



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 238

CASTEL S. PIETRO TERME

A cura di

A. Benini¹, M.T. De Nardo¹, P. Severi¹

Biostratigrafia: **A.M. Borsetti², A. Negri¹, S.C. Vaiani³**

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

² Istituto di Geologia Marina, CNR di Bologna

³ Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

Ente realizzatore:



Regione Emilia-Romagna

Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica

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

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu

Coordinamento editoriale

M. Cosci, V. Pannuti

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

Coordinamento informatizzazione

A. Martini (direzione lavori), M. Grandi

Coordinamento allestimento cartografico per la stampa

A. Angelelli (direzione lavori), S. Scappini

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

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

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

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

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO	< 11
III	- STRATIGRAFIA	< 15
1.	- PREMESSA	< 15
2.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA	< 16
2.1.	- ACCUMULI DI FRANE	< 16
2.2.	- DEPOSITI DI VERSANTE E DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI	< 16
2.3.	- DETRITI DI FALDA	< 17
2.4.	- DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE	< 17
3.	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI MARINI E ALLUVIONALI	< 17
3.1.	- SUPERSISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO	< 18
3.1.1.	- <i>Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore</i>	< 19
3.1.2.	- <i>Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore</i>	< 19
3.1.2.1.	- Subsistema di Liano	< 22
3.1.2.2.	- Subsistema di Torre Stagni	< 23
3.1.2.3.	- Subsistema di Bazzano	< 23
3.1.2.4.	- Subsistema di Villa Verucchio	< 24
3.1.2.5.	- Subsistema di Ravenna	< 24
4.	- SISTEMI DEPOSIZIONALI E LITOLOGIE	< 26
4.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI	< 26
4.1.1.	- <i>Ghiaie di canale fluviale</i>	< 26
4.1.2.	- <i>Sabbie e limi di canale, argine e rotta fluviale</i>	< 27
5.	- LE UNITÀ “DI CATENA”	< 27
5.1.	- SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA	< 28
5.1.1.	- <i>Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola</i>	< 29
5.1.1.1.	- Orizzonti o “livelli guida”	< 32
5.1.2.	- <i>Formazione dei “ghioli di letto”</i>	< 33
5.1.3.	- <i>Formazione Gessoso-solfifera</i>	< 35
5.1.4.	- <i>Formazione a Colombacci</i>	< 36
5.1.5.	- <i>Argille e marne di Riolo Terme</i>	< 37
5.1.6.	- <i>Arenarie di Borello</i>	< 38
5.1.7.	- <i>Arenarie di Lardiano</i>	< 39
5.1.8.	- <i>Sabbie di Imola</i>	< 39

5.2.	- “PLIOCENE INTRAPPENNINICO” AUCTT.....	« 41
5.2.1.	- <i>Formazione di Monterumici</i>	« 43
5.2.2.	- <i>Formazione di Monte Adone</i>	« 44
5.3.	- SUCCESSIONE EPILOGURE.....	« 45
5.3.1.	- <i>Formazione di Loiano</i>	« 46
5.3.2.	- <i>Marne di Monte Piano</i>	« 47
5.3.3.	- <i>Formazione di Ranzano</i>	« 48
5.3.4.	- <i>Formazione di Antognola e Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa</i>	« 49
5.3.5.	- <i>Formazione di Contignaco</i>	« 50
5.3.6.	- <i>Formazione di Pantano</i>	« 51
5.3.7.	- <i>Formazione di Cigarellò</i>	« 53
5.3.8.	- <i>Formazione del Termina</i>	« 55
5.4.	- UNITÀ LIGURI	« 59
5.4.1.	- <i>Argille a Palombini</i>	« 60
5.4.2.	- <i>Argille varicolori di Grizzana Morandi</i>	« 63
5.4.3.	- <i>Argille varicolori della Val Sillaro</i>	« 64
5.4.4.	- “ <i>Flysch ad Elmintoidi</i> ”	« 66
5.4.5.	- <i>Formazione di Monte Venere</i>	« 67
5.4.6.	- <i>Formazione di Monghidoro</i>	« 68
5.4.7.	- <i>Formazione di Poggio</i>	« 69
5.4.8.	- <i>Formazione di Monte Morello</i>	« 73
5.5.	- UUNITÀ SUBLIGURI ED “INCERTAE SEDIS”	« 74
5.5.1.	- <i>Argille e calcari di Canetolo</i>	« 74
5.5.2.	- <i>Formazione di Sassonero</i>	« 74
5.5.3.	- <i>Formazione di Cà di Lessò</i>	« 75
5.6.	- OLISTOSTROMI.....	« 75
5.6.1.	- <i>Olistostroma di Rio delle Pioppe</i>	« 76
5.6.2.	- <i>Olistostroma di San Clemente</i>	« 78
5.6.3.	- <i>Olistostroma del Torrente Sellustra</i>	« 80
IV	- TETTONICA	« 85
1.	- “LINEA DELL’IDICE” E STRUTTURE ASSOCIATE.....	« 88
2.	- “LINEA DEL SILLARO” AUCTT.	« 89
3.	- “ARCHI” TRA IDICE E SILLARO	« 90
3.	- STRUTTURE ENTRO LA SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA	« 91
V	- EVOLUZIONE GEOLOGICA	« 93

VI	- ASPETTI GEOMORFOLOGICI E GEOLOGICO-APPLICATI	< 97
1.	- ACCUMULI DI FRANA	< 97
2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE	< 100
3.	- ACQUE MINERALI E TERMALI.....	< 101
4.	- CAVITÀ IPOGEE	< 103
5.	- SISMICITÀ (cenni)	< 105

APPENDICE 1	CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO	< 107
--------------------	---	-------

BIBLIOGRAFIA	< 117
---------------------------	-------

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARGO

I – INTRODUZIONE

(a cura di A. Benini)

Il foglio 238 “Castel S. Pietro Terme” ricade quasi esclusivamente nella provincia di Bologna, ad esclusione di piccoli settori che appartengono alle province di Firenze e Ravenna. Il foglio è all’incirca compreso tra le valli dei Torrenti Senio e Sellustra ad est, del Savena insieme a parte del crinale dove corre la SS. 65 della Futa ad ovest; si sviluppa prevalentemente nel basso e medio Appennino e comprende a nord-est un settore dell’alta pianura; le quote variano tra 45 metri dell’alveo del T. Sellustra, in pianura, fino ai 1131 metri a ridosso del Monte Canda.

I primi rilievi geologici alla scala 1:10.000 sono stati svolti negli anni ‘80 e revisionati un decennio più tardi per l’allestimento del foglio alla scala 1:50.000.

Il rilevamento geologico delle successioni sedimentarie è stato eseguito applicando i classici criteri litostratigrafici, che hanno permesso, oltre al riconoscimento delle formazioni, anche la loro suddivisione in sottounità (membri, litofacies, strati guida).

Relativamente alle successioni torbiditiche, ad esempio, si sono suddivise le formazioni in sottounità in base al rapporto arenaria-pelite o pelite-calcare quando l’esposizione in affioramento rende possibile determinare quantitativamente il predominio di uno dei termini rispetto agli altri. Questo metodo ha permesso di ottenere validi risultati ad esempio per la Formazione Marnoso-Arenacea Romagna (BENINI *et alii*, 1990) ed è stato applicato con gli stessi criteri anche per altre formazioni geneticamente simili.

Si tratta, per la maggior parte, di unità già formalizzate o segnalate comunque in letteratura, mentre in alcuni casi si è preferito mantenere nomi locali, evi-

denziando i problemi stratigrafico-strutturali che hanno motivato tali scelte. Per alcune particolari unità, inoltre, è stata adottata una denominazione “fuori rango gerarchico”, indicativa semplicemente della loro genesi sedimentaria, come meglio si dirà in seguito.

Nell’ambito di questo foglio è presente una delle strutture più studiate dell’Appennino Settentrionale, che in corrispondenza di spettacolari affioramenti lungo le valli dei torrenti Sillaro e Sellustra porta a contatto unità argillitiche a struttura caotica con le unità più profonde della catena, qui rappresentate dalla Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola.

Il termine “caotico indifferenziato” o “Complesso caotico indifferenziato” AUCTT. utilizzato in passato per definire queste unità in ricoprimento, evidenzia i problemi che presentava la comprensione della loro natura, origine, composizione tanto da essere riuniti in un unico contenitore anche nella cartografia geologica ufficiale (es. CARTA GEOLOGICA D’ITALIA 1:100.000 - Foglio 99 Faenza); solo a partire dagli anni ‘80 questi terreni indifferenziati sono stati minuziosamente classificati e suddivisi in base alle caratteristiche indicative di una genesi sedimentaria o tettonica delle unità caotiche (es. BETTELLI & PANINI, 1989, 1992a e 1992 b).

Applicando tale metodo, ad esempio, si è fatta particolare attenzione al tipo, densità ed età degli inclusi negli estesi depositi di colata, costituiti per la maggior parte da breccie argillose poligeniche, cartografandoli puntualmente e suddividendoli in litofacies. Studiandone l’età e i contatti con le unità sedimentarie “normali” è stato possibile ottenere informazioni sull’evoluzione stratigrafico-strutturale di questo settore appenninico, secondo un’interpretazione che si affianca a quelle degli studi precedenti condotti in quest’area e che parte comunque da un lavoro cartografico accurato, che rimane a nostro parere l’obiettivo di un foglio della nuova carta geologica nazionale, in vista delle sue molteplici possibilità di utilizzo anche applicativo.

A causa della tettonica post deposizionale, la datazione delle unità caotiche ascrivibili a depositi di colata sottomarina è stata possibile prevalentemente in base al ritrovamento di inclusi (frammenti di formazioni inglobati nelle breccie argillose); dai risultati è stato possibile attribuire o ipotizzare per queste unità caotiche età talora più recenti di quelle indicate da altri autori per l’area di studio (CASTELLARIN & PINI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1992a).

In questo foglio, il contributo della biostratigrafia è stato quindi importante soprattutto ai fini della datazione delle unità caotiche di origine sedimentaria. Sono stati in larga maggioranza esaminati campioni sparsi.

La dott.ssa Alessandra Negri, in qualità di consulente dell’Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna negli anni 1991-93, ha curato le datazioni con Nannoplancton calcareo.

La prof.ssa Anna Maria Borsetti (Istituto di Geologia Marina, CNR di Bologna) ed il dott. Stefano Claudio Vaiani (Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali, Università di Bologna) hanno curato le datazioni con Foraminiferi planctonici.

Le analisi biostratigrafiche sono riferite agli schemi biozonali di MARTINI (1971); SISSINGH (1977) e IACCARINO (1985); lo schema cronostatigrafico utilizzato è quello di GRADSTEIN *et alii* (2004); per la cronostatigrafia del Quaternario si fa riferimento a CITA & CASTRADORI (1995).

Infine, una particolare attenzione è stata posta al rilevamento delle unità quaternarie marine e continentali alluvionali, appartenenti al margine appenninico, alla porzione di alta pianura, alle aree di fondovalle ricadenti entro il foglio geologico.

I depositi continentali di versante sono stati cartografati rispettando le suddivisioni acquisite dalla legenda della carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000, con particolare riferimento alla delimitazione degli accumuli da frana.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

II – STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(a cura di A. Benini)

Lo studio di questa parte dell'Appennino Bolognese, ed in minor misura Ravennate e Fiorentino, è stato di particolare interesse per molti geologi e strutturalisti, che nel corso dell'ultimo mezzo secolo hanno dedicato le loro energie alla conoscenza della geologia dell'area. Il risultato di queste ricerche è ampiamente e ben rappresentato nei numerosi elaborati sia cartografici (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:100.000: fogli 87 Bologna, 88 Castel S. Pietro Terme, 97 S. Marcello Pistoiese e 98 Vergato; Geological Map of the Northern Apennines 1:500.000, BORTOLOTTI *et alii*, 1969; Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale 1:250.000, BOCCALETTI & COLI, 1982, Geological Map of the Bologna area foothills 1:50.000, PINI, 1993; FARABEGOLI, 1982; Carta Geologica alla scala 1:10.000 Sezione 238110 "Fontanelice" della Regione Emilia-Romagna; BENINI, 1997a; BENINI & GUASTI, 1992, etc.) che da pubblicazioni su temi specifici (BONARELLI, 1931; RUGGERI, 1956; BORTOLOTTI, 1966; BRUNI, 1973; DE JAGER, 1979; CASTELLARIN & PINI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1989, 1990, 1992a e 1992b, per citarne alcuni tra i più rappresentativi).

Quest'area, posta all'incirca nel settore centro-nord dell'Appennino Settentrionale, è una zona chiave per la comprensione dell'evoluzione della catena, poiché proprio nelle valli dei torrenti Sillaro e Sellustra è esposto il limite tra il mondo delle unità caotiche a diverso grado di alloctonia, affioranti da qui fino a Stradella-Voghera in Piemonte, e quello della Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola (UMR), che costituisce buona parte del versante padano-adriatico dell'Appennino Settentrionale.

Questo limite è stato già in passato interpretato (es. RUGGERI, 1956; BRUNI,

1973; DE JAGER, 1979) come linea tettonica trasversale alla catena di estensione regionale, che mette a contatto terreni caotici di origine alloctona con quelli appartenenti alla Successione autoctona Umbro-Marchigiano-Romagnola.

In generale la formazione dell'Appennino Settentrionale avviene per accrezione di prismi sedimentari durante la collisione ensialica (subduzione di tipo A secondo BALLY *et alii*, 1985) nel corso dell'orogenesi appenninica; segni dello svolgimento di questo processo si trovano dall'inizio del Terziario fino ad oggi (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; BOCCALETTI *et alii*, 1981, 1990a, 1990b). L'accrezione si è realizzata in più eventi dinamici, legati anche alla generale rotazione antioraria della microplacca appenninica sull'avampaese adriatico.

Per quanto riguarda l'evoluzione dei terreni autoctoni o parautoctoni della UMR, posti ad Est del F. Sillaro, nell'Oligocene si struttura un sistema "catena a thrusts-avanfossa" e si sviluppa quindi un bacino perisuturale associato ad un margine tipo A in evoluzione da SO a NE, sempre secondo la definizione di BALLY *et alii*, 1985. La compressione, responsabile della strutturazione della catena, e con essa il margine attivo in evoluzione, è migrata nel tempo e nello spazio secondo la stessa direzione e, di conseguenza, ne risulta che le modificazioni nella sua struttura presentano gli effetti più antichi nella parte più interna, a sud-ovest.

Nell'area di studio la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (FMA) e la formazione dei Ghioli di Letto (GHL) rappresentano la parte più antica della UMR; si tratta di depositi torbiditici di avanfossa e di scarpata, di età compresa tra il Langhiano e il Messiniano inferiore, qui limitati alla base al Serravalliano medio; in seguito all'evento climatico messiniano alla sedimentazione clastica subentra quella evaporitica, con l'accumulo di banchi caratterizzati da gesso selenitico dai caratteristici cristalli geminati a "coda di rondine" insieme a strati gessosi risedimentati (GES). Sempre nel Messiniano si passa dai depositi evaporitici ai depositi di lago-mare, transizionali-continentali e fluviali appartenenti alla Formazione a Colombacci (FCO). Con il Pliocene si instaura un regime di sedimentazione prevalentemente clastica che durerà fino al Pleistocene inferiore, generando i potenti depositi di "argille azzurre", qui indicate come argille e marne di Riolo Terme (RIL). I depositi pliocenici affiorano in due posizioni strutturalmente diverse: in contatto trasgressivo su terreni liguri ed epiliguri con una forte discordanza angolare (Pliocene intrappenninico, RICCI LUCCHI *et alii*, 1981) o in continuità di sedimentazione sulla Serie Umbro-Marchigiano-Romagnola, di cui sono parte integrante. Il Pliocene intrappenninico, continentale e di delta-conoide, a luoghi anche di spiaggia, viene suddiviso in due cicli principali da RICCI LUCCHI *et alii* (1981) separati in parte da una superficie erosiva posta al passaggio Pliocene inferiore-medio. Il Pliocene del margine poggia sui depositi messiniani evaporitici e, quando preservati, su quelli post-evaporitici, perlopiù tettonizzati e traslati; non di rado affiora sui terreni epiliguri ed in minor misura su quelli liguri.

Al margine della pianura, in contatto stratigrafico discordante erosivo sulle “argille azzurre”, troviamo le sabbie ed i conglomerati appartenenti alle Sabbie di Imola (IMO) di ambiente continentale, di spiaggia e mare basso. Le Sabbie di Imola sono troncate al tetto dai depositi ghiaiosi e sabbiosi alluvionali del Pleistocene medio-superiore e dell’Olocene, che si pongono in discordanza sia su di esse che su RIL.

Ad ovest del F. Sillaro si osservano le unità tettonicamente sovrapposte a FMA e RIL, talora in spezzoni di successioni traslate, originatesi in luoghi diversi ed in contesti stratigrafico-strutturali distinti. Si tratta di terreni alloctoni generalmente più antichi, in parte coevi, della Successione UMR, per i quali è possibile una parziale libertà per la ricostruzione dell’assetto originario specie se presentano una lunga storia evolutiva, per l’intensa tettonizzazione ed in considerazione del loro grado di alloctonia.

Si tratta di unità attribuibili al Dominio ligure esterno, formazioni perlopiù torbiditiche sedimentate durante il Cretaceo-Paleogene. Sono formazioni quasi sempre ristrutturata dalla tettonica polifasica che ne ha distrutto l’originario ordine stratigrafico (“*broken or dismembered formations*” secondo RAYMOND, 1984), ma in cui è stato possibile, più o meno tentativamente, risalire alla posizione nella successione stratigrafica delle unità studiate, o perlomeno, si è riusciti a ricostruire una possibile successione originaria, anche se spesso lacunosa per mancanza di dati. Queste formazioni sono state in passato riunite in un unico “contenitore” denominato, già dal secolo scorso, “Argille scagliose” e fino ai primi anni ottanta “Complesso caotico” o “Complesso indifferenziato”.

In discordanza sulle Liguridi si pone la Successione epiligure, databile dall’Eocene medio al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. A vari livelli (fino al Tortoniano) sono intercalati potenti depositi di colata (corrispondenti ad unità caotiche di breccie argillose poligeniche) e depositi torbiditici ed emipelagici di mare profondo, caratterizzati da una notevole variabilità sia nello spessore che nell’estensione laterale. Verso l’alto lasciano il posto a sedimenti di piattaforma carbonatico-terrigeni associati a corpi arenacei risedimentati di scarpata o pelitici bacinali, anch’essi contraddistinti da variazioni di facies e spessore, sia laterali che verticali.

Esistono inoltre delle unità “*incertae sedis*” a cui è stato dato un nome locale, per le quali è stata ipotizzata una probabile appartenenza al Dominio subligure. Si tratta di tre formazioni caratterizzate da contatti ovunque tettonici e diversa età dei terreni a contatto.

Infine sono state cartografate unità caotiche “*complesse*”, rappresentate dall’associazione di breccie argillose e tettoniti, per le quali è stata riconosciuta una genesi sedimentaria, indicate come olistostromi.

Tra le strutture rappresentate nell’area del foglio è facilmente identificabile la “Linea dell’Idice”, meno quella del “Sillaro”, che non sempre pone a contatto ter-

reni litologicamente diversi; entrambe attraversano trasversalmente la porzione di catena rappresentata nel foglio e proseguono verosimilmente anche nella pianura (vedi schema strutturale) raccordandosi ai principali fronti compressivi sepolti.

Nei terreni “autoctoni” si osserva uno stile tettonico che è solo marginalmente la diretta prosecuzione di quello presente in Romagna, dove si osservano sovrascorrimenti di direzione appenninica e spaziati mediamente ogni 5-6 km; avvicinandosi alla “Linea del Sillaro” si hanno delle variazioni nelle orientazioni e nella cinematica delle varie strutture, tanto che il tipico stile di cui sopra, risulta poco sviluppato e non totalmente riconoscibile. Gli scorrimenti principali sono di tipo *imbricate fan thrusts* (BOYER & ELLIOTT, 1982) con piani immergenti a SO o SSO; queste superfici sono meglio conservate nel settore meridionale del foglio, allontanandosi dal Sillaro-Sellustra.

Associate alle suddette faglie compressive si hanno pieghe di cui solo le sinclinali presentano una discreta continuità laterale; nella parte sud-orientale del foglio esiste una coppia anticlinale-sinclinale che nel confinante foglio 254 “Modigliana” (ANTOLINI *et alii*, 2001) si evolve in un corrispondente sovrascorrimento.

Sia le faglie che le pieghe appaiono non di rado dislocate da strutture disgiuntive con direzione antiappenninica e piano subverticale, ad eccezione della “linea” del Sillaro-Sellustra.

Nei terreni “alloctoni”, alla “linea” sono associati sovrascorrimenti ad andamento arcuato (“archi del Sillaro” CASTELLARIN & PINI, 1989); i contatti tettonici sono localmente riconducibili a piani con inclinazione variabile da 60° a 40°, o inferiore. Piani ad alto angolo caratterizzano le faglie appartenenti al sistema della “Linea dell’Idice”.

III - STRATIGRAFIA

1. - PREMESSA

Il capitolo è stato suddiviso in due blocchi distinti che rispettivamente descrivono:

- le unità del Quaternario continentale corrispondenti ai depositi alluvionali dell'alta pianura e delle aree di fondovalle comprese entro il foglio geologico.
- le unità "di catena", che corrispondono alle formazioni di età compresa tra il Giurassico superiore (ofioliti) ed il Plio-Pleistocene.

Tale suddivisione è dovuta al fatto che le unità quaternarie continentali sono state studiate separatamente ed in modo specifico.

Esse sono state suddivise in unità sintemiche, grazie alle quali è stato possibile anche tracciare interessanti correlazioni tra i depositi di pianura s.l. e le corrispondenti alluvioni terrazzate dei fondovalle relativi ai corsi d'acqua appenninici emiliano-romagnoli.

Per gli altri tipi di depositi quaternari continentali (es. gli accumuli di frana), è invece mantenuta la tradizionale collocazione nel capitolo sugli aspetti geomorfologici e applicativi, pur sottolineando come si tratti comunque di unità identicamente originate da processi sedimentari, in giacitura discordante rispetto al substrato.

2. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA (a cura di A. Benini)

2.1. - ACCUMULI DI FRANE (a_1 , a_2)

Si tratta di depositi caotici di litotipi eterogenei ed eterometrici, talvolta monogenici, in matrice pelitica o limoso-sabbiosa, prodotto da “*creep*”, smottamenti e colate, frane rotazionali e crolli di roccia (descritti a parte).

Sono distinguibili frane con evidenti segni di attività (sia dalla presenza di crepacciature sul terreno, danni ai manufatti o alle colture, etc., a_1) da quelle che risultano al momento quiescenti (a_2). Questo metodo contiene un certo grado di soggettività, poiché il criterio di identificazione e interpretazione del livello di attività del corpo traslato gravitativamente dipende dall’esperienza del rilevatore, o dalle informazioni ottenute tramite interviste alla gente del luogo o tramite l’accesso alla banca dati dei Comuni, della Provincia, della Regione o degli Enti preposti.

Le frane quiescenti sono definite come “depositi non attivi al momento del rilevamento, per le quali però esistono indizi che ne dimostrino un’oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto esse non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione” (GRUPPO NAZIONALE DI GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGICA, 1987). Non si esclude che, in caso di eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma annuale o in presenza di eventi sismici dotati di un’elevata energia, una frana quiescente possa riattivarsi.

Nella sintesi richiesta per la pubblicazione del Foglio, entro la categoria delle frane quiescenti sono stati compresi anche corpi di frana che interessano interi versanti, sovente originati dalla coalescenza di accumuli minori, non differenziabili alla scala 1:50.000. Queste forme si rinvennero nella Formazione Marnoso-arenacea romagnola (FMA) dove localmente i versanti sono interessati (anche per estensioni di qualche ettaro) da questi corpi di frana, che recano anche indizi di stabilità, quali evidenze di erosione (“scalzamento”) al piede degli accumuli senza lo sviluppo di nuovi dissesti oppure la colonizzazione da parte di boschi affermati da almeno qualche decennio, a giudicare dallo stato della vegetazione. I settori in questione sono caratterizzati da quelle che potremmo definire vere e proprie “unità di paesaggio”, ben differenziabili dal resto dei versanti in FMA. Si rinvennero: alla destra idrografica del T. Sillaro, in località Il Poggio (comune di Castel del Rio); nella valle del F. Santerno, a Sud di Fontanelice; nella valle del T. Senio, ad est di Casola. Da notare l’associazione di questi particolari corpi di frana con il substrato dato da FMA con stratificazione ad assetto monoclinale, con inclinazione minore o uguale a quella del pendio.

La franosità della fascia pedemontana e collinare in questo come negli altri fogli del margine appenninico, è associata in maggior misura alle formazioni peliti-

che, soprattutto quando si presentano fratturate o caotiche. Nelle aree dominate da litotipi argilloso-marnosi, l'area percentuale del territorio interessato da fenomeni franosi è più estesa anche se, per ovvi motivi di scala e di rappresentazione della geologia, non è stato possibile riportare tutte le frane effettivamente esistenti.

2.2. - DEPOSITI DI VERSANTE E DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI (**a₄**)

Accumuli detritici eterogenei costituiti da una matrice fine sabbioso-limosa inglobante ciottoli o subordinati blocchi e frammenti eterometrici di strati; la matrice può apparire arrossata per pedogenizzazione. Questi depositi si sono accumulati per l'azione combinata della gravità e delle acque superficiali (depositi colluviali s.s.); poiché la differenziazione dai depositi di versante s.s. non è sempre di agevole realizzazione quando non è chiaramente distinguibile la frazione di alterazione in posto da quella rimobilizzata, sono stati cartografati assieme ai precedenti anche se il processo genetico è solo in parte congruo con la definizione di **a₄**.

Nel Foglio 238 hanno una scarsa diffusione, limitata alle zone dove affiorano terreni più resistenti.

Si tratta di depositi sabbioso-siltoso-argillosi bruni, talora arrossati, talora con ciottoli a spigoli vivi immersi nella matrice. Talora lungo pareti naturali o, più facilmente, in scavi di origine antropica si osservano dei livelli più scuri, interpretabili come suoli.

Lo spessore massimo osservato è limitato, sempre inferiore a 10 metri.

2.3. - DETRITI DI FALDA (**a₆**)

Sono depositi localizzati perlopiù ai piedi di pareti rocciose, scarpate o versanti acclivi, costituiti da blocchi, generalmente di arenarie ed in minor misura di calcari, calcareniti e gessi, di dimensioni variabili tra qualche dm³ e molte decine di m³, immersi in matrice argillosa o pelitico-sabbiosa, più spesso a contatto tra loro. Talora si presentano colonizzati da vegetazione arbustiva ed arborea.

2.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE (**b₁**)

Si tratta di blocchi di ghiaie, sabbie e subordinati limi argillosi deposti in alveo o comunque sempre entro argine, parzialmente vegetati. Lo spessore varia da pochi cm, dove il fiume è in erosione, ad un paio di metri lungo i tratti in cui il materasso alluvionale ricopre il substrato roccioso.

3. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI MARINI E ALLUVIONALI (a cura di P. Severi)

L'affermarsi dei concetti della stratigrafia fisica nel corso degli ultimi venti anni, ponendo l'accento sull'identificazione di pacchi di strati delimitati da superfici-tempo e sulle relazioni genetiche tra sistemi deposizionali coevi, ha favorito il progressivo utilizzo di unità stratigrafiche delimitate da superfici di discontinuità (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units* - UBSU - ISSC, Salvador 1987) e Unità allostratigrafiche - North American Commission on Stratigraphic Nomenclature o NACSN, 1983) o comunque legate a cicli di eventi, come le unità stratigrafico-deposizionali (VAIL, 1987; POSAMENTIER & VAIL, 1988). Queste unità presentano un forte connotato operativo (MUTTI *et alii*, 1994) e trovano un impiego naturale nella cartografia geologica dei depositi quaternari.

Per la cartografia e la descrizione delle successioni marine che costituiscono l'ossatura del settore appenninico è stato seguito il criterio litostratigrafico (CNR-CCGG, 1992; SALVADOR, 1994). Sulla base delle recenti indicazioni in materia dettate dal Servizio Geologico Nazionale, per la cartografia e la descrizione dei depositi continentali quaternari della pianura e delle valli intramontane sono state utilizzate le UBSU (SALVADOR, 1987).

Le unità stratigrafiche cartografate nell'area del Foglio Castel San Pietro e qui di seguito descritte, presentano il requisito di base inconforme che ne consente l'attribuzione alla categoria dei sintemi. Le unità di fatto cartografate, quindi, corrispondono a pacchi di sedimenti delimitati da superfici-tempo e, per questo, coincidono con unità stratigrafico-deposizionali, di cui le sequenze deposizionali costituiscono il termine estremo.

3.1. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo è l'unità stratigrafica che comprende l'insieme dei depositi quaternari di origine continentale affioranti al margine appenninico padano e dei sedimenti ad essi correlati nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. In affioramento, al margine appenninico padano, il Supersintema Emiliano-Romagnolo presenta un limite inferiore inconforme, evidenziato da una discordanza angolare sui depositi litorali delle Sabbie di Imola o su quelli marini di età più antica. Il limite superiore coincide col piano topografico.

All'interno del Supersintema Emiliano-Romagnolo è stato possibile osservare una superficie di discordanza angolare di pochi gradi che separa depositi prevalentemente limosi e sabbiosi di piana alluvionale (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, AEI) da sovrastanti ghiaie di conoide o terrazzo alluvionale (Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, AES).

Questi due Sintemi sono stati correlati e cartografati in tutto il sottosuolo della pianura emiliano-romagnola in “Riserve Idriche della Regione Emilia-Romagna” (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI AGIP, 1998), in questo lavoro il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore viene indicato come Gruppo Acquifero B, ed il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore viene indicato come Gruppo Acquifero A.

