, 1971) per gli effetti morfologici e stratigrafici osservabili in corrispondenza della prosecuzione occidentale della Linea (F. 218). Qui essa interessa chiaramente i terreni epiliguri medio-miocenici indicando una sua attività certamente posteriore, probabilmente almeno messiniana o forse pliocenica inferiore. Sulla base di considerazioni sulla parte inferiore della Successione epiligure, la Linea Canossa – S. Romano potrebbe rappresentare un elemento già presente tra l'Eocene ed il Miocene basale, quando poteva separare due aree caratterizzate da sedimentazione ed evoluzione stratigrafica drasticamente differenti. L'attività di questo elemento precoce può inoltre essere in connessione anche con la fase miocenica che ha determinato l'enucleazione della struttura di Viano.

La mancanza di sedimenti tardoneogenici preclude la possibilità di porre un sicuro limite temporale superiore all'attività lungo questo fascio di dislocazioni.

La sua terminazione sudorientale, presso S. Michele dei Mucchietti, subisce la torsione antioraria tardiva già segnalata per il fianco meridionale della struttura di Viano; non è chiaro però se questo tratto possa essere considerato in realtà una diversa dislocazione, indipendente dalla vera e propria Linea Canossa – S. Romano. Questo tratto, ora di direzione antiappenninica, sembra comunque troncarsi e sovrascorrere almeno i depositi pliocenici inferiori della struttura di S. Valentino affioranti lungo l'alveo del Secchia.

Linea Pecorile–M. dell'Evangelo. Già descritta da PAPANI (1971), si sviluppa anch'essa maggiormente nell'adiacente Foglio 218 e borda verso nord la struttura di Viano giustapponendo le formazioni pre-flysch della Sotto-unità tettonica Panaro al binomio Flysch di Monte Cassio-Argille di Viano. Questa linea è interpretabile come un fascio di faglie dirette immergenti a S-SW di età pre-messiniana superiore, essendo localmente sigillata dai depositi della Formazione a Colombacci. Essa è stata comunque sicuramente riattivata in epoca successiva, come testimoniano le dislocazioni che coinvolgono i sedimenti pliocenici a nord dei Monti di Cadiroglio (BONAZZI, 1995b). Ad ovest del Foglio 219, la linea interessa certamente i depositi epiliguri eo-oligocenici, mentre più dubbio è il coinvolgimento di quelli miocenici. In alcune località infatti si ha la sensazione che essa possa essere sigillata dai depositi caotici sedimentari pre-Bismantova (Brecce della Val Tiepido-Canossa). Questo fatto lascia supporre che si tratti di una serie di dislocazioni piuttosto antiche, forse addirittura riferibili alla fase ligure, ma certamente attive anche durante la deposizione della parte inferiore della Successione epiligure.

Le dislocazioni a carattere compressivo tra la valle del F. Secchia e la Val Panaro. Si tratta di una serie di faglie inverse con superfici immergenti verso S-SE o SW che interessano il basso Appennino modenese a nord della Linea Alevara – Rodiano. Due di esse dislocano prevalentemente i depositi epiliguri; determinando la sovrapposizione dei terreni eo-oligocenici epiliguri od addirittura del substrato ligure sui depositi epiliguri medio ed altomiocenici delle strutture di Montebanzone e Montegibbio. Il più meridionale dei due principali sistemi di faglie corre a sud di Montebanzone, dalla Vallurbana allo spartiacque tra T. Fossa e T. Tiepido; qui viene probabilmente intercettato da un elemento trasversale di dubbia interpretazione.

Il secondo sistema di faglie inverse determina la chiusura verso sud della struttura di Montegibbio e dalla bassa Vallurbana corre verso NE fino ad immergersi al di sotto dei terreni pliocenici medio superiori del margine per poi ricomparire con direzione appenninica in Val Tiepido. In alcuni tratti come a sud di Montebanzone e a sud di Casara (Montegibbio) sono chiaramente osservabili le superfici di faglia (Fig. 21) che presentano inclinazioni medie (40-60) verso sud; le peliti tardomioceniche epiliguri al di sotto delle superfici appaiono particolarmente fratturate e "cataclasate". Il sistema più settentrionale è, come detto, sutu-

rato dai depositi pliocenici medio-superiori, ma poco più a nord, nei pressi di S. Venanzio, sono altresì evidenti anche limitate dislocazioni inverse ad andamento parallelo a quelle descritte che interessano anche i depositi plio-quadernari.

Un terzo sistema di dislocazioni virtualmente corrispondente a quelli già discussi in questo paragrafo può forse corrispondere al tratto terminale della Linea Canossa – S. Romano tra S. Michele dei Mucchietti e Sassuolo. Come accennato in precedenza esso determina il sovrascorrimento dei depositi epiligruri della Vallurbana sulle strutture di Viano e di S. Valentino, quest'ultima caratterizzata da una certa immersione assiale verso SE.

Ad est del T. Tiepido, a ridosso del contatto stratigrafico tra i depositi plio-quadernari del margine appenninico, sono infine presenti dislocazioni ad andamento prevalentemente longitudinale (WNW-ESE) che mostrano tratti subverticali od immergenti verso sud e che determinano (Fig. 47) la giustapposizione del substrato ligure (Argille varicolori di Cassio, Arenarie di Scabiazza) sui depositi epiligruri (Breccie argillose di Baiso o della Val Tiepido-Canossa). Si tratta dunque probabilmente di strutture di tipo compressivo che appaiono in certi tratti suturate dai depositi plio-quadernari. Esse potrebbero però anche essere connesse con la flessura (con parziale verticalizzazione) che interessa questi depositi in prossimità dell'appoggio sul substrato. In alcuni punti inoltre (Puianello) altre



Fig. 47 - Versante destro della Val Tiepido, ad ovest di Madonna di Puianello. Contatto per faglia inversa immergente a sud (destra nella foto) tra le Argille varicolori di Cassio (calanchi con argille più scure e caratterizzate da bande rossastre, a destra: AVV) e le Breccie argillose di Baiso (argille grigie con clasti chiari, in primo piano e sullo sfondo a sinistra: BAI).

dislocazioni prossime e complanari a quelle descritte coinvolgono anche depositi pelitici di età genericamente pliocenica. Nel loro complesso dunque tutte queste faglie a carattere compressivo sarebbero riferibili a fasi precedenti al Pliocene superiore, ma con probabili riattivazioni successive.

Linea dello Scoltenna - La Linea dello Scoltenna (BETTELLI *et alii*, 1989a, 1989d), a direzione antiappenninica, si sviluppa sul prolungamento della "linea di Pievepelago" che secondo GUENTHER & REUTTER (1985) sarebbe individuabile a partire dal crinale appenninico ad ovest del M. Cimone, ove avrebbe l'effetto di ribassare il blocco occidentale e contemporaneamente di provocare un rigetto orizzontale sinistro di alcuni chilometri. In realtà una connessione vera e propria tra le due linee non è documentabile: la Linea dello Scoltenna nel suo tratto meridionale sembra infatti un elemento che interessa la sola copertura ligure. Essa si sviluppa poi nel medio Appennino modenese interessando le formazioni liguri ed epiliguri e, articolata in un fascio di faglie, prosegue fino a nord di Pavullo (cfr. Foglio 236), ove borda gli affioramenti epiliguri ivi presenti. Prosegue poi ancora verso nord lungo Rio di Benedello dove costituisce il limite sud degli affioramenti dell'Unità tettonica Coscogno. Nel Foglio 219 affiora esclusivamente il tratto settentrionale della linea che coincide sostanzialmente con il corso del F. Panaro. Essa borda a SE l'Unità tettonica Coscogno con un piano immergente a NW ad alto angolo determinando un netto abbassamento relativo dell'area in destra Panaro, caratterizzata dall'affioramento dei terreni epiliguri di Guiglia. Più a nord la linea giunge fino al margine appenninico (Marano) ove viene sigillata dai sedimenti di età pliocenica medio-superiore. La sua attività è quindi prevalentemente pre-pliocenica medio-superiore e con ogni probabilità non più antica del Messiniano.

A scala dell'intero Appennino modenese la linea determina una netta differenziazione tra un settore occidentale relativamente sollevato ed uno orientale nel quale è conservata buona parte della Successione epiligure.

Il fascio di dislocazioni del M. Scisso. Rappresenta nel suo complesso un'altra struttura trasversale (antiappenninica) che interessa il foglio nei suoi quadranti occidentali. Essa corre tra Prignano e Sassuolo, più o meno parallelamente al corso del F. Secchia. Non si tratta di una linea vera e propria, ma di una fascia lungo la quale sono presenti in gran numero dislocazioni di vario tipo che nel loro complesso determinano una forte "frammentazione" con unità litostratigrafiche a volte ridotte a vere e proprie scaglie tettoniche.

A SW di Prignano, il tratto meridionale del Fascio di M. Scisso sviluppa un'interferenza significativa con il Sistema della Val Rossenna, mettendo a contatto l'Unità tettonica Leo all'Unità tettonica Monghidoro e determinando un apparente brusco spostamento ed uno sdoppiamento del sistema a direzione appenninica. Il rigetto verticale apparente in questo tratto delle dislocazioni di M. Scisso è quello di un probabile abbassamento del settore occidentale.

Verso NE la linea si sviluppa in un fitto fascio di faglie ad andamento antiappenninico che interessano scaglie di unità litostratigrafiche liguri ed epiliguri sino al Rio Pescarolo ed a M. Scisso, determinando un abbassamento apparente ancora del settore occidentale, ove è presente la struttura brachisinclinalica del Pigneto con al nucleo i terreni epiliguri tardomiocenici.

Le dislocazioni del Fascio di M. Scisso proseguono poi entro la Vallurbana, limitando verso est la struttura di Montebaranzone ed interferendo in modo vistoso con i sistemi di faglie inverse a direzione appenninica che interessano il versante destro della bassa Val Secchia e per le quali potrebbe rappresentare una sorta di rampa laterale. Il rigetto verticale apparente è in questo caso opposto ai precedenti, con il settore orientale strutturalmente più depresso.

Tra la Vallurbana e Sassuolo il fascio di dislocazioni determina l'interruzione verso NW della struttura di Montegibbio e sembra interessare anche i terreni pliocenici del margine risultando poi saldato dai depositi appartenenti alle unità quaternarie continentali. Anche per questo tratto il rigetto verticale apparente è di un generale abbassamento del settore orientale.

3.2.3.2. - Le strutture plicative

La sinclinale del Pigneto. Si sviluppa in prevalenza a direzione appenninica, leggermente ruotata in senso orario, a cavallo del F. Secchia. Le terminazioni periclinali della struttura presentano una immersione opposta e convergente determinando nel complesso una struttura brachisinclinalica. Al nucleo della struttura sono presenti i depositi della Formazione del Termina che appoggiano sui terreni epiliguri più antichi. Il fianco sudoccidentale è quello meglio conservato: anche se ridotta, è presente quasi tutta la Successione epiligure, la quale appoggia in discordanza sulla Successione della Val Tresinaro. Il fianco nordorientale è invece interessato da una faglia tardiva subverticale diretta con abbassamento relativo del blocco meridionale; questa dislocazione potrebbe essere connessa ai movimenti tardivi di tipo distensivo della Linea Canossa S. Romano.

La sinclinale di Montebaranzone. Si tratta ancora di una blanda sinclinale con direzione assiale circa E-W. Al nucleo della struttura sono coinvolti i depositi tardomiocenici epiliguri che, come accennato precedentemente, mostrano significative differenze stratigrafiche sui versanti opposti del T. Fossa. Un sistema di dislocazioni che segue grossomodo il corso di questo corso d'acqua divide in due parti la struttura; dalle considerazioni sopraesposte risulta evidente che non si tratta solo di faglie relativamente tardive, ma probabilmente di elementi già attivi nel Miocene. Altre numerose dislocazioni interessano variamente la struttura interrompendo la continuità degli affioramenti. Il fianco settentrionale, caratterizzato da affioramenti continui della Formazione di Pantano, è quello

meglio conservato; quello settentrionale è infatti vistosamente laminato per effetto di uno dei sistemi di faglie inverse descritti precedentemente.

La struttura di Montegibbio. Si tratta di una monoclinale orientata mediamente in direzione N50E e caratterizzata da assetti subverticali o molto inclinati verso SE. Si sviluppa tra la Vallurbana e Poggio Nirano per un tratto di circa 3km in senso parallelo alla direzione degli strati. Coinvolge anche in questo caso le formazioni epiliguri e su di essa in discordanza appoggiano i depositi messiniani (Formazione a Colombacci) e pliocenici. Verso ovest la monoclinale è interrotta dal tratto più settentrionale delle dislocazioni del fascio di M. Scisso. A SE la struttura è invece troncata da un sistema di faglie inverse e subverticali (descritte in un precedente paragrafo) che sovrappone il substrato stratigrafico epiligure e ligure del fianco settentrionale della sinclinale di Montebanzone sulla Formazione del Termina (Fig.21). Terreni appartenenti a questa formazione e probabilmente correlabili strutturalmente allo stesso elemento tettonico affiorante a Montegibbio (ma con un assetto molto differente) riaffiorano più ad est, al di sotto della copertura plio-quadernaria, in Val Tiepido presso Gaiano.

L'alto strutturale del Traino. Più che una vera e propria struttura si tratta di una vasta area del basso Appennino a nord della Linea Alevara – Rodiano nella quale affiorano i terreni del substrato ligure (Arenarie di Scabiazza) al di sotto della Successione epiligure, rappresentata in prevalenza dalle Breccie argillose della Val Tiepido – Canossa. L'alto strutturale si sviluppa verso il margine padano con una direzione meridiana o antiappenninica. A causa della deformazione pervasiva entro le Arenarie di Scabiazza con la perdita dell'originario ordine stratigrafico, non è possibile ovviamente osservare un assetto antiforme del substrato ligure. L'appoggio stratigrafico della sovrastante Successione epiligure è invece mediamente immergente sia verso NW (in Val Traino), sia verso SE (in Val Guerro), descrivendo nel complesso una sorta di anticlinale o comunque di struttura positiva. Essa non interessa i depositi plio-quadernari del margine sotto i quali scompare e deve dunque essere considerata di età antecedente, probabilmente messiniana o pliocenica inferiore. Una struttura minore (alto del Tiepido), simile alla precedente per orientazione e per il fatto che riaffiora al nucleo il substrato ligure, è presente anche in Val Tiepido, immediatamente a ridosso della Linea Alevara-Rodiano. L'orientazione antiappenninica di queste strutture (alti del Traino e del Tiepido) appare anomala rispetto alla direzione della adiacente sinclinale di Montebanzone e rispetto alla direzione dei fronti di accavallamento della bassa Val Tiepido e Val Traino. Se non rappresentano una eredità della tettonica pre-messiniana o il frutto di locali variazioni del campo di stress regionale, queste strutture positive potrebbero essere dovute ad una fase tettonica con orientazione degli assi di massima compressione in direzione NW-SE, forse connessi al generale apparente avanzamento verso NE (e sollevamento?) pre-deposizione della successione mediopliocenica e quadernaria, del settore

della bassa Val Panaro a N e a NE di Guiglia (Marano, Vignola-Campiglio). Alla stessa fase può forse essere messa in relazione anche la dislocazione a carattere di faglia inversa o transpressiva (orientata anch'essa in direzione antiappenninica) che tronca verso E-SE la struttura di Montebaranzone.

3.2.4. - *Le strutture plioceniche superiori e quaternarie*

La distribuzione delle Argille Azzurre plioceniche e pleistoceniche inferiori, affioranti in modo pressoché continuo in corrispondenza del margine pedeappenninico, e la disponibilità di stratigrafie di pozzi profondi perforati nelle prime colline e nell'alta pianura, permettono di riconoscere e di cartografare strutture tettoniche di sicura età pleistocenica. Come già accennato un'evento pre-evaporitico e uno intramessiniano hanno portato alla individuazione di un dominio paleogeografico padano per il quale i sedimenti della Formazione Gessoso-solfifera, della Formazione a Colombacci, delle Argille Azzurre e della sovrastante formazione delle sabbie gialle affioranti nell'area pedeappenninica ne rappresentano la documentazione più interna conservata. Al margine occidentale del foglio i sedimenti plio-quaternari appaiono meno continui per la presenza, tra il T. Tresinaro ed il F. Secchia, di un alto strutturale (alto di M. Evangelo; BONAZZI, 1994) per cui le Argille Azzurre degli affioramenti del Castello di S. Valentino e dei Monti di Cadiroglio si trovano separate da quelle poste al margine della catena da una fascia di affioramenti di Liguridi, cioè si trovano in condizioni strutturali simili al "Pliocene intrappenninico bolognese".