Nel sottosuolo della pianura il contatto basale del Supersintema Emiliano-Romagnolo è stato interpretato in alcune stratigrafie di pozzo dove si evidenzia un brusco contatto tra sabbie di spessore decametrico (interpretate come la prosecuzione nel sottosuolo dell'unità IMO) e sovrastanti ghiaie.

Lo spessore massimo dell'unità in pianura è di un centinaio di metri.

Età: Pleistocene medio (~ 700.000 anni B.P.) – Olocene.

~

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

I terreni che costituiscono questa unità sono quasi sistematicamente erosi; essi sono ben esposti solamente in un affioramento (visibile all'epoca dei rilievi del presente foglio) posto lungo l'alveo del torrente Sillaro.

L'unità è costituita da limi più o meno sabbiosi, sabbie limose ed argille in genere organizzati in sequenze positive dello spessore di pochi metri, con al tetto frustoli vegetali e gasteropodi continentali o paleosuoli ai primi stradi evolutivi. L'ambiente deposizionale è di piana alluvionale.

Lo spessore massimo dell'unità in affioramento è di 35 metri circa.

Il limite basale non è esposto, i dati delle giaciture misurate al tetto dell'unità sottostante (IMO) ed alla base di questa unità mostrano una differenza di inclinazione di circa 4 gradi.

Sulla base di questa osservazione, di altre reperite durante i rilevamenti lungo il margine appenninico (vedi CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 Foglio 180 – Salsomaggiore Terme, in stampa, e Foglio 219 – Sassuolo, 2005), e dell'analisi della sismica industriale AGIP (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998), il limite basale di AEI è interpretato come una superficie di discontinuità.

L'analisi delle stratigrafie di pozzo mostra che nel sottosuolo della pianura questa unità è generalmente erosa; ciò risulta pure dai dati disponibili in letteratura (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI AGIP, 1998), in cui l'unità in questione è cartografata solo nell'estremo margine nord-orientale del foglio.

Età: Pleistocene medio (attribuita per posizione stratigrafica). In REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998), l'unità è datata tra 350-450 ka e 650 ka.

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

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) costituisce la porzione su-

periore del Supersistema Emiliano-Romagnolo e comprende la quasi totalità dei depositi continentali affioranti all'interno del foglio in esame. Lo spessore di AES varia da qualche decina di metri al margine appenninico fino a un massimo di 100 metri circa nel sottosuolo.

Nelle porzioni intravallive e di margine appenninico, l'unità è costituita da depositi terrazzati di piana alluvionale intravalliva che appoggiano in discordanza su depositi marini più antichi. Si tratta di ghiaie e sabbie di canale fluviale dei terrazzi intravallivi e delle conoidi del margine appenninico che, sottocorrente, lasciano spazio ai sedimenti fini che caratterizzano la stretta fascia di pianura ricadente in questo foglio.

Il rilevamento di dettaglio dei depositi alluvionali intravallivi terrazzati, ha evidenziato una quantità maggiore di ordini di terrazzo rispetto a quelli riportati in letteratura (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:100.000, F. 87 Bologna, LIPPARINI, 1963). Si è inoltre osservato che il numero dei terrazzi presenti nelle diverse vallate è diverso da fiume a fiume e che, in alcuni casi, depositi di terrazzo comuni a due sbocchi fluviali in pianura, rientrano nelle rispettive valli con un numero d'ordine diverso. Per questi motivi, non potendo correlare uno ad uno i singoli terrazzi, si è cercato di riconoscere quegli elementi comuni che permettessero di raggruppare i depositi intravallivi terrazzati in unità di rango superiore. Uno studio condotto in tutto il settore orientale dell'Appennino emiliano-romagnolo (SARTI *et alii*, 1997), riprendendo metodologie proposte precedentemente nel settore intravallivo bolognese (AMOROSI *et alii*, 1996b), ha mostrato che è possibile riconoscere cinque unità corrispondenti ad altrettanti depositi alluvionali terrazzati o gruppi di depositi alluvionali terrazzati. Le unità così individuate sono state utilizzate (con un adeguamento di nomi rispetto al lavoro citato), nell'ambito della realizzazione del presente progetto di cartografia geologica nazionale lungo tutto il margine appenninico emiliano-romagnolo. L'unità AES è stata quindi suddivisa in alcune unità stratigrafiche di rango inferiore (subsistemi), riconosciute nelle porzioni intravallive e lungo il margine appenninico emiliano-romagnolo (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Foglio 220 – Casalecchio di Reno, in stampa; Foglio 221 - Bologna, in stampa; Foglio 255 – Cesena, in stampa) .

Anche nelle vallate del F. 238 sono state riconosciute le unità in questione che corrispondono ai cinque subsistemi (AES₄, AES₅, AES₆, AES₇ ed AES₈), dei quali si dirà in dettaglio ai paragrafi seguenti.

Gli elementi che hanno permesso di distinguere queste unità sono:

- la posizione morfologica, ovvero la quota di affioramento delle unità;
- la presenza tra le diverse unità di scarpate erosive prive o quasi prive di depositi alluvionali;
- l'assetto geometrico, ovvero una diversa inclinazione per le diverse unità;
- i caratteri dalla pedogenesi;
- l'età dei depositi, deducibili soprattutto sulla base dei reperti archeologici presenti, o delle datazioni radiometriche.

Questi caratteri non sono generalmente presenti tutti insieme, pertanto il riconoscimento delle diverse unità, e la loro correlazione tra le diverse vallate, non è mai una cosa semplice, e deriva generalmente dall'incrocio degli elementi sopra elencati, non senza una certa dose di interpretazione.

I limite basali dei diversi subsistemi sono quindi costituiti dalle superfici erosive di base dei depositi alluvionali di terrazzo e da superfici di non deposizione evidenziate dai paleosuoli.

In alcuni settori di interfluvio che si sviluppano sul margine appenninico, la distinzione di AES in subsistemi non è facilmente eseguibile. Qui infatti non sono più ben riconoscibili le scarpate di erosione fluviale che nelle aste vallive separano i diversi subsistemi di AES. Per questo motivo nella zona tra il torrente Sellustra ed il fiume Santerno e sulla sinistra idrografica del torrente Sillaro si è provveduto in alcuni casi ad una generica attribuzione dei depositi ad AES. In queste aree l'unità è caratterizzata da depositi fini prevalentemente argillosi, al tetto si sviluppano suoli non calcarei molto evoluti (alfisuoli) di colore bruno giallastro o bruno scuro, di spessore fino a cinque-sei metri. Il loro spessore massimo è poche decine di metri. Dal punto di vista dell'età sulla base dei rapporti geometrici di affioramento, è assai probabile che i depositi di AES indifferenziata, corrispondano ad AES₄ e ad AES₅.

Il limite tra la base di AES ed AEI è eroso, sulla base di considerazioni geometriche esso pare essere leggermente discordante. È importante notare che al passaggio tra AEI ed AES la posizione del margine tra la catena appenninica e la pianura alluvionale sembra avanzare verso nord, infatti il limite tra le due unità corrisponde ad una brusco passaggio da depositi fini di piana alluvionale (AEI), a depositi grossolani di conoide e terrazzo alluvionale (AES). Data la rapidità di questo passaggio è verosimile che esso corrisponda ad un parossismo di attività tettonica, come peraltro indicato anche in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998).

Nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola l'interpretazione di profili sismici ha messo in luce il limite localmente discordante tra AES e il sottostante AEI (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

Il limite superiore di AES corrisponde alla superficie topografica.

Nel sottosuolo della pianura AES è caratterizzato al suo interno dall'alternanza ciclica, su spessori decametrici di pacchi di materiale fine (limi e argille e subordinate sabbie e ghiaie) con depositi in cui la componente grossolana (ghiaie e sabbie di canale fluviale) è prevalente o comunque abbondante.

I depositi grossolani (prevalentemente ghiaie) costituiscono lobi di antiche conoidi del torrente Sillaro, mentre i depositi fini rappresentano sia i depositi di trascinamento dello stesso Sillaro, che i sedimenti dei piccoli torrenti che solcano l'area di interconoide tra il Sillaro ed il Santerno.

Questi cicli, dove ben riconoscibili, sono potenti ciascuno fino a circa 40 metri, la porzione grossolana ne comprende una parte variabile dal 50 % allo 0%,

passando dalle porzioni più prossime allo sbocco vallivo del torrente Sillaro, verso quelle laterali dell'interconoide.

La base dei depositi alluvionali nel sottosuolo della pianura è generalmente costituita da ghiaie di spessore plurimetrico interpretate come la base di AES nel sottosuolo; queste ghiaie poggiano spesso su pacchi di sabbie di spessore decametrico che costituiscono verosimilmente la prosecuzione nel sottosuolo dell'unità IMO.

I cicli riconosciuti corrispondono ai complessi acquiferi individuati in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). Questi cicli sono inoltre del tutto analoghi a quelli descritti nella pianura bolognese in AMOROSI & FARINA (1994 a, b), e in AMOROSI *et alii*, (1996b).

Nel foglio posto immediatamente a nord (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Foglio 221 – Bologna, in stampa), i cicli sopradetti sono stati correlati ai subsistemi riconosciuti nelle porzioni intravallive e di margine appenninico.

Nel sottosuolo della pianura lo spessore massimo dell'unità è di circa 100 metri.

Età: la base di AES è attribuita al Pleistocene medio (350-450 ka secondo REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998), mentre il tetto all'Olocene.

3.1.2.1. - Subsistema di Liano (AES₄)

Affiora estesamente in prossimità del margine appenninico, dove è costituito da depositi di conoide alluvionale corrispondenti agli ordini di terrazzo più alti. Sulla sinistra idrografica del T. Sillaro è presente la località tipo di questo subsistema, che qui è costituito da due ordini di terrazzo.

AES₄ è costituito da ghiaie il cui spessore massimo, nelle zone più meridionali, raggiunge una decina di metri. Esso tende a diminuire sia verso nord, che spostandosi ad oriente e ad occidente rispetto all'attuale corso del T. Sillaro. La distribuzione delle ghiaie di questa unità non è strettamente confinata rispetto all'attuale sbocco vallivo, a testimonianza di un margine appenninico probabilmente più arretrato e basso dell'attuale.

Le ghiaie sono ricoperte da alternanze di limi sabbiosi e limi argillosi, frequentemente intercalati da suoli; lo spessore di questi depositi arriva sino ad alcune decine di metri nelle zone più settentrionali e laterali al corso del T. Sillaro.

Al tetto è generalmente presente un suolo non calcareo (alfisuolo) tipicamente bruno giallastro (2,5Y - 10YR della Munsell soil color charts), spesso alcuni metri, sviluppato prevalentemente in argille; nelle parti più a sud le ghiaie sono a tratti interessate direttamente dalla pedogenesi, qui sono presenti suoli non calcarei (alfisuoli) di colore di colore rosso brunastro (2,5 - 5 YR della Munsell soil color charts).

Lo spessore complessivo del fronte di alterazione arriva ad una decina di metri.

L'unità è caratterizzata dalla presenza in superficie di reperti archeologici del

paleolitico inferiore costituiti da ciottoli scheggiati secondo la tecnica Clactonia e Levellois (LENZI & NENZIONI, 1996).

Il limite inferiore è erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

Lo spessore massimo è di una ventina di metri circa.

Età: Pleistocene medio (attribuzione archeologica e per posizione stratigrafica).

3.1.2.2. - Subsintema di Torre Stagni (AES₅)

Affiora esclusivamente sul margine appenninico, dove corrisponde ad un deposito di conoide alluvionale terrazzato.

L'unità è costituita da ghiaie di spessore sino a cinque metri ricoperte da alternanze di limi sabbiosi e limi argillosi, frequentemente intercalati da suoli; lo spessore di questi depositi arriva sino ad una decina di metri, nelle zone più settentrionali.

Al tetto è generalmente presente un suolo non calcareo (alfisuolo) di colore bruno giallastro (2,5 Y - 10 YR della Munsell soil color charts).

Lo spessore complessivo del fronte di alterazione arriva ad una decina di metri.

L'unità è caratterizzata dalla presenza in superficie di reperti archeologici del paleolitico inferiore costituiti da ciottoli scheggiati secondo la tecnica Clactonia e Levellois (LENZI & NENZIONI, 1996).

Il limite inferiore è erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

Lo spessore massimo è di una ventina di metri circa.

Età: Pleistocene medio (attribuzione archeologica e per posizione stratigrafica).

3.1.2.3. - Subsintema di Bazzano (AES₆)

Affiora quasi esclusivamente sul margine appenninico dove corrisponde ad un deposito di conoide alluvionale terrazzato del torrente Sillaro e del torrente Sellustra; sono pure presenti alcuni lembi di questa unità in posizione intravalliva nella parte terminale della valle del fiume Santerno.

L'unità è costituita da ghiaie di conoide alluvionale spesse sino ad una decina di metri. Localmente, nelle zone più meridionali delle conoidi alluvionali, le ghiaie sono direttamente affioranti, mentre di solito sono ricoperte da alternanze di limi sabbiosi e limi argillosi.

Dove le ghiaie sono affioranti, o sepolte a pochi metri dal piano campagna, è presente un suolo (alfisuolo) non calcareo di colore bruno rossastro (2,5 - 5YR della Munsell soil color charts). Dove è presente una copertura fine più rilevante, i depositi sono caratterizzati da un suolo non calcareo di colore bruno giallastro. Lo spessore complessivo del fronte di alterazione arriva a sette metri.

Nelle porzioni intravallive l'unità è composta da depositi alluvionali terrazzati

costituiti da ghiaie spesse sino a due metri sovrastate da alternanze di limi sabbiosi e limi argillosi.

Il limite inferiore è erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

L'unità è caratterizzata dalla presenza in superficie di reperti archeologici del paleolitico inferiore costituiti da ciottoli scheggiati secondo la tecnica Clactoniana e Levellois (LENZI & NENZIONI, 1996).

Limite inferiore erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

Età: parte finale del Pleistocene medio (attribuzione archeologica e per posizione stratigrafica).

3.1.2.4. - Subsintema di Villa Verucchio (AES₇)

E' costituito quasi esclusivamente da depositi di piana intravalliva; nell'estremità nord-orientale del foglio, sulla destra idrografica del torrente Sillaro, sono presenti pure depositi di conoide alluvionale.

In questo foglio non è riconoscibile l'unità di Niviano, che è invece ben rappresentata all'interno di AES₇ in tutta la porzione emiliana; questo subsintema è pertanto indistinto. Le caratteristiche morfologiche e pedologiche permettono tuttavia di attribuire gli affioramenti di AES₇ nelle porzioni di conoide alluvionale all'unità di Vignola (F. 220 in stampa), che costituisce la più recente delle due unità in cui il subsintema è suddiviso nelle parti più occidentali del margine appenninico emiliano-romagnolo.

Nelle porzioni intravallive l'unità è rappresentata da alcuni ordini di terrazzi intravallivi, ciascuno di questi è costituito da ghiaie spesse sino a due metri circa, sovrastate da limi più o meno sabbiosi spessi sino ad alcuni metri. Al tetto sono presenti suoli non calcarei di colore bruno scuro, sovrastanti altri suoli non calcarei. Il fronte di alterazione è spesso complessivamente fino a 2 metri circa.

Su uno di questi terrazzi, nei pressi dell'abitato di Pianoro Nuova, si è effettuata una datazione radiometrica al ¹⁴C che ha fornito una età di 6.460 ±400 anni B.P. (*before present*). Tale datazione risulta più recente rispetto all'età assegnata ad AES₇ nello schema stratigrafico qui proposto. E' probabile che tale datazione sia poco attendibile; infatti, vista la scarsa profondità di campionamento rispetto al piano campagna (circa un metro), questo campione potrebbe essere stato contaminato da sostanza organica più recente.

Allo sbocco vallivo del torrente Sillaro l'unità è composta da prevalenti ghiaie di conoide alluvionale spesse sino ad una decina di metri, generalmente affioranti direttamente sulla superficie topografica. In questa zona i depositi sono interessati da un fronte di alterazione spesso fino a 2 metri costituito da un suolo non calcareo di colore bruno scuro e bruno rossastro (Hue 7,5-5YR), al limite tra un Inceptisuolo molto evoluto e un Alfisuolo.

Limite inferiore erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.
 Età: Pleistocene superiore per posizione stratigrafica.

3.1.2.5.- Subsistema di Ravenna (AES₈)

E' costituito principalmente da depositi di piana intravalliva, nell'estremità nord-orientale del foglio sono pure presenti depositi di piana alluvionale.

Nelle zone intravallive l'unità è costituita da alcuni ordini di depositi di terrazzo alluvionale. Questi depositi sono costituiti da ghiaie potenti sino a due metri, sovrastate da limi più o meno sabbiosi spessi sino ad alcuni metri. I suoli al tetto (Entisuoli o Inceptisuoli) variano da non calcarei a calcarei, lo spessore del fronte di alterazione è variabile tra 0.5 ed 1.5 metri, il colore varia da bruno scuro a bruno scuro giallastro. Sono presenti in affioramento reperti di età dall'Eneolitico al Romano. I suoli calcarei appartengono all'unità di Modena.

Sui terrazzi più bassi, attribuiti all'unità di Modena (confronta paragrafo seguente), le ghiaie di solito affiorano direttamente sulle superficie topografica.

Oltre lo sbocco delle valli appenniniche AES₈ affiora occupando buona parte della stretta porzione di pianura del presente foglio. L'unità è qui costituita prevalentemente da limi sabbiosi e limi argillosi; a tratti sono presenti depositi francamente sabbiosi.

I depositi della pianura alluvionale sono interessati dalla medesima alterazione che è stata descritta per i depositi di piana intravalliva.

Nel sottosuolo della pianura è stato riconosciuto il livello argilloso ricco in sostanza organica che caratterizza la porzione basale di questa unità in gran parte della pianura emiliano-romagnola (si veda il foglio 223 "Ravenna", in cui è compresa la località tipo di questa unità). Questo livello è stato individuato a cinque metri di profondità, nei pressi della Parrocchia di Sellustra, la datazione al ¹⁴C ha fornito un valore di 10.950 ±100 anni B.P.

Al di sopra di questo orizzonte nel sottosuolo della pianura sono presenti alternanze di limi più o meno sabbiosi o argillosi e rare sabbie; si intercalano suoli di colore bruno scuro, non calcarei, al cui interno si rinvengono manufatti dal Villanoviano all'Eneolitico.

Spessore massimo in pianura è di una decina di metri circa.

Limite inferiore erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

Età: Pleistocene terminale – Olocene (datazione radiometrica e attribuzione archeologica).

Unità di Modena (AES_{8a}). La porzione sommitale di AES₈ è costituita da una unità a limiti inconformi di rango gerarchico inferiore: l'Unità di Modena (AES_{8a}) che contiene i depositi più recenti del foglio, compresi quelli attualmente

in evoluzione (si veda il lavoro di CREMASCHI & GASPERI, 1989 per quanto riguarda la descrizione dei depositi rilevati nella località tipo).

L'unità è costituita da due ordini di depositi alluvionali terrazzati. Questi terrazzi sono costituiti prevalentemente da ghiaie potenti sino a due metri, spesso direttamente affioranti sulla superficie topografica, oppure sovrastate da limi più o meno sabbiosi per uno spessore generalmente non superiore al metro.

La pedogenesi di AES_{8a} è di modesta entità: i depositi sono interessati al tetto da Entisuoli generalmente calcarei di colore bruno olivastro e bruno grigiastro. Lo spessore del profilo di alterazione è generalmente inferiore ai 50 centimetri.

All'interno di questa unità è possibile ritrovare reperti romani rimaneggiati.

Limite inferiore erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

Età: Post-Romana (IV-VI sec. d.C.-Attuale; attribuzione archeologica)

4. - SISTEMI DEPOSIZIONALI E LITOLOGIE

Sulla base di quanto indicato nella normativa per il rilevamento e la cartografia geologica (CNR-CCGG, 1992), si è provveduto ad identificare all'interno dei sistemi descritti nel capitolo precedente le differenti associazioni di facies, che vengono riportate sulla carta geologica di superficie con l'ausilio di sovrassegni che si accompagnano alla tradizionale colorazione delle unità.

Analogamente a quanto già effettuato in fogli limitrofi (foglio 221 – Bologna est, foglio 220 – Casalecchio di Reno), tale identificazione è stata esercitata solamente per le unità più recenti, nelle zona di pianura, e nelle porzioni terminali delle valli. Con riferimento al presente foglio si è provveduto a riconoscere e cartografare le associazioni di facies all'interno delle unità AES₇, (solo in destra del Torrente Sillaro) AES₈ ed AES_{8a}, nella stretta porzione di pianura presente al margine nord-orientale, e nei tratti più settentrionali della valle del torrente Sillaro e del fiume Santerno.

Tutte le rimanenti unità quaternarie continentali non mostrano al loro interno una variabilità di facies tale da renderne necessaria la distinzione in carta. In questo caso quindi le caratteristiche di facies vengono descritte esclusivamente nello spazio relativo a ciascuna unità, sia nelle presenti note, che nella legenda in carta.

4.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI

L'area del Foglio 238, Castel San Pietro Terme è interessata da depositi quaternari esclusivamente continentali, riconducibili a complessi ambientali di piana intravalliva, conoide e piana alluvionale.

Sono state riconosciute e mappate le due differenti associazioni di facies, descritte di seguito.

4.1.1. - *Ghiaie di canale fluviale*

Questa associazione di facies costituisce i depositi alluvionali terrazzati del torrente Sillaro e del torrente Sellustra. Essa comprende ghiaie da fini a molto grossolane, in strati spessi o molto spessi, generalmente amalgamati, di spessore complessivo di uno o due metri circa; sono presenti rare intercalazioni decimetriche di sabbie limose. Nella porzione apicale della conoide del torrente Sillaro sono presenti corpi ghiaiosi composti il cui spessore raggiunge una decina di metri circa.

I depositi sono sia matrice-sostenuti che grano-sostenuti. I corpi ghiaiosi sono estremamente poco cerniti e costituiti da ciottoli (in prevalenza carbonatici e subordinatamente arenacei) in matrice sabbiosa (sabbie da fini a molto grossolane). Essi sono generalmente privi di un'organizzazione interna e non presentano tendenze granulometriche verticali di rilievo. La dimensione massima dei ciottoli è di 25-30 cm.

Sono state considerate affioranti le ghiaie comprese tra il piano campagna e 1 m circa di profondità, le ghiaie possono quindi essere sepolte da depositi più fini generalmente costituiti da sabbie più o meno limose, rappresentanti il deposito di abbandono del canale o depositi di versante.

4.1.2. - *Sabbie e limi di canale, argine e rotta fluviale*

Questa associazione di facies è presente nella stretta porzione di pianura al margine nord-orientale del foglio, dove rappresenta principalmente i depositi di tracimazione dei piccoli corsi d'acqua disposti in destra idrografica del Torrente Sillaro.

La gran parte di questi depositi è costituita da alternanze di sabbie limose e limi sabbiosi in strati di spessore centimetrico e decimetrico; localmente sono presenti sabbie fini e finissime organizzate in corpi con andamento meandriforme.

A più livelli nei primi metri di sottosuolo sono presenti paleosuoli, costituiti prevalentemente da limi scuri per l'abbondante presenza di sostanza organica decomposta.

5. - LE UNITÀ "DI CATENA" (a cura di M.T. De Nardo)

Vengono descritte le formazioni affioranti nella porzione appenninica ricadente nell'area del foglio 238.

Si tratta di unità in assoluta prevalenza di genesi sedimentaria, appartenenti a successioni attribuite a diversi domini stratigrafico-strutturali; questi ultimi sono separati da superfici di discontinuità stratigrafica di importanza regionale, oppure da superfici tettoniche di persistenza regionale nell'ambito dell'edificio struttura-

le appenninico. In particolare, nel settore orientale dell'Appennino bolognese che ricade nel foglio 238, sono evidenti in affioramento rapporti di sovrapposizione tettonica con le unità profonde, altrimenti documentati solo da sondaggi profondi o dall'interpretazione di linee sismiche di estensione regionale.

Nella descrizione si procederà come segue:

- le formazioni sono riferite ai domini stratigrafico-strutturali di appartenenza; questi ultimi sono trattati seguendo, dall'alto verso il basso, l'ordine di sovrapposizione (stratigrafica o strutturale) osservato in catena. Le deroghe a questo principio (di volta in volta precisate) sono giustificate dal fatto che può essere più vantaggioso, per la comprensione della stratigrafia, descrivere di seguito i domini che abbiano unità in comune (è il caso della successione del "Pliocene Intrappenninico Bolognese" AUCTT.). Può essere ugualmente necessario descrivere per ultime unità complesse, come è il caso degli olistostromi, formatesi a spese di altre unità.

A differenza di quanto si ha in legenda, entro ciascun dominio, le formazioni e relative sottounità sono descritte in ordine stratigrafico (dal basso verso l'alto), evidenziando quindi l'evoluzione dei bacini o sotto-bacini deposizionali.

Si distinguono quindi:

- la successione umbro-marchigiano-romagnola;
- la successione del "Pliocene Intrappenninico Bolognese" AUCTT.;
- la successione epiligure, così definita solo per l'intervallo Eocene medio-Messiniano inf., sedimentata sulle Liguridi in traslazione;
- le Liguridi, rappresentate dalle unità originariamente appartenenti al dominio ligure, tettonizzate, traslate verso i bacini di avanfossa e marginali dal Miocene inf. al Plio-Pleistocene;
- le unità di incerta correlazione, attribuite al dominio subligure ed aventi lo stesso significato delle precedenti;
- gli "olistostromi" mio-pliocenici, geometricamente sovrastanti alle formazioni della successione umbro-marchigiano-romagnola, descritti per ultimi in relazione alla presenza, sotto forma di clasti e inclusi sedimentari, di litotipi derivati dalle formazioni appartenenti ai domini stratigrafico-strutturali precedenti.

5.1. - SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Nell'area del foglio affiora la porzione di questa successione avente età compresa tra il Miocene medio (Serravalliano) ed il Pleistocene inferiore.

Le formazioni che la compongono (in ordine stratigrafico) sono la Marnoso-arenacea (pars), i "ghioli di letto", la Gessoso-solfifera, la Formazione a Colombacci, le argille e marne di Riolo Terme, le Sabbie di Imola AUCTT., queste ultime

già trattate in relazione ai depositi quaternari descritti nel capitolo 2. Si ricorda, comunque, che presso il margine appenninico bolognese (e nell'area dello stesso foglio 238) questa formazione affiora anche in un contesto stratigrafico-strutturale diverso da quello che accompagna la successione umbro-marchigiana-romagnola nella sua completezza, in quanto può suturare direttamente terreni di età pliocenica inferiore o più antichi. All'interno della porzione di successione considerata si hanno due superfici di discontinuità di importanza regionale, localizzate alla base della Formazione a Colombacci e delle Sabbie di Imola.

5.1.1. - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (FMA)*

Rappresenta una delle unità torbiditiche più potenti ed arealmente diffuse dell'Appennino settentrionale, riempimento di un bacino di avanfossa attivo tra il Langhiano e il Tortoniano. La sedimentazione è principalmente determinata da correnti di torbida con provenienza da N-NW, alimentate da apporti clastici alpini ed incanalate verso SE, secondo l'asse di allungamento del bacino; subordinatamente, gli apporti provengono da SE (con abbondanti clasti carbonatici) o da SW (alimentati dai nuclei emersi della catena appenninica).

Senza entrare nel merito dell'abbondante letteratura geologica relativa a questa unità (a cui si rimanda attraverso la bibliografia dei lavori che verranno successivamente citati), si evidenzia come, nel corso dei rilevamenti di dettaglio eseguiti per il Progetto di Cartografia Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo, la formazione è stata complessivamente suddivisa in quattordici membri descritti in BENINI *et alii* (1990), MARTELLI ed. (1994), ANTOLINI *et alii* (2001).

I membri, individuati attraverso l'applicazione dei classici criteri litostratigrafici, hanno valore regionale e sono in genere eteropici; identicamente sono state differenziate litofacies, rappresentative di particolarità locali, cartografabili alla scala di 1:50.000. Sono stati cartografati numerosi livelli-guida oltre a quelli già noti in letteratura ("strato Contessa", "colombine"), alcuni dei quali di valore regionale.

Nell'area del foglio 238, FMA occupa pressochè interamente il quadrante sud-orientale, tra le valli dei torrenti Senio e Santerno; ad occidente di questo prosegue fino al T.Sillaro, dove viene a contatto con il "Complesso caotico" AUCTT. tra Mercato e Piancaldoli, in territorio toscano.

Sono rappresentate le sotto-unità di età compresa tra il Serravalliano ed il Tortoniano, corrispondenti alla porzione esterna della formazione, che vede l'evoluzione da bacino torbiditico di avanfossa (articolato in aree depocentrali ed alti strutturali) a scarpata, evidenziando la tendenza alla sua progressiva disattivazione, registrata dalla sedimentazione (anche in condizioni euxiniche) della formazione dei "ghioli di letto". Le paleocorrenti (con rare eccezioni, comunque specificate) indicano una provenienza da NW.

Le sotto-unità cartografate (CREMONINI, 1988; FARABEGOLI, 1982 e 1987; FARINA, 1994), solo in parte corrispondenti alle suddivisioni di RICCI LUCCHI (1967, 1975) e DE JAGER (1979), sono le seguenti (descritte in ordine stratigrafico):

Membro di Nespoli (FMA₈). Occupa una porzione arealmente limitata del quadrante sud-orientale, localizzato presso il suo margine meridionale a sud di M.Carnevale.

E' costituito prevalentemente da strati spessi e banchi arenacei con rare e subordinate intercalazioni pelitiche sottili, generalmente con rapporto arenaria/pelite (A/P) compreso tra 1/2 e 2/1. Le areniti sono gradate, da grossolane a fini e ben cementate.

Quando aumentano gli strati pelitici è possibile differenziare pacchi di strati fini, che presentano peraltro una notevole continuità laterale. Sono state distinte due litofacies:

- **FMA_{8a}** (litofacies dell'Orticaia), con stratificazione sottile, raramente media e spessa. Areniti fini gradate ed emipelagiti sottili poco diffuse. A/P compreso tra 1/5 e 1/3. Spessore massimo inferiore a 50 metri.
- **FMA_{8b}** (litofacies di Toncone), con strati arenacei medi e poco cementati, gradati con granulometria media alla base strato; rare emipelagiti; A/P compreso tra 1/3 e 1/2. Spessore inferiore a 50 metri.

Passaggio inferiore non affiorante nell'area di studio. Potenza variabile da 300 a 350 m.

Età: Miocene medio, Serravalliano, basata sull'analisi biostratigrafica delle associazioni a nannofossili.

Membro di Civitella (FMA₉). Prevalenti strati medi arenaceo-pelitici con A/P compreso tra 1/4 e 1/1.

Subordinati gli strati sottili e spessi, rari i banchi. Frequenti intercalazioni di pacchi plurimetrici di strati arenaceo-pelitici con A/P maggiore o uguale a 1/1. Arenarie fini e medie, ben cementate.

Passaggio inferiore graduale rapido sulla litofacies FMA_{8b}. Potenza variabile da 500 a 600 m.

Età: Miocene medio e superiore, Serravalliano – Tortoniano. L'attribuzione è basata sull'analisi biostratigrafica delle associazioni a foraminiferi e su dati di letteratura. In particolare nell'area di Castel del Rio, l'unità è stata attribuita da AMOROSI *et alii* (1996c) alla zona a *Globorotalia siakensis*, subzona a *Globigerinoides subquadratus* e subzona a *Globorotalia siakensis/Globigerinoides obliquus*. La parte basale del membro nel Foglio 253 è attribuita alla biozona a nannofossili calcarei MNN7 (FORNACIARI *et alii*, 1996) della parte superiore del Serravalliano (MARTELLI *et alii*, in stampa), mentre nella zona del Foglio 254 le associazioni a foraminiferi della parte alta del membro sono attribuibili al Tortoniano (ANTOLINI *et alii*, 2001).

Membro di Dovadola (FMA₁₀). Strati medi e sottili arenaceo-pelitici, con rapporto A/P compreso tra 1/2 e 2/1. Subordinati gli strati spessi ed i banchi. Presenti intercalazioni di corpi arenacei con locali amalgamazioni e pacchi di strati con rapporto A/P maggiore di 3, potenti da 5 a 15 m. Arenarie fini, secondariamente medie. Contatto inferiore localmente corrispondente al livello guida (**al**). Potenza variabile tra 600 e 800 m.

In questa unità sono differenziati alcuni livelli guida, descritti nel paragrafo 5.1.1.1.

Età: Miocene superiore, Tortoniano (associazioni a nannofossili calcarei attribuibili alla zona NN8).

Membro di Modigliana (FMA₁₁). Affiora solo presso il margine sud-orientale del foglio, al confine con il foglio 239 “Faenza”, essendo stratigraficamente inferiore ad eteropico a FMA 10. E’ dato da prevalenti strati sottili arenaceo-pelitici, con A/P compreso tra 1/5 e 1/2. Subordinati gli strati medi e spessi. Presenti intercalazioni di corpi arenacei con amalgamazioni e pacchi di strati con A/P maggiore di 3, potenti da 5 a 15 m. Arenarie da fini a finissime. Potenza massima di un centinaio di metri.

Età: Miocene superiore, Tortoniano (associazioni a nannofossili calcarei attribuibili alla zona NN8 e microfaune a foraminiferi attribuibili alla zona a *Globorotalia acostaensis*).

Membro di Castel del Rio (FMA₁₂). Costituisce la sotto-unità arealmente più diffusa. Strati medi e spessi arenaceo-pelitici, con A/P compreso tra 1/1 e 4/1. Subordinati gli strati sottili ed i banchi. Presenti intercalazioni di corpi arenacei con amalgamazioni o pacchi di strati con A/P maggiore di 4/1, potenti da 10 a 15 m e localmente differenziati come livello (**ar**). Arenarie medie e fini, localmente grossolane.

Ad est di Belvedere, i pacchi decametrici di strati arenaceo-pelitici con A/P variabile da 5/1 a 20/1 sono stati differenziati nella litofacies FMA12a. Arenarie medie e grossolane, con clay-chips.

Passaggio inferiore graduale su FMA₁₀, in parziale eteropia.

Potenza variabile tra 600 e 850 m.

Età: Miocene superiore, Tortoniano. Attribuzione desunta dalle analisi biostratigrafiche condotte nei Fogli 239 e 254 (BENINI *et alii*, in stampa; ANTOLINI *et alii*, 2001).

Membro di Fontanelice (FMA₁₃). Registra un locale incremento nell’apporto di materiale grossolano entro il bacino torbido. Corrisponde alle “Molasse grossolane”, indicate da RUGGERI, 1970 nel foglio geologico 108 “Mercato Saraceno” della seconda edizione della Carta Geologica d’Italia; al “membro 4” di RICCI LUCCHI, 1967.

La geometria è lenticolare alla scala del foglio geologico.

È dato da corpi lenticolari, isolati o coalescenti, con base erosiva, costituiti da arenarie, rari conglomerati e peliti in banchi con A/P compreso tra 10/1 e 30/1 o localmente amalgamati. Arenarie medie e grossolane. Le lenti isolate hanno base erosiva e sono spesse fino ad alcune decine di metri; quando si saldano tra loro nella parte basale ed intermedia, raggiungono spessori dell'ordine del centinaio di metri.

Distinta la litofacies **FMA_{13b}**, data da strati arenaceo-pelitici con A/P compreso tra 3/1 e 6/1, la cui potenza varia da alcune decine a pochi metri; rappresenta la chiusura superiore e/o lo sfrangiamento delle lenti nell'unità a dominante pelitica **FMA₁₄**.

Passaggio inferiore dell'unità graduale per alternanze su **FMA₁₂**; eteropico con **FMA₁₄**.

Potenza complessiva massima di 500 m.

Età: Miocene superiore, Tortoniano. Attribuzione desunta dalle analisi biostratigrafiche condotte nei Fogli 239 e 254 (BENINI *et alii*, in stampa; ANTOLINI *et alii*, 2001).

Membro di Borgo Tossignano (FMA₁₄). Corrisponde al "membro 5" di RICCI LUCCHI, 1967.

Marne argillose siltoso-arenacee in strati da sottili a medi, talora finemente laminati, recanti intercalazioni di strati arenaceo-pelitici da sottili a medi (A/P sempre inferiore a 1); strati medi e sottili arenaceo-pelitici con A/P compreso tra 1/5 e 3/1. Presenti orizzonti caotici da slumping, localmente differenziati nella litofacies **FMA_{14a}**, non cartografabile, recanti talora blocchi inclusi provenienti da **FMA₁₃** (a NW di Fontanelice, sud di M.Penzola).

Sono stati distinti in carta dei livelli caotici intraformazionali di spessore massimo di alcune decine di metri, originatisi per processi di franamento sottomarino, da "slumping" e "slump-scars" (litofacies caotica per franamento sottomarino, **FMA_{14c}**). Si tratta di pacchi di strati di estensione ettometrica in pianta, prevalentemente arenacei tipo **FMA₁₃** immersi nelle peliti attribuibili a **FMA₁₄**.

Passaggio inferiore graduale su **FMA₁₂**, già descritti i rapporti con **FMA₁₃**. Potenza variabile da 300 a 400 m.

L'unità registra il passaggio dalla sedimentazione in bacino torbido a condizioni di scarpata.

Età: Miocene superiore, Tortoniano, sulla base della associazioni a foraminiferi planctonici presenti in alcuni campioni dell'area studio. In zone limitrofe (Fogli 239 e 254) le microfane a foraminiferi sono indicative della parte alta del Tortoniano (BENINI *et alii*, in stampa; ANTOLINI *et alii*, 2001).

5.1.1.1. - Orizzonti o “livelli guida” s.l.

Il rilevamento geologico di dettaglio alla scala 1:10.000 ha permesso di cartografare pacchi di strati torbiditici aventi caratteristiche peculiari e ben differenziate rispetto ai loro “contenitori”, costituiti da alcuni dei membri sopra descritti. Si differenziano per composizione e tessitura delle areniti, rapporto A/P, direzione delle paleocorrenti: aspetti che possono o meno coesistere. Nell’area del foglio 238 si possono definire “orizzonti” piuttosto che “livelli guida” veri e propri, presentando localmente le caratteristiche di corpi coalescenti con base erosiva; vengono segnalati i seguenti, in ordine stratigrafico (FARINA, 1994):

livello di Alidosi (al). Associazione di 3-7 banchi torbiditici principali, con letti arenacei dello spessore di almeno un metro; rapporto A/P compreso tra 5/1 e 10/1, arenarie medie e grossolane. Potenza complessiva variabile da 5 a 11 metri; direzione delle paleocorrenti da W a WSW. E’ localizzato alla base stratigrafica (o nella porzione basale) di FMA10.

Da 180 a 230 metri inferiormente ad **(al)**, è cartografabile a scala 1:10.000 il livello di Valdifusa (**vd**), non rappresentato nel foglio per motivi grafici; **al** e **vd** corrispondono rispettivamente ai livelli guida 3 e 5 di RICCI LUCCHI, 1975. Tortoniano, per posizione stratigrafica.

livello di Maiolo (ml). Associazione di 4-5 banchi torbiditici principali, con letti arenacei spessi almeno un metro; A/P circa uguale a 10. Arenarie grossolane con abbondanti clay-chips. Potenza complessiva di 8-10 m. E’ presente al tetto di FMA 10, 600-800 m al di sopra del livello di Valdifusa. Tortoniano, per posizione stratigrafica.

livello di Vidovina (ar). Corpi arenacei localmente amalgamati, A/P maggiore di 4; potenza complessiva 10-15 m. Ha valore di “livello guida” entro FMA₁₂ limitatamente all’area a nord di Casola Val Senio. Tortoniano, per posizione stratigrafica.

5.1.2. - Formazione dei “ghioli di letto” (GHL)

Unità definita su esempio di RUGGERI (1970), nel foglio 108 “Mercato Saraceno” della seconda edizione della CARTA GEOLOGICA D’ITALIA 1:100.000, dove viene differenziata dalle sottostanti peliti del Membro di Borgo Tossignano; indica la chiusura del bacino di sedimentazione della Formazione Marnoso-arenacea.

Sono marne argillose e marne siltose grigio-scure, in strati da sottili a medi, piano paralleli, con microfossili e rari Lamellibranchi a guscio sottile, alternate a pacchi di strati sottili o sottilissimi di argille marnose e silt argillosi bituminosi e

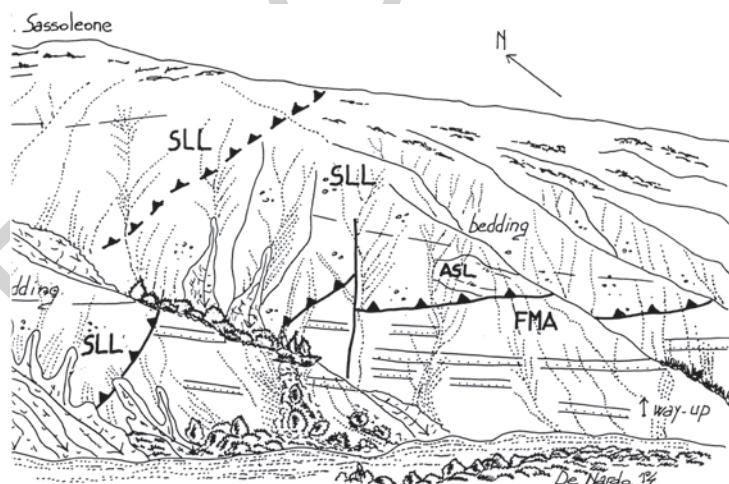


Fig. 1 - Affioramenti lungo il Rio di Sassatello, a nord di Sassoleone, sez. 238110. Panoramica del contatto tettonico tra l'unità caotica di origine sedimentaria "olistostroma della Val Sellustra" (SLL), che sarà descritto nel paragrafo 5.6.3., e la sottostante Formazione Marnoso-arenacea romagnola (FMA), qui rappresentata dal Membro di Borgo Tossignano (FMA₁₄). In prossimità del contatto, le marni di FMA₁₄ presentano un maggiore tenore argilloso e sono interessate da superfici di clivaggio che si sviluppano entro una fascia di pochi metri di spessore, subparallela al contatto, che immerge verso W-NW con inclinazione media di 40°. Le breccie argillose poligeniche che costituiscono prevalentemente SLL includono lembi di argille varicolori della Val Sillaro (ASL), di dimensioni plurimetriche. Risalendo lungo l'incisione, si nota come la densità di clasti calcarei nelle breccie poligeniche tenda ad aumentare: in prossimità del contatto, SLL affiora invariabilmente nella facies a minore densità di clasti, cartografata come litofacies SLLa. Si intravede anche una grossolana stratificazione di SLL.

marne ocracee. Presenti sporadici strati medi di arenarie, anche grossolane; a sud di M. La Pieve, FARABEGOLI (1990) segnala uno strato arenaceo vulcanoclastico, ricchissimo in biotite. Sono frequenti gli slumping.

Passaggio inferiore graduale sul Membro di Borgo Tossignano della Formazione Marnoso-arenacea. Potenza variabile da alcune decine ad un centinaio di metri.

Sedimentazione in ambiente di scarpata, con circolazione ristretta e locali condizioni debolmente euxiniche.

Età: Miocene superiore, parte alta del Tortoniano e Messiniano (parte inferiore), sulla base di analisi biostratigrafiche e datazioni radiometriche relative all'area del Foglio (RUGGERI, 1970; VAI *et alii*, 1993, FERRETTI & TERZI, 1995)

Litofacies pelitico-arenacea (GHL_a). Si tratta di torbiditi sottili ed emipelagiti con $A/P \leq 1/6$. Sono arenarie fini e finissime torbiditiche in strati da sottili a molto sottili alternate ad emipelagiti grigio azzurro o grigio scuro. Questa litofacies indica un ambiente caratterizzato da sedimentazione pelagica nella parte bassa, dove si osservano gli strati arenacei, che passa verso l'alto a depositi di scarpata e di piattaforma esterna, dove la stratificazione è pressoché impercettibile. Queste caratteristiche la rendono a luoghi simili alla parte più pelitica di FMA₁₄.

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

Nell'area del foglio, segue la stessa distribuzione areale della Formazione a Colombacci e della Formazione dei "ghioli di letto", anche quando queste unità si presentano in contesti stratigrafico-strutturali diversi da quello della Successione umbro-marchigiano-romagnola, come accade presso il margine appenninico bolognese (Val Quaderna). E' data da gesso selenitico, gessoareniti-gessoruditi e subordinate peliti bituminose.

Nella carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000 è stata informalmente suddivisa in due membri, lateralmente eteropici (CREMONINI, 1988; FARABEGOLI, 1990).

membro di Monte La Pieve (GES₁), a lenti gessoruditi e gessoareniti rosate per alterazione, in strati da sottili a sottilissimi piano-paralleli o piano-ondulati ("gesso balatino"), alternati a marne siltose bituminose e calcari dolomitici, organizzati in pacchi da metrici a decimetrici. Alla base stratigrafica, segnalato un livello calcareo-dolomitico stromatolitico. Evaporiti clastiche di ambiente lagunare e subtidale.

membro di Rio Sgarba (GES₂), dato da strati e banchi di gessoruditi e gesso selenitico (differenziato nella *litofacies basale GES_{2a}*) alternati a subordinate peliti bituminose e calcari dolomitici.

Passaggio inferiore graduale e rapido sulla Formazione dei “ghioli di letto”. Potenza variabile da pochi metri a 150 m circa.

Sedimentazione evaporitica di ambiente lagunare, in condizioni tipo “sabhka” stabilitesi a seguito dell’evento climatico messiniano, in contesto tettonicamente attivo, causa del franamento di blocchi e detrito gessosi.

Età: Miocene superiore, Messiniano (VAI & RICCI LUCCHI, 1977; 1978).

5.1.4. - *Formazione a Colombacci (FCO)*

Come discusso in CREMONINI & FARABEGOLI (1978, 1982 *cum bibl.*) questa unità comprende le litofacies pelitiche, carbonatiche, conglomeratiche interposte tra la Formazione Gessoso-solfifera e la base delle “argille azzurre” plioceniche, analogamente a quanto indicato da RUGGERI, 1970 nel già citato foglio 108 “Mercato Saraceno”. Si rimanda agli stessi Autori per una rassegna della stratigrafia “storica” di questa unità.

Nell’area di studio, è localizzata tra le valli dei torrenti Sellustra e Senio, con discreta continuità laterale malgrado la locale esiguità degli spessori. Comprende argille, argille marnose e siltose grigio-verdi con rari microfossili (prevalentemente Ostracodi salmastri-dulcicoli) e resti organici carboniosi. In esse si intercalano sottili strati di sabbie medie giallastre e verdognole, bioturbate e livelli spessi da 30 a 60 cm di calcari micritici grigio-chiari, finemente laminati (“colombacci”). Localmente, sono segnalate lenti conglomeratiche (CREMONINI, 1988). Gli affioramenti più occidentali dell’unità sono localizzati in Val Quaderna, tettonicamente svincolati dal “nucleo” della successione umbro-marchigiano-romagnola. Identicamente, FCO è costantemente associata alla Formazione Gessoso-solfifera ed a subordinate marne di età messiniana inf., litologicamente analoghe a quelle che caratterizzano formazione dei “ghioli di letto”, secondo contatti non affioranti o tettonizzati. In Val Quaderna non è presente la facies a calcari micritici, mentre affiorano conglomerati (cartografati come litofacies **FCO_b**) con clasti arrotondati prevalentemente calcarei, passanti a sottili alternanze di peliti nocciola ed arenarie verdognole a grana media, poco cementate.

Contatto inferiore netto, erosivo e discordante sulla Formazione Gessoso-solfifera.

Potenza variabile da pochi metri a 30 m circa.

Sedimentazione di ambiente alluvionale, deltizio e lagunare

Età: Miocene superiore, parte alta del Messiniano (RUGGERI, 1970; COLALONGO *et alii*, 1978).

5.1.5. - Argille e marne di Riolo Terme (**RIL**) (cfr. Argille Azzurre FAA)

Si è così informalmente indicata l'unità corrispondente alle "Argille azzurre" AUCTT., utilizzando la nomenclatura adottata nella Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000 (CREMONINI, 1988; FARABEGOLI, 1987; 1990) e nel foglio 254 "Modigliana" (ANTOLINI *et alii*, 2001). La formazione appartiene sia alla successione qui descritta, sia a quella del Pliocene Intrappenninico Bolognese AUCTT, mantenendo un'assoluta omogeneità di caratteristiche litologiche nei due diversi contesti strutturali di appartenenza.

Sono argille marnose grigie e grigio-azzurre, con giunti di strato poco evidenti per bioturbazione; presenti rari strati arenacei, sottili, con ripples. Abbondanti i microfossili, variabile la concentrazione in macrofossili (Lamellibranchi, Gasteropodi) con biosomi e bioclasti usualmente distribuiti in livelli. Alla base della formazione, presenti marne biancastre ricchissime in Foraminiferi planctonici, correlabili con l'unità indicata in letteratura come "marne di Cella" (Appennino forlivese), per uno spessore di qualche metro (FARABEGOLI, 1990). Queste ultime non sono comunemente cartografabili alla scala del foglio geologico, ma costituiscono un incluso (CEA) entro l'olistostroma della Val Sellustra (SLL, vedi oltre), a NW di S. Martino in Pedriolo (sez. 238030).

Sono state differenziate le litofacies:

RIL_a, (cfr. FAA_a) areniti, biocalcareniti e biocalciruditi in strati da sottili a spessi, organizzati in pacchi decametrici, intercalati nelle peliti. Relativamente alla successione del "Pliocene Intrappenninico Bolognese" (vedi oltre), indica il passaggio graduale per alternanze da RIL alla sovrastante formazione di Monte Adone.

RIL_b, (cfr. FAA_b) areniti fini e peliti argillose, finemente laminate, in strati piano paralleli da sottili a medi. Malacofaune particolarmente abbondanti, con biosomi localmente concentrati in "nidi"; presenti frustoli carboniosi, frammenti di lignite, riempimenti di *burrows* da bioturbazione. Verso l'alto stratigrafico dell'unità, compaiono argille e peliti argillose sottilmente stratificate e finemente laminate, particolarmente ricche in sostanza organica e localmente bituminose (gli affioramenti sono segnalati in carta come significativi). Tra Sillaro e Santerno si interdigita con RIL.

Nelle valli del Sellustra e del Santerno (es. Monte del Verro, Monte Maggiore, Parrocchia della Croara), RIL e RIL_b recano intercalazioni di corpi lenticolari costituiti da conglomerati e arenarie (correlate con le arenarie di Borello e Lardiano, vedi oltre) o brecce argillose poligeniche. Queste ultime, indicate come "unità di Paglierizzo" nella cartografia geologica regionale a scala 1:10.000 (FARABEGOLI, 1990) sono state cartografate come lenti dell'olistotroma della Val Sellustra (vedi oltre) nella sintesi per la preparazione del foglio 238. Sono interpretabili come risposte sedimentarie ad eventi tettonici di importanza verosimilmente regionale, verificatisi nel Pliocene inferiore terminale e nel Pliocene medio.

Per RIL appartenenti alla Successione umbro-marchigiano-romagnola nella valle del Santerno, il contatto inferiore è netto, concordante e senza evidenze di discontinuità con le marne nere al tetto della Formazione a Colombacci.

RIL è identicamente associato alla Formazione a Colombacci in Val Quaderna, secondo contatti non affioranti.

Nella successione del Pliocene Intrapenninico bolognese, il contatto inferiore dell'unità è netto e discordante sulle unità epiliguri o sull'olistostroma di San Clemente, descritto successivamente (valli dei torrenti Zena e Idice), localmente con l'interposizione di lenti conglomeratiche; nell'area di Mercatale (Val d'Idice) il passaggio inferiore è graduale e rapido sulle arenarie e i conglomerati della formazione di Monterumici.

Infine, tra le valli del Sillaro e del Sellustra, lembi di RIL ricoprono stratigraficamente l'olistostroma della Val Sellustra SLL (vedi oltre)

RIL presenta i massimi spessori nell'ambito della successione umbro-marchigiano-romagnola, dove supera il migliaio di metri.

Sedimentazione di piattaforma esterna, scarpata e bacino (dove si depositavano le facies più arenacee); relativamente alla Successione umbro-marchigiano-romagnola, la sedimentazione della parte alta della formazione avviene in bacini localmente euxinici.

Età: Pliocene inferiore, Zancleano - Pleistocene inferiore, Calabriano. In particolare, entro la parte inferiore dell'unità le analisi delle microfaune a foraminiferi planctonici hanno documentato la Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. a Poggio Ribano e la Zona a *Globorotalia margaritae* in Val Sellustra, dove l'unità è preceduta dalla Formazione a Colombacci. Inoltre la litofacies RILa si colloca essenzialmente nell'intervallo Pliocene medio - Pleistocene inferiore, mentre la lente di breccie argillose poligeniche dell' "unità di Paglierizzo" (sinistra Santerno, T. Mescola) è datata al Pliocene medio (Zona a *Globorotalia aemiliana*).

5.1.6. - Arenarie di Borello (**BOE**) (cfr. membro delle arenarie di Borello FAA₂)

Nell'area del foglio 238, i corpi arenaceo-conglomeratici, lenticolari, intercalati in RIL sono stati correlati con un'unità informalmente istituita da CREMONINI & FARABEGOLI (1982) nel medio Appennino Forlivese, tra le valli dei fiumi Savio e Bidente. Quando è possibile per motivi cartografici, l'unità è completamente suddivisa in due litofacies.

I corpi prevalentemente conglomeratici (**BOE_b**), si presentano sotto forma di livelli lenticolari di estensione massima intorno al chilometro e spessore inferiore ai 25 metri, grossolanamente strutturati con stratificazione tabulare e/o inclinata poco evidente; si inseriscono lenticelle sabbiose grossolane. Presentano superfici erosive alla base.

Le unità prevalentemente arenacee (**BOE_a**), subordinate rispetto alla precedente **BOE_b**, sono separate dalla precedente da pacchi di strati pelitici parzialmente sabbiosi riferiti a RIL. Spessore delle lenti sabbiose dell'ordine di alcuni metri con una continuità laterale variabile da poche centinaia di metri a un chilometro.

Sono presenti sotto forma di discontinue intercalazioni in RIL, che raggiungono il valore di 150 m circa.

Età: Pliocene inferiore, Zancleano (Zona a *Globorotalia punctulata*).

5.1.7. - *Arenarie di Lardiano (LAD)*

(cfr. litofacies delle argille di Lardiano **FAA_{1a}**)

Dall'area-tipo dell'Appennino forlivese, deriva la correlazione di questi corpi lenticolari conglomeratici e/o arenacei, canalizzati, con l'unità medio-pliocenica delle arenarie di Lardiano (ibid.; FARABEGOLI, 1987).

Anche in questo caso, si presentano come livelli lenticolari a prevalente composizione arenacea (**LAD_a**) o conglomeratica (**LAD_b**), separati da peliti sabbiose o alternanze arenarie/peliti in rapporto variabile da 1/2 a 2.

Lo spessore delle singole lenti varia da 100 a 150 m, l'estensione laterale da poche centinaia ad un chilometro circa; questi corpi lenticolari tendono generalmente ad assottigliarsi spostandosi verso est.

La litofacies conglomeratica (**LAD_b**) è costituita da clasti prevalentemente calcarei e subordinati arenacei provenienti dal disfacimento dei flysch appenninici costituiti da questi tipi litologici. Si presenta mal strutturata, con ciottoli a contatto tra loro e matrice sabbiosa negli interstizi.

La litofacies arenacea (**LAD_a**) è costituita da sabbie grossolane mal cernite, ricche in frustoli carboniosi, che presentano a luoghi livelli arricchiti in contenuto fossilifero (biosomi e bioclasti a costituire delle "panchine").

Localmente i contatti basali dei corpi più grossolani possono essere erosivi.

Potenza massima dell'ordine di 150 m.

Età: Pliocene medio (Zona a *Globorotalia aemiliana*).

5.1.8. - *Sabbie di Imola (IMO)* (cfr. Sabbie gialle di Imola, AUCTT.)

L'unità, presente nel settore NE di questo foglio, affiora diffusamente nel margine appenninico della Romagna e dell'Emilia orientale, e rappresenta la più recente tra le unità marine dell'Appennino Settentrionale. Le Sabbie di Imola sono costituite da depositi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi, di ambiente costiero e subordinatamente da peliti di piana alluvionale o laguna costiera.

Questa unità è stata recentemente oggetto di un dettagliato studio di terreno corredato da numerose analisi biostratigrafiche e petrografiche (AMOROSI *et alii*, 1998a).

In questo lavoro all'interno delle Sabbie di Imola sono stati riconosciuti due cicli deposizionali: il ciclo inferiore è costituito da sedimenti sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi di spiaggia; il ciclo superiore è formato da una porzione inferiore prevalentemente argillosa di piana alluvionale, alla quale si sovrappongono in trasgressione delle sabbie di spiaggia simili a quelle sottostanti, ma generalmente meno ghiaiose. Il limite tra i cicli è una superficie di discontinuità marcata dal contatto brusco tra le sabbie di spiaggia sottostanti e peliti di piana alluvionale.

In AMOROSI *et alii* (1998a), a tale suddivisione in cicli deposizionali viene fatta corrispondere una suddivisione in membri e il quadro litostratigrafico proposto è il seguente:

IMO₁ (membro di Monte Castellaccio), corrispondente alle sabbie e ghiaie del ciclo basale;

IMO₂ (membro di Fossoveggia), corrispondente alle argille delle parte bassa del secondo ciclo;

IMO₃ (membro di Castel San Pietro) corrispondente alle sabbie di tetto del secondo ciclo.

Lo schema stratigrafico seguito per la cartografia delle Sabbie di Imola in questo foglio, ricalca in buona parte quello proposto nel lavoro sopracitato.

All'interno di IMO è stato infatti cartografato il membro di Fosso Veggia (**IMO₂**) di AMOROSI *et alii* (1998a), che ha in questo foglio la sua località tipo. L'unità IMO₂ non è continua sull'intero foglio; la non continuità laterale di IMO₂ non permette di cartografare separatamente i due membri sabbiosi (IMO₁ ed IMO₃), che pertanto risultano indistinti.

Le chiusure laterali di questo membro possono essere dovute sia a non deposizione, sia all'erosione esercitata dalle sabbie trasgressive del secondo ciclo di IMO che avrebbero potuto elidere completamente questa unità.

Nel foglio 238 le Sabbie di Imola sono costituite da sabbie gialle fini e finissime, subordinatamente medie e grossolane in starti generalmente amalgamati, rare intercalazioni pelitiche discontinue di spessore centimetrico e decimetrico, e rari livelli centimetrici di ciottoli. L'ambiente di sedimentazione è di spiaggia (dalla battigia, alla spiaggia sommersa).

Si interdigitano, con maggior frequenza verso l'alto, sabbie fini e medie, intercalate a livelli ghiaiosi di spessore generalmente decimetrico, che localmente costituiscono corpi lenticolari spessi sino a 3 metri (Dozza Imolese). L'ambiente di sedimentazione di queste sabbie e ghiaie è deltizio. Spessore massimo di alcune decine di metri.