In corrispondenza del margine appenninico i depositi pliocenici e quaternari, anche i più recenti, appaiono essere stati coinvolti da un'intensa attività tettonica, non solo verticale, che si è esplicata con traslazioni dell'ordine di 1,5-2 mm/anno e con sollevamenti pari a 1 mm/anno. L'antistante pianura, al contrario, appare interessata solo da subsidenza, seppure irregolare, compensata da sedimentazione. Cerniera tra queste due zone a così diverso comportamento è il Lineamento Frontale Pedeappenninico (LFP) (CASTELLARIN *et alii*, 1985), concretizzato da un fascio di faglie e/o flessure a direzione appenninica: i dati di sottosuolo della pianura evidenziano come il tetto del substrato marino si rinvenga a profondità variabili dai 70 ai 100 m immediatamente a nord degli affioramenti della formazione delle sabbie gialle (Fig. 40).

Il Lineamento Frontale Pedeappenninico nel sottosuolo corrisponde (ROSSI *et alii*, in stampa) alla fronte di embrici accavallati e sovrapposti gli uni agli altri per una distanza di oltre 10 km (i dati geofisici pubblicati non si spingono oltre verso l'Appennino), cioè corrisponde alla fronte di strutture "duplicate" in un arco di tempo compreso tra il Pliocene inferiore ed il Pleistocene, attraverso diverse fasi coinvolgenti unità padane ed appenniniche (cfr. Sez. 9 in PIERI & GROPPI, 1981).

160

L'intensa attività tettonica si è esplicata con un imponente raccorciamento e con una notevole mobilità verticale: il raccorciamento di una ventina di chilometri calcolato per le strutture padane (CASTELLARIN *et alii*, 1985) indica che il substrato pre-pliocenico ora affiorante al margine della catena doveva trovarsi nel Miocene superiore parecchi chilometri più a SW rispetto alla posizione attuale. Per i movimenti verticali, si può ricordare che considerazioni stratimetriche (GASPERI *et alii*, 1989) effettuate nella zona di Madonna di Puianello, posta presso il margine sud degli affioramenti delle Argille Azzurre, portano a valutare il sollevamento di quella zona in circa 1.000 m rispetto al livello del mare attuale, con una velocità di sollevamento di circa 1 mm/anno.

La tettonica che coinvolge le Argille Azzurre sembra si sia esplicata per lo più attraverso deformazioni plicative con asse a direzione appenninica; i più importanti sistemi di faglie a direzione antiappenninica precedentemente illustrati che si sviluppano sino al margine della catena, risultano invece, in relazione ai depositi tardoneogenici, di difficile individuazione.

3.2.4.1. – Le strutture ad ovest del F. Secchia

Il limite dell'Appennino si presenta, dal T. Tresinaro (Ca' de' Caroli) a Casalgrande, ad andamento grosso modo ESE-WNW con verticalizzazione degli strati della formazione delle sabbie gialle (flessura di Ventoso) e loro locale rovesciamento (Rio Riazzone). I depositi plio-quadernari sono limitati a sud da una faglia subverticale o ad alto angolo immergente a nord. Essa è probabilmente interpretabile come una faglia diretta tardiva, che giustappone le Argille Azzurre alle Li-guridi e, a sud di Scandiano, alla Formazione Gessoso-solfifera. Probabilmente la faglia è legata all'inversione di una precedente dislocazione inversa connessa a fasi compressive, post-messiniane, responsabili della messa in posto lungo il margine appenninico reggiano delle evaporiti tardomioceniche (Linea dei Gessi, PAPANI, 1971, BONAZZI, 1994; ROSSI *et alii*, in stampa). Circa il significato stratigrafico e paleogeografico di quest'ultime non è chiaro se esse in origine si fossero deposte sulla coltre alloctona ligure o se poggiassero sui terreni miocenici di pertinenza padana. In questo secondo caso si dovrebbe ammettere che le evaporiti messiniane siano state riesumate (con meccanismi *out-of-sequence*) dopo il loro sottoscorrimento alle Liguridi.

La Linea dei gessi all'altezza di Dinazzano scompare al di sotto dei depositi pleistocenici del F. Secchia a monte di S. Antonino e non è osservabile una sua possibile prosecuzione in destra del corso d'acqua.

A sud della faglia ora descritta è presente l'alto strutturale di M. Evangelo, già citato in precedenza, una sorta di antiforme limitata a sud dalla Linea

Pecorile–M. dell'Evangelo; la struttura appare in sollevamento sicuramente in epoca post-pleistocenica inferiore e, probabilmente, quaternaria.

Più a sud si individuano due strutture ad asse appenninico entro le quali sono coinvolti i depositi pliocenici medio-superiori, oltre a quelli sottostanti del Messiniano superiore e del Pliocene inferiore. Ambedue le strutture sono costituite da blande sinclinali che presentano una certa immersione assiale verso SE. La sinclinale più settentrionale (sinclinale dei Monti di Cadiroggio) si sviluppa sovrapposta in discordanza al fianco settentrionale della sinclinale di Viano, sigillando, a parte locali dislocazioni tardive, i rapporti stratigrafici originari tra le formazioni liguri ed epiliguri. La seconda (sinclinale di S. Valentino) presenta una traccia di piano assiale quasi coincidente con quella della sottostante sinclinale di Viano; al suo nucleo sono coinvolti i depositi sabbioso-ghiaiosi ritenuti la base del ciclo sedimentario pliocenico medio-superiore (membro di S. Valentino).

Sulla base dei dati stratigrafici risulta evidente che queste strutture plicative sono riferibili ad una fase tettonica successiva al Pliocene superiore e probabilmente connesse al generale sollevamento del margine appenninico per effetto della tettonica compressiva quaternaria.

3.2.4.2. - Le strutture tra il F. Secchia e il T. Tiepido

Il limite meridionale degli affioramenti dei depositi plio-pleistocenici appare parzialmente interessato dal Fascio di M. Scisso, con rigetti però piuttosto limitati. L'assetto generale è di monoclinale immergente verso la Pianura od al più caratterizzato da una blanda struttura anticlinale (Rio del Petrolio), come si può notare nella sezione geologica B allegata alla carta geologica.

Il limite frontale della catena appare in questo settore ancora disposto secondo una linea retta in corrispondenza della quale gli strati delle Argille Azzurre e della formazione delle sabbie gialle presentano forte immersione verso NE e localmente verticalizzazioni od anche rovesciamenti (alveo del F. Secchia presso Veggia, area di Fiorano e di Maranello). Questa struttura (flessura di Veggia-Fiorano) potrebbe essere la risposta ad un significativo sollevamento relativo della zona a tergo occupata dai depositi delle Argille Azzurre plio-quaternarie ed un elemento di possibile "correlazione" con l'area in sinistra Secchia ove, come già visto, è presente una struttura simile. In realtà la flessura di Veggia-Fiorano si pone apparentemente in diretta prosecuzione della "Linea dei Gessi" alla quale potrebbe forse essere geneticamente connessa. Una soluzione simile è stata in passato ipotizzata (GASPERI *et alii*, 1989) con la segnalazione di una dislocazione parallela al margine appenninico sviluppata tra S. Antonino (a ovest del F.

162

Secchia) ed il T. Tiepido, immediatamente a valle della flessura. Non si hanno dati diretti sulla cinematica attuale del fronte appenninico anche se l'andamento del limite tra depositi marini e continentali nell'area di Sassuolo, basata sulle stratigrafie dei pozzi per acqua, ha effettivamente suggerito a COLOMBETTI *et alii* (1980), una geometria compatibile con dislocazioni di tipo diretto.

Più a nord, in corrispondenza dell'alta pianura a SE di Formigine, i terreni pleistocenici superiori continentali appaiono inoltre coinvolti in una struttura positiva molto blanda al cui nucleo compaiono i depositi dell'unità di Niviano (anticlinale di Ubersetto).

3.2.4.3. - Le strutture tra il T. Tiepido e il F. Panaro

Ad est del T. Tiepido si sviluppano alcune strutture plicative particolarmente evidenti che coinvolgono le Argille Azzurre, la formazione delle sabbie gialle ed anche i depositi continentali del Quaternario.

In corrispondenza dell'appoggio stratigrafico dei depositi plio-pleistocenici l'assetto generale di questi terreni è di tipo monoclinale con una loro immersione di qualche decina di gradi verso NE. Tale struttura, comune a quasi tutto il margine appenninico emiliano, evidenzia il generale sollevamento relativo, post-pliocenico superiore, della catena rispetto all'antistante pianura. Soprattutto tra il T. Traino e Marano sul Panaro si rileva inoltre un generale assetto subverticale degli strati basali delle Argille Azzurre (litofacies arenaceo-conglomeratica), con modestissimi indizi di movimento relativo rispetto al substrato. Nell'area di Denzano, poco a sud di tale limite, sono poi conservati alcuni affioramenti della medesima litofacies ad assetto suborizzontale che sembrano dunque costituire, assieme ai precedenti strati subverticali, una flessura ad direzione appenninica (flessura di Denzano).

Anche all'interno della vasta area di affioramento dei depositi plio-pleistocenici marini e continentali sono state individuate alcune strutture plicative ben sviluppate. Procedendo da sud verso nord, è presente una sinclinale a direzione appenninica il cui piano assiale passa da Cà Bernabei, poco a nord di Marano e, più a nord, trova chiara espressione cartografica una sorta di anticlinale asimmetrica già definita da GASPERI *et alii* (1989) (flessura di Villa Camilla) che interessa le Argille Azzurre, la formazione delle sabbie gialle, il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI), il subsintema di Bazzano (AES6) e forse anche l'unità di Niviano (AES7a). La struttura si individua a partire dal T. Nizzola fino a oltre Villa Camilla sempre con andamento appenninico, per poi collegarsi verso est con l'"anticlinale di Vignola" di GASPERI *et alii* (1989). Questa piega è interrotta nella zona di Campiglio da una faglia a direzione antiappenninica che fa affiorare il substrato messiniano e quello ligure; la struttura positiva è ruotata

vistosamente in senso antiorario nei pressi di Vignola, al margine est del foglio, dove al nucleo affiorano i depositi messiniani e forse quelli epiliguri.

La struttura appena descritta è seguita verso nord da una stretta sinclinale nord-vergente ad asse appenninico, anch'essa asimmetrica, (sinclinale della Bersella) che dal T. Nizzola si segue sino a nord di Campiglio. Questa struttura interessa sia il Plio-Quaternario marino sia il sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore e probabilmente anche unità più recenti fino all'unità di Villa Verucchio.

La successiva struttura verso nord è l'anticlinale di Castelvetro, che trova la sua espressione più completa a cavallo del T. Guerro. Si tratta di una brachianticlinale, il cui asse principale a direzione appenninica passa a nord di Castelvetro, con terminazioni periclinali a NW e a SE. Essa interessa sia i depositi plio-quaternari sia i depositi continentali sovrastanti fino al subsistema di Villa Verucchio. La piega prosegue verso ovest, sepolta al di sotto dei depositi pleistocenici più recenti, oltre il T. Tiepido, come è deducibile dai numerosi dati di sottosuolo (GASPERI *et alii*, 1989; sondaggio RER 219S1 Formigine, 1997). Presso Ubersetto, infine, i depositi della formazione delle sabbie gialle, posti a circa 100 metri di profondità, costituiscono la roccia serbatoio di una trappola anticlinale (struttura di Ubersetto) di idrocarburi gassosi, evidenziata casualmente durante la perforazione di un pozzo per acqua nel 1969 (Fig. 41).

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. – SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE (a cura di U. Bonazzi)

1.1. – INTRODUZIONE

Risorse geologiche sono le sostanze componenti la crosta terrestre e l'idrosfera, che per qualità e quantità l'uomo con la sua arte ha saputo utilizzare per trarne benessere e vantaggi.

Nell'areale del Foglio 219 affiorano essenzialmente rocce sedimentarie, in particolare sedimenti pelitici. Derivanti da originari domini diversi, varie unità sedimentarie sono qui distribuite in allineamenti strutturali ad andamento appenninico: alle Liguridi della bassa montagna di Prignano e Serramazzoni, in cui si ritrovano pure ammassi ofiolitici in giacitura secondaria, succedono formazioni epiliguri nella collina e, ancor più all'esterno della catena, le argille plio-pleistoceniche, con sabbie a tetto che incise da forme calanchive orlano il piede dell'Appennino, marginato a sua volta dai depositi alluvionali dell'alta pianura.

Il territorio non offre particolari ricchezze di materie prime utili e di pregio, se si eccettuano, appunto tra i diffusi sedimenti pelitici, delle terre coesive che alimentano in parte l'industria ceramica del Sassolese, ormai diffusa nell'area pedemontana e collinare, che ha raggiunto rinomanza a livello mondiale. Nel passato, le stesse colline a monte di Sassuolo ebbero particolare notorietà per delle manifestazioni superficiali di idrocarburi liquidi e/o gassosi: il petrolio, seppure in quantità sempre poco significative, venne allora utilizzato per limita-

166

ti scopi: terapeutici, da ardere o come lubrificante. Per importanza economica è invece da segnalare lo sfruttamento di un campo gassifero nell'alta pianura, scoperto in seguito alle intensive ricerche geofisiche condotte nella Pianura Padana nel periodo postbellico. Altre risorse sono i materiali granulari dei depositi alluvionali, marginalmente i materiali lapidei da taglio, e non ultime, ma d'altro genere, le acque superficiali e le sotterranee.

1.2. - MATERIALI LAPIDEI

1.2.1. - *Pietre da costruzione*

Nel passato, pur non offrendo l'area collinare del Foglio 219 che poca varietà di pietre da costruzione, peraltro di scarso pregio, per erigere edifici o strutture di ogni altro tipo si ricorse all'utilizzazione di pietra grezza o concia ricavata da rocce affioranti in sito. Valga come esempio la chiesa romanica di Rocca S. Maria (BERTOLANI *et alii*, 1997), già importante nel secolo undicesimo. Fu eretta su un dosso a margine della Val Fossa (est di Montebanzone) utilizzando scapoli ritagliati dagli intervalli basali di strati arenitici (membro di Montebanzone-TER2, della Formazione del Termina) ivi affioranti: un'arenaria ibrida a cemento carbonatico, porosa e poco resistente al degrado atmosferico, tanto che la struttura, rifatta nel Settecento ricorrendo allo stesso materiale e restaurata all'inizio del nostro secolo, viene di nuovo sottoposta ad intervento conservativo.

Attualmente, l'attività estrattiva di pietra da taglio è regolamentata in un unico sito, nei pressi di Varana, al margine NW della placca cretacea del Flysch di M. Cassio (MCS) nell'area di Serramazzoni. La coltivazione segue un potente banco di arenaria con cemento carbonatico: l'ottima pietra, a tessitura fine e di color grigio, viene preparata nell'annessa segheria per pavimentazioni, gradini, stipiti, architravi o per altri elementi ornamentali già messi in opera nei secoli scorsi; secondariamente, col materiale di scarto e gli sfridi, si produce del frantumato. Tempo addietro, un'analogo arenaria veniva estratta da un banco affiorante presso Valle, nella scarpata NE della stessa zolla di Serramazzoni.

Altre pietre usate furono il "macigno di Montardone", un'arenaria fine a scarso cemento calcareo, di facile lavorazione, facente parte della Formazione del Termina (TER) e il "macigno di S. Venanzio", un'arenaria usata come pietra da focolare, che insieme col "macigno di Montegibbio" ha analogie e corrispondenze con quella già ricordata di Rocca S. Maria. Queste locuzioni non devono confondere: il termine "macigno" dato dal "popolo e con esso gli scenziati" venne "esteso inesattamente a molte formazioni di carattere litologico affatto

diverso" (DE STEFANI, 1881); PARETO (1865) aveva già fatto una distinzione stratigrafica tra il "vero macigno" arenaceo del crinale, riferito al piano Liguriano, ed il "giovane macigno" di questi affioramenti di rocce anch'esse a tessitura arenitica, ma per altro ben diverse, che attribuì al piano Modenese. BONI (1874) ne comprovò le differenze fisiche e meccaniche.

Si è detto della presenza di rocce ofiolitiche, ma non se ne ricorda altro utilizzo al di fuori di quello avvenuto nell'ambito dell'antico borgo di Varana insediato su uno dei maggiori ammassi di serpentinite del Modenese (BERTOLANI & CAPEDRI, 1967). Viene invece menzionato il *tufo* di Varana, un travertino naturalmente, più leggero di quello ben noto di Renno (F. 236).

1.2.2. - *Materiali di trasformazione di rocce*

Gesso - Tra i materiali di trasformazione di rocce, BONI (1874) ricorda i derivati per cottura del gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) della Formazione Gessoso solfifera (GES), discontinuamente affiorante al margine dell'Appennino emiliano. In una località posta su un'altura a NW di Vignola, verso Castelvetro, che prendeva il nome dal materiale ivi estratto, "le gessiere" appunto, il gesso veniva coltivato in pozzi profondi fino a 10-15 m e in gallerie, per il fatto che gli affioramenti erano stati ricoperti da alluvioni quaternarie (JERVIS, 1891; PLESSI, 1885). Di questa selenite, varietà a grossi cristalli trasparenti, rimane soltanto una vaga traccia sul terreno, mentre si sono ormai perdute quelle delle estrazioni nei dintorni del monte di Puianello, nel vicino dosso tra il T. Guerro ed il Rio Sciano o Traino, dove il minerale veniva cotto in loco, e inoltre dalla "miniera di Denzano". L'estrazione in questi siti terminò nel secolo scorso per la concorrenza di altri, in Romagna in particolare, serviti da vie e mezzi di trasporto migliori.

Di maggiori potenzialità estrattive, rispetto a quelli sopra ricordati, furono senz'altro gli affioramenti di tale roccia allineati nella prima collina a monte di Scandiano (RE) a costituire, pur fortemente tettonizzati, una più consistente testimonianza dell'originaria continuità della "vena del gesso" romagnola. Qui, la coltivazione e la trasformazione del minerale o l'uso del crudo come correttivo per la produzione di cemento nel locale opificio si protrassero fino agli anni '60. Si ricorda inoltre che nel XVII secolo, dopo il ritrovamento di noduli o ovuli di solfo amorfo nell'ammasso di M. de' Gesso, fu intrapreso lo scavo di gallerie per la ricerca e l'estrazione del minerale (VENTURI, 1822; FERRI, 1878). Questa attività, però, sia per la scarsità delle mineralizzazioni - formatesi per riduzione del gesso e/o delle acque solfuree circolanti - sia per le difficoltà di estrazione, ebbe pochi decenni di durata.

Il gesso, per la facile lavorabilità (minerale di facile scalfittura, che occupa il 2 posto nella scala della durezza secondo Mohs, dopo il talco e prima della cal-

cite), è storicamente noto come pietra da costruzione o ornamentale nelle varietà selenitica o alabastrina (a tessitura cristallina fine, traslucida). Inoltre, per le basse temperature di cottura e per la proprietà di riacquistare l'acqua così perduta, è usato per la preparazione del gesso da presa, come legante, per intonaci e pregevoli stucchi o ad imitazione di intarsi di pietre dure (paliotti), per opere di statuaria, nonché per prefabbricati nell'edilizia o nell'arredo (TURCO, 1990; GARUTI, 1990; CROCE *et alii*, 1992; LUGLI, 1997). Il minerale, infatti, oltre che per la preparazione di cementi, di vernici, della carta, viene ora utilizzato per una vasta gamma di prodotti; un tempo trovava altri impieghi ancora, come fertilizzante, disinfettante o per la conservazione di alimenti.

calci e cementi - Un tempo, i leganti occorrenti per costruzioni in pietra venivano preparati sul luogo ricorrendo al pezzame calcareo reperibile negli affioramenti argilloso-calcarei liguri (Argille a Palombini, APA, in particolare) oppure cernito tra i blocchi nei greti dei corsi d'acqua. La produzione artigianale o industriale che seguì, come nel caso degli opifici di Scandiano o dei dintorni di Vignola, si avvale di materiale affiorante nelle vicinanze (M. dell'Evangelo o Marano sul Panaro e Garofano). Inoltre, fino ai primi anni '80, una notevole attività estrattiva fu esercitata sul M. Montanara e di là la materia prima veniva trasportata su teleferica per 7 km circa al cementificio di Savignano, ad est di Vignola. Ora sono rimaste attive limitate estrazioni nei dintorni di Garofano, in vallecole all'interno del versante destro del Panaro, ed il materiale viene trasformato presso alcune cementerie locali. In questo tipo di produzione, per ottenere cementi artificiali o calce idraulica, trovano impiego anche le argille marnose plio-pleistoceniche in miscele con calcari.

inerti - Ancora per l'edilizia ed altre necessità, in alternativa alla sabbia di fiume viene usato il frantumato di arenarie moderatamente deboli (resistenza meccanica < 12 MPa) appartenenti alla Formazione di Ranzano (*membro della Val Pessola*, RAN₂) che, data la natura quarzoso-feldspatica dei clasti e il basso tenore in carbonati, può trovare impiego anche come smagrente e/o fondente in impasti ceramici. Forti estrazioni sono avvenute sui versanti della valle del Rio della Rocca (Montebabbio) - problemi di stabilità e di impatto ambientale hanno idotto a ridurre l'attiva ad una sola cava - ed altre nel versante che sovrasta Roteglia. Ambite sono pure le arenarie del *Membro di Anconella* (ANT₄), di analoghe caratteristiche fisiche, estratte nei pressi di La Tagliata a sud di Guiglia e, tempo addietro, nell'affioramento della Capriola, ad ovest di Montegibbio.

1.3. - MATERIALI GRANULARI

Terreni granulari, quali sedimenti grossolani (sabbie, ghiaie) di resistenza variabile secondo il grado di compattazione, costituiscono soprattutto i depositi

continentali quaternari e quelli che più interessano l'economia sono di origine alluvionale recente, olocenica. Li troviamo negli alvei dei corsi d'acqua, sui terrazzi vallivi, nell'alta e media pianura: sono costituiti da clasti di varie dimensioni, talora dai massi ai limi, da sempre usati, secondo la pezzatura, per erigere muri, selciare strade, per massicciate o sottofondi, come inerti - di solito frantumati - per malte o calcestruzzo, oppure, secondo la componente calcareo marnosa, per la preparazione di calci. La natura dei clasti selezionati dal trasporto offre un campionario delle rocce meno erodibili affioranti nei bacini idrografici di provenienza: prevalgono calcilutiti grigie di varia tonalità, di tipo "Palombino", areniti fini e calcilutiti dei Flysch a Elmintoidi (ELM), arenarie delle unità Toscane del crinale appenninico, e non mancano le rocce verdi, anche se rade per scarsità di affioramenti di ofioliti.

Alla limitata raccolta a mano sui greti dei corsi d'acqua, nel dopoguerra, subentrati i mezzi meccanici e sotto le spinte della ricostruzione, l'estrazione e la lavorazione delle "ghiaie" si sono evolute a livello industriale per soddisfare le richieste sempre crescenti di frantumati per l'edilizia e la viabilità. La diffusione e l'intensivazione delle estrazioni, estese ai depositi dei corsi d'acqua minori, ha gravemente impoverito gli alvei: gli abbassamenti in Secchia e Panaro hanno superato 10÷15 m, innescando così un distruttivo processo di erosione regressiva. Attualmente, l'estrazione di inerti è regolata e concessa solo al di fuori degli alvei, nelle antiche golene dell'alta pianura ed ai loro margini.

1.4. - MATERIALI COESIVI

Sono i sedimenti fini, talora consolidati, suscettibili al variare del contenuto d'acqua, che pertanto assumono condizioni di stato fisico tali da permetterne il modellamento per la confezione di manufatti, di cui si hanno testimonianze risalenti a "industrie" fin dalla preistoria. Attività che continuata e progredita nel tempo ha portato il territorio di Sassuolo, ricadente nell'ambito del foglio, a rappresentare la sede di uno dei maggiori centri mondiali di produzione di piastrelle ceramiche per il rivestimento di pareti e pavimenti.

All'iniziale confezione di maioliche, che si avvale della materia prima affiorante nell'intorno, le Argille Azzurre (FAA) plio-pleistoceniche (argille marnose, con un tenore di carbonati intorno al 25%), si aggiunsero prodotti di maggior pregio (Cottoforte, Semigres e Gres), confezionati con peliti grigie di litofacies fini (RAN₃) della Formazione di Ranzano o della Formazione di Antognola (ANT) e con "argille rosse" più povere o pressochè prive di carbonati, facenti parte delle Marne di M. Piano (MMP) o delle Argille varicolori di Cassio (AVV). Nel complesso, queste peliti si caratterizzano per la scarsità di K-feldspato e di caolinite tra i minerali argillosi, inoltre sono presenti ossidi di Fe e solfuri, non-

ché zolfo e sostanza organica, sicché la materia prima richiede talora particolari trattamenti ed è condizionata oltre che da una bassa temperatura di cottura da un limitato intervallo di vetrificazione che abbassano la qualità dei prodotti.

Nelle Argille Azzurre (FAA), di cui venivano coltivate localmente (presso Veggia o Maranello) anche delle litofacies limo-sabbiose più adatte per la produzione di laterizi, sono ormai rimaste attive poche cave (valle del Rio Corlo a sud di Fiorano, e nella valle del Rio della Rocca), sia per la diminuita richiesta di questa materia prima, sia per una diversa destinazione d'uso di un territorio con forte sviluppo industriale, alta densità demografica ed estesa espansione edilizia, nonché per la salvaguardia e la conservazione dell'ambiente. Le escavazioni, infatti, hanno lasciato profonde cicatrici nel territorio, creato nuove configurazioni su estese aree delle colline pedemontane o innescato dissesti, in evoluzione da oltre 30 anni. Si ricordano le incisioni alla testata dei vari rami del Rio Riazzone ed alla base del M. Pradella nel tentativo di raggiungere delle "argille rosse" (Marne di Monte Piano) pur scarsamente sfruttabili.

Per contrastare la coltivazione occasionale e selvaggia degli anni Sessanta, molto diffusa in particolare nella fascia meridionale del foglio, si è provveduto a concentrare le attività in aree con buone potenzialità d'estrazione e varietà di litotipi adatti per una utilizzazione differenziata. Così nel versante di Roteglia, oltre alle facies arenacee, si coltivano litofacies pelitiche (RAN₃) della stessa Formazione di Ranzano, delle Marne di M. Piano e della Formazione di Antognola. "Argille rosse" (AVV) si coltivavano nell'intorno di Alevara a sud di Varana; nell'alta valle Urbana (la Pianazza) le riserve di questo tipo di materia prima e di marne (ANT) della Formazione di Antognola si va esaurendo, mentre altre argille vengono estratte (la Caselletta) da *inclusi di argille varicolori* (MVR_b) facenti parte del nucleo della sinclinale della Val Rossenna.

I limi argillosi diffusi nei depositi della pianura alluvionale sono anch'essi stati usati da sempre per impasti modellati crudi o cotti (laterizi), alternativi al pietrame nelle costruzioni: per effetto della concorrenza ed il contrarsi delle richieste di laterizi, solo nel Fioranese è rimasta attiva la coltivazione di questa terra che rifornisce una locale fornace.

1.5. - ACQUE SUPERFICIALI

Ai margini est ed ovest dell'area compresa nel Foglio 219 scorrono i tratti vallivi inferiori e di alta pianura rispettivamente del F. Panaro e del F. Secchia, corsi d'acqua a carattere torrentizio e regime pluvio-nivale, anche se normalmente risentono ben poco dell'apporto nivale delle parti alte dei bacini imbriferi limitate dallo spartiacque appenninico. Talora però, quando a fine inverno o all'inizio della primavera si verificano situazioni climatiche tali da favorire lo

scioglimento delle nevi e insieme la caduta di abbondanti piogge, ne consegue un forte rischio idraulico per la media e bassa pianura, dove i fiumi arginati scorrono pensili; rischio parimenti incombente in occasione di rovesci di pioggia di particolare intensità (MORATTI & PELLEGRINI, 1977). Pertanto, come si dirà più avanti, si è fatto ricorso ad opere di prevenzione per la moderazione delle onde di piena che ne potessero derivare.

Il territorio è caratterizzato da precipitazioni medie annue comprese tra i 900 mm della bassa montagna ed i 700 mm della pianura e da temperature medie varianti rispettivamente da 10C a 14C: il clima, pertanto, rientra nel tipo temperato subcontinentale della classificazione di KOPPEN (ROSSETTI *et alii*, 1974).

La fascia pedeappenninica è drenata da corsi d'acqua minori: Guerro, Nizzola e Tiepido, ricevente il Grizzaga, che confluiscono in sinistra Panaro; in destra Secchia nella metà del XVI secolo fu deviata la Fossa di Spezzano e in sinistra confluisce il Tresinaro. Quest'ultimo trae origine da alti morfologici nelle Liguridi emergenti a sud della sinclinale di Viano, dalla dorsale di Serramazzone e gli altri. Come si vede, l'acqua piovana ruscella e si incanala in formazioni scarsamente permeabili, o addirittura impermeabili, fino al margine dell'alta pianura: pertanto le curve dei deflussi e degli afflussi risultano simili. I massimi deflussi si hanno in autunno e in primavera, mentre in estate si ha un minimo, che è inferiore a quello invernale.

Data l'alta percentuale di terreni di facile degradabilità soggetti al dilavamento delle acque meteoriche, nei due bacini di Secchia e Panaro, aventi le stesse caratteristiche climatiche ed analoga costituzione geolitologica, l'erosione media annua del suolo si aggira intorno a 0,4÷0,8 mm - con notevole effetto anche sulla torbidità delle acque correnti e sull'interrimento di invasi. Pertanto, sia i versanti terrosi della bassa montagna, che quelli di collina sono soggetti ad un notevole degrado: le Argille Azzurre (FAA) della fascia marginale, dove si presentano in particolari condizioni di assetto e struttura vengono modellate in forme d'erosione tipiche, i calanchi, scientificamente e scenicamente considerati beni naturali del territorio e pertanto inclusi in aree di tutela naturalistica, protette da ogni attività antropica.

Negli ultimi decenni, i tratti d'alveo prossimi alla pianura hanno risentito maggiormente dell'estrazione di inerti, fatto che ha indotto la trasformazione della precedente configurazione a canali intrecciati in un canale unico, una stretta trincea profondamente incassata nel substrato pelitico. Nel tentativo di attenuare il regredire a monte dei processi d'erosione così innescati, che hanno provocato danni alle fondazioni di strutture in alveo e la riduzione delle sezioni liquide nei tratti di pianura ove i materiali fini decantano, i corsi d'acqua sono stati artificialmente segmentati con manufatti trasversali, compensando in tal modo, ad intervalli, l'innaturale pendenza assunta dal profilo di fondo. D'altra parte queste strutture trattengono l'apporto solido di fondo, impedendo il rifor-

marsi del materasso alluvionale ove sia venuto a mancare. Per la moderazione delle onde di piena, a lato del Secchia e del Panaro, privati in tempi anche recenti delle loro naturali aree d'espansione golenali, e divenuti pensili al passaggio nella media pianura dopo le operazioni di bonifica ed arginatura iniziate nel Rinascimento, sono state destinate a casse d'espansione due estese aree di pianura già scavate per l'estrazione di inerti. Si tratta di sistemi atti all'invaso di acque e quindi alla regolazione dei flussi nei momenti in cui si palesi il pericolo che le portate possano superare livelli critici.