In posizione grossomodo intermedia è presente il membro di Fosso Veggia (IMO₂) costituito da argille prevalenti di colore grigio scuro, e rare intercalazioni centimetriche o decimetriche di peliti sabbiose. La stratificazione è generalmen-

te mascherata dalla bioturbazione di apparati radicali o da paleosuoli. L'unità è lenticolare ed è presente nella zona compresa tra il margine nord occidentale del quadrante di NE, e l'abitato di Liano. Il suo spessore massimo di una decina di metri è misurabile presso Fosso Veggia, lo spessore si riduce sino a scomparire sia verso nord che verso est.

Il limite basale sulle argille plio-pleistoceniche è un contatto netto con discordanza angolare, che individua una superficie di discontinuità di carattere regionale. Anche il limite superiore è marcato da una discontinuità regionale che sovrappone i depositi quaternari continentali alle Sabbie di Imola.

Età: parte basale del Pleistocene medio (AMOROSI *et alii*, 1998a).

5.2. - "PLIOCENE INTRAPPENNINICO" AUCTT.

Sono così indicate le unità plioceniche in posizione strutturale interna rispetto ai depositi pliocenici del margine appenninico, separate da questi ultimi attraverso una fascia di formazioni più antiche, tettonizzate.

In particolare, nel foglio 238 ricade quella parte del "Pliocene Intrappenninico Bolognese" compresa tra i torrenti Savena ed Idice. In letteratura, questi terreni sono stati indicati variamente ("sinclinale intrappenninica", in riferimento allo



Fig. 2 - Panoramica del contrafforte appenninico modellato sulla formazione di M. Adone, appartenente al ciclo del Pliocene medio-sup., nel fianco meridionale della sinclinale intrappenninica.



Fig. 3 - Val d'Idice, Mercatale (sez. 238020). Panoramica del fianco settentrionale della sinclinale che deforma la successione del Pliocene Intrappenninico Bolognese. In parete, affiora il passaggio graduale per alternanze tra le argille e marne di Riolo Terme (RIL), appartenenti (quasi?) interamente al ciclo del Pliocene inferiore, e la sovrastante formazione di M. Adone (ADO).

stile deformativo, BONGIORNI, 1962: “Pliocene di Sasso Marconi” pars da BRUNI, 1973). A RICCI LUCCHI *et alii*, (1981) si deve la suddivisione della successione in due cicli sedimentari, di età pliocenica inferiore e medio-superiore, e l'interpretazione paleoambientale delle unità che vi appartengono.

La stratigrafia adottata nel foglio 238 e confinanti (foglio 237 “Sasso Marconi”, PANINI, 2002) è mutuata dalla cartografia geologica a scala 1:10.000 dell'Appennino emiliano-romagnolo (BENINI, 1993a e 1997a; CAMPORESI & PIZIOLO, 1997), dove la successione del “Pliocene Intrappenninico Bolognese” è stata suddivisa in unità non formalizzate, differenziate con riferimento ai cicli descritti da RICCI LUCCHI *et alii* (1981).

In particolare, il fianco meridionale della sinclinale intrappenninica (fig. 2) è costituito dalle formazioni di Monterumici e di Monte Adone, appartenenti rispettivamente ai cicli del Pliocene inferiore (P1) e medio-superiore (P2); a nord queste passano lateralmente ed inferiormente alle argille e marne di Riolo Terme (RIL), ovvero ad “argille azzurre” che presentano le stesse caratteristiche litologiche di quelle della Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola (fig.3). La letteratura attribuisce alle RIL intrappenniniche un'età pliocenica inferiore; rimane tuttavia aperta la possibilità (suggerita da un esame degli spessori delle unità “intrappenni-

niche”) che il limite di sequenza P1-P2 possa piuttosto risolversi entro le “argille azzurre”, delle quali almeno la porzione superiore sarebbe quindi di età più recente. A successive ricerche il compito di confermare o smentire questa ipotesi.

5.2.1. - *Formazione di Monterumici (RUM)*

Rappresenta il ciclo P1 a sud di M. Rosso e M. delle Formiche, dove è limitata inferiormente e superiormente da superfici di discontinuità stratigrafica. Modesti i lembi di RUM segnalati più a nord (vedi oltre). Prevalentemente costituita da conglomerati, è suddivisa in due membri parzialmente eteropici (dal basso):

membro di Scascoli (RUM₁). Conglomerati eterometrici (sia di aspetto caotico che stratificati grossolanamente, fig. 4) e subordinate arenarie con grado variabile di cementazione, in strati spessi mal percepibili per bioturbazione, generalmente gradati, a geometria lenticolare o tabulare. Stratificazione incrociata concava relativamente a conglomerati ed arenarie; livelli metrici di ciottoli embriciati.

Quando la frazione conglomeratica diminuisce, è differenziata la litofacies **RUM_{1a}**, corrispondente alle alternanze di arenarie e conglomerati presso Settefonti, attribuiti in letteratura (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981) al ciclo P1.



Fig. 4 - Val di Zena (sez. 238050), particolare dei conglomerati che costituiscono il membro di Scascoli della formazione di Monterumici.

Contatto inferiore erosivo e discordante sulle unità mioceniche medio-sup. appartenenti alla successione epiligure. Potenza variabile da pochi metri ad alcune decine di metri.

membro di Ca' di Mazza (RUM₂). Prevalenti arenarie e sabbie argillose di colore grigio a fresco (o in presenza d'acqua), giallastre alterate; strati poco evidenti, generalmente spessi, dove si rilevano livelli a macrofossili (Gasteropodi e Lamellibranchi) addensati ("panchine"). Subordinati conglomerati e peliti, queste ultime con rare lenti di gesso selenitico. Verso il tetto stratigrafico dell'unità, presenti lenti ghiaiose di spessore massimo dell'ordine del metro, con stratificazione incrociata concava.

Limite inferiore su RUM₁ graduale per alternanze, localmente con parziale eteropia. Potenza variabile da poche decine a poche centinaia di metri circa.

La potenza complessiva della formazione varia da pochi metri a 250 metri circa. Alla destra idrografica del T. Idice, RUM manca completamente essendo sostituita da RIL e dalla formazione di Monte Adone. Identicamente, a NE di Pianoro, l'unità è sostituita da RIL del Pliocene inferiore, che ne rappresenta l'equivalente laterale.

Sedimentazione di ambiente fluviale e marino marginale (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981).

Età: Pliocene inferiore, Zancleano (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981).

5.2.2. - *Formazione di Monte Adone (ADO)*

Data da conglomerati ed arenarie a tendenza trasgressiva, appartiene al ciclo P2. Gli affioramenti migliori si osservano percorrendo la fondovalle del T. Zena e la S.P. dell'Idice. Come già accennato, in destra Idice rappresenta interamente i depositi del "Pliocene Intrappenninico Bolognese" almeno a sud di Ca' Bazzone. Nell'area del foglio sono presenti due dei membri in cui è stata suddivisa, tra di loro parzialmente eteropici (dal basso):

membro di Monte delle Formiche (ADO₁). Arenarie e conglomerati in strati da medi a spessi a geometria lenticolare, separati da sottili livelli pelitici. La cementazione è di tipo differenziale, determinando concrezioni sferoidali indicate con il termine di "cogoli". Contatto inferiore erosivo e discordante su RUM o sulle formazioni del substrato pre-pliocenico. Potenza variabile da poche decine a 350 metri circa.

membro delle Ganzole (ADO₂). Arenarie e subordinati conglomerati in strati sottili e spessi, a geometria lenticolare o tabulare. Osservata stratificazione in-

crociata concava e laminazioni ad hummocky, sono inoltre presenti livelli con elevata concentrazione di macrofossili (“panchine”).

La litofacies **ADO_{2a}** (localizzata a SE di Pianoro) è data da corpi arenacei separati da intercalazioni pelitiche.

Limite inferiore graduale per alternanze con RIL (cartografate nella litofacies RILb, vedi descrizione dell’unità RIL), ben esposto in Val di Zena ed in sinistra Idice; limite inferiore graduale su ADO₁, con cui è parzialmente eteropico. Potenza massima di 650 metri.

Potenza complessiva della formazione variabile da alcune decine a varie centinaia di metri. Sedimentazione di ambiente fluviale e marino marginale.

Età: Pliocene medio-superiore, Piacenziano - Gelasiano (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981).

5.3. - SUCCESSIONE EPILIGURE

Viene così indicata la successione costituita dalle unità sedimentate in discordanza (o paraconcordanza) sulle unità liguri tettonizzate (sensu RICCI LUCCHI &



Fig. 5 - Panoramica della sponda sinistra del T. Idice, dalla strada provinciale n°35 che sale da Bisano, ripresa verso occidente. Il limite tra il rilievo boscato di destra ed il prato corrisponde approssimativamente alla base stratigrafica della successione epiligure.

ORI, 1985), limitata tuttavia alle formazioni sedimentate nell'intervallo di tempo compreso tra l'Eocene medio ed il Messiniano inferiore. La base stratigrafica della successione corrisponde ad una superficie di discontinuità stratigrafica di importanza regionale; all'interno della successione si rilevano ulteriori discontinuità, che registrano altrettante fasi tettoniche sindeposizionali.

Nell'area del foglio 238, alla successione epiligure appartengono i terreni della "Serie di Loiano" AUCTT. (tra cui BRUNI, 1973, *cum bibl.*), affiorante tra le valli dei torrenti Idice e Setta, che rappresenta una delle porzioni meglio esposte della medesima, almeno nell'area dell'Appennino Bolognese (fig. 5). Tra Val Quaderna e Val Sillaro, la successione in parola è ridotta ai soli termini di età miocenica inferiore e media, e forma placche isolate geometricamente sovrastanti l'olistostro-ma di San Clemente. In questo e negli olistostromi più recenti, le unità epiliguri costituiscono lembi mono- o pluriformazionali, che presentano prevalentemente le caratteristiche di inclusi sedimentari.

Le formazioni vengono descritte in ordine di età, ricostruendo la stratigrafia completa dal confronto tra la "Serie di Loiano" AUCTT. (Guasti, Benini, rilevamenti inediti) e gli spezzoni di successione affioranti nelle aree limitrofe, appartenenti a placche e inclusi (Benini, De Nardo, Farabegoli rilevamenti inediti).

5.3.1. - *Formazione di Loiano (LOI)*

Nota come Arenarie di Loiano AUCTT. (es. "Loiano sandstones" in SESTINI, 1970 cui si rimanda per la bibliografia precedente), l'unità viene indicata come Formazione di Loiano nei fogli 236 "Pavullo nel Frignano" e 237 "Sasso Marconi", considerando come vi siano compresi anche altri litotipi oltre alle arenarie o "sabbioni" biancastri (BENINI & GUASTI, 1992).

L'unità affiora principalmente tra la Val di Zena e la Val d'Idice, a nord delle località Scanello e Quinzano.

Nella facies più comune, si hanno arenarie feldspatiche biancastre (per la caratterizzazione petrografica delle quali si veda CIBIN, 1989), scarsamente cementate o cementate in modo differenziale (a "cogoli", sovente orientati lungo fratture), la cui granulometria varia da medio-fine a grossolana.

Le arenarie si presentano in strati medi, spessi e banchi frequentemente amalgamati o separati da pochi centimetri di peliti verdastre. La geometria degli strati è piano parallela alla scala dell'affioramento.

Presenti livelli conglomeratici o microconglomeratici a clay-chips, localizzati in riempimenti di docce erosive alla base degli strati o comunque nella porzione basale degli stessi.

Meno diffusa (limitatamente agli inclusi sedimentari entro gli "olistostromi") è la litofacies **LOI_a**, data da strati medi di arenarie feldspatiche e peliti verdogno-

le (es. affioramenti in località Farnè, lungo la strada che dalla S.P. dell'Idice porta a M.Grande, BENINI & GUASTI (1992); DE NARDO & BENINI (1993).

Localmente, la base di LOI presenta le sotto-unità (in ordine stratigrafico):

membro di Quinzano (LOI₃). Comprende brecce poligeniche e megabrecce a lembi monoformali anche metrici di provenienza liguride, in matrice pelitica o pelitico-arenacea. Alimentata prevalentemente dalla Formazione di Monghidoro (MOH), questa unità caotica, di origine sedimentaria e geometria lenticolare, appoggia in discordanza su MOH e raggiunge lo spessore massimo di qualche decina di metri.

membro di Vezzano (LOI₄). Strati medi e spessi di arenarie feldspatiche con frequenti amalgamazioni, recanti livelli di brecce a clasti arenacei e carbonatici. Contatto inferiore su LOI₃ non affiorante; passaggio superiore graduale rapido a LOI. Potenza variabile da poche decine ad un centinaio di metri circa.

Segnalato a NW di Scanello, presso Ca' di Laura (BENINI & GUASTI, 1992) un singolo affioramento di argille marnose rosso-cupo, correlate al membro delle Argille di Rio Giordano e non cartografabili alla scala del foglio geologico. Questa sotto-unità, anch'essa alla base stratigrafica di LOI, è cartografata nel confinante foglio 237, alle cui Note Illustrative si rimanda per una completa descrizione (PANINI, 2002).

Complessivamente, il contatto inferiore di LOI sulla Formazione di Monghidoro, con o senza l'interposizione di brecce poligeniche ed argille marnose, rappresenta una superficie di discontinuità di importanza regionale. In sinistra Idice, l'unità raggiunge la potenza massima, stimata in 800 metri circa.

Sedimentazione di bacino torbido confinato, con locali condizioni di scarpata e piede scarpata, indicate dai depositi di debris-flow.

Età: Eocene medio, Luteziano (parte superiore) -Bartoniano (PANINI, 2002).

5.3.2. - *Marne di Monte Piano (MMP)*

Questa unità si rinviene, costantemente associata a LOI, in alcuni inclusi entro gli "olistostromi", principalmente nell'unità caotica di San Clemente (FSC). Nell'area di studio non è quindi osservabile come termine di una successione completa, a differenza di quanto accade ad occidente nel foglio 237 "Sasso Marconi".

Si tratta di marne argillose rossastre e rosate, recanti rari strati sottili di arenarie feldspatiche del tutto simili a quelle della formazione di Loiano.

Gli affioramenti migliori sono localizzati lungo la strada che da San Clemente conduce a Farneto e tra le valli dei torrenti Quaderna e Gaiana. La potenza è estremamente variabile, da pochi metri ad alcune decine di metri. Tra le valli del

Reno, Setta e Savena (foglio 237) l'unità affiora al tetto di LOI nella successione stratigrafica che rappresenta la prosecuzione laterale ed occidentale della "Serie di Loiano" del foglio 238, dove invece manca per cause erosive o tettoniche. Gli inclusi sedimentari possono quindi provenire dalla "Serie" medesima, che ha alimentato, assieme alle unità caotiche (tettoniti) liguri, i debris-flows e gli scivolamenti in massa a cui si attribuisce la genesi degli "olistostromi" mio-pliocenici, descritti alla fine del capitolo. Sedimentazione di scarpata e bacino, con apporti torbidity distali.

Età: Eocene medio e superiore, Bartoniano - Priaboniano, l'attribuzione è basata sulle analisi condotte nell'adiacente foglio 237 PANINI (2002), in cui si indica una possibile estensione all'Oligocene basale. L'analisi biostratigrafica a nanofossili di alcuni inclusi negli "olistostromi" entro il foglio 238 ha evidenziato unicamente associazioni riferibili alle biozone NP19-NP20. La letteratura recente attribuisce MMP all'Eocene medio-superiore – Oligocene basale (CATANZARITI *et alii*, 2002).

5.3.3. - *Formazione di Ranzano (RAN)*

Questa formazione, poco diffusa arealmente, si riscontra in successioni incomplete e lacunose, appartenenti ad inclusi sedimentari (olistoliti) entro le breccie argillose che compongono gli olistostromi di San Clemente e della Val Sellustra (vedi oltre). A SE di Farneto, affiora in facies di marne siltose verde-scuro, recanti intercalazioni di strati sottili arenaceo-pelitici (rapporto A/P uguale o minore di 1). Le arenarie hanno grana fine, e colore verdastro al taglio fresco; sono gradate e sottilmente laminate sin dalla base dello strato.

Contatti con ANT e MMP male affioranti; in aree limitrofe, il contatto inferiore stratigrafico è netto su MMP mentre superiormente il passaggio alle marne della Formazione di Antognola (ANT) è graduale.

Nell'ipotesi che l'unità sia correlabile con il membro dell'Albergagna della Formazione di Ranzano (RAN₄) nel foglio 237 "Sasso Marconi" (PANINI, 2002), valgono le considerazioni fatte per MMP in relazione alla provenienza degli inclusi dalla "Serie di Loiano" che sutura il Gruppo della Val di Sambro.

Potenza estremamente variabile, da pochi metri a qualche decina di metri.

Sedimentazione di bacino torbidity, in condizioni distali o di alto strutturale.

Età: Eocene terminale – Oligocene inferiore, Priaboniano (parte alta) – Rupeliano; le associazioni a nannoplancton sono attribuibili alle biozone NP21 e NP23.

5.3.4. - *Formazione di Antognola (ANT) e Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa (MVT)*

Queste unità vengono trattate assieme solo per meglio descriverne i rapporti stratigrafici, che vedono le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa formare lenti o interdigitarsi con le peliti della Formazione di Antognola.

Viene così indicata, in considerazione della sua varietà litologica, l'unità delle Marne di Antognola (PIERI, 1961), su esempio dei confinanti fogli geologici 236 "Pavullo nel Frignano" e 237 "Sasso Marconi"; si veda anche CERRINA FERONI *et alii*, (1990), nella prima edizione del foglio 217 "Neviano degli Arduini".

Si tratta infatti di un'unità litologicamente composta a scala regionale, data da peliti (ANT) in cui si intercala un corpo lenticolare di arenarie feldspatiche (Membro di Anconella, ANT₄) e si interdigita un'unità di breccie argillose poligeniche (Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa, MVT).

I rapporti sopra descritti si osservano in destra Idice, a SE di Monterenzio, dove la formazione affiora estesamente. Le peliti costituiscono l'intera unità in sinistra Idice, dove localmente ANT è geometricamente sovrastante alla Formazione di Loiano (contatto non esposto); le marne rappresentano inoltre gli inclusi più comuni, tra quelli di provenienza epiligure, entro i potenti olistostromi di San Clemente e della Val Sellustra.

La Formazione di Antognola (ANT) è costituita prevalentemente da marne, marne siltose grigie a stratificazione poco evidente per bioturbazione, sporadicamente con intercalazioni di arenarie vulcanoclastiche. La fratturazione si sviluppa per superfici curve concentriche, recanti patine manganesifere di alterazione. Localmente, recano intercalazioni di torbiditi arenaceo-pelitiche in strati medi, A/P circa uguale a 1, (Guasti, sez. 238060 inedita). Alla scala del campione a mano, le arenarie (a grana media e grossolana) presentano una composizione a prevalenti clasti litici ofiolitici.

Il *Membro di Anconella* (ANT₄) (la località-tipo si trova nel confinante foglio 237) ha geometria lenticolare e comprende torbiditi in strati medi e banchi, localmente amalgamati, di arenarie quarzoso-feldspatiche a grana media e grossolana, talora con clay-chips. La composizione delle arenarie è simile a quella che caratterizza i litotipi delle Formazione di Loiano, indicando nell'erosione di quest'ultima una possibile fonte di approvvigionamento dei sedimenti trasportati dalle correnti di torbida. Sono presenti sporadiche intercalazioni di peliti "tipo Antognola", ricche in microfossili. Il Membro di Anconella si ritrova intercalato nella parte alta dell'unità e localmente appoggia sulle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa, con l'interposizione di peliti con cui queste breccie si interdigitano. Potenza massima di un centinaio di metri circa.

L'unità **MVT** è costituita da breccie argillose poligeniche con clasti prevalentemente calcilitici in matrice argillosa grigia e costituisce un corpo lenticolare che si divide in lingue entro le peliti. Queste breccie sono state correlate con l'unità "Canossa" dell'area-tipo dell'Appennino reggiano in quanto presentano analogia di posizione stratigrafica. In destra Idice, le breccie poligeniche costituiscono la parte basale della Formazione di Antognola, si pongono in discontinuità stratigrafica sulle tettoniti liguri (argille varicolori della Val Sillaro, AVS) e mantengono rapporti di digitazione con le peliti ad essa sovrastanti. La potenza è variabile da poche decine ad un centinaio di metri circa.

Come già indicato, i rapporti tra la facies pelitica di ANT e LOI sono di difficile interpretazione; in un incluso è stato osservato localmente il contatto inferiore netto con la Formazione di Monte Piano, interpretata tuttavia come costituente un incluso entro le breccie argillose poligeniche.

La formazione, comprensiva dell'unità "Canossa", raggiunge la potenza massima di alcune centinaia di metri.

Sedimentazione di scarpata e bacino torbido confinato, accompagnata dalla messa in posto di colate di fango, detrito e blocchi mono- o pluriformazionali.

Oligocene inferiore – Miocene inferiore, Rupeliano – Aquitaniano (con possibile estensione alla parte inferiore del Burdigaliano) per ANT.

Miocene inferiore, Aquitaniano per MVT.

L'attribuzione stratigrafica di ANT è basata sull'analisi delle associazioni a nannoplancton calcareo della facies pelitica che sono riferibili alle biozone NP23, NP25 e NN1-NN2. In letteratura le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa sono attribuite all'Aquitaniano, nell'area tipo (FORNACIARI, 1996; PAPANI, 2002). Il membro di Anconella è dubitativamente attribuito all'Oligocene superiore – Miocene inferiore nell'adiacente Foglio 237 (PANINI, 2002).

5.3.5. - *Formazione di Contignaco (CTG)*

Equivale al "membro selcioso", distinto al tetto della Formazione di Antognola nella carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000, mutuato dalla stratigrafia di THIEME, 1961 e PIERI, 1961 ("Tripoli di Contignaco"). È distribuita arealmente in Val d'Idice (principalmente a est di Monterenzio) e tra Val Quaderna e Val Sillaro, dove costituisce la parte basale e tettonizzata delle "placche" isolate di M. Calderaro-M. Grande.

Sono marne, marne siltose giallastre o grigio scure al taglio fresco, con selce diffusa o in liste e noduli, in strati medi e sottili con giunti poco evidenti (la stratificazione si distingue più agevolmente in panoramica). La fratturazione può essere pervasiva, accompagnata da patine manganesifere di alterazione.

Presenti, e localmente differenziate nella litofacies **CTG_a** (Guasti, sez. 238060, dati inediti) intercalazioni di torbiditi in strati medi, dati da una porzione basale

ad arenarie vulcanoclastiche a grana media o fine, passanti a peliti grigie fissili; rapporto A/P varia da 1/2 a 1/3. Gli strati presentano una geometria tabulare.

Contatto inferiore (male esposto) su ANT, altrove nell'Appennino bolognese (es. Val Samoggia, DE NARDO dati inediti) passaggio inferiore graduale per alternanze sulle peliti di ANT.

Potenza variabile da alcune decine ad un centinaio di metri circa.

Sedimentazione di scarpata, con depositi pelagici arricchiti in selce ed apporti torbiditici, prevalentemente vulcanoclastici.

CTG è rappresentativa, entro la successione epiligure, dell'"orizzonte siliceo" che ha valore di marker stratigrafico nel Miocene basale, sia per i bacini di piggy-back che per quelli di avanfossa (AMOROSI *et alii*, 1996a).

Età: Miocene inferiore, Aquitaniano – Burdigaliano. L'analisi biostratigrafica ha evidenziato associazioni a nannoplancton poco differenziate e attribuibili dubitativamente alla Zona NN2 oppure alla Zona NN3. In letteratura l'unità è generalmente attribuita all'Aquitano – Burdigaliano inferiore (si veda ad esempio CERRINA FERONI *et alii*, 1990; PANINI, 2002; PAPANI, 2002).

5.3.6. - *Formazione di Pantano (PAT)*

Appartiene al Gruppo di Bismantova, come emendato da AMOROSI *et alii*,



Fig. 6 - Ripresa da Bisano, verso occidente. Panoramica degli affioramenti della Formazione di Pantano alla sinistra del T. Idice.

(1996a) ed in accordo con le direttive del Comitato Tecnico Scientifico per la cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo.

Raggiunge i massimi spessori a NW di Bisano (figg. 6 e 7).

Consiste in areniti fini grigio chiare, scure al taglio fresco, fossilifere; strati medi poco percepibili per bioturbazione. La porzione basale dell'unità è localmente costituita da un corpo lenticolare di areniti (con granuli glauconitici) e bio-calcareniti in strati da sottili a medi, piano paralleli, ondulati con ripples da onda o hummocky cross-lamination. E' stata cartografata come membro della *Pietra di Bismantova* (PAT₅) per analogia con i litosomi affioranti nell'area-tipo dell'Appennino Reggiano (PAT₅; DE NARDO *et alii*, 1992 *cum bibl.*). Nella porzione stratigraficamente superiore dell'unità, le areniti si arricchiscono in frazione pelitica, assumendo un colore grigio-scuro; segnalati sporadici livelli di conglomerati.

Il contatto inferiore dell'unità sulla Formazione di Contignaco corrisponde ad una superficie di discontinuità di importanza regionale. Si segnalano (BENINI & GUASTI, 1992) filoni sedimentari di PAT entro CTG, in destra Idice all'altezza di Molino di Cassano.



Fig. 7 - Ripresa da Bisano, verso occidentale. Affioramenti della Formazione di Pantano alla sinistra del T. Idice: dettaglio.

Potenza massima di 500 m circa, raggiunta in sinistra del T. Idice.
Sedimentazione di piattaforma interna.

Età: Miocene medio, Langhiano e dubitativamente Burdigaliano. Le associazioni a nanoplancton sono generalmente riferibili alla Zona NN5, sebbene non si possa localmente escludere l'attribuzione alla Zona NN4. I dati cronostratigrafici desunti dalla letteratura sostanzialmente confermano quanto osservato (si veda ad esempio AMOROSI, 1992b; AMOROSI *et alii*, 1993; 1996a; PANINI *et alii*, 2002).

5.3.7. - *Formazione di Cigarellino (CIG)*

Corrisponde all'unità indicata localmente come "formazione di Vaie" (VAE) nella cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000 (es. BENINI, 1997), correlata quindi con la Formazione di Cigarellino a scala regionale, per estensione della stratigrafia del Gruppo di Bismantova dall'area-tipo dell'Appennino Reggiano (AMOROSI *et alii*, 1996a, *cum bibl.*)

Comprende le facies prevalentemente pelitiche che si sovrappongono alla Formazione di Pantano e che affiorano tra la Val d'Idice e la Val di Zena; costituisce quasi interamente le placche isolate di M. Calderaro-M. Grande-Vedriano.

La formazione è litologicamente costituita da marne silteose grigie, in strati medi e spessi, mal percepibili per bioturbazione, localmente ricche in macrofossili (prevalentemente, gasteropodi e lamellibranchi a guscio sottile).

Presenti intercalazioni di pacchi decametrici di torbiditi, differenziate nella *litofacies arenaceo-pelitica CIG_c* ("VAE_a", BENINI & GUASTI, 1992; DE NARDO & BENINI 1993). Queste torbiditi si presentano in strati sottili e medi di areniti e peliti, con rapporto A/P generalmente maggiore o uguale a 1, a geometria tabulare. I livelli arenitici sono dati da areniti giallastre alterate, grigie al taglio, ben cementate, a grana media e fine; i clasti sono principalmente costituiti da clasti carbonatici e quarzo.

Nei pressi della località Spicchi Neri (destra Idice, M. Armato), è segnalato in CIGc uno strato risedimentato di arenaria vulcanoclastica, del tutto analogo a quelli che si rinvencono comunemente entro la Formazione di Contignaco, indicati come "tripoli" dagli autori, senza essere quindi esclusivi di quest'ultima (DE NARDO & BENINI, 1993).

E' stato distinto il *membro di Monterenzio (CIG_s)*, corpo complessivamente lenticolare alla scala del foglio geologico, che si chiude in sinistra del T. Idice. E' costituito da areniti giallastre all'alterazione, grigie al taglio fresco, particolarmente ricche in clasti litici carbonatici, cementate in modo differenziale secondo ellissoidi subparalleli alla stratificazione ("cogoli"); si presentano in strati gradati,

medi e spessi, frequentemente amalgamati o separati da peliti grigie in spessori centimetrici. Gli strati sono organizzati in pacchi plurimetrici, intercalati ad uguali spessori delle peliti di CIG; presentano singolarmente geometria lenticolare alla scala dell'affioramento.

Limitatamente alla “Serie di Loiano” in sinistra Idice, il passaggio inferiore di CIG su PAT è graduale per transizione.

In tutti gli altri casi, ad est del T. Idice, il contatto inferiore di CIG corrisponde ad una superficie di discontinuità, trovandosi stratigraficamente su CTG o su PAT in spessore ridotto. Localmente (rupe di Settefonti, De Nardo, sez. 238020 inedita) il contatto è marcato da un arricchimento delle arenite fini e peliti in granuli glauconitici.

Nell'alta valle del T.Sillaro, all'altezza di Giugnola, si ha l'unica situazione in cui marne, recanti intercalazioni di arenite in strati medi, risedimentati, affiorano svincolate dal resto della successione epiligure (fig. 8). Da un punto di vista litologico e cronostatigrafico sono affini alla Formazione di Cigarellino con cui sono



Fig. 8 - Sinistra del T. Sillaro, tratto compreso tra Piancaldoli e Giugnola. Marne di età serravalliana sup. recanti intercalazioni di strati arenacei torbiditici, singoli o in pacchi. Sono state correlate alla Formazione di Cigarellino (Formazione di Vaie, dalla cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000). Al tetto stratigrafico recano breccie argillose poligeniche, la cui base è netta ed erosiva sulle marne. A questo affioramento si fa riferimento nel testo, descrivendo l'olistostroma di Rio delle Pioppe (foto: L. Martelli).

state correlate e si presentano associate alle brecce argillose poligeniche dell'olistostroma del Rio delle Pioppe (vedi oltre). I rapporti sono stati interpretati come quelli di un incluso sedimentario.