Tra l'altro, l'abbassamento del letto nel substrato impermeabile ha avuto una grave ripercussione sul rimpinguamento degli acquiferi di aree dell'alta pianura che provvedevano alle necessità di centri industriali ed urbani e all'irrigazione. Attualmente, il Secchia disperde nel sottosuolo parte delle sue acque da Sassuolo fino a Rubiera, e il Panaro tra Vignola e S. Cesario sul Panaro (F 220).

Nell'area collinare carente di acque, modesti quantitativi di precipitazioni meteoriche sono raccolti in laghetti artificiali, che purtroppo, localmente, diventano causa di dissesti di versante.

Tempo addietro, le acque correnti furono sfruttate sotto altre forme, come risorsa di energia per l'attività molitoria e il funzionamento di opifici; all'inizio del nostro secolo, inoltre, i mulini avviarono la produzione di energia elettrica, talora distribuita localmente.

Fin dal '500, per soddisfare le necessità idriche della pianura, nelle zone pedecollinari ai fianchi del Panaro e del Secchia furono costruite opere di derivazione che attraverso i canali di S. Pietro, Diamante e di Modena continuano a fornire acque per l'irrigazione e il lavaggio delle fognature degli abitati. Per il contenimento di acque da destinare ad usi plurimi, a metà degli Anni '80 è entrata in esercizio una traversa sul Secchia, all'altezza di Castellarano: con questa struttura, oltre alla stabilizzazione degli incili dei canali di Modena e di Reggio, vengono servite due condotte in pressione che alimentano una rete interprovinciale erogante acqua grezza agricola oppure acque chiarificate per uso industriale. Purtroppo, la notevole quantità di carico sospeso in transito si è venuta a trovare in condizioni tanto favorevoli alla decantazione da ridurre rapidamente e drasticamente la capacità di progetto (1.000.000 m³) dell'invaso.

Le caratteristiche idrochimiche delle acque correnti nelle zone di bassa montagna e di collina sono di qualità medio-buona (BORALDI *et alii*, 1997), più scadenti invece sono quelle degli affluenti; l'acqua si altera e diventa inquinata allo sbocco nella pianura, in corrispondenza delle aree fortemente industrializzate e con alta densità antropica. È da aggiungere che le acque del Secchia hanno carattere salino, acquisito prevalentemente dall'afflusso delle acque salso-solfate delle sorgenti del Mulino di Poiano, emergenti dai Gessi triassici che affiorano nella parte alta del bacino, ed attraverso i quali scorrono il fiume ed alcuni suoi affluenti.

1.6. - ACQUE SOTTERRANEE - SORGENTI

Se si tiene conto dei litotipi e dell'organizzazione delle formazioni affioranti, nell'area collinare si può constatare una prevalenza di terreni dotati di trascurabile o scarsa permeabilità, che talora è praticamente nulla. Di permeabilità ben maggiore sono dotate le coltri detritiche ricoprenti i versanti dei maggiori rilievi, i depositi grossolani delle alluvioni terrazzate o quelli di analoga origine dell'alta pianura (PALTRINIERI *et alii*, 1990), nei quali le acque meteoriche e le dispersioni dei corsi d'acqua si infiltrano ed alimentano locali serbatoi, fino a raggiungere i sistemi acquiferi del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliana (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

Le acque potranno riemergere - e pertanto venire captate - per trabocco, oppure dove vengano a contatto con livelli impermeabili, o nel caso che affiori la superficie piezometrica: in altri termini, dove la superficie topografica interseca una zona satura d'acqua. Altrimenti potranno essere raggiunte da scavi o terebrazioni e qualora l'acquifero attinto sia in pressione mostreranno un certo grado di salienza. Per questa peculiarità, oltre che per le tipiche modalità di costruzione (LOMBARDINI, 1865), sono particolarmente noti i pozzi "modenesi" di pianura (pozzi artesiani).

Le sorgenti hanno diffusione maggiore nei dintorni di Prignano, Serramazzoni e Guiglia, connesse ad acquiferi che hanno sede nelle zolle di Flysch o di Successioni epiliguri dotate di una permeabilità dovuta a porosità, seppure limitata, e/o alla fratturazione degli ammassi stessi, oppure, e in tali casi la conducibilità idraulica aumenta rapidamente, dovuta a fenomeni carsici come nel caso delle arenite della Formazione di Pantano, PAT (BORSARI & COLOMBETTI, 1994; FERRARI & PIACENTINI, 1994).

Per la maggior parte, le emergenze collinari hanno portate variabili, altre possono essere temporanee, in stretta relazione con gli eventi meteorici e gli andamenti stagionali, ed è ben raro che le portate minime superino 1 l/s o che le massime raggiungano 10 l/s. Data la scarsità di acqua a cui vanno soggette queste zone nella stagione estiva, la captazione delle sorgenti è divenuta capillare per provvedere almeno alle prime necessità locali. Queste acque hanno un tenore salino che varia nell'intervallo di 0,2÷1g/l, ricadendo così tra le medio-minerali (MAROTTA-SICA); sono acque di tipo bicarbonato alcalino-terroso, che possiedono un mediocre grado di durezza; l'urbanizzazione insieme alle attività agricole e zootecniche sono responsabili talora della presenza di Nitrati e di Cloruri.

Per quanto riguarda l'alta pianura modenese e reggiana, precipitazioni e acque correnti alimentano il sistema acquifero del sottosuolo, rappresentato in particolare da depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi tardo pleistocenici e olocenici, dotati di coefficienti di conducibilità idraulica medio-alti e sedi delle captazioni più importanti per uso idropotabile.

Si tratta di un sistema acquifero indifferenziato con falda libera (monostrato) di spessore variabile da zona a zona, o con falde sospese discontinue di tipo freatico anch'esse. Verso la media pianura l'acquifero si compartimenta in falde in pressione, confinate tra depositi praticamente impermeabili (acquitardi) che si vanno intercalando, prevalentemente verso nord. A Montale, in questo foglio, e poco più a nord lungo l'allineamento Rubiera-Castelfranco, prima che si verificasse il fenomeno di abbassamento della superficie della falda libera, tali variazioni di permeabilità erano segnate localmente in superficie da acque di risorgiva (fontanili o *fontanazzi*), acque che incontrando terreni più fini formavano acquitrini ed alimentavano i canali attraversanti la città di Modena. A partire dagli Anni '50 e fino ai primi Anni '80, all'abbassamento della superficie piezometrica, particolarmente sentito in corrispondenza di zone caratterizzate da forti prelievi di acqua, corrisposero abbassamenti del suolo di varia entità, con un massimo, per esempio, di circa 80 cm in corrispondenza della zona industriale a N di Modena (GELMINI, 1986). A togliere l'antica prevalenza ai pozzi d'acqua modenesi ha contribuito anche il venir meno della dispersione dei corsi d'acqua nell'attraversamento dei terrazzi d'alta pianura, per il fatto che l'estrazione del naturale materasso alluvionale ha innescato un processo erosivo che li ha portati ad incassarsi nel substrato impermeabile.

Visti i rapporti idraulici con i diversi corsi d'acqua, l'alta pianura è stata distinta in settori idrogeologici pertinenti alle zone di influenza di questi. A tali settori, sedi delle principali risorse per gli usi civili negli abitati di pianura e potenzialmente soggetti a varie fonti di degrado e di inquinamento (FRANCANI, 1984; ZAVATTI, 1984; GELMINI & PALTRINIERI, 1990), attingono pozzi che al margine settentrionale del foglio scendono a profondità di oltre 100 m. Il settore del Panaro è quello con acque migliori, di carattere bicarbonato-calcico con bassa durezza; le acque di pertinenza dei corsi d'acqua minori tra Panaro e Secchia, anch'esse bicarbonato-calciche, nel complesso hanno tuttavia un chimismo mediocre; alle acque del settore del Secchia si aggiunge la durezza derivante dagli apporti di acque con salinità elevata acquisita nell'attraversamento degli ammassi di Gessi e Calcari Cavernosi triassici nella parte alta del bacino idrogeologico (VICARI & ZAVATTI, 1990; CANEDOLI *et alii*, 1994).

Legata ai sedimenti marini sottostanti alla copertura alluvionale è la presenza di acque salate di fondo, il cui tetto (-50 m a Vignola) seguendo quello del substrato tende a scendere allontanandosi dal margine appenninico verso le depressioni strutturali della pianura (AGIP, 1972, 1994; IRSA-CNR, 1981). Vedremo che nella collina la loro salienza è connessa alle discontinuità tettoniche e viene facilitata da emissioni di idrocarburi gassosi (*salse*) pure presenti in profondità (NANNI & ZUPPI, 1988).

Tra le acque sorgive dell'Appennino modenese, già CUOGHI COSTANTINI

(1877) ne distinse delle “minerali” che “possono ricevere ancora nome *medicinali*” per le proprietà di poter esercitare un’azione terapeutica. Eccetto le sorgenti della Salvarola, le altre hanno scarsissima portata. Sono tutte acque fredde salse, con presenza di alogeni, oppure sulfuree: di origine profonda le prime legate a manifestazioni di idrocarburi, vadose le altre. Vanno aggiunte alcune sorgenti ferruginose e quelle con base solfato-magnesiaca e clorurata dei dintorni di Castelvetro (rio Boschi), per le quali non è da escludere l’origine da infiltrazione di acque superficiali in terreni marini.

Tra le prime, ad elevato contenuto alogenico, si annoverano l’acqua del Gozzo a Prignano, l’acqua Govana o di Guviano in frazione Torre di Maranello, del Campo Granaglia a Cà di Guidino (Ospitaletto di Marano), delle Bombe della Lama poste a 300 m a NW delle ultime dette. Le Bombe della Lama consistono di numerose salienze di acqua con gas che meglio potrebbero collocarsi tra le *salse*, fenomeni che traggono origine da risalita, lungo linee di frattura con l’aiuto di idrocarburi gassosi, di acque di fondo miscelate ad infiltrazioni di acque superficiali.

Nota già ai Romani (DODERLEIN, 1855) e ricca di un’ampia bibliografia (BENTIVOGLIO, 1901; SCICLI, 1972) è l’acqua salso-bromo-iodica, fredda, utilizzata nelle Terme della Salvarola, a sud di Sassuolo, insediate su una superficie terrazzata e sospesa al margine destro della valle del Secchia (PANTANELLI, 1908). Le sorgenti sono state captate con pozzi scavati in un complesso di breccie argillose alla base della Successione Epiligure. Il tipo alogenato dell’acqua, a cui si aggiunge il fatto di essere associata a gas metano, dà ragione di un’origine connata di tali acque, provenienti da formazioni soggette a sforzi e deformazioni, che trovano sfogo attraverso le discontinuità tettoniche che si incrociano nella vallecchia del Rio Ghinella.

Le acque sulfuree hanno un caratteristico odore di uova marce per la presenza di idrogeno solforato (H_2S), che trae origine dal lavaggio, da parte delle acque vadose, di sostanze organiche o di solfuri diffusi nelle rocce attraversate, oppure dalla riduzione di solfati. Per la maggiore portata, pur sempre modesta di 10 l/m, si differenziano le emergenze sulfuree della Salvarola captate a 300 m a SE, da quelle salse e negli stessi terreni, anch’esse utilizzate nello stabilimento di cura.

Sorgentelle d’acqua dal caratteristico odore di uova marce emergono lungo strato ai fianchi delle arenarie del Membro di Anconella (ANT₄), affioranti nei dintorni di Monte Orsello.

Nell’ambito dei terreni post-evaporitici altre emergenze, ma di portata molto scarsa, sono a Fiorano, Cà Rosso di Nirano, Dinazzano, alla testata del rio Riazzone e al contatto dei gessi messiniani nel rio dello Zolfo. Inoltre, per futura memoria, ricordiamo che nella tavola “Sassuolo” dell’IGM, 400 m a sud del Castello di Dinazzano, è riportata una sorgente nel podere Saldino, che fu rite-

176

nuta tra le più solfuree d'Italia (CASALI, 1902); nonostante la portata (7 l/m) venne utilizzata solo saltuariamente e infine abbandonata negli anni '20 (SCICLI, 1972). Emergeva alla testata di un fosso nelle Argille a Palombini (APA) dell'alto strutturale di M. Evangelo, in prossimità del loro contatto tettonico meridionale con le argille plioceniche, attraverso il quale si presume avvenisse la risalita dell'acqua mineralizzata. Dopo gli anni '80, pur indicata nella nuova C.T.R., la sorgente era divenuta difficilmente reperibile per le trasformazioni agricole ed urbane intervenute; attualmente, alla testata del fosso sbocca un collettore di acque reflue.

Un cenno per le sorgenti di acque ferruginose: un tempo queste acque marziali venivano raccomandate per il fatto che "il Fe è contenuto allo stato di carbonato acido, forma adatta allo scopo terapeutico" (CUOGHI COSTANTINI, 1877). Nei pressi di Rocchetta di Guiglia è nota l'emergenza che ha nome "Ramencia" per il colore ramato del deposito di ossido ferrico che vi si forma; analoga acqua scaturisce da arenarie quarzoso-feldspatiche a pochi passi da quella solforosa di Piastre, in sponda del rio di Monte Orsello. Il ferro viene messo in soluzione per processi di riduzione di minerali di ferro o per azione di microorganismi riducenti (ZAVATTI, 1984).

Infine, di acque con gusto amarognolo, a base solfata e clorurata, si hanno emergenze lungo il rio Boschi a Castelvetro, a cui si è accennato; nei dintorni si ricorda inoltre la sorgente del Gallo.

1.7. - COMBUSTIBILI FOSSILI

1.7.1. - Torba e lignite

Di combustibili fossili vegetali si hanno notizie, riprese in seguito da vari A.A., riguardanti reperimenti di frammenti o spezzoni di lignite nelle Arenarie di Ranzano ("legno fossile in abbondanza" nello Scandianese: VENTURI, 1822; FERRETTI, 1876, accenna ad un banco di lignite contenuto nella "molassa" di Montebabbio) che, pur utilizzati nel passato, non hanno nessuna potenzialità estrattiva ed economica: anzi, i frustoli che non è raro trovare in intervalli laminati a tetto degli strati risedimentati costituiscono un inquinante di tale materia prima, qualora venga utilizzata come inerte per malte o nell'industria ceramica. Altra presenza di legni fossili è stata riscontrata alla base della successione post-evaporitica (Messiniano superiore) alla testata del R. Riazzone, ancora nello Scandianese.

1.7.2. - Idrocarburi - Manifestazioni e ricerche di petrolio e di gas naturali

Nell'areale del Foglio 219 sono note da secoli emergenze superficiali di idrocarburi liquidi e/o gassosi. Il fenomeno noto nel Modenese col nome di *salsa* o *bomba*, che ha per teatro la fascia pedecollinare d'affioramento dei sedimenti post-evaporitici e l'areale retrostante della copertura alloctona, consiste nell'emissione di acqua fangosa con gas (in prevalenza metano) e tracce di idrocarburi liquidi. Nell'ambito di terreni pelitici, il fango, che si deposita attorno ad iniziali orifizi puntiformi (*spiragli*), può formare nel tempo degli apparati conici, dei *vulcanelli di fango* secondo un'impropria dizione dei vecchi autori: perché l'attività lutivoma assume soltanto l'aspetto di una sorta di vulcanismo sedimentario, trattandosi, in effetti, di un processo di migrazione secondaria di idrocarburi con dispersione superficiale (dismigrazione).

Il fango emesso deriva da liquefazione di peliti attraversate da acque di strato che risalgono lungo fratture nella copertura sedimentaria, trascinate da gas naturale proveniente da trappole più o meno profonde, miscelandosi a quelle meteoriche di infiltrazione (NANNI & ZUPPI, 1988; BORGIA *et alii*, 1988).