Nell'ambito della "Serie di Loiano" AUCTT. l'unità presenta la potenza massima, stimata in 500 m circa, raggiunta in sinistra Idice.

Sedimentazione di piattaforma esterna e scarpata, localmente in condizioni di bacino torbiditico confinato, ad esempio, in solchi governati dalle principali strutture tettoniche. Il passaggio da PAT a CIG indica un approfondimento dell'intero bacino, registrato a scala regionale (si veda discussione in AMOROSI, 1992b).

Età: Miocene medio-superiore, Langhiano – Tortoniano (parte basale). I campioni prelevati per la biostratigrafia a nannoplancton calcareo entro la parte alta dell'unità non hanno fornito indicazioni precise, poichè presentano associazioni indicative delle biozone NN6 (parte intermedia del Serravalliano) o NN7 (Serravalliano superiore – Tortoniano inferiore). Per quanto riguarda i termini più bassi di CIG, le analisi biostratigrafiche hanno mostrato la presenza della Zona NN5.

L'attribuzione è in accordo con gli studi sulle faune a foraminiferi planctonici precedentemente pubblicati (e in parte relativi all'area del foglio 238) dove si registrano associazioni riferibili all'intervallo compreso fra la parte alta della Zona a *Praeorbulina glomerosa* s.l. del Langhiano e la parte inferiore della Subzona a *Globorotalia siakensis* - *Globigerinoides obliquus obliquus* del Tortoniano basale (AMOROSI *et alii*, 1993; 1996c).

5.3.8. - *Formazione del Termina (TER)*

Corrisponde alle "Marne del Termina" (THIEME, 1961), così indicate in recenti lavori di revisione stratigrafica delle unità epiliguri mioceniche (AMOROSI *et alii*, 1993; 1996a) e nel confinante foglio 327 "Sasso Marconi" di PANINI (2002). Nella cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000, è stata indicata come "argille di Montebello" (MBL, es. in BENINI, 1997), per correlazione con la stratigrafia della Val Marecchia (RUGGERI, 1970).

Nell'area di studio, la formazione rappresenta il tetto della "Serie di Loiano" AUCTT. e la base della successione pliocenica, sul fianco meridionale della sinclinale intrappenninica.

Sono areniti fini, marne siltose grigie passanti superiormente a marne argillose grigio-scure o nerastre. Abbondanti i macrofossili, talora piritizzati (Lamellibranchi, Echinidi, Gasteropodi). Sono segnalati un livello con malacofaune a *Lucina* (BENINI, 1997) e concrezioni diagenetiche baritizzate (ba, *ibid.*). Queste ultime si presentano sotto forma di corpi lenticolari di colore giallastro per alterazione, grigio al taglio, allineati lungo orizzonti (fig. 9); in affioramento, il passaggio tra marne argillose e concrezione avviene in modo sfumato e senza soluzione di continuità.

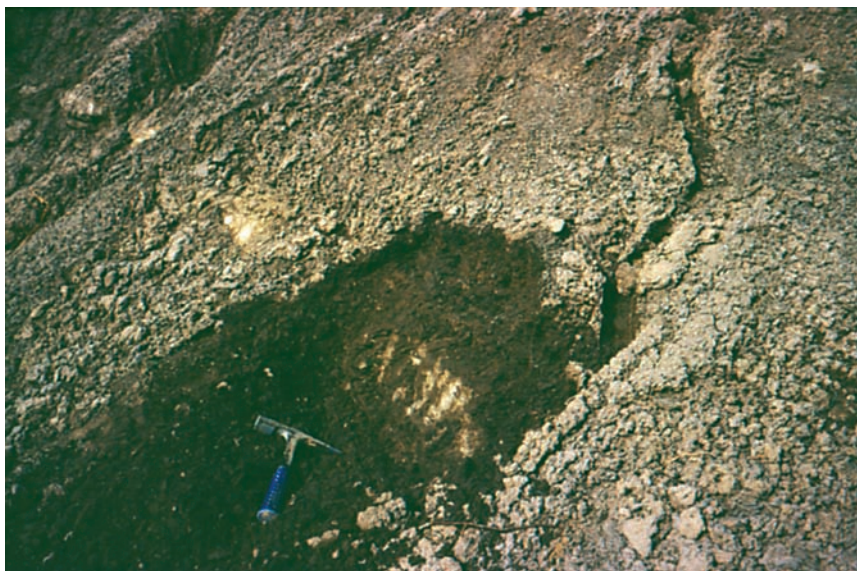


Fig. 9 - Sinistra Idice, all'altezza di Savazza (loc. Cà degli Alberi, sez. 238050). Formazione del Termina (Argille di Montebello, nella cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000), dettaglio delle concrezioni diagenetiche giallastre, contenute entro le marne argillose grigio scure nella parte stratigraficamente più alta dell'unità.



Fig. 10 - Ripresa da M. delle Formiche, verso sud. Morfologia caratteristica del substrato della successione pliocenica, costituito dalla Formazione del Termina, presso il fianco meridionale della sinclinale "intrapenninica" bolognese.

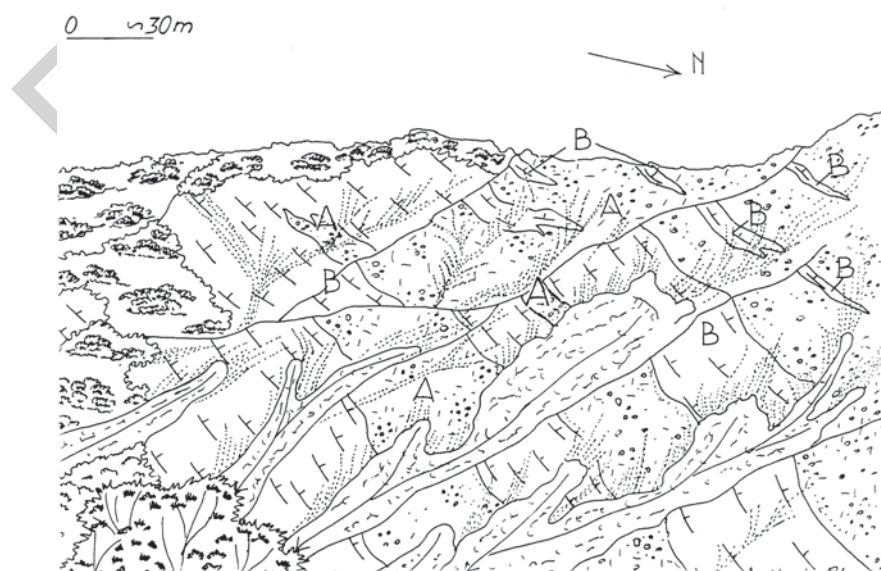
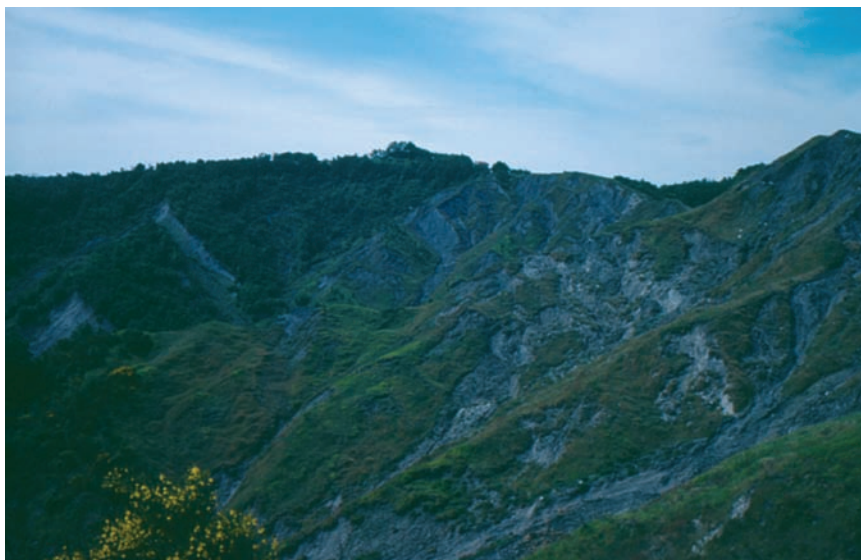


Fig. 11 - Nella parte superiore della successione sedimentaria che costituisce la "placca" di Bazzano di Sopra, si osservano interdigitazioni tra breccie argillose poligeniche (A) e marne siltose di etàortoniana (B), correlate alla Formazione del Termina.

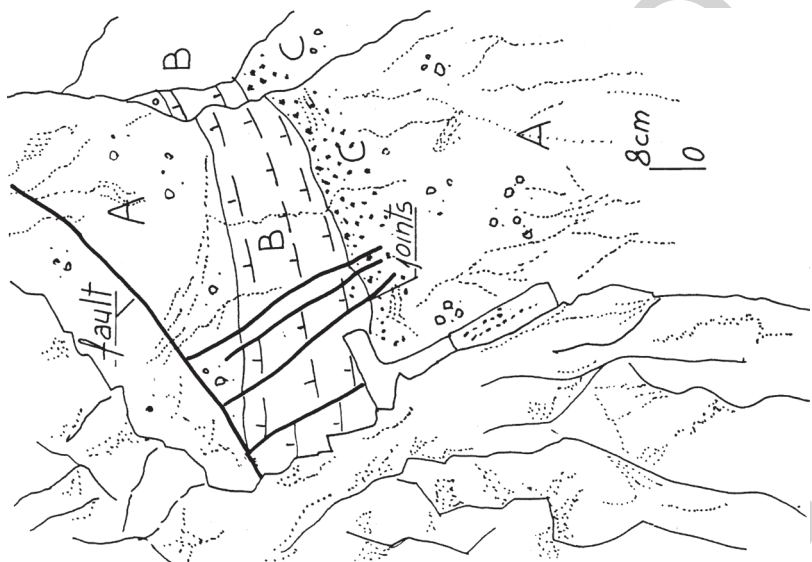


Fig. 12 - Dettaglio dell'affioramento precedente, dove è isolata una delle intercalazioni di marne (B) entro le breccie argillose. Presso la base stratigrafica dell'intercalazione, si distinguono (C), breccie a clasti argillini, la cui matrice è data dalle stesse marne. C è interpretabile come transizione dalla sedimentazione per debris-flow a quella particellare.

Alla base stratigrafica della formazione sono presenti localmente corpi lenticolari di arenarie glauconitiche (litofacies **TER_g**, *ibid.*), espressione di una discontinuità sedimentaria, recentemente documentata da AMOROSI *et alii*, 1993 a separazione tra le Formazioni di Cigarellino e Termina. In particolare, in località Poggiolo (Val di Zena) è presente un corpo lenticolare dello spessore di una decina di metri circa, di arenarie torbiditiche verdastre, a grana media, in strati amalgamati di spessore variabile (da medi a spessi).

L'unità è localizzata principalmente in sinistra Idice (dove costituisce il substrato della successione del "Pliocene intrappenninico", fig. 10); mentre è presente in una singola placca "epiligure" a NW di S. Clemente, dove costituisce il tetto stratigrafico di una successione data dalle formazioni di Contignacco e Cigarellino. Qui, in località Ca' Bazzano, le marne si interdigitano con brecce argillose poligeniche (fig. 11), differenziate nella litofacies **TER_c** (BENINI & DE NARDO, 1994). Si segnala, nella stessa località, un blocco di calcare a Lucina, incluso nelle brecce argillose medesime (BENINI & GUASTI, 1992). In affioramento, entro le brecce argillose poligeniche si osservano livelli medio-sottili di marne grigie intercalate; il passaggio inferiore stratigrafico di tali intercalazioni avviene in modo graduale, attraverso uno spessore di marne recanti sporadici clasti argillitici (fig. 12).

Contatto inferiore in discontinuità sulla formazione di Cigarellino; potenza variabile da un centinaio a 350 m.

Sedimentazione di piattaforma esterna e scarpata, con locali condizioni anossiche.

Età: Miocene superiore, Tortoniano – Messiniano?. L'età è desunta dallo studio biostratigrafico di nannofossili e foraminiferi; in particolare le associazioni a nannofossili hanno evidenziato la presenza delle Zone NN9 e NN10, mentre le analisi delle microfane a foraminiferi planctonici sono riferibili alla Zona a *Globorotalia acostaensis*. Le attribuzioni sostanzialmente concordano con quanto presente in letteratura, sebbene il limite superiore della Formazione (non campionato nel foglio 238) sia localmente datato al Messiniano (PANINI *et alii*, 2002).

5.4. - UNITÀ LIGURI

Comprendono le unità litostratigrafiche riconducibili al dominio ligure, che costituiscono parzialmente il substrato del "Pliocene Intrappenninico" e completamente quello della successione epiligure. Nell'area del foglio 238, sono presenti formazioni costituite dalle monotone successioni torbiditiche dei flysch liguri e da unità caotiche argillitiche, classificabili come tettoniti (per una sintesi terminologica, si rimanda a BETTELLI *et alii*, 1996).

Nell'ambito del comune dominio stratigrafico ligure, appartenevano ad originarie successioni parzialmente conservate o ricostruibili (con un certo margine di interpretazione) in base ad analogie di facies e conoscendo l'età delle formazioni coinvolte, ciò grazie ai dati biostratigrafici.

Tale ricostruzione ha comunque valore relativo, poichè applicata a terreni dalla complessa storia deformativa sin- e post-deposizionale (di cui la “fase ligure” AUCTT. rappresenta solo un evento), sradicati e trasportati entro bacini progressivamente più recenti, come componenti di nuove unità sedimentarie sintettoniche.

Si descrivono le formazioni cartografate, in ordine di età, evidenziando di volta in volta l'appartenenza ad una successione stratigrafica interpretata. In legenda, l'ordine con cui le unità sono elencate tiene conto direttamente delle successioni originarie ricostruite, all'interno delle quali le formazioni sono descritte dalla più recente alla più antica.

5.4.1. - Argille a Palombini (APA)

Rappresenta l'unità caotica ligure arealmente più diffusa, occupando completamente il settore compreso tra il T. Idice, Sasso della Mantasca e Villa di Sassonero (BETTELLI & PANINI, 1992a). Sono argilliti grigi o a tenui focature rossastre,



Fig. 13 - Affioramento di Argille a Palombini nell'area del Sasso della Mantasca, allo spartiacque tra i torrenti Idice e Sillaro. Le condizioni di severa tettonizzazione hanno comunque consentito la preservazione della stratificazione d'origine, apprezzabile dalle alternanze tra calcari ed argilliti. In questo settore, le Argille a Palombini sono associate a: corpi ofiolitici (Fig. 14, Passo della Raticosa, M. Beni; area foglio 253) ed a marne siltose verde-oliva, tettonizzate, con boudins di calcari “tipo palombino” (Fig. 15, litofacies APA_d).



Fig. 14 - Passo della Raticosa, M. Beni; ofoliti associate ad APA nell'area del Foglio 253.



Fig. 15 - Litofacies APA_d

con clivaggio scaglioso pervasivo o talora fissili. Inglobano boudins di calcilutiti biancastre per alterazione, grigio-scure al taglio, a luoghi silicizzate. Subordinati i blocchi di arenarie manganesifere.

Comunemente, la formazione presenta l'aspetto caotico dovuto alla tessitura a "blocchi in matrice", dove i blocchi calcarei sono più o meno allineati e compenari; in rari affioramenti (es. strada del Passo della Raticosa da Piancaldoli a Farneto) è preservata l'originaria stratificazione "indisturbata", con alternanze di strati medi calcarei, gradati, ed argilliti fissili (fig. 13). Sono state differenziate (BENINI & GUASTI, 1992) le seguenti litofacies:

APA_b, caratterizzata da argilliti varicolorate litologicamente simili alle argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT) a cui APA si associano costantemente. Queste argilliti inglobano blocchi di calcari "tipo palombino", aventi mediamente le dimensioni di alcuni decimetri (asse o spigolo maggiore). E' interpretabile come l'originaria facies di passaggio graduale per alternanza tra le due formazioni.

APA_c, questa litofacies è essenzialmente simile alla precedente, tuttavia si presenta in associazione a corpi ofiolitici eterometrici. Si tratta prevalentemente di breccie ofiolitiche (**bo**) e secondariamente diaspri (**ds**); raggiungono le massime dimensioni in Val Sillaro, all'altezza di Villa di Sassonero o, al di fuori dell'area del foglio, a M. Beni presso il Passo della Raticosa (fig. 14). Queste masse presentano contatti tettonizzati basali e laterali con le argilliti. Queste ultime recano localmente (sinistra Sillaro, Rio Poggioli) intercalazioni di breccie poligeniche a matrice argillosa, in spessori variabili da decimetrici a metrici.

APA_d, questa litofacies è caratterizzata da marne siltose e siltiti argillose verde-oliva, con clivaggio pervasivo e diffuse patine manganesifere di alterazione. Presenti rari blocchi budinati di calcari "tipo palombino". Arealmente poco diffusa, si segnalano tra i migliori gli affioramenti del Sasso della Mantesca e di M. Cuccoli (fig. 15).

I contatti dell'unità sono ovunque tettonici o tettonizzati; la potenza originaria è stimabile in alcune centinaia di metri.

Sedimentazione pelagica argillosa in bacino profondo (al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati), con apporti di fanghi carbonatici risedimentati ed arenarie torbiditiche.

In una successione ricostruita, APA poteva costituire il substrato delle argille varicolori di Grizzana Morandi, unità alla quale sono costantemente associate non solo nell'area del foglio 238, ma a scala regionale.

Età: Cretaceo, Aptiano – Turoniano. L'attribuzione è basata sulle ricerche condotte entro i Fogli 238 e 237 (PANINI, 2002). In letteratura l'unità è comunemente attribuita ad un generico Cretaceo inferiore, con locale estensione al Barremiano per i termini più bassi (VESCOVI, 2002). E' documentato inoltre il Cretaceo

superiore, fino al Turoniano, anche nell'area dei fogli 219 e 236 (GASPERI *et alii*, 2005; BETTELLI, 2002).

5.4.2. - argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT)

Si tratta di argille varicolorate s.l., descritte per la prima volta in BETTELLI *et alii*, 1989a, informalmente indicate come “argilliti variegate”.

Unità caotica data da prevalenti argilliti siltose rosso-mattone, fissili; argilliti bluastre e rosse (fig. 16). La stratificazione è localmente preservata per modeste spessori, mentre sono comuni le superfici di clivaggio scaglioso anastomosate, nonché superfici lucide e striate dotate di una maggiore continuità alla scala dell'affioramento ed associate a zone di taglio. I litotipi che caratterizzano l'unità sono rappresentati in fig. 16 e solo localmente (es. in corrispondenza delle facies più argillitiche), la stratificazione è ancora conservata.

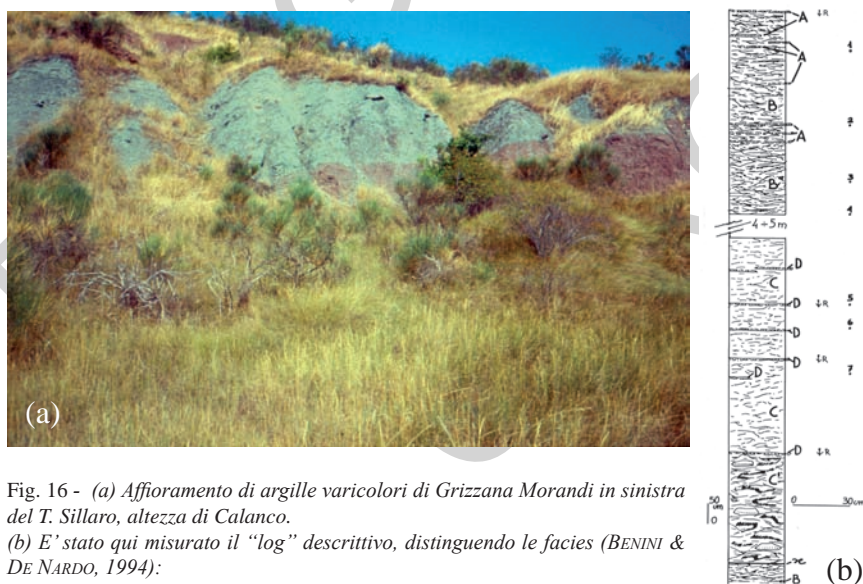


Fig. 16 - (a) Affioramento di argille varicolori di Grizzana Morandi in sinistra del T. Sillaro, altezza di Calanco.

(b) È stato qui misurato il “log” descrittivo, distinguendo le facies (BENINI & DE NARDO, 1994):

A - arenarie fini verde chiaro, torbiditiche, in strati molto sottili;

B - argilliti nerastre, con clivaggio scaglioso pervasivo;

C - argilliti verdastre, subordinatamente nere, con sottile stratificazione preservata;

C' - argilliti verdastre e rosso-scuri in sottili alternanze come C, recanti boudins di areniti grigie (cfr. facies D);

D - areniti grigio-cenere, torbiditiche, in blocchi.

Si tratta unicamente di suddivisioni litologiche, cui non è possibile attribuire un significato stratigrafico a causa della tettonizzazione dell'unità.

Con “x” sono indicate, qui e in seguito, le superfici di taglio, ben differenziabili e lateralmente continue rispetto al clivaggio scaglioso. I numeri indicano i campioni.

Inglobano blocchi pluridecimetri di arenarie brune per alterazione, grigie al taglio fresco, con lamine piano parallele e ondulate.

La litofacies **AVT_b** si differenzia per sottili strati di areniti verdastre a grana fine (ricche in granuli di quarzo e di litici carbonatici) alternate a peliti fissili nerastre o varicolorate. I migliori affioramenti di AVT sono localizzati a SW di Villa di Sassonero, in associazione costante con APA. Contatto ovunque tettonici o tettonizzati; potenza originaria dell'ordine del centinaio di metri.

Sedimentazione pelagica argillosa, con apporti torbiditici grossolani, in bacino profondo.

Età: Cretaceo inferiore e superiore, l'attribuzione è basata sull'analisi delle associazioni a nannofossili calcarei presenti in alcuni campioni nell'area del foglio (Fornaciari, in BENINI & DE NARDO, 1994) e in aree adiacenti (foglio 237) dove sono segnalate associazioni del Cenomaniano e Turoniano (PANINI, 2002).

Le unità caotiche argillitiche sin qui descritte, Argille a Palombini ed AVT, seguono la distribuzione areale di formazioni torbiditiche liguri quali quelle di Monte Venere e Monghidoro (vedi oltre), che da sole costituiscono la successione stratigrafica indicata in letteratura come "Gruppo della Val di Sambro" (ABBATE, 1969). Completando la ricostruzione stratigrafica, APA ed AVT appartenerebbero al substrato di questi flysch liguri tardo cretacei-paleocenici.

5.4.3. - argille varicolori della Val Sillaro (ASL)

Si assume per quest'unità la denominazione informale di BETTELLI & PANINI, 1992a.

Dopo le Argille a Palombini (APA), ASL è la seconda unità ligure caotica che presenta la maggior diffusione areale. Le due formazioni sono in qualche modo complementari : è già stato rilevato (BETTELLI & PANINI, op.cit.) come ASL ed APA non siano mai associate alla mesoscala (a differenza di quanto si osserva per APA e le argilliti varicolori di Grizzana), quanto piuttosto l'una sostituisca l'altra in settori ben differenziati dell'area di studio.

ASL si abbina piuttosto alla Formazione di Poggio e al flysch ligure terziario di Monte Morello successivamente descritti, con i quali condivideva l'appartenenza ad un'originaria successione stratigrafica.

Sono argilliti nerastre con focature rosse e verdi, pervasivamente interessate da superfici di clivaggio scaglioso anastomosate. Inglobano blocchi di calcilutiti biancastre (a luoghi marnose) ed arenarie fini grige, con laminazione ondulata o convoluta (fig. 17). Sono affini alle Argille della Val Samoggia (AVS) cartografate dell'Appennino Reggiano, Modenese e Bolognese (discussione in BETTELLI & PANINI, op. cit.; descrizioni in PANINI, 2002; PAPANI, 2002); si presentano tuttavia più povere in boudins litici rispetto ad AVS, delle quali oltretutto condividono la

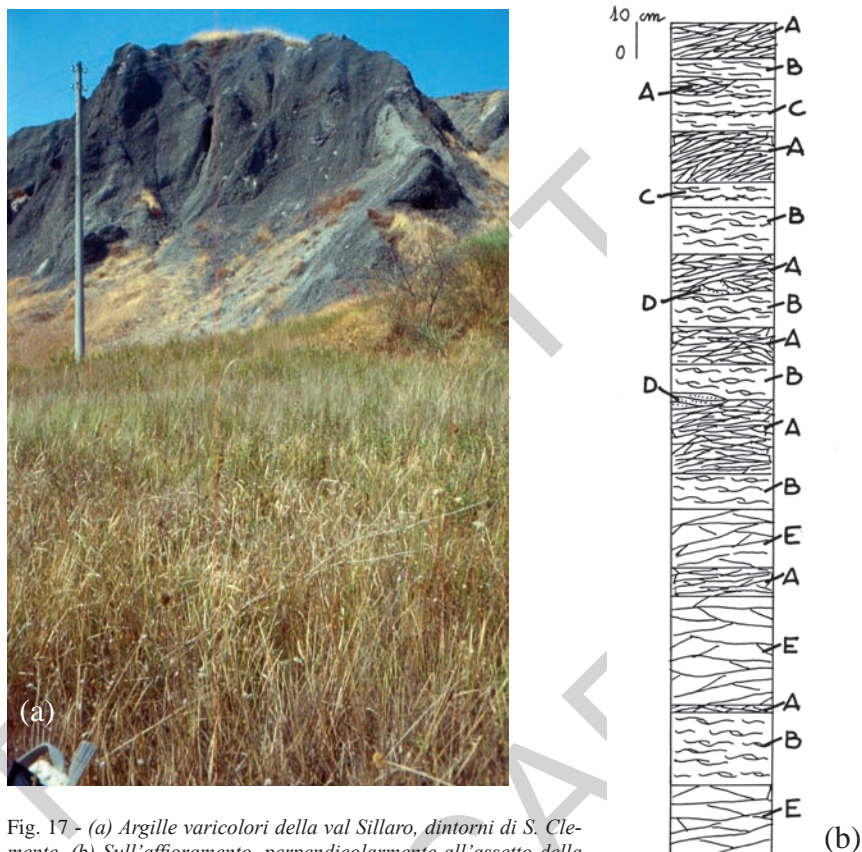


Fig. 17 - (a) Argille varicolori della val Sillaro, dintorni di S. Clemente. (b) Sull'affioramento, perpendicolarmente all'assetto della foliazione, è stato misurato il "log" descrittivo, distinguendo le facies (BENINI & DE NARDO, 1994):
 A - argilliti e marne verdastre, tettonizzate;
 B - argilliti nerastre, con clivaggio scaglioso pervasivo;
 C - argilliti verdastre, recanti sottilissime intercalazioni di argilliti rosse; contatti primari preservati;
 D - areniti fini grigio-cenere, in boudins derivanti da strati medi e sottili di origine torbidaica;
 E - marne siltose bianco-verdastre, tettonizzate.

posizione esterna nell'ambito delle Liguridi. Solo per modesti spessori affioranti, è preservata l'originaria stratificazione sottile con alternanze di letti argillitici varicolorati. Sono presenti evidenze di trasposizione. I migliori affioramenti si hanno in Val Sillaro, nei dintorni di S. Clemente (BENINI & GUASTI, 1992), dove le tettoniti ASL rappresentano il substrato delle breccie argillose poligeniche degli "olistostromi" mio-pliocenici successivamente descritti.

Sono state differenziate le litofacies:

ASL_a, argilliti nerastre, rosse e verdi con boudins lenticolari di arenarie fel-

dspatiche e calcisiltiti a Fucoidi. Sono costantemente associate a placche della Formazione di Monte Morello (MLL), con cui presentano contatti tettonizzati e di cui potevano costituire il substrato sedimentario d'origine.

ASL_b, argilliti nere, marne siltose fissili verdi e rosse con boudins di arenarie, argilliti nerastre con strati sottili di calcilutiti marnose a Fucoidi (sono preservate localmente le intercalazioni sedimentarie) e livelli di breccie argillose poligeniche. Si rinvencono raramente Septarie e noduli baritici .

Sono costantemente associate alla Formazione di Poggio (FPG), con cui presentano affinità di facies (vedi oltre, anche fig. 21). Sono interpretabili come la porzione di ASL ad esse parzialmente eteropica.

ASL_c, argilliti nerastre, rosse e verdi inglobanti boudins dati da blocchi eterometrici di calcilutiti biancastre “tipo palombino”. Litofacies interpretabile come originario equivalente laterale di questa stessa unità. Presenti raramente livelli di breccie argillose pressochè monogeniche, con clasti centimetrici o decimetrici di calcilutiti e matrice argillosa grigia.

Contatti ovunque tettonici o tettonizzati; potenza stratigrafica originaria probabilmente di alcune centinaia di metri.

Sedimentazione argillosa pelagica di piana sottomarina (al di sotto della CCD) o, localmente, di alto strutturale e scarpata, con apporti torbiditici che, nel tempo, si evolvono da fanghi carbonatici a sedimenti più grossolani con apprezzabile frazione silicoclastica.

I rapporti stratigrafici (interpretativi) con la Formazione di Poggio vengono descritti nel paragrafo dedicato a quest'ultima.