Sarebbe lungo (MUCCHI, 1967, 1968; SCICLI, 1972) elencare medici naturalisti o letterati che si interessarono a tali emissioni. Nei dintorni di Montegibbio, lo STÖHR (1867) ubicò i siti di maggior frequenza di salse e di stillicidi di petrolio, altro tipo di locale manifestazione. A scala provinciale o regionale, CAMERANA & GALDI (1911), CAMERANA (1923) e ultimamente SCICLI (1972) riportarono dettagliate notizie sulle sorgenti gassose secche, sulle salse, molte delle quali ora inattive, o sui pozzi per la raccolta di petrolio, di cui rimangono ormai solo poche tracce.

Le emissioni più appariscenti, di cui STOPPANI (1875) fece una bella descrizione ne *Il Bel Paese*, sono le salse del campo di Nirano, in una conca al centro dell'omonima Riserva Naturale posta alla sommità di una dorsalina di Argille Azzurre. Alcuni di questi singoli apparati, espansi su una decina di metri ed oltre di diametro, hanno raggiunto altezze di 3÷4 m. Ancor più alto, unico caso emiliano, è il conetto alquanto deturpato della solitaria *bomba* della Cintora o salsa di Rocca S. Maria: si erge su un fianco di una dorsalina di breccie argillose epiliguri ed il nome le deriva dal rumoroso gorgoglio del gas emesso, talora con violenza, durante saltuarie attività parossistiche. In altri siti emissioni minori non hanno prodotto altrettanta spettacolarità, contrastata probabilmente anche dall'aratro: ciò nonostante, nei pressi di C. Cuoghi a sud di Fiorano, due piccoli orifizi sono attivi da anni in un campo coltivato nelle peliti pleistoceniche.

Nei terreni della copertura alloctona, come si è detto, compaiono altri gruppetti di apparati di vario tipo, a pozza o conici: la Salsa della Canalina, le Salse di Ospitaletto (nei pressi di Spino e Lama) e le Sarse ad ovest di Mad.na di Puianello (tra Possessione e Guardiola in particolare). Queste emissioni, insieme

alle precedenti, appartengono alla fascia che margina la catena appenninica (BORGIA *et alii*, 1988).

Fino alla metà del secolo scorso ebbero particolare rinomanza, diffusa anche al di fuori del territorio modenese e italiano, sia il vulcanello di fango di Montegibbio (o di Sassuolo, per il fatto di trovarsi nel suo territorio a poco più di 1 km a NW di Montegibbio), di cui stava iniziando il periodo di quiescenza e pertanto veniva dimenticato a vantaggio delle manifestazioni a nord di Nirano, sia l'olio di Montegibbio stesso. L'uno si ricorda per la spettacolarità di manifestazioni parossistiche (PLINIO, 91 a.C.; DE' BRIGNOLI, 1836), accompagnate da leggeri scuotimenti avvertiti anche nei vicini abitati (STHÖR, 1969); l'altro, per le innumerevoli indicazioni terapeutiche delle sue virtù medicinali (ARIOSTI, 1698), veniva raccolto in pozzi scavati a mano in corrispondenza di manifestazioni liquide. FRASSONI (1660) ricordò due di queste nelle adiacenze di due fossi di testata del Rio del Petrolio: la Fontana Vecchia o Bagno Vecchio e il Bagno Nero, ove era concesso aspergere il corpo. La produzione tuttavia era molto scarsa: al tempo di VALLISNIERI (1711) ammontava ad una libra al giorno per bagno, e non aumentò neppure in seguito, nonostante l'adozione di opere di raccolta più adatte e l'impegno profuso, nella seconda metà dell'800, nella ricerca per lo sfruttamento del petrolio come combustibile. Altre emergenze erano inoltre note nei dintorni di Montebanzone, e i toponimi Campodoglio, Tre Gasoli, Quattro Gasoli sembrano testimoniarlo: ma la corrispondenza non è sempre vera, infatti PANTANELLI & SANTI (1896) chiariscono che Campodoglio, l'attuale Campodoglio, deriva dalla contrazione di "campo del loglio", la graminacea infestante nei campi di grano.

Interesse economico ben maggiore lasciò intravedere la campagna di prospezioni geofisiche condotta negli anni 1953-55 al margine del Pedepennino: sotto alle alluvioni quaternarie, le riflessioni sismiche delinearono una successione di culminazioni strutturali estese dal Reggiano al Bolognese, facenti parte delle Pieghie Emiliane (AGIP MINERARIA, 1959; PIERI & GROPPI, 1981). Mentre le esplorazioni intraprese ad Albinea, Rubiera, Modena, Formigine e Castelvetro non diedero risultati apprezzabili, nell'anticlinale di Spilamberto, a 1.200 m circa, fu raggiunto un orizzonte di 15 m mineralizzato a gas naturale e acqua fossile: un serbatoio costituito dal deposito di ciottolami e di sabbie con peliti del Messiniano post-evaporitico, sedimenti trasgressivi allora ritenuti la base stessa del Pliocene inferiore. Il gas naturale, oltre a metano con piccoli quantitativi di azoto, contiene una sensibile percentuale di gasolina (2%) e di zolfo (ENI, 1969). Analisi chimico-fisiche e isotopiche hanno rivelato nel gas estratto la miscela di due tipi diversi: uno ha caratteristiche termogeniche, e l'altro, che in quantità prevale, è invece biogenico. Mentre quest'ultimo ha un'origine autotona, si ritiene che il primo sia migrato dal basso (MATTAVELLI *et alii*, 1983) attraverso discontinuità nel substrato di queste zone soggette a forte attività tettonica

(fronte di sovrascorrimento plio-pleistocenico). Nettamente termogenici, più maturi, sono i gas delle manifestazioni e dei piccoli serbatoi che hanno sede nelle Liguridi, che pertanto, diversamente (DAINELLI & PIERI, 1988) dalle idee di un'origine autoctona, si ritengono migrati dalle sottostanti formazioni "autoctone" ricoperte dalla coltre alloctona (BORGIA *et alii*, 1988).

I gas delle manifestazioni superficiali nell'area del Foglio 219, se si possono escludere quelli delle salse di Nirano e di Fiorano, si ritiene che abbiano origine da serbatoi in formazioni tettonicamente ricoperte e che la salienza, come detto, sia controllata dalle discontinuità tettoniche a loro prossime. Infine, è da segnalare (GORGONI *et alii*, 1988) l'attenzione rivolta alla variabile presenza di gas rari (radon ed elio), nonché alle anomalie nella composizione delle acque di queste manifestazioni che si sono riscontrate in concomitanza di attività sismica locale.

2. - CAUSE E TIPOLOGIA DEI PIÙ COMUNI MOVIMENTI FRANOSI (a cura di M. Pizziolo)

Non è chiaramente possibile illustrare le caratteristiche di tutte le singole frane cartografate nel foglio non essendo stata eseguita alcuna indagine specifica, nè di natura geotecnica, nè storica, sui movimenti passati. A questo riguardo rammentiamo che le conoscenze storiche sono spesso scarse e frammentarie e che non esiste allo stato attuale un archivio dei singoli dissesti che interessi l'intera area del Foglio 219. Alcune frane sono state studiate nell'ambito del progetto SCAI - studio sui centri abitati instabili (C.N.R.-R.E.R.): in particolare sono state studiate le aree circostanti gli abitati di Castelvecchio e Case Olivieri, nella sez. 219090, al margine ovest della carta; altri centri abitati interessati da dissesti sono segnalati nell'atlante SCAI: Serramazzone e Villabianca (Comune di Marano sul Panaro).

Per l'innesco di una frana, oltre a fattori predisponenti locali od occasionali, arealmente e temporalmente variabili, quali la morfologia, il regime pluviometrico, le condizioni strutturali, la fratturazione, l'infiltrazione di acqua, eventuali *shock* sismici, ecc., un fattore predisponente di carattere generale, che interagisce peraltro fortemente con i precedenti, è dato dalla litologia. E' immediatamente evidente dalla Carta Geologica che, indipendentemente dalle condizioni locali, la franosità è strettamente correlata alle caratteristiche litologiche delle varie formazioni sia come frequenza di eventi che come tipologia: pertanto sono individuabili alcuni insiemi di formazioni con caratteri di propensione al dissesto simili. Non è comunque infrequente che i dissesti coinvolgano formazioni appartenenti a insiemi diversi e anzi spesso proprio dalle particolari condizioni lungo i limiti tra litologie differenti hanno origine le frane più estese.

Insieme A - Formazioni a dominante argillosa (formazioni liguri pre-flysch,

180

AVI, AVN e BAI) e formazioni caratterizzate da tessitura prevalentemente tipo "clasti in matrice", sia di origine sedimentaria (BAI, MVT) che tettonica (formazioni liguri pre-flysch e AVN). La pervasiva presenza di superfici di taglio (scagliosità), che provoca una permeabilità secondaria nei primi metri di profondità della roccia, la presenza di minerali argillosi (specialmente la montmorillonite), che tendono ad assorbire una considerevole quantità d'acqua, e il forte grado di sovraconsolidamento, che ha come indiretta conseguenza un aumento di volume della roccia verso la superficie (decompressione) con ulteriore degrado delle caratteristiche geotecniche, favoriscono una diffusa franosità, prevalentemente superficiale.

L'indice di franosità (I.F.: rapporto tra la superficie coperta da frana e la superficie occupata dalla formazione o dall'insieme di formazioni) è molto elevato (fino oltre il 40%) e la tipologia dei dissesti è dominata da frane di tipo colata di fango e detrito e da frane complesse tipo *slump-earth flow* (secondo la classificazione di VARNES, 1978).

In corrispondenza dei principali affioramenti delle unità litostratigrafiche appartenenti a questo insieme, prevalentemente nei quadranti occidentali, sono presenti ampie aree calanchive, per lo più sviluppate in BAI e MVT (Fig. 48).



Fig. 48 – Un tipico aspetto del paesaggio della bassa Val Tiepido dominato dalle forme calanchive impostate sulle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa che con la loro omogeneità tessiturale permettono lo sviluppo di forme di erosione piuttosto regolari. Il dosso boscato visibile in basso a sinistra noto come "Il Sassone", che si erge isolato nel panorama dei litotipi prevalentemente argillosi presenti in tutta la valle, è invece costituito dalle arenite siltose della Formazione di Pantano.

Queste aree calanchive sono diffusamente caratterizzate da frane di dimensioni variabili, spesso però limitate in estensione e non cartografabili alla scala 1: 50.000.

Insieme B - Formazioni costituite da alternanze argilloso-arenacee o argilloso-calcaree appartenenti alla famiglia dei Flysch liguri e subliguri (MOH, MOV, MCS, ELM e MPA). In questo insieme la diffusa presenza di sottili ma continui intervalli argillosi accompagnati da una permeabilità sia primaria che secondaria, data dal sovente elevato grado di fratturazione della roccia, provoca diffusi dissesti con colate superficiali e frane da scorrimento traslazionale, con piani di scivolamento lungo strato. Discretamente presenti anche scorrimenti rotazionali e frane complesse tipo *slump earth flow*. L'I.F. è abbastanza elevato (I.F. medio del 30%), spesso molto variabile a seconda dell'area; la dimensione media dei dissesti è la più elevata tra quelle osservabili nei vari insiemi.

Insieme C - Formazioni costituite da marne prevalenti o da argille marnose o da alternanze arenaceo-marnose della Successione epiligure (ANT, CIG p.p., CTG, MMP, RAN p.p) e del "Plio-quadernario marino" (FAA). Sono caratterizzate da un I.F. medio e da una tipologia riconducibile frequentemente a frane tipo *slump earth flow* e a scorrimenti s.l.; le dimensioni sono variabili. Abbastanza frequenti le aree calanchive, soprattutto per quelle formazioni a dominante argillosa (FAA). Caratteristica per questa formazione sono le colate di fango entro i fondovalle, non sempre cartografate per questioni di scala; esse sono associate ad ampie e spettacolari aree calanchive presenti lungo il margine appenninico del quale rappresentano una caratteristica paesaggistica (Fig. 49).

Insieme D - Formazioni costituite in prevalenza da areniti della Successione epiligure (LOI, ANT₄, PAT, CIG p.p., RAN p.p) e pliocenica sono caratterizzate da I.F. basso o molto basso e da frane generalmente di tipo scorrimento s.l. o da frane complesse, talora di dimensioni notevoli; sono presenti anche crolli, soprattutto a carico delle formazioni mioceniche epiliguri (PAT).

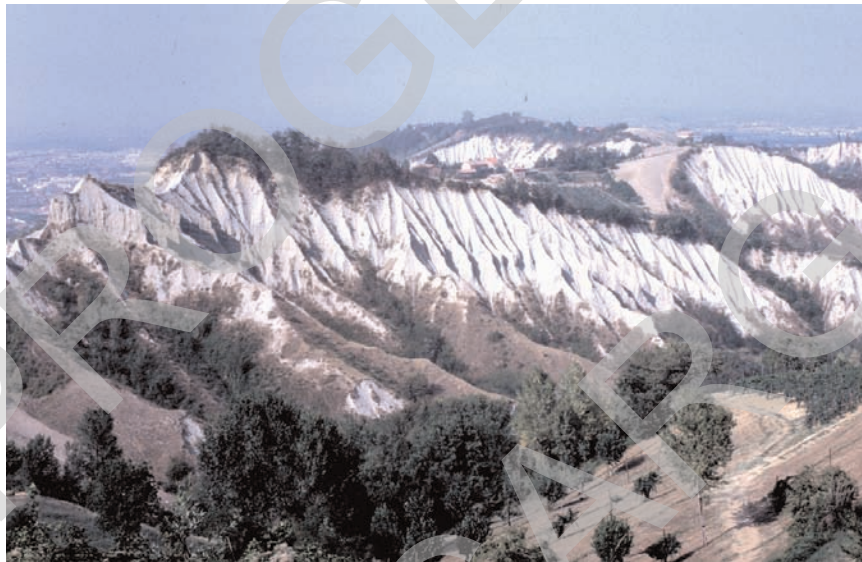


Fig. 49 – Panoramica sui calanchi modellati nelle Argille Azzurre affiorante tra Montegibbio e Fiorano.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro "Auctt.") ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese).- Dati preliminari.* Boll. Soc. Geol. It., **88**(4), 637-644 .
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & SAGRI M. (1981) - *An approach to olistostromes interpretation.* I.A.S. 2nd European Regional Meeting, Bologna (Italy), 1981. Excursion Guidebook. Tecnoprint, Bologna.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. e SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines.* IN: SESTINI G; "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**, 207-249.
- ABBATE E. & BRUNI P. (1989) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico.* Mem. Soc. Geol. It., **39**, 19-34.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences.* In: G. SESTINI (Ed.): Development of the Northern Apennines. Sedim. Geol., **4**, 251-340 .
- ACERBI G. (1984) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo scala 1:10.000 Sez. 218050 "Monchio delle Olle"* Regione Emilia-Romagna.
- AGIP (1972) - *Acque dolci sotterranee.* Grafiche Palombi, Roma, 914 pp.
- AGIP (1994) - *Acque dolci sotterranee.* Graf 3 Roma, 515 pp.
- AGIP MINERARIA (1959) - *Descrizione dei giacimenti gassiferi padani.* In: I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale, Atti del convegno di Milano 30/9-5/10 1957. Vol. 2, 132-597.
- AGIP MINERARIA (1959) - *I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale.* Atti Conv. di Milano 30 settembre-5 ottobre 1957, Acc. Naz. Lincei, Ente Naz. Idroc., Vol. II.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., BELLA E., CALDERONI G., CORTESI C., CREMASCHI M., IMPROTA S., PAPANI G. & PETRONE V. (1980) - *Le Datazioni 14 C della pianura tardowurmiana ed olocenica nell'Emilia occidentale.* Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, III, C.N.R. Napoli, 1411-1435.
- AMOROSI A. (1991) - *Analisi di facies e stratigrafia sequenziale della formazione di Bismantova ad est del fiume Panaro ("placca" di Zocca-Montese, Appennino bolognese).* Giorn. Geol., ser. 3, **52**/1-2 (1990),159-177.
- AMOROSI A. (1992a) - *Stratigrafia e sedimentologia del Miocene epiligure tra le Valli del Panaro e del Marecchia (Appennino Settentrionale).* Tesi di Dottorato inedita. Università di Bologna. 205 pp.
- AMOROSI A. (1992b) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S. Marino e M. Fumaiolo (Appennino settentrionale).* Giorn. di Geol., ser. 3, **54**(1), 95-105.
- AMOROSI A. (1993) - *Use of glauconies for stratigraphic correlation: review and case histories.* Giorn. di Geol., ser. 3, **55**/1, 117-137.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri nel settore emiliano dell'Appennino settentrionale. Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche.* Paleopelagos, **3**, 209-240.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale).* Boll. Soc. Geol. It., **115**, 355-367.
- AMOROSI A. & FARINA M. (1996) - *Sequenze deposizionali nei depositi alluvionali quaternari del primo sottosuolo nell'area a est di Bologna, tra il T. Savena e il T. Idice.* 1St. European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems. Bologna, June 13-16, **5**, 35-54.
- AMOROSI A. & SPADAFORA E. (1995) - *The Upper Serravallian unconformity in the Epi-Ligurian units of the Bologna Apennines.* Scritti e Documenti Acc. Naz. delle Scienze, **14**, 69-86.
- ANELLI M. (1933) - *Cenni geologici sulla regione collinosa fra il F. Secchia e il T. Tiepido (prov. Di Modena)* Anon. Tip. Ed. Laziale, Roma, pp. 75.