Età: Cretaceo inferiore – Eocene? I dati relativi alle associazioni a nannofossili dei campioni prelevati nell'area del foglio sono scarsamente significativi e attribuibili al Cretaceo. In particolare per ASL e ASL_c si può ipotizzare un Cretaceo inferiore generico, mentre per ASL_a sono segnalati nannofossili attribuibili al Cretaceo superiore (Campaniano - Maastrichtiano). Le caratteristiche della litofacies ASL_b permetterebbero di attribuirle al terziario, o più specificatamente all'Eocene (vedi oltre, descrizione della Formazione di Poggio). I dati di letteratura (BETTELLI & PANINI, 1992a) mostrano la possibilità che questa formazione comprenda anche sotto-unità cretache superiori, tempo-equivalenti al Flysch ad Elmintoidi del Campaniano - Maastrichtiano. Un affioramento di Flysch ad Elmintoidi, tettonicamente associato ad ASL, è d'altronde segnalato nell'area del foglio 238 (DE NARDO, sez. 238020 inedita).

5.4.4. - “*Flysch ad Elmintoidi*” (ELM)

E' segnalato in un unico affioramento, in Val Quaderna, dove è tettonicamen-

te ricoperto dalle argille varicolori della Val Sillaro ASL (DE NARDO & BENINI 1993). Si tratta di banchi torbiditici calcareo-marnosi, la cui base stratigrafica è costituita da areniti a grana medio-fine; i banchi hanno polarità inversa ed assetto variabile a causa dell'intensa tettonizzazione. Campionate per analisi biostratigrafiche, le marne calcaree hanno fornito associazioni a Nannofossili indicative del Campaniano-Maastrichtiano (biozone CC22-23).

Si tratta, per facies ed età, di un flysch ligure "ad Elmintoidi", che presenta caratteristiche litologiche assai diverse da quelle della Formazione di Monte Morello alla quale, in una prima ipotesi, questi affioramenti potevano essere riferiti. Questa prima correlazione era motivata dal fatto che, nell'area del foglio, è stata spesso osservata l'associazione tra scaglie della Formazione di Monte Morello ed argille varicolori della Val Sillaro.

Gli affioramenti della Val Quaderna sono totalmente svincolati da quelli della successione torbiditica del già citato "Gruppo della Val di Sambro" AUCTT. a cui appartiene l'unico altro Flysch ad Elmintoidi presente nell'area di studio, ovvero la Formazione di Monte Venere. Considerando questi problemi di correlazione, si è preferito mantenere per quest'unità una denominazione generica, anche se ovviamente corretta in base ai dati raccolti.

Età: Cretaceo superiore, Campaniano – Maastrichtiano. Attribuzione basata sulle associazioni a nannofossili indicative delle biozone CC22 e CC23.

Le Formazioni di Monte Venere e Monghidoro, di seguito descritte, appartengono al cosiddetto "Gruppo della Val di Sambro" (ABBATE, 1969) che comprende la successione delle due unità affiorante tra le valli dei torrenti Setta ed Idice. La "placca" dei flysch liguri è in gran parte costituita dalla successione in giacitura rovesciata, suturato direttamente dalla Formazione di Loiano.

Nell'area del foglio 238, la Formazione di Monghidoro rappresenta interamente il substrato discordante della Formazione di Loiano, in Val d'Idice tra S. Benedetto e Frassineto; secondariamente, forma "placche" minori ed isolate, tettonicamente sovrapposte o giustapposte alle Argille a Palombini, la più estesa delle quali è quella di Villa di Sassonero. In questo stesso lembo, è presente la Formazione di Monte Venere (BENINI & GUASTI, 1992) e si tratta dell'unica segnalazione di questa unità nell'area del foglio.

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

Nei rari affioramenti che si rinvencono lungo il sentiero che da Villa di Sassonero porta a Casellino del Falchetto, è data da strati spessi e banchi torbiditici di marne calcaree grigio chiare, con base arenitica. I banchi sono separati da spessori decimetrici di siltiti grigio scure, talora fissili. La facies è quella di un flysch ligure, del tipo "ad Elmintoidi".

Nella placca di Villa di Sassonero, l'unità è in contatto inferiore, tettonico,

sulle tettoniti delle Argille a Palombini; superiormente, MOV passa stratigraficamente alla Formazione di Monghidoro. Potenza parziale stimata in alcune decine di metri. Sedimentazione di bacino torbiditico profondo.

Età: Cretaceo superiore, Campaniano (parte superiore) - Maastrichtiano, desunta dalla letteratura (si veda ad esempio FIORONI *et alii*, 1996; PANINI *et alii*, 2002).

5.4.6. - *Formazione di Monghidoro (MOH)*

Rappresenta il flysch ligure che ha la maggiore diffusione areale nell'ambito del foglio. E' dato da torbiditi in strati sottili, medi e banchi arenaceo-pelitici, A/P variabile (valore modale compreso tra 2/1 e 1/2), separati da spessori decimetrici di argilliti nerastre (fig. 18). Rare le intercalazioni di strati sottili calcarei o calcareo marnosi, bianchi o rosati. Le arenarie sono quarzose, da medie a grossolane, con grado di cementazione variabile.



Fig. 18 - *Formazione di Monghidoro. Dettaglio della facies con strati arenaceo-pelitici di origine torbiditica, aventi spessore medio e sottile; in spessori plurimetrici, si intercala alle torbiditi in banchi e strati spessi.*

Sono differenziate le litofacies:

MOH_a, data da torbiditi in strati arenaceo-pelitici da sottili a spessi, A/P compreso tra 2/1 e 3/1. Potenza di qualche centinaio di metri circa.

MOH_b, data da torbiditi in strati sottili pelitico-arenacei, A/P compreso tra 1/3 e 1/4. Potenza di un centinaio di metri circa.

MOH_c, data da torbiditi in banchi marnoso calcarei, separati da spessori decametrici di strati medi e sottili arenaceo-pelitici, A/P variabile da 1/1 a 1/2. Potenza di poche decine di metri. Rappresenta la facies di passaggio inferiore graduale per alternanze dalla Formazione di Monte Venere, che affiora estesamente nelle aree limitrofe a quella del foglio 238.

La potenza parziale dell'unità è stimata in 500-600 m, in sinistra Idice.

Sedimentazione di bacino torbiditico, alimentata da apporti clastici derivanti dallo smantellamento di rilievi a composizione granitica e metamorfica.

Età: Cretaceo superiore – Paleocene, Maastrichtiano – Thanetiano. Le associazioni a nannoplankton relative alla parte più alta dell'unità sono riferibili alla Zona NP9. I dati di letteratura sostanzialmente confermano l'attribuzione e permettono di estendere al Maastrichtiano l'età della parte inferiore dell'unità (si veda ad esempio FIORONI *et alii*, 1996, PANINI *et alii*, 2002).

5.4.7. - *Formazione di Poggio (FPG)*

Vengono correlati con questa formazione, descritta nelle Note Illustrative del confinante foglio 237 (PANINI, 2002) gli affioramenti di (prevalenti) argilliti caotiche, informalmente indicate e cartografate con il nome di argille di Lupazzano in BENINI & DE NARDO, 1994.

Sono costantemente associate alle argille varicolori della Val Sillaro, arealmente molto più diffuse; nel foglio 238, i migliori affioramenti di FPG sono localizzati nella valle del T. Gaiana, nella cava abbandonata a sud di Casalecchio dei Conti (località Loreto).

Sono argilliti ed argilliti siltose rosso-mattone (fig.19) e subordinatamente verdi, con "isole" verdastre subarrotondate ed ichnofossili ramificati, impregnati di ossidi di manganese. Recano blocchi budinati di arenarie feldspatiche, a laminazione obliqua e ripples. Localmente si interdigitano a marne rosa e verdi a stratificazione mal percepibile, affini ai litotipi che costituiscono i banchi di "marne rosate" dei flysch liguri paleocenico-eocenici (es. l'omonima Formazione di Tizzano, il Flysch di Monte Sporno, la Formazione di Monte Morello).

E' suggestivo pensare che, in questi ultimi (es. la Formazione di Monte Mo-



Fig. 19 - Val d'Idice, cava dismessa in località Cavaliera a nord di Mercatale (area foglio 221). Contatto tettonico tra le argilliti rosse, che rappresentano il costituente principale della Formazione di Poggio, e la litofacies arenaceo-argillitica FPG_b , di quest'ultima.

rello, affiorante nell'area del foglio), i fanghi carbonatici delle torbide all'origine delle "marne rosate" siano stati localmente alimentati da sedimenti argillosi lateralmente equivalenti e analoghi a quelli descritti, localizzati su alti strutturali o scarpate ai limiti del bacino.

Il grado di deformazione è elevato, con evidenze di trasposizione tettonica a carico di un'originaria successione pelitico-arenacea, sottilmente stratificata.

Sono state differenziate le litofacies:

FPG_b , data da torbiditi in strati sottili e medi arenaceo-pelitici, A/P maggiore o uguale a 1. Arenarie quarzoso-feldspatiche a componente calcilitica, a grana media e fine, scarsamente cementate, con laminazioni indicative degli intervalli Tb, Tc di Bouma. Recano rare intercalazioni di singoli strati sottili di marne silto-se grigio-chiare, con impronte di Fucoidi (fig.20).

FPG_c , costituita da brecce poligeniche in matrice argillosa nerastra.

La Formazione di Poggio è associata ad una litofacies particolare delle argille della Val Sillaro, ASL_b (già descritta ed illustrata in fig. 21) avente caratteristiche intermedie tra le due unità, come ad esempio la presenza di marne siltose rosse e

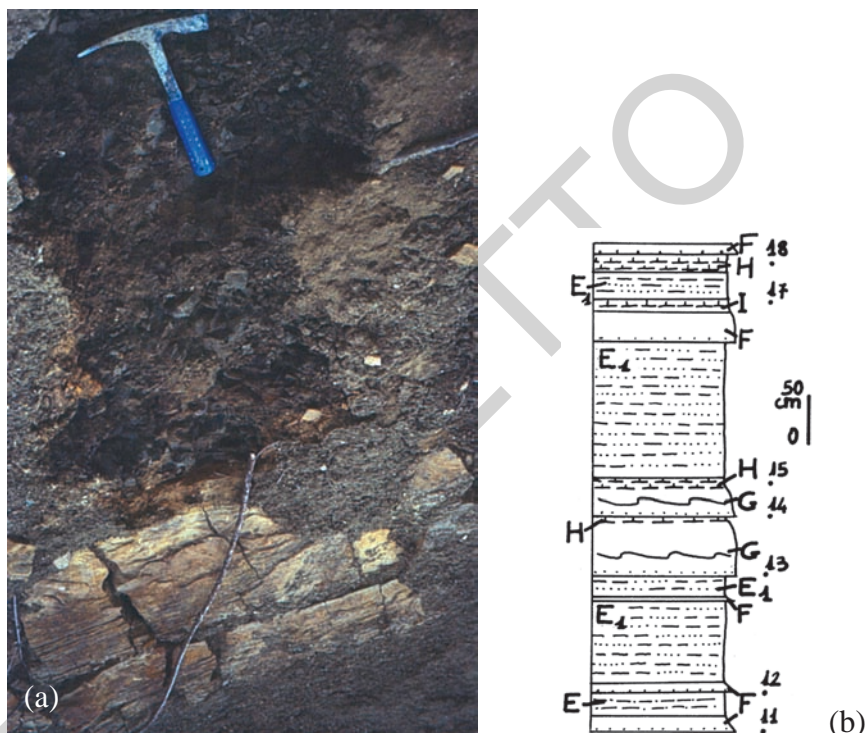


Fig. 20 - Casalecchio dei Conti, cava dismessa in località Loreto. (a) La Formazione di Poggio qui presenta una facies "tipo flysch", arealmente esigua ed assimilata alla litofacies FPG_{br}. (b) Il "log" descrittivo in figura, si riferisce ad uno spezzone di successione con buona preservazione della stratificazione originaria, dove sono stati distinti le seguenti facies e litotipi (BENINI & DE NARDO, 1994):
 E - peliti verdastre, alterate in manganese, recanti sottili intercalazioni di arenarie "tipo F";
 F - strato gradato di arenarie quarzoso-feldspatiche, micacee, scarsamente cementate, passanti al tetto a peliti. Riconoscibili gli intervalli Tb, Tc di Bouma;
 G - areniti a grana media e fine, a laminazione convoluta (Tc). Costituiscono la porzione arenacea di uno strato torbiditico, il cui tetto è rappresentato da H;
 H - peliti grigio-chiare, fissili;
 I - marne siltose grigio-brune, con Fucoidi.
 I numeri indicano i campioni.

verdastre e di arenarie quarzoso-feldspatiche.

Sono quindi ipotizzabili originari rapporti stratigrafici di parziale eteropia o transizione tra FPG ed ASL.

FPG ed ASL si riscontrano inoltre alla base stratigrafica dei potenti depositi di breccie argillose poligeniche, afferenti agli "olistostromi" di San Clemente e della Val Sellustra.

Potenza originaria stimata in un centinaio di metri.

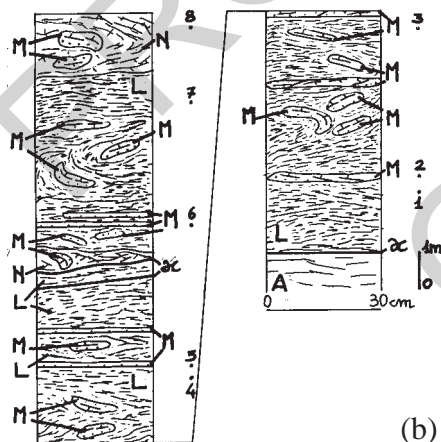


Fig. 21 - Cava Val d'Idice. (a) Quando le argille varicolori della Val Sillaro (ASL) sono associate alla Formazione di Poggio (FPG), presentano caratteristiche peculiari che ne hanno permesso la differenziazione come litofacies ASLb. (b) In figura è rappresentato il "log" descrittivo misurato sull'affioramento, dove sono state distinte le facies (BENINI & DE NARDO, 1994):

L - argilliti nere, con clivaggio scaglioso;
M - areniti torbiditiche grigio-cenere e marne siltose, in boudins;

N - marne siltose verdastre, subordinatamente rosse, queste ultime litologicamente simili a FPG

"A" rappresenta la Formazione di Poggio.

I numeri indicano i campioni.

(b)

Sedimentazione in condizione di alto strutturale e scarpata, con apporti torbiditici arenacei in condizioni distali o localmente confinate.

Età: Paleocene inferiore (?) – Eocene medio, Daniano – Luteziano. L'analisi delle associazioni a nannofossili sono generalmente attribuibili alla Zona NP15, e dubitativamente alla Zona NP16, tuttavia sono segnalati campioni sparsi riferibili alla Zona NP4.

La litofacies torbiditica è attribuita all'intervallo Ypresiano-Luteziano (Eocene inferiore - medio) da FORNACIARI in BENINI & DE NARDO, 1994.

FPG_b risulta quindi tempo-equivalente ai più recenti flysch liguri terziari (es. Formazione di Monte Morello, Flysch di Monte Sporno p.p.). Rimane aperto il problema della valutazione dell'estensione dell'intervallo temporale compreso tra l'età del tetto di FPG (una delle più recenti tra le unità liguri) e l'età delle più antiche tra le unità della successione epiligure, quali le formazioni di Loiano e Monte Piano, con relative breccie argillose poligeniche, durante il quale si sarebbe verificata la “fase ligure” AUCTT. Nel caso specifico, lo hiatus sarebbe compreso, quanto meno entro il Luteziano medio-superiore.

5.4.8. - *Formazione di Monte Morello (MLL)*

Costituisce placche isolate, distribuite nella “zona a scaglie” che separa le tettoniti liguri dalla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola ed “olistostromi” associati. Le dimensioni delle placche aumentano procedendo da NE a SW, tra Case Domenicali e Ravignana.

Localmente (dintorni di Case Domenicali) si osserva la sovrapposizione tettonica tra i lembi di MLL e le argille varicolori della Val Sillaro (litofacies ASLa), a cui il flysch ligure è comunque costantemente associato. La porzione affiorante è estremamente esigua ed il grado di tettonizzazione elevato: la caratterizzazione stratigrafica non può quindi essere di grande dettaglio.

Si tratta di torbiditi marnoso-calcarei in banchi e strati spessi, la cui porzione basale è data da areniti nocciola a grana medio-fine, particolarmente ricche in clasti carbonatici, con intervallo Tc di Bouma ben sviluppato, controimpronte di fondo da bioturbazione o impatto.

Localmente, le marne calcaree sono rosate, con chiazze verdognole del diametro di alcuni millimetri; questa litofacies non è caratteristica e diagnostica della sola Formazione di Monte Morello, ma è propria di alcuni flysch liguri terziari e della Formazione di Monte Sporno in particolare (“marne rosate maculate”, Zanzucchi, com. pers.).

La potenza parziale massima raggiunta nelle singole placche è di 150-200 m circa. I contatti sono ovunque tettonici o tettonizzati.

Sedimentazione torbiditica in bacino profondo, su substrato probabilmente costituito da argille varicolorate.

Età: Eocene inferiore e medio, Ypresiano – Luteziano, desunta dalle analisi biostratigrafiche condotte nell'adiacente Foglio 237 e da dati di letteratura (si veda PANINI, 2002).

5.5. - UNITÀ SUBLIGURI ED “INCERTAE SEDIS”

Vengono raggruppate sotto questo titolo le formazioni, alcune delle quali informalmente definite con nomi locali, riferibili al dominio subligure sulla base della facies e delle età (per una sintesi, si rimanda ai lavori di carattere generale di SESTINI, 1970 e ZANZUCCHI, 1980) o addirittura di incerta attribuzione. Nella posizione attuale, queste unità appartengono alla “zona a scaglie” strutturalmente interposta tra le tettoniti liguri e la Formazione Marnoso-arenacea, con “olistostromi” serravalliani ad essa associati. Singolarmente, si presentano in genere severamente tettonizzate ed in affioramenti di modesta estensione, il che ne condiziona la descrizione.

Sono localizzate in Val Sillaro, a sud di Case Domenicali e ad ovest di Bella Romagnola (BENINI & GUASTI, 1992). Vengono descritte in ordine di età, dalla più antica alla più recente.

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

Spezzoni plurimetrici di successioni stratigrafiche relativamente indisturbate, appartenenti a scaglie tettoniche, sono stati correlati a questa unità del dominio subligure. Sono costituite da alternanze di siltiti argillose nerastre e strati medio-spessi, gradati, di calcilutiti grigio-scure a fresco, biancastre alterate. Recano intercalazioni di siltiti marnose fissili grigio chiare e di siltiti verdognole, manganesifere.

Contatti ovunque tettonici; potenza affiorante di poche decine di metri.

Sedimentazione pelagica argillosa intervallata da risedimentazione di fanghi carbonatici.

Età: Eocene inferiore – medio, Ypresiano – Luteziano. Le associazioni a nanofossili sono attribuibili alle biozone NP14 e NP15.

5.5.2. - *formazione di Sassonero* (SSN)

La correlazione con formazioni descritte in letteratura è problematica e si è preferito assegnare un nome locale all’unità.

Negli affioramenti localizzati nella tenuta di Case Domenicali, è data da torbiditi in strati sottili e medi, costituiti da una porzione basale di areniti a grana medio-fine e peliti fissili, A/P circa uguale a 1/1. Presenti contrimpronte di fondo da bioturbazione, con intervalli Tb-Tc di Bouma riconoscibili.

Recano rare intercalazioni di banchi e strati spessi marnoso-calcarei. SSN è litologicamente affine ai flysch liguri terziari in facies calcareo-marnosa.

Contatti ovunque tettonici, potenza parziale di alcune decine di metri circa. Sedimentazione torbiditica.

Età: Oligocene inferiore, Rupeliano. I campioni prelevati per le analisi biostratigrafiche sono in maggioranza substerili o hanno fornito nannoflore scarsamente significative probabilmente riferibili all'Oligocene inferiore.

5.5.3. - formazione di Cà di Lesso (LES)

E' stato assegnato un nome locale ed informale a quest'unità, costituita da arenarie e conglomerati affioranti in destra del Torrente Sillaro, all'altezza del Mulino di Cà di Lesso.

Si rimanda ad eventuali studi successivi la verifica dell'ipotesi di correlazione di LES con una delle formazioni silicoclastiche dell'Unità Canetolo" AUCTT.: le Arenarie di Ponte Bratica, ad esempio.

Comprende diverse litofacies (non differenziate), i rapporti stratigrafici delle quali sono stati cancellati dalla tettonica:

- arenarie verdastre in strati gradati medio-sottili,
- microconglomerati con clasti prevalentemente quarzosi subordinatamente litici (diaspri, metamorfiti a grana fine) alternati a marne argillose grigio-brune,
- marne calcaree in strati medio-spessi.

Contatti ovunque tettonici, potenza parziale di poche decine di metri.

Sedimentazione torbiditica, localmente ad alta densità e concentrazione di frazione grossolana, in condizioni prossimali.

Età: Oligocene inferiore (?) – Miocene inferiore, Rupeliano (?) – Aquitaniano. Attribuzione basata sull'analisi biostratigrafica delle associazioni a nannofossili.

5.6. - OLISTOSTROMI

A conclusione del capitolo "Stratigrafia", vengono descritte unità caotiche complesse, per le quali è volumetricamente importante la componente in breccie argillose poligeniche ed alla genesi delle quali concorre buona parte delle formazioni sin qui descritte. Per motivi di sintesi sono state quindi lasciate per ultime nella descrizione, mentre in legenda si è scelto di collocarle tra la successione epiligure e le Liguridi, evidenziando la posizione stratigrafico-strutturale che si osserva per alcune di queste unità.

Nell'area di studio, il rilevamento di dettaglio a scala 1:10.000 ha permesso di differenziare le unità caotiche di genesi sedimentaria (breccie argillose) dalle "broken formations" (RAYMOND, 1984) o tettoniti, applicando i criteri descritti in BETTELLI & PANINI (1989).

Ciò premesso, per alcune particolari unità caotiche di genesi sedimentaria si è preferito utilizzare il termine "olistostroma", nel senso della definizione originaria

(FLORES, 1955) e con le restrizioni proposte da autori successivi (es. JACOBACCI, 1965), in quanto meglio descrittivo degli aspetti salienti delle unità caotiche in questione, ovvero:

- complessità nella composizione, data dall'associazione di brecce argillose poligeniche e lembi formazionali eterometrici di provenienza ligure ed epiligure;
- caratteristiche indicative di una genesi sedimentaria per processi gravitativi da frana sottomarina, riconducibili a colate di fango e detrito accompagnate da scivolamenti in massa di lembi mono- e pluriformazionali

Si tratta inoltre di un termine che gode di una tradizione letteraria e di larga diffusione, prescindendo dagli utilizzi impropri che ne sono stati fatti, in contrasto con la definizione originaria. Più recentemente (BETTELLI *et alii*, 1996) è stato anche proposto di indicare queste unità come “complessi sedimentari”, informalmente definiti.

Nella descrizione viene seguito l'ordine di età, dal più antico degli olistostromi al più recente. Risolto il problema della classificazione e genesi sedimentaria di queste unità (BETTELLI & PANINI, 1989), il significato stratigrafico (e preliminarmente, l'attribuzione cronologica) degli stessi ha avuto diverse interpretazioni, alle quali si aggiungono le considerazioni espresse in queste Note.

Indipendentemente dalle discussioni e dalle differenti interpretazioni, lo scopo dei rilevamenti di dettaglio eseguiti per la redazione del foglio 238 è stato quello di cartografare con precisione queste unità applicando, ove possibile, i tradizionali criteri litostratigrafici utilizzati per le successioni sedimentarie “normali”.

5.6.1. - *Olistostroma di Rio delle Pioppe (FRP)* (cfr. brecce argillose poligeniche, BAP)

Corrisponde parzialmente al “melange di Firenzuola, unità B” di BETTELLI & PANINI (1992a) del quale rappresenta esclusivamente la porzione di sicura genesi sedimentaria (brecce argillose poligeniche con olistoliti). I lembi di formazioni geometricamente delimitati da superfici tettoniche (“scaglie”) sono stati differenziati e separatamente cartografati, secondo le possibilità offerte dalla scala di dettaglio (1:10.000) del rilevamento di campagna (BENINI & GUASTI, 1992; BENINI, 1993b). Il fine è stato quello di differenziare la commistione tra unità dovuta a cause sedimentarie (dove la tessitura “olistostromica” è preservata), dalla commistione dovuta alla tettonica post-deposizionale.

Il rango dei contatti tettonici cartografati è lasciato all'interpretazione. Ad esempio, nel caso di duplicazioni che si osservano alla scala dell'affioramento, entro le stesse brecce argillose poligeniche, è legittimo pensare che molti dei contatti meccanici siano disturbi locali, dovuti a faglie con rigetti dell'ordine di alcune decine di metri.

L'unità è infatti coinvolta in una "zona a scaglie" orientata da NE a SW, associata a sovrascorrimenti tra le unità liguri e delle unità liguri su FRP che si risolvono in una fascia compresa tra il T.Sillaro ed il crinale di Monte delle Carpinine.

FRP è costituito da breccie poligeniche con matrice argillosa grigio scura, inglobante clasti di prevalenti calcilutiti biancastre, aventi dimensioni medimemente decimetriche o pluridecimetriche. Nel calanco di Rio delle Pioppe (sud di Villa di Sassonero) si apprezza la comune abbondanza di olistoliti entro le breccie. Le loro dimensioni variano da qualche metro (ed in questo caso i contatti primari con le breccie sono meglio osservabili alla scala dell'affioramento) a qualche decina di metri; sono prevalentemente costituiti da lembi monoformali di argille varicolorate, correlabili con ASL ed AVT. La disposizione iso-orientata degli stessi permette di individuare una grossolana stratificazione in FRP, secondo piani con immersione verso i quadranti occidentali. Nello stesso calanco, olistoliti di marne della Formazione di Antognola sono stati individuati e datati con Nannoplanton calcareo, considerata la loro importanza ai fini dell'attribuzione cronologica (relativa) dell'intera unità che risulterebbe così senz'altro più recente dell'Aquitano.

E' differenziata la litofacies **FRP_a**, data da breccie poligeniche litologicamente affini a FRP, eccetto per una minore densità di clasti in matrice argillosa. Rappresenta la porzione geometricamente inferiore dell'unità, recante inclusi di marne della Formazione di Antognola e di areniti della Formazione di Pantano (sud di Belvedere). In sinistra del T. Sillaro all'altezza di Giugnola, si osservano contatti stratigrafici preservati tra FRP_a e marne datate al Serravalliano e correlate con Formazione di Cigarello, in due distinte situazioni, osservabili in aree contigue:

- le breccie argillose costituiscono il tetto stratigrafico di una successione data da marne recanti intercalazioni di strati torbiditici; il contatto inferiore è netto ed erosivo
- le breccie argillose costituiscono la base stratigrafica delle marne serravalliane. Sulla base dei rapporti stratigrafici osservati, a FRP_a è quindi attribuibile un'età non più antica del Serravalliano. Per analogia, l'intera unità FRP può essere "ringiovanita" al Serravalliano (parte alta), assumendo comunque l'importanza delle segnalazioni di inclusi sedimentari di pertinenza epiligure sopra descritti.

Il contatto inferiore di FRP è tettonico (in parte, tettonizzato?) sulla Formazione Marnoso-arenacea; intercalazioni di breccie argillose poligeniche in FMA si osservavano lungo il T. Sillaro, ad ovest di Mercato (Farabegoli, com.pers.). Superiormente FRP è sovrascorso dalla tettoniti liguri, in particolare dalle Argille a Palombini, arealmente prevalenti.

Nelle tettoniti argillose liguri è inoltre identificabile la principale fonte di alimentazione di FRP, sia come litotipi costituenti le breccie argillose che come oli-

stoliti (APA, AVT, ASL, MLL). Anche le scaglie tettoniche di unità incertae sedis (formazioni di Cà di Lessio e Sassonero) potevano, in origine, costituire olistoliti in FRP. Potenza geometrica dell'unità non inferiore a 300 m.

Sedimentazione per colate di fango e detrito, accompagnate da scivolamento gravitativo di lembi monoformazionali. In base alle considerazioni sull'età, la messa in posto sarebbe coeva alla sedimentazione della Marnoso-arenacea serravalliana, in condizioni di scarpata e piede-scarpata presso il margine interno del bacino di avanfossa, in prossimità del fronte di avanzamento delle Liguridi.

5.6.2. - *Olistostroma di San Clemente (FSC)*

Affiora tra Val d'Idice e Val Sillaro, tra Mercatale e S. Clemente. E' dato da potenti accumuli di breccie poligeniche, con matrice argillosa grigia e prevalenti clasti decimetrici o pluridecimetrici di calcilutiti biancastre "tipo palombino". Inglobano olistoliti di dimensioni assai variabili, da metriche ad ettometriche, costituiti da lembi monoformazionali o da spezzoni di successioni conservate. Sono accomunati dalla limitata continuità laterale, sia alla scala dell'affioramento che a quella cartografica, essendo chiaramente contenuti entro le breccie argillose poligeniche. Tra di essi, si segnalano olistoliti derivanti dalla successione epiligure, in particolare dalle formazioni di Antognola, Loiano, Monte Piano e Ranzano (in ordine di frequenza), relativamente ai quali sono stati osservati sicuri rapporti stratigrafici con il "contenitore" FSC. In base a questa sola considerazione, l'età (relativa) dell'unità non sarebbe più antica dell'Aquitaniense.

Da altri autori che hanno precedentemente studiato settori dell'area del foglio 238 (BETTELLI & PANINI, 1989, 1992a; PINI, 1993), unità caotiche totalmente o parzialmente corrispondenti a FSC, vengono direttamente attribuite all'Oligocene sup.-Aquitaniense e considerate tempo-equivalenti alle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa (MVT) ed attribuite alla successione epiligure.

Nell'area di studio e' segnalato (BENINI, 1997) un lembo decametrico, isolato, di "marne selciose" burdigaliane (CTG), inglobato nelle breccie argillose poligeniche con contatti di base e tetto debolmente tettonizzati.