- ANNOVI A. (1980) - *La geologia del territorio di Montese (Appennino modenese)*. Mem. Sc. Geol., **36**, 67-84
- ANNOVI A., CREMASCHI M., FREGNI P. & GASPERI G. (1979) - *La successione pleistocenica marina e continentale del T. Tiepido (Appennino modenese)*. Geogr. Fis. E Dinam. Quat., **1**, n 1-22.
- ARIOSTI F. (1698) - *De oleo Montis Zibini seu petroleo agri mutinensis*. Modena, 67 pp.
- AUTORI VARI (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale a scala 1:250.000*. S.EL.CA., Firenze.
- AUTORI VARI (1987) - *Note illustrative alla Carta strutturale dell'Appennino settentrionale a scala 1:250.000*. Tipografia senese.
- AUTORI VARI (1992) - *Appennino Tosco-Emiliano*. Guide Geol. Reg., **4**, BE-MA editrice.
- AZZAROLI A. (1953) - *Appunti sulla serie di Loiano*. Boll. Soc. Geol. It., **72**, 27-32.
- BALLY A.W. & SNELSON S. (1980) - *Realms of subsidence*. In: MIALI A.D.(Ed.), Facts and Principles of World Petroleum Occurrence. CAN. SOC. PETROL. GEOL., MEMOIR, **6**, 9-94.
- BARRELL J. (1917) - *Rhythms and the measurements of geologic time*. Geol. Soc. America Bull., **28**, 745-904.
- BARTOLINI G., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI C., 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.
- BASOLI R. (1991) - *Provenance of clastic sediments in the Miocene Bismantova Formation (Modena Apennines)*. Giorn. di Geol., **53**(2), 235-244.
- BENTIVOGLIO T. (1901-1925) - *Bibliografia geo-minerologica e paleontologica delle provincie di Modene e Reggio Emilia: 1469-1900*. Atti Soc. Nat. E Mat. Di Modena, **4**, 3; con suppl. 1901-1920: id. (1909), **11**; (1913), **14**; 1918), **4**; (1925), **8**.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. & AUBRY M.-P. - (1995). *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.-P. & HARDENBOL J. (a cura di), Geochronology, Time Scales and stratigraphic correlation. SEPM special publication No. **54**: 129-212.
- BERTACCHINI M., BETTELLI G. & FONTANA D. (1998) *Caratteri stratigrafici e composizionali della Formazione delle Argille Varicolori (Cretaceo superiore, Appennino modenese e reggiano)*. Giorn. di Geol., ser3, **60**. Riunione scientifica annuale del Gruppo informale di Sedimentologia C.N.R., 6-9/11/98, Bologna.
- BERTACCHINI M. & BONACINI P. (1993) - *Le ofioliti dell'Emilia Romagna: aspetti geologici e storici*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **123**, 57-94.
- BERTOLANI M. & CAPEDE S. (1967) - *Le ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **157** (1966), 121-170.
- BERTOLANI M., CORRADINI D. & SORAGNI S. (1997) - *Le pietre nelle pievi romaniche dell'Appennino modenese*. Atti Mem. Acc. Naz. Sc. Lett. Arti di Modena, ser. **7**, **13** (1995-96), 81-98.
- BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M. & SANTI R. (1986) - *Le argilliti a blocchi di M. Veri: considerazioni sull'evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo superiore*. Ofioliti, **11**, 193-221.
- BETTELLI G. (1980) - *Studio coordinato interdisciplinare sulla stabilità ed interventi di difesa nell'area di M. S. Giulia (Val Rossenna-Appennino modenese) - Carta geologica*. Atti Soc. Nat. e Mat di Modena, **111**, 16-29.
- BETTELLI G. & BONAZZI U. (1979) - *La geologia del territorio di Guiglia e Zocca (Appennino modenese)*. Mem. Sc. Geol., **32**, 1-24.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R. & PANINI F. (1989d) - *Nota illustrativa alla Carta geologica dell'Appennino modenese e zone limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 487-498.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1989b) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 215-246.

- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989a) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 91-126.
- BETTELLI G., CAPITANI M. & PANINI F. (1994) - *The mesoscopic structures of a strongly deformed multilayered sequence: a hypothesis of the origin of the "block-in-matrix" fabric and the layer-parallel extension shown by Ligurian dismembered formations of the Baganza Supergroup outcropping in the Reggio Emilia and Modena Apennines*. In: Post Congress Field Trip No 3 - Excursion Guidebook- "The chaotic rocks in the southeastern sector of the Emilia Apennines". 1st European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems. Bologna (Italia) 13-16 June 1994. Ufficio Geologico Regione Emilia Romagna - Dipartimento di Scienze della Terra Università di Modena, 1994.
- BETTELLI G., CAPITANI M. & PANINI F. (1996a) - *Origine della struttura a "blocchi in pelite" e dell'estensione parallela alla stratificazione nelle formazioni smembrate liguri del Supergruppo del Baganza affioranti nel settore sudorientale dell'Appennino emiliano*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi, **15**, 261-298.
- BETTELLI G., CAPITANI M., PANINI F. & PIZZIOLLO M. (1996b) - *Le rocce caotiche dell'Appennino emiliano: metodi sperimentali di rilevamento stratigrafico, esempi e nomenclatura*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi, **15**, Miscellanea Geologica, 189-220.
- BETTELLI G., CONTI S. & PANINI F. (1995) - *Brecce poligeniche a matrice argillosa alla base della Successione epiligure della coltre della Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano)*. Atti Tic. Sc. Terra, **37** (1994), 111-131.
- BETTELLI G., FREGNI P. & PANINI F. (1989c) - *Età delle Marne di Monte Piano a tetto delle Arenarie di Loiano nella zona di Marzabotto (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 277-284.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1985a) - *Tettonica sinsedimentaria nella successione postorogena ligure del M. Stadolà (Appennino settentrionale - Prov. di Reggio Emilia)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **115** (1984), 91-106.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1985b) - *Il Melange sedimentario della Val Tiepido (Appennino Modenese): composizione litologica, distribuzione areale e posizione stratigrafica*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **115** (1984), 77-90.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1989) - *I melanges dell'Appennino settentrionale, dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 187-214.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992a) - *Liguridi, melanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la "linea del Sillaro" (Appennino settentrionale, provincie di Firenze e Bologna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. **46** (1991), 387-416.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992b) - *Introduzione alla Geologia del settore sud-orientale dell'Appennino emiliano*. In: *Guida alla traversata dell'Appennino settentrionale*. 76 Riun. Est. S.G.I., Firenze, 16/20-9-92, Centro Dupl. Offset, Firenze.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1994) - *Nota illustrativa ad una sezione geologica attraverso l'Appennino modenese*. Studi Geologici Camerti, vol. sp. (1992/2) appendice, CROP 1/1A, 65-74. Grafica Artigiana di Castelbolognese, Imola.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural Model of Italy. Scale 1:500,000*. S. EL. CA., Florence, Italy.
- BINI A., CARRARO F., RICCI LUCCHI F., SEVERI P., AMOROSI A., DI DIO G., MARTELLI L., PICCIN A., PRETI D., PIGNONE R., PELLEGRINI G.B. & TOFFOLETTO G. (1997) - *La carta geologica di pianura in scala 1:50000 - Linee guida e per il rilevamento e la cartografia*. Servizio Geologico Nazionale, 1997, 1 n13.
- 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., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appennino in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10**(4), 371-378.

- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retroarco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 201-216.
- 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.
- BONAZZI U. (1994a) - *A proposito di una sezione geologica nel pedeappennino reggiano in sinistra del F. Secchia*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **125**, 49-75.
- BONAZZI U. (1994b) - *Sulla presenza di "Argille Scagliose" al margine dell'Appennino reggiano tra il F. Secchia e il T. Tresinaro*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **125**, 97-122.
- BONAZZI U. (1995a) - *Una forma di erosione differenziale nell'alveo del fiume Secchia (Pedeappennino modenese)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **126**, 19-27.
- BONAZZI U. (1995b) - *Alcune emergenze geologiche (geotopi) di rilevante valore nei dintorni di Monti di Cadiroglio (Appennino reggiano)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **126**, 73-91.
- BONAZZI U. (1996) - *Modificazioni d'alveo del fiume Secchia avvenute negli ultimi cento anni nei dintorni di Sassuolo (Modena)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **127**, 67-99.
- BONAZZI U. & FAZZINI P. (1973) - *Le variazioni di facies nell'oligomiocene semiautoctono del versante padano dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena., **104**, 285-308.
- BONAZZI U. & FREGNI P. (1989a) - *Un livello a "Colombacci" nel basso Appennino reggiano*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, (1987), 337-344.
- BONAZZI U. & FREGNI P. (1989b) - *La discontinuità di Serra di Porta tra le Formazioni di Antognola e di Bismantova (Pavullo nel Frignano-Appennino modenese)*. Mem.Soc.Geol.It., **39**, (1987), 285-296.
- BONAZZI U. & PANINI F. (1982) - *Lineamenti geologici della zona a nord di Grizzana tra il F. Reno ed il T. Setta (Appennino bolognese)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **112**, 1-19.
- BONAZZI U. & PAREA G.C. (1998) - *Considerazioni sedimentologiche sul Messiniano post-evaporitico del Pedeappennino reggiano*. Giorn. Geol., **60**, 13-14.
- BONI C. (1874) - *Sulla natura e resistenza alla pressione dei minerali e dei materiali edilizi della provincia di Modena*. Tip. T. Toschi, Modena
- BORALDI V., MANZIERI A.M., ZANINI A., FALANELLI M.A. & SCIALOJA M.G. (1997) - *Acque superficiali. Caratteristiche chimico-fisiche e microbiologiche*. In: Provincia di Modena - "2a relazione sullo stato dell'ambiente". Mucchi Ed., Modena.
- BORGIA G.C., ELMI C. & MARTELLI G. (1988) - *Hydrocarbons in the Tuscan-Emilian Apennines: origin and characters of mineralization*. Mem. Soc. Geol. It., **31** (1986), 255-266.
- BORSARI C. & COLOMBETTI A. (1994) - *Le caratteristiche di permeabilità delle formazioni dell'Appennino modenese e considerazioni su alcuni parametri fisici e chimici delle acque e delle sorgenti*. In: Piacentini D. & Zavatti A. (a cura), "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi", **6**, 79-105. Pitagora Ed., Bologna.
- BRUNI P. (1973) - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino bolognese tra le valli dell'Idice e del Santerno*. Mem. Soc. Geol. It., **12** (2), 157-185.
- CAMERANA E. (1923) - *Le manifestazioni di idrocarburi nell'Emilia*. Boll. Soc. Geol. It., **42**, 565-570.
- CAMERANA E. & GALDI B. (1911) - *I giacimenti petroliferi dell'Emilia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **14**, 1-335, 16 tav.
- CANEDOLI S., PANINI G., PELLEGRINI M., SALSÌ A. & VOLTOLINI C. (1994) - *Caratteristiche chimiche delle acque sotterranee dell'alta pianura reggiana*. In: M. Pellegrini (a cura di) "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi", **4**, 31-69. Pitagora Ed., Bologna.
- CAPEDE S. & LUGLI S. (1999) - *Le ofioliti*. In: Bertacchini M. et alii (1999) - I beni geologici della Provincia di Modena. Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Modena e Reggio Emilia - Assessorato Difesa del Suolo e Tutela dell'Ambiente della Provincia di Modena. Artioli Editore, Modena.
- CAPOZZI R., MENATO F. & RABBI E. (1994) - *Manifestazioni superficiali di fluidi ed evoluzione tettonica recente del margine appenninico emiliano-romagnolo: indagine preliminare*. Atti Tic. Sc. Nat., Serie Speciale, **1**, 247-254.

- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Journ. Geol., **86**, 487-504.
- CASALI V. (1902) - *Sulle acque solforose del Saldino*. Atti X Congr. Sanit. Interprov. Alta Italia. Modena.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi nell'Appennino Nord-occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. di Pavia, **30**, 42-66.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. 73 Congresso S.G.I., Roma 29 Sett.-4 Ott. 1986, Centro Stampa AGIP, pp. 27.
- CASTALDINI D. & PELLEGRINI M. (1989) - *A review of the flow regulation system on the Secchia and Panaro rivers (Modena area, Italy)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **II**, 35-39.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., **47** (1-2) (1985), 47-75.
- CASTELLARIN A. & PINI A. col contributo di BORSETTI A.M. e RABBI E. (1989) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 127-141.
- CASTELLARIN A., PINI G.A., CRESTINA G. & RABBI E. (1986) - *Caratteri strutturali mesoscopici delle Argille Scagliose dell'Appennino bolognese*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 459-477.
- CASTIGLIONI G.B., BONDESAN A., BONDESAN M., CAVALLIN A. & GASPERI G. (Eds.) (1998) - *Carta Geomorfologica della Pianura Padana*. S.EL.CA., Firenze.
- CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1990) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:50.000. F. 217 "Neviano degli Arduini"*. Edizione sperimentale. S.EL.CA., Firenze.
- CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1992) - *Il Foglio 217 Neviano degli Arduini nel quadro della geologia dell'Appennino emiliano-romagnolo: dati nuovi, problemi e prospettive*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**(1991), 111-120.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino - Cervarola nell'alto Appennino Emiliano (fra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 139-163.
- CIBIN U. - (1989) *Petrografia e provenienza delle Arenarie di Loiano (Eocene sup. - Oligocene inf., Appennino bolognese e modenese)*. Giornale di Geologia, **51**, 81-92.
- CIBIN U. (1993) - *Evoluzione composizionale delle arenite nella successione epiligure eo-oligocenica (Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, ser. 3, **55**/1,69-92.
- CITA M.B., CASTRADORI D., (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the lower, middle and upper Pleistocene" (29 Settembre - 4 Ottobre 1994)*. Boll. Soc. Geol. It. **114**, 319-336.
- CLERICI A. (1988) *Considerazioni morfotettoniche sul versante padano dell'Appennino fra il Fiume Secchia e il Fiume Santerno in base all'analisi delle "superfici pianeggianti"*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., Suppl. 1, 89-106.
- COLOMBETTI A. & BERTACCHINI M. (1991) - *Lo zolfo in Emilia*. 2 Conv. di Geoingegneria "Attività estrattive nelle nostre montagne". Torino, 29-30 aprile 1991.
- COLOMBETTI A., GELMINI R. & ZAVATTI A. (1980) - *La conoide del F. Secchia: modalità di alimentazione e rapporti col fiume (Province di Modena e Reggio E.)* Quad. Ist. Ric. Sulle Acque. C.N.R., **51**, 1.
- CONTI S. & GELMINI R. (1994) - *Miocene-Pliocene tectonic phases migration of foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 261-274.
- CONTI S., GELMINI R., PONZANA L. & SIGHINOLFI G.P. (1996) - *Il Calcare a Lucina ponum della Successione Epiligure dell'Appennino modenese: stratigrafia, sedimentologia e dati geochimici*. Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Miscellanea Geologica, **15**, 105-139.

- COPPI F. (1869) - *Catalogo dei fossili miocenici e pliocenici del Modenese*. Ann. Soc. Nat. Modena, 4.
- COPPI F. (1880) - *Del terreno tabiano modenese e de' suoi fossili*. Boll. Comm. Geol. D'It., 11.
- COPPI F. (1882) - *Paleontologia modenese o guida al paleontologo*. Atti Soc. Nat. Modena. S.3, 1.
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and vetusols in the central Po Plain (northern Italy)*. Studi e ricerche sul territorio, 28, Unicopli, Milano, 306pp.
- CREMASCHI M. & GASPERI G. (1989) - *L' "Alluvione" alto medioevale di Mutina (Modena) in rapporto alle variazioni ambientali oloceniche*. Mem. Soc. Geol. It., 42.
- CREMASCHI M., GASPERI G., LOSACCO S., TOSATTI G. & ZAROTTI L. (1979) - *Excursion to the Valley of the Torrente Tiepido*. Proceedings of the 15th Plenary meeting, Modena-Catania 7-15 Sept. 1979.
- CREMASCHI M. & SALA D. (1982) - *Resti di Elephas Meridionalis in sedimenti del Pleistocene inferiore-medio del fiume Panaro (Modena)*. AIQUA Convegno annuale 1980. Geogr. Fis. Dianam. Quat., 5, 256-257.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- CROCE S., BOLTRI P. & LUCCHINI A. (1992) - *Progettare con il gesso*. BE-MA ed., Milano.
- CUOGHI COSTANTINI A. (1877) - *Le acque minerali della Provincia di Modena*. Tip. V. Moneti, Modena.
- DAINELLI L. & PIERI M. (1988) - *The evolution of petroleum exploration in Italy*. Mem. Soc. Geol. It., 31 (1986), 243-254.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunigianese di Sc. "G.Capellini", 42, 212 pp. La Spezia, 1974.
- DANIELE G., MOCHI E. & PLESI G. (1995) - *L'insieme ligure emiliano dell'Appennino modenese: unità tettoniche e successioni stratigrafiche nella zona di Frassinoro*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem. Serie A, 102, 147-158.
- DE' BRIGNOLI DI BRUNNHOF G. (1836) - *Relazione accademica dell'ultima eruzione accaduta nel vulcanetto aereo così detta Salsa di Sassuolo nel modenese e considerazioni geognostiche intorno alle Salse e alle loro cause*. Reggio E.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1972) - *La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino Ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 417-433.
- DE NARDO M.T. (1992) - *Dati preliminari sul rilevamento del "complesso caotico indifferenziato" Auctt. tra il T. Enza ed il T. Crostolo (Appennino reggiano)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 46 (1991), 463-470.
- DE NARDO M. T. (1994) - *"Chaotic Units" outcropping between the Termina di Castione and Tassobio Valleys (Parma and Reggio Emilia Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., 48, 295-299.
- DE STEFANI C., (1881) *Quadro comprensivo dei terreni che costituiscono l'Appennino Settentrionale*. Atti Soc. Toscana di Sc. Nat., 5 (1), pp.44.
- DI DIO G., LASAGNA S., PRETI D. & SAGNE M. (1997) - *Carta geologica dei depositi quaternari della Provincia di Parma*. Il Quaternario, 10, 443 - 450.
- DI PIETRO P. (1985) - *Lazzaro Spallanzani, viaggi nell'Appennino Modenese e reggiano*. Massimiliano Boni Bologna Ed. Tip. Babina S. Lazzaro di Savena (BO), pp. 266.
- DODERLEIN P. (1855) - *La sorgente salsiodica della Salvarola presso Sassuolo*. Messaggere di Modena, 1188-1189, giugno-luglio.
- DODERLEIN P. (1870-72) - *Note illustrative alla Carta geologica del Modenese e Reggiano, con carta geologica alla scala 1:144.000*. Mem. R. Accad.d. Sc. Modena, 12, 13.
- DONDI L. (1985) - *Pianura Padana: paleogeografia dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Progetto cartografia geologica, 22-13 Febr., Bologna, 76-101.
- DONDI L. & D'ANDREA M. G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giorn. Geol., ser. 3, 48, 1/2, 197-225.
- DONDI M., FAILLA A., MEZZETTI R., MINGUZZI V. & MORANDI N. (1987) - *Intercalazioni zeolitiche oligo-mioceniche nell'Appennino settentrionale*. Giornale di Geologia, ser. 3, 49/2,45-57.

- DONDI M., MEZZETTI M., MORANDI N. & TATEO F. (1991) - *Comparazioni composizionali di peliti oligo-mioceniche dell'Appennino Settentrionale*. Miner. Petrogr. Acta, **34**, 159-171.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a NW delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **60**, 273-312.
- ELTER P. (1975a) - *Introduction a la géologie de l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Geol. France, **17**, 956-962.
- ELTER P. (1975b) - *L'ensemble ligure*. Bull. Soc. Geol. France, **17**, 984-997.
- ELTER P. & MARRONI (1992) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 121-138.
- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M. Penna/Casanova (Alta Val di Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note Brevi, 97-106.
- E.N.I. (1969) - *Enciclopedia del petrolio e del gas naturale*, **6**, 389-392. Ed. Colombo
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1991) - *La sezione di S. Mamante (Faenza) nel quadro evolutivo neotettonico ed eustatico del Quaternario dell'Appennino romagnolo*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 417 - 432.
- FAZZINI P. & GASPERI G. (1996) - *Il sottosuolo della città di Modena*. Accad. Naz. di Sc. Lett. e Arti, Modena. Miscellanea Geologica. 41-54.
- FAZZINI P., GASPERI G. & GELMINI R. (1976) - *Litologia di superficie dell'alta e media pianura modenese*. Atti Soc. Nat. e Mat. Di Modena, **107**, 53-66.
- FAZZINI P. & OLIVIERI R. (1961) - *Osservazioni geologiche e mineralogico-petrografiche su alcuni affioramenti di sabbie vulcaniche nell'App. modenese e reggiano*. Mem. Acc. Sc. Lett. Arti di Modena, **6**(3).
- FAZZINI P. & TACOLI M.L. (1963) - *La serie Oligo-Miocenica del versante padano dell'Appennino Settentrionale e la sua posizione nella tettonica regionale*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **94**, 33-52.
- FERRARI F. & PIACENTINI D. (1994) - *Caratterizzazione chimico-fisica e batteriologica dell'acqua erogata da alcune fontane dell'Appennino modenese*. In: Piacentini D. & Zavatti A. (a cura), "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi", **6**, 107-123. Pitagora Ed., Bologna.
- FERRETTI A. (1876) - *Considerazioni sui prodotti minerali nel territorio di Scandiano*. Boll. Com. Geol. d'It., **7** (3-4), 132-139.
- FERRI G. (1878) - *Le miniere di zolfo nella provincia di Reggio dell'Emilia*. Reggio Emilia.
- FIORONI C., FONTANA D., PANINI F. & PARMEGGIANI F. (1996) - *La Successione Monte Venere - Monghidoro nell'Appennino modenese e bolognese*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi 15 - Miscellanea Geologica, 223-257.
- FIORONI C. & PANINI F. (1989) - *Documentazione biostratigrafica sul Miocene delle sinclinali del Pigneto e di Montebanzone (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 297-318.
- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., TATEO F. & ZUFFA G.G. (1991) - *Il Flysch di Solignano nel quadro dei Flysch ad Elmintoidi (Maastrichtiano inferiore, Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **52** (1990), 99-120.
- FRANCANI V. (1984) - *Gestione dei campi acquiferi difesa dall'inquinamento delle aree ad elevata concentrazione di prelievi*. In: A. Zavatti (a cura di) "Tecniche di protezione ambientale". Pitagora Ed., Bologna.
- FRASSONI A. (1660) - *De thermarum Montis Gibii natura, usu, atque prestantia, tractatus ad comunem patriae et presertim pauperum utilitatem*. Modena.
- FREGNI P. (1986) - *L'età Eocene medio - Oligocene inferiore delle Marne di Monte Piano nella sinclinale di Viano (prov. Reggio E., Appennino settentrionale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**(2), 261-280.
- FREGNI P. & PANINI F. (1988) - *Lacuna stratigrafica tra le Formazioni di Ranzano e Antognola nelle zone di Roteglia e Montebanzone (Appennino reggiano e modenese)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **93** (4)(1987), 533-558.
- FREGNI P. & PANINI F. (1995) - *Dati biostratigrafici sulla Formazione di Cigarellino (Gruppo di*

- Bismantova* di Pavullo nel Frignano (Appennino modenese). Scritti e documenti Acc. Naz. Scienze., **14**, 87-111.
- FREGNI P., PANINI F. & PIZZIOLIO M. (1996) - *Dati stratigrafici sulla successione epiligure nell'area tipo della "Serie di Loiano" (Valli del Setta e del Savena, Appennino bolognese)*. Accad. Naz. di Sc., Lett. e Arti di Modena. Miscellanea Geologica, **15**, 159-188.
- GARUTI A. (1990) - *La scagliola, arte dell'artificio e della meraviglia*. In: Colli D., Garuti A. & Pelloni R., "La scagliola carpigiana e l'illusione barocca". Artioli Ed., Modena, 61-105.
- GASPERI G. (1990) - *Geologia della pianura del Fiume Panaro*. In Serafini F. e Manicardi A. (A cura di): "Il sistema fluviale Scoltenna/Panaro: storie d'acque e di uomini". Atti Convegno Nonantola 10-12 Marzo 1988, 37-42, Grafiche Zanini, Anzola Emilia (BO).
- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M. P., CARDARELLI A., CATTANI M. & LABATE D. (1989) - *Evoluzione plio-quadernaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura. Note illustrative alla carta geologica*. Mem. Soc. Geol. It. **39**, 375-431.
- GASPERI G., FIORONI C. & CREMASCHI M. (1990) - *Geologia del bacino del fiume Panaro a valle di Marano*. Ed. "El Quatr'ari, Tipolitografia FG Savignano s.P. (MO).1-22.
- GASPERI G., GELATI R. & PAPANI G. (1984) - *Neogene evolution of the Northern Apennines on the Po Valley side*. Giorn. Geol., ser.3, **48**, 187-195.
- GASPERI G., LOSACCO S., TOSATTI G. & ZAROTTI L. (1979) - *L'evoluzione recente e i processi erosivi di alveo del T. Tiepido presso Maranello (Modena)*. Magistrato per il Po. Convegno di Idraulica Padana, 19-20 Ott. 1979, Parma.
- GAZZI P. (1963) - *Ordine di apparizione dei minerali pesanti nella Formazione di Monghidoro e nella Serie di Loiano (Appennino bolognese)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**, 79-95.
- GAZZI P. & ZUFFA G. C. (1970) - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, **16**, 97-137.
- GELATI R., ROGLEDI S. & ROSSI M.E. - *Significance of the Messinian unconformity-bounded sequences in the Apenninic margin of the padan foreland basin, Northern Italy (Preliminary results)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 319-323.
- GELMINI R. (1986) - *La subsidenza*. In: Ambiente: Protezione e Risanamento. Vol. 1: Le Acque. (a cura di A. Zavatti) Pitagora Ed., Bologna.
- GELMINI R. & PALTRINIERI N. (1988) - *Litologia di superficie e isobate del tetto del primo livello ghiaioso*. Progetto Ambiente, Comune di Modena-Istituto di Geologia di Modena. S.EL.CA., Firenze.
- GELMINI R. & PALTRINIERI N. (1990) - *Vulnerabilità all'inquinamento delle acque sotterranee*. In: N. Paltrinieri, M. Pellegrini, A. Zavatti (a cura di), "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi", **2**, 73-80. Pitagora Ed., Bologna.
- GHISELLI F., OTTRIA G. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle Arenarie di Scabiazza in base ai Nannofossili Calcarei (Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note brevi, 75-84.
- GORGONI C., BONORI O., LOMBARDI S., MARTINELLI G. & SIGHINOLFI G.P. (1988) - *Radon and helium anomalies in mud volcanoes from northern Apennines (Italy) - a tool for earthquake prediction*. Geochemical Journal, **22**, 265-273.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A. G., BLEEKER W. & LOURENS L.J. (2004) - *A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene*. Episodes, **27**, 83-100.
- GRUPPO DI STUDIO SULLE FALDE ACQUIFERE DELLA PIANURA PADANA (1979) - *Indagine sulle falde acquifere profonde della Pianura Padana*. Quad. Ist. Ric. Sulle Acque, C.N.R., **28**, 2.
- GUENTHER K. & REUTTER K.J. (1985) - *Il significato delle strutture dell'unità di M. Modino - M. Cervarola tra il Passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale*. Giorn. di Geol., ser. 3, **47** (1-2), 15-34.
- HEYMANN H.F. (1968) - *Zur Geologie der Toscanischen und Emilianischen Serien des Nordapennins im Bereich des oberen Panaro und oberen Lima-Tales (Prov. Modena, Bologna, Pistoia)*. Diss.Freie Univ. Berlin, 179 pp.

- HSU K. S. (1968) - *Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox*. Bull. Geol. Soc. Amm., 79, 1064-1074.
- HUNT D. & TUCKER M.E. (1992) - Stranded Parasequences and the forced regressive wedge system tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, **81**, 1-9.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic Foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH NIELSEN K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 283-314.
- IACCARINO S., PAPANI G., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1974) - *Considerazioni sul contatto Flysch-Tongriano nell'Appennino emiliano*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **10**, 381-408.
- IACCARINO S. & RIO D. (1972) - *Nannoplancton calcareo e Foraminiferi della serie di Viano (Val Tresinaro-Appennino Settentrionale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **78** (4), 641-678.
- IRSA-CNR 1981) - *Indagine sulle falde acquifere profonde della Pianura Padana*. Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, n 51.
- JERVIS (1891) - *I tesori sotterranei d'Italia*. vol. II - pp.123-124
- JERVIS (1898) - *I tesori sotterranei d'Italia. Parte IV-Geologia economica d'Italia*. Torino.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA DI MODENA (1978) - *Metodologie e primi risultati di neotettonica nel Modenese e territori limitrofi*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 551-562.
- LABAUME P.(1992) - *Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaine sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes francaises et de Sicile*. Universite Montpellier II, tesi di dottorato inedita.
- LIPPARINI T. (1963) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, foglio "Bologna"*. Serv. Geol. D'It.
- LOMBARDINI E. (1865) - *Della condizione idralica della pianura subappenninica fra l'Enza ed il Panaro*. Tip. e Litogr. degli Ingegneri, Milano.
- LORENZ C. (1984) - *Les silixites e les tuffites du Burdigalien, marqueurs volcano-sédimentaires-correlations dans le domaine de la Méditerranée occidentale*. Bull. Soc. Geol. France, **26**, 1203-1210.
- LOSACCO U. (1964) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, foglio "Modena"*. Serv. Geol. d'It.
- LOSACCO U. (1966) - *Terreni, struttura e morfologia del subappennino modenese-reggiano*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **97**, 1-60.
- LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. & DONDI L. (1962) - *Contributo alle conoscenze del Pedeaappennino padano*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(4), 5-245.
- LUGLI S. (1997) - *Il gesso in natura e nell'arte*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **127**, 35-51.
- MARABINI S., LENAZ R. & VAI G.B. (1987) - *Pleistocene superiore e Olocene del margine pedeaappenninico romagnolo: rapporto preliminare*. Rend. Soc. Geol. Ital., **10**, 33 - 37.
- MARCHESI R. (1961): *Serie stratigrafica di Contignaco*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1), 99-104.
- MARINI M. (1982) - *Fasi deformative in Liguria e loro possibili riflessi nell'interpretazione geodinamica del passaggio Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 277-287.
- MARRONI M. (1991) - *Deformation history of the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 727-736.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A. & CATANZARITI R. (1998) - *Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Priaboniano-Rupeliano, Appennino Settentrionale e Bacino Terziario Piemontese)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 151-185.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A., CATANZARITI R. & RIO D. (1993) - *Revisione litostratigrafica della formazione di Ranzano. Proposta di legenda per la Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*. Gruppo Inform. di Sedimentol. del C.N.R., Terzo Conv. ann., Salice Terme 4-6/10/93, Riassunti, 13-14.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970, 2: 739-785.
- MATTAVELLI L., RICCHIUTO T., GRIGNANI D. & SCHOELL M. (1983) - *Geochemistry and habitat of natural gases in Po basin, Northern Italy*, A.A.P.G. Bull., **67**, 12, 2239-2254.
- MECCHERI M., MARRONI M., CASELLA A., DELLA CROCE G. & SERGIANPIETRI L. (1986) - *L'Unità di*