Questo e la presenza di breccie argillose litologicamente affini a FSC, intercalate entro le marne della Formazione del Termina in sinistra Sillaro (Cà Bazzano, figg. 11 e 12) potrebbero indicare, in via interpretativa, un'età più recente del Miocene inf., ovvero almeno Serravalliano-Tortoniano. Secondo questa ipotesi, FSC sarebbe un olistostroma svincolato dalla successione epiligure, avente lo stesso significato stratigrafico dell'unità caotica precedentemente descritta, FRP.

In FSC sono state differenziate le litofacies:

FSC_a, data da breccie poligeniche con matrice argillosa nerastra e scarsi inclusi, affioranti prevalentemente nei dintorni di Mercatale, Settefonti, S. Clemente;

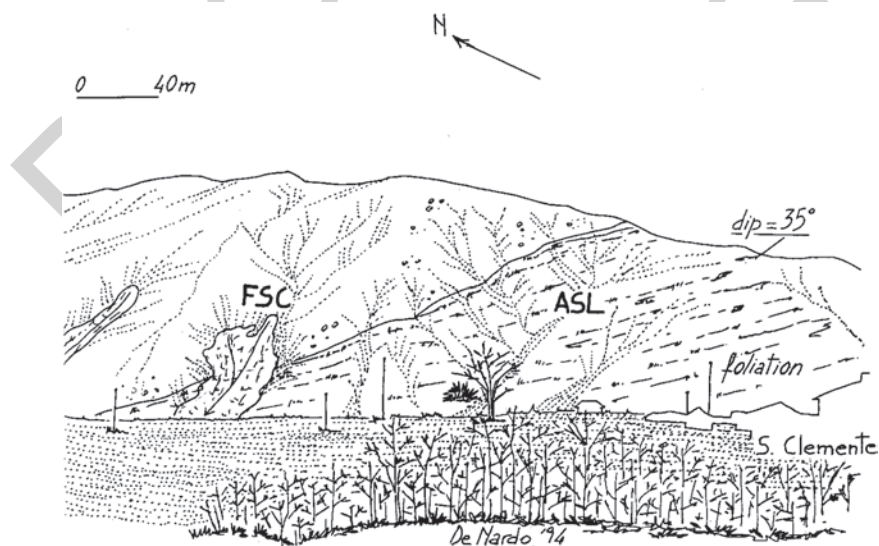


Fig. 22 - Val Sillaro, località S. Clemente. Panoramica del contatto tra le breccie argillose poligeniche dell'olistostroma di S. Clemente (FSC) e le sottostanti tettoniti delle argille varicolori della Val Sillaro (ASL). Alla scala dell'affioramento, le breccie di FSC presentano localmente un maggiore contenuto in argilliti nerastre entro la matrice, indicativo di come esse siano state alimentate direttamente dal loro substrato sedimentario. Livelli di breccie argillose a matrice nerastra si rilevano in SLL, anche sotto forma di intercalazioni lenticolari.

FSC_b, con breccie litologicamente affini a FSC, con clasti maggiormente addensati in matrice.

Il contatto inferiore di FSC è netto o graduale rapido sulle tettoniti liguri (fig. 22), generalmente le argille varicolori della Val Sillaro ASL o, meno frequentemente, le argilliti di Grizzana AVT; sono anche le formazioni da cui le breccie argillose derivano le loro stesse componenti, come matrice e blocchi litici. In tale contesto, è stato anche osservato come ASL mantenga una posizione sempre più esterna rispetto alle Argille a Palombini, espressione di un ordine di appilamento acquisito durante precedenti fasi deformative e traslative della coltre ligure (BETTELLI & PANINI, 1992a) e conservato anche durante la più recente messa in posto degli olistostromi.

Il contatto superiore è sempre tettonico con la Formazione di Contignaco, unità basale delle successioni lacunose medio-mioceniche che costituiscono le placche di M. Calderaro, M. Grande (fig. 23). La potenza geometrica dell'unità non è inferiore a 250 m.

5.6.3. - *olistostroma del Torrente Sellustra (SLL)*

Si tratta di prevalenti breccie poligeniche (fig. 24) con matrice argillosa grigia e clasti mediamente decimetrici di calcilutiti biancastre; in linea di massima, presentano una maggiore addensamento dei clasti in matrice rispetto alle breccie di FSC, essendo quindi distinguibili da queste ultime anche per caratteristiche litologiche (DE NARDO & BENINI, 1993). Sono localizzate tra le valli dei torrenti Sillaro e Sellustra. Gli inclusi mono- e pluriformazionali entro le breccie poligeniche provengono dalle tettoniti liguri ASL, dalla successione epiligure (in ordine di frequenza, ANT, LOI, MMP, TER, PAT, CTG) e dalle argille di Riolo Terme (fig. 25), ivi compresi litotipi ascrivibili all'unità delle "marne di Cella" descritte al paragrafo 5.1.5. delle presenti Note. Le argille di Riolo Terme sono state campionate presso Poggio Ribano e Cà Scaglie (si veda affioramenti descritti in BENINI & DE NARDO, 1994) e hanno fornito associazioni a foraminiferi planctonici riferibili al Pliocene basale (Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.) o ad un Pliocene inferiore generico.

Sono state differenziate le litofacies (BENINI & ONOREVOLI, 1993; BENINI, 1993b; FARABEGOLI, 1990):

SLL_a, data da breccie argillose poligeniche con clasti meno addensati in matrice, litologicamente affini a quelle costituenti FSC. Potrebbe costituire la parte più antica dell'olistostroma;

SLL_b, data da breccie poligeniche con matrice argillosa localmente più chiara e "contaminata" dalle peliti di RIL, con le quali si interdigitano. In particolare, è

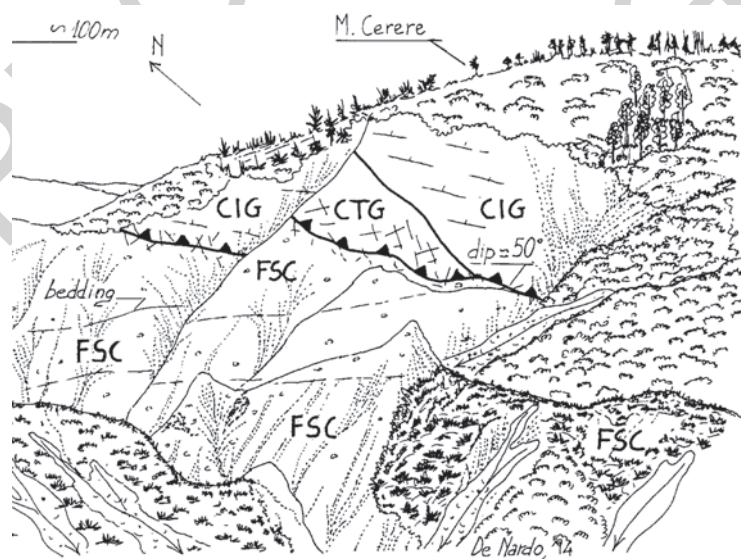


Fig. 23 - Val Sillaro, ripresa dalla località Cà Bazzano verso nord. Contatto tettonico tra le breccie argillose poligeniche appartenenti all'olistostroma di S. Clemente (FSC) e la sovrastante successione epiligure, rappresentata da una scaglia della Formazione di Contignaco (CTG) e dalla Formazione di Cigarello (CIG), che costituiscono il rilievo di M. Cerere. Entro FSC è rilevabile una grossolana stratificazione, indicata dai diversi toni di colore della matrice, evidenti negli affioramenti meno alterati.

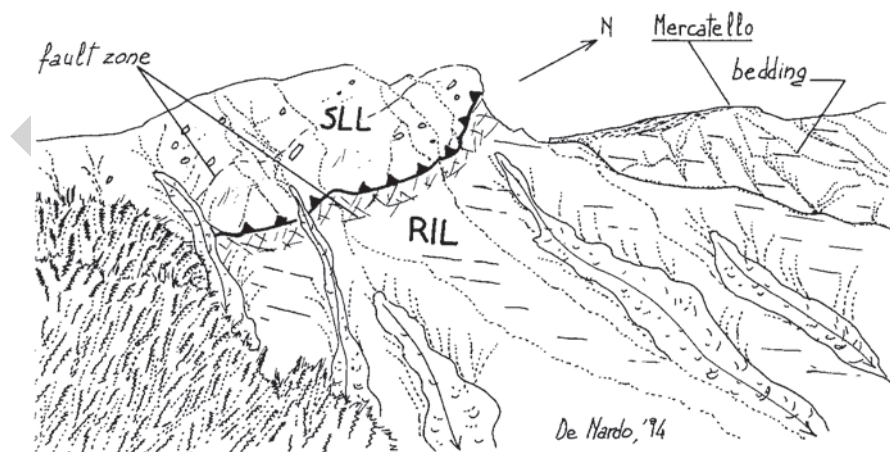
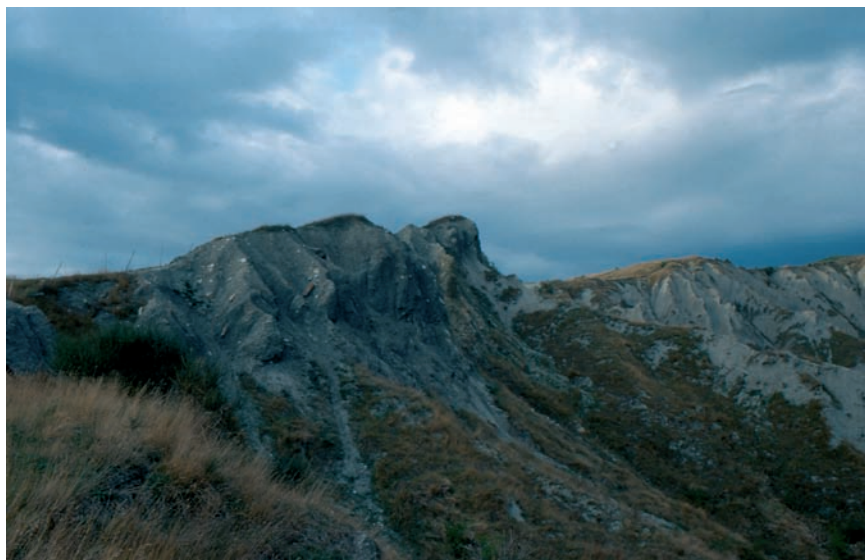


Fig. 24 - Spartiacque tra i torrenti Sillaro e Sellustra, dintorni di Monte dei Mercati (sez. 238070). Contatto tettonico tra l'olistostroma della Val Sellustra (SLL) e le argille e marne di Riolo Terme (RIL), queste ultime qui attribuite alla zona a *Globorotalia punctulata* del Pliocene inf. La morfologia delle incisioni calanchive su SLL risente della presenza di superfici tettoniche subparallele al contatto, che rendono le breccie argillose maggiormente selettive all'erosione. A destra, spostandosi lungo il crinale entro le RIL, si osserva la comparsa delle alternanze pelitico-arenacee che caratterizzano la litofacies RIL_a, con stratificazione immergente verso ENE. (foto: L. Martelli).

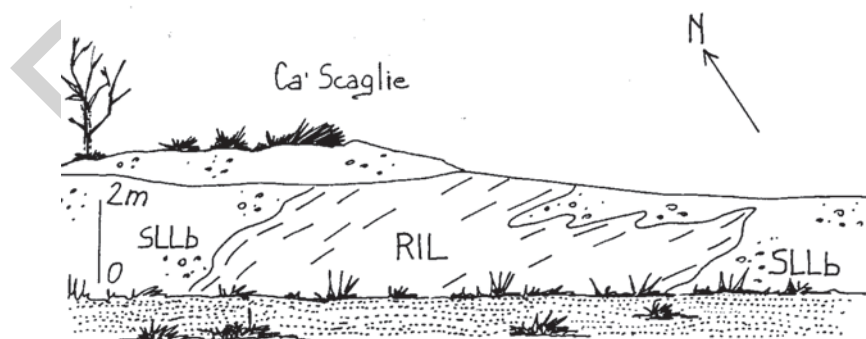


Fig. 25 - Spartiacque tra i torrenti Sillaro e Sellustra, località Cà Scaglie.

Affioramento della litofacies SLL_b, appartenente all'olistostroma della Val Sellustra, caratterizzata da breccie argillose poligeniche con una maggiore densità di clasti in matrice. In esse è incluso un lembo decametrico di argille e marne di Riolo Terme. Campionato, ha fornito associazioni a Foraminiferi planctonici indicative di un Pliocene inf. generico. Si tratta di uno degli affioramenti utili per la datazione di questa unità caotica.

stata attribuita a SLL_b la lente di breccie argillose poligeniche intercalata nelle argille e marne di Riolo Terme nella valle del T. Santerno;

SLL_c, data da breccie poligeniche a matrice argillosa nerastra.

Quando preservati, si osservano contatti inferiori stratigrafici di SLL su RIL e sulle tettoniti liguri ASL, FPG; localmente, RIL ricopre anche superiormente l'unità, verificandosi un passaggio graduale per transizione attraverso la litofacies SLL_b. La potenza geometrica dell'unità è di 300 metri circa.

Per confronto con FSC, si ipotizza che almeno una parte di SLL possa essere di età tortoniana, mentre la messa in posto dell'unità è avvenuta principalmente durante il Pliocene.

PROGETTO
CARG

IV - TETTONICA

(a cura di M.T. De Nardo)

Per la descrizione delle principali strutture cartografate, si utilizza come guida lo schema tettonico relativo all'area del foglio 238 e limitrofe (Foglio 221, in stampa; Benini, dati inediti).

L'ordine seguito è, approssimativamente, quello geografico procedendo da ovest verso est (queste strutture sono anche descritte attraverso le sezioni geologiche 2-2' e 3-3' di fig. 27) e quindi da sud a nord. Le strutture vengono indicate anche nella sintesi di fig. 26, che riepiloga la stratigrafia dei diversi settori dell'area del foglio 238.

E' opportuno precisare che, nello schema tettonico a corredo del foglio geologico, le formazioni sono state raggruppate seguendo un criterio cronologico che ha come finalità quelle di:

- evidenziare come entro successioni attualmente in posizione strutturale diversa, esistano unità tempo-equivalenti e con facies affini;
- agevolare la percezione delle età delle strutture, con particolare riferimento ai sovrascorrimenti.

E' sembrata questa una soluzione accettabile per evidenziare lo stile deformativo dell'area di studio, caratterizzato non solo da strutture che si sono enucleate per effetto di fasi deformative assai recenti (per lo più plio-pleistoceniche) ma che, essendosi verosimilmente determinate in seguito a fasi tettoniche precedenti, hanno comunque subito riattivazioni in occasione di queste ultime.

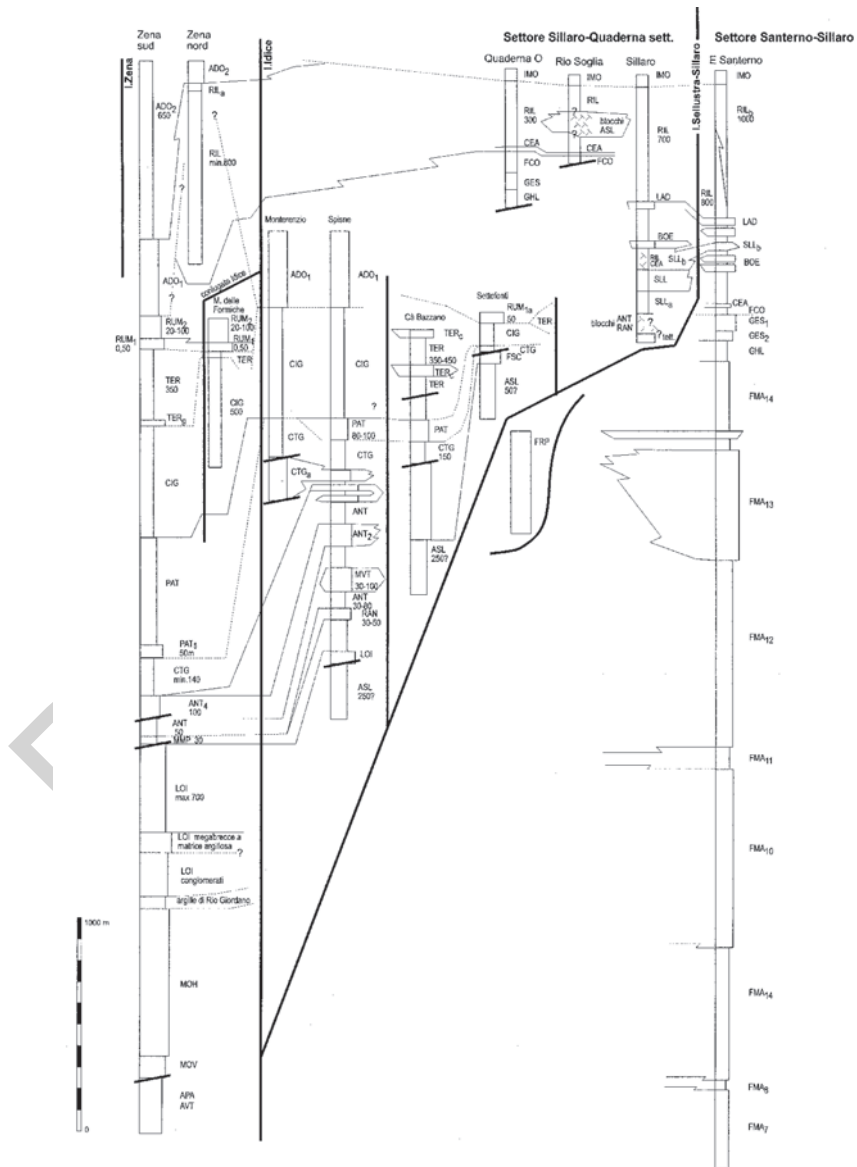


Fig. 26 - Rappresentazione schematica della stratigrafia relativa a settori specifici dell'area di studio: Nella sintesi sono evidenziate le principali correlazioni. Gli spessori, in metri, sono solo indicativi delle situazioni locali.

1. - “LINEA DELL’IDICE” E STRUTTURE ASSOCIATE

Si tratta di un sistema di faglie antiappenniniche (trasversali rispetto alla catena) che presenta le seguenti caratteristiche:

- Tra Quinzano e Frassineto, una faglia subverticale o localmente inclinata ad alto angolo verso WNW, orientata all’incirca N30, giustappone la Formazione di Monghidoro alle Argille a Palombini. Il flysch ligure terziario presenta una giacitura rovesciata, ad esclusione di una stretta fascia parallela alla “linea”, costituita da strati a polarità normale a muro di una faglia interpretata come sovrascorrimento di ordine minore (BOCCALETTI & COLI, 1982; BENINI & GUASTI, 1992). Gli strati diritti potrebbero indicare il piegamento locale di una successione già a polarità inversa; in alternativa, appartenerebbero originariamente alla struttura deformativa di “fase ligure” (vedi seguito). Da Bisano, oltre ad una faglia orientata N10 localizzata nell’alveo del T. Idice, faglie coniugate assumono un’orientazione compresa tra N20 e N50, dislocando la successione epiligure e giustapponendola alle unità caotiche liguri ed alle brecce argillose mioceniche. Alcune sono cartografabili come sovrascorrimenti. A nord, il contatto tettonico tra successione epiligure (sutura dai depositi pliocenici) ed unità caotiche si dispone in senso appenninico, configurando la più interna tra le superfici ad andamento arcuato già evidenziate da studi precedenti (“arco del Sillaro” s.l. in CASRELLARIN & PINI, 1989). La faglia appenninica sopra citata, immergente verso SW ed inclinata ad alto angolo, disloca i depositi del “Pliocene Intrappenninico” AUCTT. nell’ipotesi che essi continuassero più a nord, ribassando il blocco a tetto. Se le caratteristiche attuali sono quelle di una faglia diretta (il cui rigetto è comunque dell’ordine di alcune decine di metri, relativamente ai depositi pliocenici), non si esclude che, come per altre “linee” appenniniche relativamente esterne in catena, si possa trattare di un sovrascorrimento pre-pliocenico, riutilizzato tardivamente secondo meccanismi distensivi. Più esternamente, a Nord dell’area di studio, tra il F. Reno ed il T. Zena, il “Pliocene Intrappenninico Bolognese” è limitato da faglie dirette (come rigetto cartografico) ad andamento appenninico, solo parzialmente riconducibili alle strutture descritte da PICOTTI *et alii* (1997).
- Lateralmente, il sistema della “linea dell’Idice” prosegue verso il margine appenninico, dislocando le “placche” epiliguri di M. Calderaro-M. Grande con rigetto cartografico destrorso.
- La faglia subverticale, approssimativamente coincidente con il corso del T. Idice, si segue da Bisano a Cà Bazzone con orientazione N10; le evidenze cartografiche documentano il sollevamento del blocco orientale in tempi successivi al Pliocene medio-sup..
- Tra Cà Bazzone, Mercatale e la Val di Zena si sviluppa un fascio di dislocazioni ad orientazione compresa tra N10 e N60; il rigetto cartografico è sinistrorso

per le faglie orientate N50-N60, ciò confermato anche da analoghe mesofaglie trascorrenti sinistre, visibili in affioramento lungo l'alveo, in località Il Grillo (DE NARDO & BENINI, 1993). In via ipotetica, si interpretano queste strutture come faglie antitetiche, appartenenti ad un fascio di taglio destro orientato approssimativamente N-S; esso corrisponderebbe alla "linea dell'Idice" nel tratto più prossimo al margine appenninico.

Se in catena le più recenti attivazioni della "linea" così descritta, sono attribuite alla tettonica successiva al Pliocene medio-sup., presso il margine la valle dell'Idice rappresenta il discriminante tra un settore pedeappenninico occidentale più deformato ed uno, orientale, dove i depositi pleistocenici delle Sabbie di Imola e del ciclo Quaternario continentale sono relativamente indisturbati (GHISELLI & MARTELLI, 1997).

La "linea dell'Idice", inoltre, corrisponde ad uno degli svincoli meccanici orientali attraverso cui si realizza l'avanzamento del settore appenninico bolognese presso il margine (ibid.; DE NARDO, in ARTIOLI *et alii*, 1999); ad occidente l'avanzamento verso NE del settore bolognese (evidente anche dal punto di vista morfologico) si realizza attraverso dalla "linea del Lavino", per la quale sono documentati movimenti transpressivi sinistrorsi (CAPITANI, 1993 *cum bibl.*)

2. - "LINEA DEL SILLARO" AUCTT.

E' definita in letteratura (es. "linea Livorno-Sillaro" in GHELARDONI, 1965; BORTOLOTTI, 1966) come lineamento tettonico trasversale che mette a contatto le unità caotiche con la Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola; si risolve in un sistema di dislocazioni cartografabili tra le valli dei torrenti Sillaro e Sellustra.

Il "contatto" unità caotiche-Formazione Marnoso arenacea romagnola presenta le seguenti caratteristiche:

- tra Piancaldoli e Sassoleone gli olistostromi serravalliani ricoprono tettonicamente la Formazione Marnoso-arenacea. Il contatto è generalmente poco esposto, tranne che in sinistra Sillaro, all'altezza di Giugnola. Qui le brecce argillose della litofacies FRP_a sovrastano il membro di Borgo Tossignano FMA₁₄, secondo un piano inclinato di circa 40° che immerge verso NW. Localmente (T. Sillaro, dintorni di Sassoleone), il contatto diventa subverticale, per effetto di faglie che ritagliano la superficie originaria, la cui traccia è orientata mediamente SW-NE.

- da Sassoleone a Tombe di Sassatello, l'olistostroma tortoniano-pliocenico della Val Sellustra (SLL) ricopre FMA₁₄ secondo analoghe geometrie ed orientazione del contatto.

- in Val Sellustra si dispone con orientazione SSW-NNE. SLL e lembi di "ar-

gille azzurre” plioceniche inferiori (localmente deformate in brachisinclinali), sovrascorrono i terreni del Pliocene inf.-medio della Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola. In questo settore, la struttura si è enucleata successivamente al Pliocene medio-sup. e determina la sovrapposizione tra unità depositatesi in ambienti sedimentari originariamente contigui (scarpata-bacino).

Sul significato strutturale della “linea del Sillaro” esistono diverse interpretazioni:

- sistema di faglie transpressive destre e sovrascorrimenti che configurano un arco tettonico dato da rampe laterali oblique e frontali (CASRELLARIN & PINI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1992a). Costituirebbe in tal modo il limite orientale, originario, delle Liguridi s.l. nel settore emiliano dell’Appennino Settentrionale;
- intersezione tra la superficie tettonica basale delle Liguridi s.l. e la morfologia (CERRINA FERONI *et alii*, 1997 *cum bibl.*), nell’ipotesi che le unità liguri, epiliguri ed olistostromi associati si estendessero tra la Val Sillaro e la Val Marecchia, mancando attualmente per erosione innescata dal sollevamento responsabile della generale immersione a NW delle unità ad est del T. Sillaro.

3. - “ARCHI” TRA IDICE E SILLARO

A nord della faglia appenninica che giustappone la successione epiligure alle unità caotiche, tra le valli dell’Idice e del Sillaro, sono cartografabili sovrascorrimenti ad andamento arcuato che:

- raddoppiano localmente l’olistostroma di San Clemente FSC (es. sovrascorrimento di Spicchi Neri-S. Clemente), quest’ultimo tettonicamente sormontato dalla successione miocenica epiligure delle placche di M. Grande-M. Cerere;
- a sud di S. Clemente, portano le tettoniti liguri delle argille varicolori ASL ed Argille a Palombini (APA) a sovrascorrere FSC; verso SW, APA proseguono, essendo limitate ad occidente dalla “linea dell’Idice”, sovrascorrendo a loro volta gli olistostromi serravalliani FRP;
- i sovrascorrimenti qui descritti sviluppano vere e proprie “zone a scaglie”, per le quali la stessa scala di dettaglio 1:10.000 obbliga a locali semplificazioni della reale distribuzione e frequenza delle superfici tettoniche;
- le Argille a Palombini, accompagnate da placche della Formazione di Monghidoro, formano embricazioni con immersione a NW, subparallele alla “linea del Sillaro” AUCTT. nel settore sud-occidentale dell’area di studio;
- determinano, tra la Val Quaderna (Poggio Ribano) e la Val Sillaro (Mercatello), il sovrascorrimento di FSC sull’olistostroma della Val Sellustra (SLL);
- portano SLL a sovrascorrere frontalmente le “argille azzurre” del Pliocene inferiore e medio, tra Val Quaderna e Val Sellustra;

anche in questo caso, la maggior parte delle strutture descritte si è enucleata durante le fasi deformative plioceniche e plio-pleistoceniche.

Nello stesso settore, evidenze cartografiche permettono di individuare in Val Quaderna (tra Poggio Ribano e Settefonti) una zona di taglio sinistra, orientata approssimativamente N70. Il movimento trascorrente sinistroso è indicato sia dai rigetti dei limiti cartografati che dalla rotazione degli assetti dei piani di foliazioni misurati in ASL. Questi ultimi descrivono localmente delle strutture ad antiforme (es. ad est di Mercatale) probabilmente legate all'esistenza della stessa zona di taglio. Considerando che le strutture descritte dislocano il Pliocene inf. di Settefonti, sono identicamente attribuibili alle fasi deformative plioceniche o plio-pleistoceniche.

Tra la Val Quaderna e la Val Sillaro, le placche epiliguri di M. Grande-M. Cerere-Cà Bazzano sono costituite da una successione miocenica affine a quella affiorante in destra Idice e lacunosa rispetto alla "Serie di Loiano" in sinistra idrografica. Questa caratteristica conferma l'attività sinsedimentaria della "linea dell'Idice" indicata in letteratura, in particolare nell'intervallo Eocene medio-Aquitano e Langhiano-Tortoniano. Evidenze di attivazioni durante il Pliocene inf.-medio ed il Plio-Pleistocene sono documentate anche per le faglie nell'alveo del T. Idice, in catena oltre che sul margine (vedi sopra).

La "linea dell'Idice" potrebbe inoltre costituire una struttura (con ubicazione più o meno conservativa) ereditata da fasi deformative precoci di strutturazione della catena appenninica, ripetutamente riattivata e verosimilmente con evidenze neotettoniche di deformazione.

In merito alle placche epiliguri isolate, si osserva come la tettonica fragile non sia riuscita ad obliterare l'originario piegamento a brachisclinale, secondo uno stile deformativo piuttosto comune in Appennino, specie in presenza del contrasto rigido-duttile tra litotipi.

4. - STRUTTURE ENTRO LA SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Tra la valli del Santerno e del Sillaro, si osserva come le giaciture di strato riferite alla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola descrivano una rotazione in senso antiorario, passando dall'orientazione appenninica con immersione verso i quadranti settentrionali a quella antiappenninica, subconcordante all'assetto del contatto con le sovrastanti unità caotiche.

In questo settore, le faglie trasversali subverticali cartografate non presentano evidenze di dislocazioni (es. trascorrenze) tali da giustificare da sole la rotazione descritta. Questa geometria potrebbe invece avvalorare l'ipotesi di un sollevamento con immersione a NW della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (FMA).

Complessivamente, è il settore di FMA ad ovest del T. Santerno ad essere maggiormente interessato dalla deformazione fragile, per effetto delle faglie trasversali sopra descritte e di faglie appenniniche subverticali ad alto angolo. La continuità di queste è tuttavia inferiore a quella delle trasversali in destra Santerno, tra Castel del Rio, Fontanelice e Borgo Tossignano, il cui significato cinematico andrà eventualmente approfondito attraverso opportuni rilevamenti meso-strutturali.

Nell'area del foglio 238, non è completamente riconoscibile lo stile deformativo a thrust-faults, individuato per la Marnoso-arenacea romagnola (BENINI *et alii*, 1990; MARTELLI ed., 1994); la deformazione compressiva si esprime piuttosto attraverso anticlinali e sinclinali non fagliate che si interrompono, verso ovest, contro la trasversale di Castel del Rio.

Nel Pliocene della Val Santerno sono state localmente cartografate faglie trasversali (Casalfumanese, est di Ponticelli) in presenza di zone interessate da joints iso-orientati e con bassa spaziatura, dotate di una continuità di alcune centinaia di metri relativamente alle ampie esposizioni calanchive che caratterizzano quest'area. La stessa caratteristica si osserva in destra Sellustra, a sud di Campagnola ed in sinistra Sillaro, a nord di S. Martino in Pedriolo.

Infine, l'unità che in questo settore appare maggiormente interessata dalla tettonica fragile (in rapporto all'estensione) è senz'altro la Formazione Gesso-solfifera, malgrado la tendenza alla deformazione plastica di questi litotipi in condizioni idonee di temperatura e pressione (es. per effetto del solo carico litostatico).

La deformazione fragile si esprime attraverso dislocazioni, prevalentemente trasversali alla catena, che suddividono la "vena del gesso" in blocchi, oppure secondo faglie inverse e sovrascorrimenti che raddoppiano o triplicano localmente la successione. Tra Tossignano e Fontanelice, le ripetizioni tettoniche si apprezzano particolarmente presso il M. Penzola, mentre sovrascorrimenti della Gesso-solfifera sulle marne argillose della Formazione dei "ghioli di letto" sono segnalati tra Gesso e Sassatello.

V - EVOLUZIONE GEOLOGICA

(a cura di M.T. De Nardo)

Viene riassunta l'evoluzione stratigrafico-strutturale del settore di catena rappresentato nel foglio 238, presentata attraverso la descrizione dei principali eventi che hanno contribuito a determinarne l'aspetto attuale.

Eocene inferiore-medio

Deformazione della successione Monte Venere-Monghidoro, nell'ambito della "fase ligure". La presenza di un'estesa porzione di successione rovesciata, direttamente suturata dalla successione epiligure (comprensiva dei termini più antichi) è stata oggetto di molteplici interpretazioni, tendenti alla ricostruzione della struttura originaria (PANINI, 2002, *cum bibl.*). Per analogia con la struttura di "fase ligure" ricostruita in Val Secchia, che coinvolge una successione in buona parte assimilabile a quella del Gruppo della Val di Sambro (successione della Val Rossenna), si potrebbe trattare di una sinclinale rovesciata isoclinale, la cui cerniera sarebbe stata completamente obliterata dalla tettonica successiva, con fianco diritto che costituisce estesamente la parte più profonda della placca (*ibid.*)

Contemporaneamente al piegamento, durante la stessa fase deformativa potrebbe essere avvenuto lo scollamento del "Gruppo della Val di Sambro" dall'originario substrato argillitico, identificato con le Argille a Palombini ed argille varicolori di Grizzana Morandi (BETTELLI & PANINI, 1992a), costituendo unità tettoniche distinte che hanno comunque mantenuto una sostanziale contiguità areale durante la traslazione che le ha portate nella posizione attuale.

Sulle Liguridi deformate si imposta il bacino epiligure, organizzato in sottobacini che vedono la deposizione di successioni parzialmente lacunose, ma sostanzialmente omogenee, dal Luteziano sup. all'Aquitaniense

La sedimentazione è accompagnata dalla traslazione del substrato ligure verso il dominio subligure e, successivamente, verso l'avanfossa.

Miocene inf. (Aquitaniiano)

All'Aquitaniiano viene riferita la principale messa in posto delle Breccie Argillose della Val Tiepido-Canossa (MVT). L'unità può essere interpretata, in relazione alla natura del deposito, alla sua diffusione areale nell'Appennino emiliano ed agli indizi di una discontinuità stratigrafica basale, come risposta sedimentaria ad una fase tettonica di importanza regionale. L'evento deformativo è stato messo in relazione con la chiusura del bacino di avanfossa oligo-miocenica, interessato dalla sedimentazione del "Macigno" toscano (FORNACIARI, 1996, Tesi di Dottorato). La fase tettonica aquitaniiana comporta un radicale ristrutturazione dei sottobacini epiliguri, differenziando aree in cui MVT costituisce la più antica tra le unità sedimentate. Tale suddivisione è attualmente riprodotta dal sistema della "linea dell'Idice", a conferma di come sia stata ereditata (indipendentemente dalla primitiva collocazione nello spazio) dalle fasi deformative più antiche di strutturazione del settore di catena considerato.

Serravalliano

Il bacino di avanfossa ospita la sedimentazione della Marnoso-arenacea, dal membro di Nespoli a quello di Modigliana. Nei sotto bacini epiliguri è stata registrata la fase deformativa intraburdigaliana, di importanza regionale, individuata dalla discontinuità alla base della Formazione di Pantano. Nell'avanfossa, ad essa corrisponde il progressivo esaurimento della sedimentazione torbiditica delle Arenarie di Monte Cervarola e l'attivazione dei bacini dell'unità di Castel Guerriero e della più interna Marnoso-arenacea romagnola (FMA).

Il passaggio Langhiano-Serravalliano vede una nuova attivazione delle strutture che governano i sottobacini epiliguri, verificandosi "annegamenti" delle piattaforme langhiane nelle aree depocentrali o lacune stratigrafiche registrate dall'assenza o dalla riduzione in spessore della Formazione di Pantano. Il sistema dell'Idice continua la sua attività sindeposizionale.

Le Liguridi progrediscono nella loro avanzata verso l'avanfossa, alimentando frane sottomarine frontali, date da colate accompagnate dallo scivolamento di lembi mono- o pluriformazionali. Indizi sulla prossimità delle unità caotiche al bacino della Marnoso-arenacea, sono costituiti dalla presenza di orizzonti caotici ed, in particolare, di livelli di breccie poligeniche in FMA, affioranti a sud di Piancaldoli (alveo T. Diaterna Vàlica, in BETTELLI & PANINI 1992a, da segnalazione di BRUNI, 1973)

Gli olistostromi che costituiscono l'unità del Rio delle Pioppe (FRP) registrano la fasi traslative del Serravalliano, ivi compresa quella corrispondente alla discontinuità tardo-serravalliana che separa le formazioni epiliguri di Cigarellino e Termina (vedi "Stratigrafia").

Tortoniano-Pliocene

Nel Tortoniano si realizza il passaggio da facies torbiditiche bacinali a facies di scarpata in FMA (Membro di Borgo Tossignano), al progredire della chiusura dell'avanfossa medio-miocenica. Si hanno localmente sottobacini con scarsa circolazione, quindi euxinici (formazione dei "ghioli di letto", Formazione del Termina, parte alta) indicativi della raggiunta disattivazione dell'avanfossa (e della sostanziale indentità di facies tra formazioni tempo-equivalenti, appartenenti a domini stratigrafici sino ad allora distinti), accompagnata dall'evoluzione verso le condizioni climatiche che determinano la sedimentazione delle evaporiti mes-siniane.

La discontinuità alla base della Formazione a Colombacci è riferita alla fase deformativa regionale intramessiniana, che ridisegna la distribuzione dei bacini ed è seguita da una rapida evoluzione verso condizioni di piattaforma esterna-scarpata già a partire dal Pliocene inferiore basale, relativamente alla Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola.

La messa in posto degli olistostromi che costituiscono l'unità caotica del Sel-lustra si verifica nel Tortoniano e soprattutto nel Pliocene inf., come è deducibile attraverso i dati dell'area di studio e dal confronto con l'Appennino romagnolo: nell'Appennino Forlivese, il "Complesso della Valle del Savio" (FARABEGOLI *et alii*, 1990), parte occidentale della coltre del Montefeltro, determina la fine della sedimentazione delle Marne di Verghereto nel Tortoniano sup.; in Val Marecchia, nel Pliocene inf. (zona a *G.puncticulata*) si ha la messa in posto della "colata" omonima.

Alla zona a *G.puncticulata* è riferita la sedimentazione di ambiente fluvio-deltizio e marino-marginale del ciclo basale del "Pliocene Intrappenninico Bolognese" (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981); questo sotto sottobacino è fisicamente connesso, attraverso le "argille azzurre", ai settori più profondi di scarpata-bacino precedentemente descritti, dove colate gravitative minori interrompono la sedimentazione normale durante il Pliocene medio basale, in risposta ad ulteriori fasi di avanzamento delle unità caotiche, registrate anche dalla discontinuità tra i cicli del Pliocene inf. e medio-sup. della successione intrappenninica bolognese.

Pliocene medio sup.-Pleistocene inf.

In questo intervallo le Liguridi s.l. raggiungono l'attuale collocazione nella fascia pedecollinare bolognese. Il ricoprimento principale è documentato unicamente dai dati di sottosuolo (stratigrafie dei pozzi AGIP perforati lungo il margine Appenninico tra Val Samoggia e Val d'Idice, BONGIORNI, 1962; CASTELLARIN *et alii*, 1986), essendo suturato dai depositi quaternari marini (Sabbie di Imola) e continentali.

Il fronte del ricoprimento coincide con un lineamento tettonico di importanza regionale, il Pedepenninic Thrust Front (PTF in BOCCALETTI *et alii*, 1985), asso-

ciato piuttosto ad un sistema di faglie (prevalentemente inverse, CASTELLARIN *et alii*, 1986 con nuove considerazioni di PICOTTI, *et alii* 1997) che deforma i depositi quaternari del margine appenninico bolognese (AMOROSI *et alii*, 1996b).

PROGETTO
CARG

VI - ASPETTI GEOMORFOLOGICI E GEOLOGICO-APPLICATI

(a cura di A. Benini)

1. - ACCUMULI DI FRANA (a_1 , a_2 , a_{2a} , a_4 , a_6)

La realizzazione di questo foglio è stata ottenuta tramite la riduzione di scala dai rilevamenti originari alla scala 1:10.000 e ciò ha reso necessario una successiva interpretazione dei dati per rendere chiara la lettura delle strutture o della stratigrafia. Di conseguenza, localmente sono state eliminate le coperture detritiche minori, mantenendo però, quanto possibile, gli accumuli franosi che possono interessare da vicino opere antropiche.

Appare evidente da una prima osservazione che l'area è interessata da estesi fenomeni di dissesto, diffusi soprattutto nel settore compreso tra i T. Idice e Sel-lustra; ciò è dovuto in larga parte alla peculiarità dei litotipi affioranti (a predominante componente argillosa) ed al loro grado di tettonizzazione e fratturazione.

Nelle aree dominate da litotipi argilloso-marnosi o più competenti, ma con un elevato grado di fratturazione, la percentuale di superficie occupata da accumuli franosi è alta; si definisce indice di franosità (I.F.) il rapporto tra la superficie coperta dalle frane e l'area occupata da una formazione specifica. In determinati casi, i valori di I.F. possono raggiungere valori superiori al 40%, secondo una stima effettuata a scala regionale. Sono state distinte le frane con evidenti segni di attività (presenza di "*tension cracks*", danni ai manufatti o alle colture, etc.) da quelle che risultano al momento stabili o quiescenti.

La delimitazione del corpo franoso e la determinazione della parte effettivamente in movimento da quella attualmente stabile all'interno dello stesso oggetto, è una questione generalmente non risolvibile univocamente con i soli dati di su-

perficie. Per problemi di scala e per necessità di sintesi al momento della interpretazione nel passaggio di scala dalle sezioni 1:10.000 al foglio geologico 1:50.000, si tende, in presenza di un corpo di frana, con parti preponderanti sicuramente in movimento e parti quiescenti, a considerarlo attivo nella sua totalità.

Nella definizione di frana quiescente si parla di “depositi non attivi al momento del rilevamento, per i quali però esistono indizi che dimostrino un’oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto esse non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione” (GNGFG, 1987). Non si esclude che, in caso di eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma o (più raramente) in presenza di eventi sismici significativi, una frana quiescente possa riattivarsi almeno in parte, come è accaduto ad esempio tra il 1994 ed il 1996. In questo periodo, frane inattive da decenni si sono in parte riattivate in molte zone dell’Appennino emiliano-romagnolo in seguito al verificarsi di piogge particolarmente intense e copiose.

Nella suddivisione adottata per i fogli geologici 1:50.000 sono riunite nello stesso gruppo frane quiescenti (con la possibilità di riattivarsi) e frane eventualmente stabilizzate, dove la stabilità finale è evidenziata dall’erosione del piede della frana senza conseguenze di riattivazione o dalla colonizzazione del corpo da parte di un bosco secolare.

Le aree dove predominano rocce argillose o argillitiche sono interessate dal maggior numero di frane; in queste stesse zone la differenza nell’indice di franosità locale è funzione del grado di tettonizzazione e fratturazione, così come dell’assetto dei piani di clivaggio nello spazio o della pseudostratificazione; in assenza di copertura vegetale stabile diventa particolarmente evidente la tendenza al dissesto di questi litotipi. I calanchi sviluppati su unità caotiche, quali ad esempio APA, FRP, FSC, ASL, SLL, MVT, etc., presenti ad est del T. Idice, arretrano rapidamente (lo si percepisce ad esempio osservando la base topografica delle sezioni in diverse edizioni, dove la corona del calanco è arretrata sensibilmente, in molti casi da 10 a 20 metri negli ultimi 20 anni); difficilmente si sviluppa una copertura vegetale che ne rallenti l’espansione proteggendoli dall’erosione delle acque meteoriche. La presenza di una fitta rete di fratture (superfici di fissilità e clivaggio scaglioso) determina la permeabilità secondaria che si ha nelle argilliti sovraconsolidate (le formazioni elencate sono tutte appartenenti a questa categoria) e tende a dare rigonfiamenti sia per imbibizione che per decompressione limitatamente alla parte più superficiale. Di conseguenza il limite del calanco nella parte apicale tende ad arretrare velocemente, ed al piede in linea di massima si hanno accumuli più consistenti di detrito rispetto a quanto si osserva nelle rocce pelitiche appartenenti alle “argille azzurre” plioceniche (RIL).

In queste aree (dominate da litotipi argillosi con numerosi calanchi e dissesti diffusi) si sviluppano principalmente colate di fango e detrito superficiali; queste sono spesso parte di frane articolate o complesse che possono interessare il versante con superfici di scivolamento ben più profonde delle colate, generalmente

dell'ordine di decine di metri (frane con superfici rotazionali che evolvono al piede in colate allungate o coni di detrito, come ad esempio ad ovest di Sassoleone o tra Bisano e Villa di Sassonero e a N-E di S. Clemente). I calanchi impostati nelle RIL sono tendenzialmente più stabili delle stesse forme in unità caotiche.

Dove affiorano unità caratterizzate da alternanza arenaria-pelite (MOH, FMA, CIG_c e RUM₂) l'I.F. è generalmente elevato (superiore al 20%). Questi tipi di rocce presentano una permeabilità secondaria (per fratturazione) e primaria (subordinata, per la presenza di interstrati sabbiosi poco cementati). In versanti a franapoggio sono presenti scorrimenti traslazionali di roccia in blocchi che mantengono la loro coerenza interna, scivolando lungo gli orizzonti pelitici. Si hanno inoltre colate superficiali insieme a frane con superficie di scivolamento rotazionale in versanti interessati da estesi fenomeni di dissesto.

Esempi di questa tipologia di frana si hanno sullo Zena o a S. Benedetto del Querceto ed in diverse località dove affiora FMA quando l'assetto della stratificazione è a franapoggio, come ad esempio a Selva della Massa o a Ca' di Mazza.

Per le formazioni marnoso-argillose (ANT, TER, CIG) I.F. è inferiore al 20%. La tipologia più comune è data da colate di fango e detrito (o meglio, da "slump-earth-flow"); in versanti interessati da dissesti diffusi sono frequenti frane rotazionali che evolvono superficialmente in colate.

La frana di Monterenzio può essere inserita in questo gruppo. A Fornace Zena e zone limitrofe si hanno colate di dimensioni considerevoli, che non di rado si trovano insieme a scivolamenti di materiale con superfici di scivolamento in frane articolate o composte.

Dove affiorano le formazioni arenacee e conglomeratiche da mediamente a ben cementate (LOI, ANT₄, PAT, RUM, ADO₁ e IMO) l'indice di franosità è molto basso, minore del 5%. Generalmente si hanno crolli che si sviluppano su pareti molto inclinate o subverticali originate perlopiù dall'incisione di rii o fiumi, che ne determinano l'instabilità iniziale e tendono ad erodere continuamente l'accumulo alla base della scarpata.

Anche CTG da origine a pareti subverticali e la tipologia dei movimenti franosi è simile. Spesso la causa di instabilità gravitativa deriva dalla intensa fratturazione per tettonizzazione e dalla erosione alla base delle formazioni sottostanti; infatti le marne di Contignaco in questo foglio sono quasi sempre sovrastanti alle formazioni argillose con calanchi.

Frane di origine mista di grandi dimensioni sono concentrate sull'Idice tra S. Benedetto del Querceto e Frassineto; si tratta di corpi in parte attivi ed in parte quiescenti, costituiti da colate, frane rotazionali e scorrimenti traslazionali a stretto contatto e/o compenetrati.

In conclusione si riportano di seguito i valori numerici relativi alla superficie occupata da ciascuna tipologia ed alla percentuale che essa rappresenta rispetto all'area dell'intero foglio geologico:

frane in evoluzione	33,2 km ²	(5,6%)
frane quiescenti	40,8 km ²	(6,9%)
frane di crollo	0,5 km ²	(0,1%)
depositi di versante s.l. (coperture potenzialmente instabili) e quindi "in particolare":	27,7 km ²	(4,7%)
frane in evoluzione + frane quiescenti =	74 km ²	(12,5%)

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

L'impronta più rilevante lasciata in quest'area dalla attività estrattiva è dovuta alle numerose cave di inerti lungo le aste fluviali. Si tratta soprattutto di ghiaia utilizzata generalmente per rilevati stradali ed estratta dal penultimo ordine terrazzato, in particolare modo nella Valle del Sillaro. Solo di rado sono state ripristinate con discariche controllate di inerti, per cui attualmente sono per la maggior parte riempite di acqua e, talora, utilizzate oltre che per ritenzione idrica, per la promozione di attività ittiche, tipo pesca sportiva. Cave analoghe di ghiaia e sabbia, ma meno diffuse, sono lungo il T. Savena a Pianoro, nei pressi di Botteghino sul T. Zena, sull'Idice nell'area di Mercatale e lungo il F. Santerno nel tratto a nord di Fontanelice.

Nel comune di Pianoro è esistita una certa attività estrattiva di argilla per laterizi che interessa solo marginalmente l'area oggetto di questo studio.

L'estrazione di materiali gessosi è documentata in zona già ai tempi dei Romani ed è proseguita con intensità assai variabile nel tempo, a causa delle richieste dei vari prodotti che potevano subire lunghe interruzioni in funzione di guerre, banditismo, richieste del mercato, scambi commerciali e così via. Così l'utilizzo del gesso come pietra da taglio e materiale edile a presa rapida prima, e coltivazione di zolfo, sali di potassio e sodio successivamente, stimolava l'apertura di cave un po' ovunque, anche a livello di industrie domestiche (BAGNARESI *et alii*, 1994). Questa attività durata per secoli un po' lungo tutta la Vena del Gesso, ha lasciato tracce diffuse, quali piccole pareti verticali, anfratti, piccole fornaci per la cottura del gesso ed altro ancora. Lungo il F. Senio al limite orientale della carta, esiste il maggiore insediamento industriale per la lavorazione di solfati, posto in adiacenza della cava di gesso arealmente più estesa della provincia (cava ANIC di M. Rotondo).

Nella parte sud-orientale del foglio dove affiora la Formazione Marnoso-arenacea romagnola, vi sono numerose cave in funzione già dal secolo scorso per utilizzo locale, e attualmente in grande espansione, qualche km più a sud. La realizzazione di questo tipo di industria è possibile in zone con scarsa fratturazione, dove affiorano litofacies arenacee con strati dotati di un elevato grado di cemen-

tazione; si noti che anche in presenza di singoli strati arenacei molto spessi e banchi, la parte utilizzabile interessa solitamente la porzione mediana inferiore (parte “a” e “b” della sequenza di Bouma) poiché la parte medio-superiore (parte “c”), a struttura caotica, presenta una maggiore concentrazione di pelite, rendendo lo strato poco permeabile, da cui la impossibilità di avere deposizione secondaria di cemento carbonatico.

Nella parte pedecollinare del foglio, nei pressi di Castel S. Pietro Terme, vi sono alcune cave nella formazione delle Sabbie di Imola da cui si estrae sabbia di buona qualità per uso edilizio. Inaspettatamente alcune parti dell’area di cava non sono sfruttabili a causa di una forte cementazione carbonatica di origine secondaria, dovuta verosimilmente a circolazione di fluidi incrostanti, legati a zone di faglia.

Esistono degli scavi di piccole dimensioni (e quindi non riportati in carta) lungo la Valle del Sillaro, nei pressi di C. Calanco, realizzati per l’estrazione di argilliti appartenenti alla formazione delle argilliti variegata di Grizzana, probabilmente per la fabbricazione di laterizi da parte di piccole industrie locali.

3. - ACQUE MINERALI E TERMALI (a cura di A.Benini e M.T. De Nardo)

Il foglio 238 prende il nome dalla località di Castel S. Pietro Terme, centro verso cui vengono addotte le acque termo-minerali che scaturiscono naturalmente (o sono prelevate mediante pozzi) in diversi punti della bassa Valle del Sillaro, e che qui hanno la maggiore concentrazione.

Le segnalazioni di acque con particolari mineralizzazioni, presenti in quest’area, risalgono al 1337 (fonte detta la “Fegatella”); al 1832 risale lo sfruttamento delle acque solforose e ferruginose provenienti dai pozzi artesiani localizzati sulle colline in sinistra del T. Sillaro ed il rinvenimento di acque salsoiodiche a S. Martino in Pedriolo, da perforazione. Il primo moderno stabilimento termale venne edificato tra il 1888 e il 1891.

Sono state segnalate in passato (cfr. VIANELLO ed. 1982) quattro vene di acque di cui due acidule-ferruginose con temperatura all’emergenza di 23°; una terza (“della Chiesa del Sillaro”) risulta solfurea, con temperatura di 19°; la quarta (“del Rio Paderna”) è salsobromoiodica e temperatura pari a 18°. Si tratta di acque termominerali cosiddette “fredde”, le cui proprietà terapeutiche derivano piuttosto dalla particolare mineralizzazione, indicativa di una provenienza per risalita di acque fossili.

Si tratta di acque che hanno stazionato per lungo tempo, in profondità, entro le formazioni geologiche di catena e che vengono a giorno risalendo in corrispondenza di zone fratturate legate alla presenza di contatti tettonici e faglie. Le acque fossili possono localmente miscelarsi con quelle di derivazione meteorica, soggette ad una circolazione più superficiale.

Attualmente, sono in vigore due concessioni (attive dal 1932) per il prelievo delle acque solfuree da sorgenti e pozzi: la concessione denominata “Bagni”, relativa all’area del Parco delle Terme, e quella denominata “Rio Paderna”, all’altezza di S. Martino in Pedriolo; una terza concessione “San Donato” è molto più recente e risale al 1982.

Nell’area della concessione “Bagni” il prelievo avviene tramite pozzi profondi dai 28 ai 32 metri, posti all’interno degli stabilimenti idrotermali; la provenienza delle acque è stimata da non meno di 250 metri di profondità e sono contenute originariamente in un acquifero costituito da terreni miocenici (appartenenti ad un incluso monoformazionale entro l’olistostroma della Val Sellustra, SLL?); la risalita è possibile grazie ad una faglia a direzione appenninica individuata tramite prospezione sismica effettuata dall’AGIP, da cui le acque passano per posizionarsi in un nuovo serbatoio, costituito dalla parte basale di un corpo ghiaioso ascrivibile ai depositi terrazzati alluvionali antichi (Pleistocene medio-superiore). Queste acque non sono completamente fossili, in quanto si miscelano con le acque di falde più superficiali, che risentono della normale infiltrazione; esse hanno un tasso di ringiovanimento compreso tra i 5 ed i 10 anni.

Le acque salso-bromoiodiche provengono dalla località “Ca Zini”, a circa 3 km in direzione sud di Castel S. Pietro Terme; vengono prelevate tramite un pozzo alla profondità di 450 metri, dopo aver attraversato le peliti del Pliocene medio-superiore; l’acquifero è costituito da un banco sabbioso attribuibile alla facies RILb. Queste acque contengono ioni di bromo, jodio, cloro, sali di sodio ed una ridotta presenza di metano, elementi presenti nelle acque marine, seppure in concentrazione diversa; per questo il contenuto di questo bacino idrico è attribuito alle originarie acque in cui si depositavano i sedimenti pliocenici (acqua marina fossile, appunto). Queste acque non hanno una alimentazione meteorica o vadosa, ed il bacino imbrifero è delimitato a SO da una struttura ubicata nei pressi di S. Martino in Pedriolo e a NE dalla sinclinale di Caste Guelfo, osservata grazie alle prospezioni sismiche dell’AGIP. La risalita è possibile verosimilmente grazie ai meccanismi congiunti di permeabilità per fratturazione (coniugate della Linea del Sillaro) e per porosità (degli interstrati sabbiosi). La captazione di queste acque fossili verso il limite sud-occidentale del bacino idrogeologico in questione si riduce bruscamente per lo stacco litologico causato dalla Linea di cui sopra, che giustappone alle argille plioceniche il corpo caotico appartenente a SLL; lungo faglie e fratture beanti si ha tuttavia una limitata risalita di acqua mineralizzata e fango con la formazione dei caratteristici vulcanetti di fango (“salse di S. Martino in Pedriolo”), siti in località Fornaci a circa 250 metri dalla riva destra del T. Sillaro. Anche queste sono captate tramite pozzi che si spingono sino a 60 metri di profondità.

Sorgenti di acque minerali, di importanza esclusivamente locale ai fini commerciali, sono segnalate nei pressi di Casola Valsenio (Mongardino).

Le acque, classificate minerali o termali, rappresentano comunque una frazione esigua (anche se di notevole importanza economica) delle risorse idriche sotterranee presenti in montagna.

Più in generale, nell'area del foglio 238 esistono sorgenti per le quali è stato richiesto e concesso il permesso di derivare acque pubbliche, ai sensi del Testo Unico sulle acque e impianti elettrici n. 1.775 del 1933. Per le segnalazioni di seguito riportate, si fa riferimento alle pratiche depositate presso l'Ufficio Risorse Idriche del Servizio Provinciale di Difesa del Suolo di Bologna, che si ringrazia per la collaborazione; considerando la data delle richieste di attingimento, si tratta di sorgenti che sono o sono state captate almeno negli ultimi quarant'anni.

Confrontando la distribuzione delle sorgenti con la geologia, è possibile perimetrare le aree corrispondenti alle formazioni geologiche (e relative coperture) sede dei principali acquiferi sfruttati a scopo idropotabile e agro-zootecnico. La segnalazione di queste aree è fondamentale per indirizzare politiche regionali in materia ambientale, finalizzate alla tutela delle risorse idriche ivi presenti, anche nella prospettiva di un loro possibile utilizzo ad integrazione locale dei prelievi da acquedotto (VIEL *et alii*, 2002).

In questo foglio, le "rocce-serbatoio" corrispondono a:

- placca di M. Cerere-M. Grande, costituita prevalentemente dalle formazioni di Contignaco e di Pantano. Alimenta una sorgente derivata in località Farne-to, per la quale è segnalata una portata in regime di magra di 0.4 l/s.
- unità del pliocene intrappenninico di Settefonti, in facies conglomeratico-arenacea. Vi è segnalato un gruppo di sorgenti, per le quali è stata concessa la derivazione di 0.3 l/s.
- margine orientale della placca costituita dalle formazioni di Monte Venere e Monghidoro, tra le valli dei torrenti Setta e Idice. Le sorgenti captate sono localizzate nel confinante foglio 237 "Sasso Marconi.
- placca della formazione di Monte Venere in corrispondenza dell'abitato di Villa di Sassonero. Vi sono segnalate otto sorgenti captate, dalle quali è derivata complessivamente una portata di circa 0.4 l/s
- settore della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (e relative coperture detritiche di versante) situato nei comuni di Casalfumanese, Fontanelice, Castel del Rio. Vi sono segnalate nove sorgenti, per le quali è indicata una portata minima complessiva di circa 4 l/s.

Si tratta di sorgenti captate da privati o per alimentare acquedotti locali a servizio delle frazioni comunali.

4. - CAVITÀ IPOGEE

Nel foglio 238 lo sviluppo di grotte naturali di una qualche rilevanza avviene

quasi esclusivamente nella Formazione dei gessi messiniani, sempre associate ad un sistema carsico ben sviluppato nel sottosuolo. Indicazioni sulla loro esistenza è ben documentata e registrata in BERTOLANI *et alii* (1980). Nell'area del foglio è ospitata oltretutto, la grotta più profonda al mondo in gesso scoperta sino ad ora; si tratta dell'abisso F10 sulla sella di Ca' di Faggia (VIANELLO *et alii*, 1982). La formazione e distribuzione areale delle cavità ipogee in rocce gessose è strettamente legata alla tettonica, poiché la scarsa permeabilità per porosità di cui sono dotate fa sì che l'erosione si sviluppi per vie preferenziali date da fratture e faglie, lungo le quali avviene l'infiltrazione primaria e la circolazione idrica ipogea.

Esistono comunque altri tipi di cavità, di scarsa importanza, quali ad esempio una caverna nei pressi di Ca' di Bazzone nella Valle dell'Idice, formatasi per erosione differenziale nelle arenarie del Pliocene medio, nota già da tempo agli speleologi. Sempre in Idice, nei pressi di S. Benedetto del Querceto