- Colli-Tavarone nel quadro dell'evoluzione stratigrafico-strutturale del Dominio ligure (alta Val di Vara, Appennino settentrionale)*. Ofioliti, **11**, 275-292.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1), 95-382.
- MERLA G. & ABBATE E. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia al scala 1:100.000. F. 97 "S. Marcello Pistoiese"*, Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (Na).
- MIGLIORINI C.I. (1933) - *Considerazioni su di un particolare effetto dell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **52**, 293-304.
- MONTANARO GALLITELLI E. (1950) - *Il Postpliocene marino nella regione collinare a sinistra del Secchia, (Appennino modenese-reggiano)* Boll. Soc. Geol. It., **69**.
- MONTANARO GALLITELLI E. (1954) - *Qualche appunto sulla stratigrafia e la tettonica della regione collinare di Castelvetro (Modena)*. Acc. D. Sc. Lett. e Arti d. Modena, s. 5, **12**, 1-31.
- MORANDI N., TATEO F. & CUCCI P. (1995) - *Stratigraphic, diagenetic and provenance implications from mineralogic and geochemical study of the Montefortino section (Lower - Middle Miocene, Central Italy)*. Giornale di Geologia, **56/2** (1994), 133-148.
- MORATTI L. & PELLEGRINI M. (1977) - *Alluvioni e dissesti verificatisi nel settembre 1972 e 1973 nei bacini dei Fiumi Secchia e Panaro (Province di Modena e Reggio Emilia)*. Boll. Assoc. Miner. Subalpina, **41**(2), 323-374.
- MUCCHI A.M. (1967) - *Il fenomeno delle salse e le manifestazioni nel Modenese*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **97** (1966), 81-109.
- N.A.C.S.N. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bull., **67**, 841-875.
- NANNI T. & ZUPPI G.M. (1988) - *Acque salate, circolazione profonda in relazione all'assetto strutturale del fronte adriatico e padano dell'Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), 979-986.
- OGNIBEN L. (1953) - *"Argille scagliose" ed "argille brecciate" in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. d'It., **75**, 281-289.
- OGNIBEN L. (1954) - *Le Argille brecciate siciliane*. Mem. Ist. Geol. Padova, **18**, 92 pp.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**(4), 453-763.
- PALTRINIERI N., PELLEGRINI M. & ZAVATTI A. (a cura di) (1990) - *Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi, Vol. 2, Alta e media pianura modenese*. Pitagora Ed., Bologna.
- PANINI F. (1981) - *Analisi dei frammenti di roccia presenti in alcune arenarie oligoceniche e mioceniche dell'Appennino Bolognese*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **112**, Modena, 153-174.
- PANINI F. (1986) - *Le Argille di Rio Giordano nella zona di M. Stanco (Appennino bolognese)*. Dati preliminari. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **116** (1985), 35-50.
- PANTANELLI D. (1895) - *Geologia. In: L'Appennino modenese*. Cappelli, Rocca S. Cassiano.
- PANTANELLI D. (1903) - *Andamento delle acque sotterranee nei dintorni di Modena*. Mem. R. Acc. Sc. Lett. E Arti in Modena, s. 3, **5**.
- PANTANELLI D. (1908) - *Sorgenti della Salvarola*. Giorn. Geol. Pratica, **6** (1-2), 54-62.
- PANTANELLI D. & SANTI V. (1896) - *Itinerari*. In: AA.VV. "L'Appennino Modenese descritto e illustrato". Libr. F. Treves, Bologna-Stab. Tip. Cappelli, Rocca S. Cassiano. Ristampa 1996, Libr. La Sorgente- A. Iaccheri Ed., Pavullo.
- PAPANI G. (1963) - *Su un olistostroma di "argille scagliose" intercalato nella serie oligomiocenica del Subappennino reggiano (nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. It., **82**(3), 195-202.
- PAPANI G. (1971) - *Geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. geol. It., **10**(2), 121-165.
- PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Flysch di Monte Cassio. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia. Formazioni Geologiche*. Serv. Geol. d'It., **4**, 63-72.
- PAREA G. C. (1965) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-Oligoceniche dell'Appennino settentrionale* Boll. Soc. Geol. It., **84**(1), 223-266.
- PARETO L. (1865) - *Note sur les subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Geol. de France, **22**, 210-277, Paris.
- PELLEGRINI M. (1969) - *La pianura del Secchia e del Panaro*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **100**, 1-51.

- PELLEGRINI M., COLOMBETTI A. & ZAVATTI A. (1976) - *Idrogeologia profonda della Modenese*. Quad. Ist. Ric. Sulle Acque, **28**, 7.
- PELLEGRINI M., PREGO S. & TAGLIAVINI S. (1979) - *La situazione morfologica degli alvei degli affluenti emiliani del Po. Magistrato per il Po*. Atti Convegno di Idraulica padana, 19-20 Ott. 1979, Parma.
- PELLEGRINI M. & ROSSI A. (1967) - *Le variazioni del profilo di equilibrio del fiume Panaro e di alcuni suoi affluenti*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **98**, 47-68.
- PELLEGRINI M. & TONI G. (1982) - *Sugli abbassamenti in alveo nei principali corsi d'acqua emiliano romagnoli*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F.(Eds) "Guida alla geologia del margine appenninico-padano". Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna.191-195.
- PELLEGRINI M. & ZAVATTI A. (1979) - *Le falde acquifere della pianura a sud del fiume Po, tra i fiumi Enza e Panaro*. Genio Rurale, **42**, 5.
- PENTA F. (1950) - *Sulle argille scagliose*. Atti 42a Riunione Soc. It. Progr. Sc., (1949), 1-10.
- PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai geologi dell'AGIP MINERARIA*. Boll. Soc. Geol. It., **80**(1),3-34 .
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. n414, 1-13.
- PINI G.A. (1988) - *Inquadramento strutturale delle Argille Scagliose del Pedeappennino bolognese (nota preliminare)*. Rend. Soc. Geol. It., **10** (1987), 45-70.
- PINI G.A. (1992) - *Associazioni micro-mesostrutturali nelle <<Argille Scagliose>> (Pedappennino bolognese): loro significato meccanico*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 355-373.
- PINI G.A. (1993) - *Geological map of the Bologna area foothills*. Step Parma.
- PINI G. A. (1999) - *Tectonosome and Olistostromes in the Argille Scagliose of the Northern Apennines, Italy*. Am. Geol. Soc., Special Paper **335**,70pp.
- PINI G.A. & CASTELLARIN A. (1989) - *Illustrazione dell'escursione tematica sulle Argille Scagliose del Sillaro (Appennino bolognese) del "Gruppo Alpi" CNR (20 Dicembre 1988)*. Rend. Soc. Geol. It., **11** (1988), 339-358.
- 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**, 183-230.
- PLESSI A. (1885) - *Istorie Vignolesi narrate a' suoi Figli*. pp.2-3.
- PLINIO IL VECCHIO (91 a.C.) - *Storia naturale*. Vol. 2, Einaudi Ed., 1983.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JAMES D.P. & TESSON M. (1992) - *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and sequence stratigraphic significance*. A.A.P.G. Bulletin, **76**, 1687-1709.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework*. In Sea level changes: an integrated approach (ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **42**, 109-124.
- PROVINCIA DI MODENA (1995) - *Piano infraregionale per le Attività Estrattive. Relazione illustrativa*. Modena, ottobre 1995.
- RAFFI I. & RIO D. (1980) - *Biostratigrafia a nannofossili, biocronologia e cronostatigrafia della serie del Torrente Tiepido (Subappennino Emiliano, Provincia di Modena)*. L'Ateneo Parmense. Acta Naturalia, **16**, 19-31.
- RAYMOND L.A. (1984) - *Classification of melange*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **198**, 7-20 .
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee della regione Emilia-Romagna*. (A cura di Di Dio). S.EL.CA. (Firenze) pp. 120.
- REUTTER K.J. (1969) - *La geologia dell'alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sulla Unità di M.Modino-M.Cervarola*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **5**(2), 1-86.
- REUTTER K.J. e GROSCURTH J. (1978) - *The pile of nappes in the Northern Apennines, its unravement and emplacement*. In: H. CLOOS, D. ROEDER E K. SCHMIDT (Eds.) "Alps, Apennines, Hellenides". 239-243. Schweizerbart, Stuttgart.

- RICCI L. (1806) - *Corografia dei territori di Modena, Reggio e degli altri stati appartenenti alla Casa d'Este*. Eredi Soliani, Modena
- RICCI LUCCHI F. (1984) - *Flysch, molassa, cunei clastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi dei bacini orogenici dell'Appennino settentrionale*. In: Cento anni di geologia italiana. Vol. Giub. I Centenario Soc. Geol. It. 279-295.
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semiallochthonous sedimentation in the Appenninic Thrust Belt*. *Sedim.Geol.*, **50**, 119-134.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: Cremonini G. & Ricci Lucchi F., Guida alla geologia del margine Appenninico-Padano, 17-46, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland*. In: P.H. ALLEN, P. HOMEWOOD E G. WILLIAMS (Eds.) "Excursion Guidebook". Foreland Basins Symposium. Fribourg, 137-176.
- RIO D. & VILLA G. (1983) - *I nannofossili calcarei del Cretaceo-superiore del Flysch di Solignano, Media Val Taro - Appennino settentrionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **36**, 239-282.
- RIO D. & VILLA G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the Monte Cassio Flysch "Basal complex" (Northern Apennines, Parma Province)*. *Giorn. Geol.*, ser.3, vol **49-1**, 63-79.
- ROSSETTI G., TAGLIAVINI S. & TONI P.L. (1974) - *Osservazioni su alcune caratteristiche climatiche nel settore montano della provincia di Reggio Emilia*. *Il Filugello*, **1**. Rassegna Econom., C.C.I.A.A., Reggio E..
- ROSSI M., ROGLEDI S., BARBACINI G., CASADEI D., IACCARINO S. & PAPANI G. (in stampa) - *Tectono-stratigraphic architecture of Messinian piggyback basins of Northern Apennines: the Emilia folds in the Reggio - Modena area and comparison with the lombardian and Romagna sectors*. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. spec., Atti del Convegno: Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino, Foligno, 16-18/2000.
- ROVERI E. (1960) - *Indagine sulle cause che hanno provocato il cedimento del ponte sul Secchia della via Emilia a Rubiera*. Asfalti Bitumi e Catrami, 2.
- ROVERI E. (1965) - *Sul ciclo di erosione rinnovantesi lungo i corsi d'acqua dell'Appennino Emiliano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84**.
- ROVERI E. (1966) - *Geologia della sinclinale Vetto-Carpineti (Reggio Emilia)*. *Mem.Soc.Geol.It.*, **5**, 241-247.
- SACCO F. (1892) - *L'Appennino dell'Emilia. Studio geologico sommario*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **11**.
- SACCO F. (1932) - *Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, fogli Modena, Reggio*. R. Uff. Geol. d'It.
- SAMES C.W. (1963) - *Sui conglomerati medio-cretacei della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia*. *Boll.Soc.Geol.It.*, **86**, 49-58.
- 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 .
- SCICLI A. (1972) - *L'attività estrattiva e le risorse minerarie della Regione Emilia-Romagna*. Poligraf. Artioli, Modena.
- SERPAGLI E. (1962) - *Età paleogenica e non miocenica della formazione di Rio Giordano tra Pavullo e Lama Mocogno Appennino settentrionale modenese*. *Rend. Acc. Naz. dei Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.*, 8a serie, **33**(3-4), 153-157.
- SERPAGLI E. (1964) - *Ritrovamento di Flysch tipo M. Sporno nell'Appennino modenese; osservazioni geopaleontologiche*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **3**(1),20-37.
- SESTINI G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. In: G. SESTINI (Ed.), Development of the Northern Apennines Geosyncline. *Sediment. Geol.*, **4**, 445-480 .
- STHOR R. (1869) - *Intorno agli strati terziari superiori di Montegibbio e vicinanze*. *Ann. Soc. Nat. Modena*, **4**.

- STOCCHI S. (1992) - *Analisi stratigrafica e sedimentologica del Flysch di M. Cassio nell'Appennino emiliano: aspetti metodologici e problemi specifici*. Tesi di Dottorato inedita. Università di Parma, Ferrara, Firenze e Pavia., Bibl. Naz. Roma e Firenze, 64 pp.
- STÖHR S. (1867) - *Schiarimenti intorno alla carta delle salse delle località oleifere di Monte Gibio*. Ann. Soc. Nat. di Modena, **2**, 169-178.
- STOPPANI A. (1875) - *Il Bel Paese*. Milano. Ristampa 1995, Ed Studio Tesi, Pordenone.
- SUNDELL K.A. & FISHER R.V. (1985) - *Very coarse grained fragmental rocks: A proposed size classification*. Geology, **13**, 692-695.
- TOMASELLI A., PASTORE S., AUGLIERA P. & EVA C. (1992) - *Sismicità dell'Appennino nord-occidentale*. St. Geol. Camerti, vol. spec. CROP 1/1A, 43-50.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prism: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**(3), 577-618.
- TURCO T. (1990) - *Il gesso, lavorazione, trasformazione, impieghi*. Ulrico Hoepli Ed., Milano.
- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to Romagna Apennine geology. The Lamone valley*. In: De Giuli C. & Vai G.B. (eds) "Fossil vertebrates in the Lamone valley, Romagna, Apennines. Field trip guidebook" Litografia Faenza, 7-37.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1993) - *Correlazione sinottica delle Unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, CROP 1/1A, volume speciale (1992/2), 171-185.
- VALLISNIERI A. (1711) - *Opere*. In: Giornale de' Letterati d'Italia, **13** (1713).
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements. Types and processes*. In: Special Report 176, "Landslides: Analysis and Control", Schuster R.L. & Krizker R.J. eds., Transp. Res. Board, National Research Council, Washington, pp. 11-33.
- VEGGIANI A. (1963) - *Ancora un esempio di danni causati dalla ripresa del ciclo erosivo dei fiumi appenninici*. Boll. Camera di Comm. Ind. e Agric. di Forlì.
- VENTURI G.B. (1822) - *Storia di Scandiano*. Tip. G. Vincenzi e C., Modena.
- VENZO S. (ED). (1965) - *Carta geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. L. A. C. Firenze.
- VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio (PR)*. Acta Nat. de l'Ateneo Parmense, **22**(3), 85-111.
- 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. (1998) - *Le Unità subliguri dell'alta Val Parma (Provincia di Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**, 215-231.
- VICARI L. & ZAVATTI A. (1990) - *Idrochimica*. In: N. Paltrinieri, M. Pellegrini, A. Zavatti (a cura) "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi", **2**, 27-72. Pitagora Ed., Bologna.
- VON STRUENSEE G. (1967) - *Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales (Prov. Bologna und Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 156 pp.
- WIEDENMAYER C. (1950) - *Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno und Idice-Tal*. Ecl. Geol. Helvet., **43**, 115-144.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta e Sezioni geologiche della Provincia di Parma e Zone limitrofe 1:100.000*. Vol. dedicato a S. Venzo. Univ. di Parma, 201-233, Grafiche STEP editrice, Parma.
- ZAVATTI A. (1984) - *Chimica delle acque sotterranee; diffusione degli inquinanti e loro controllo*. In: A. Zavatti (a cura) "Tecniche di protezione ambientale". Pitagora Ed., Bologna.

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARGO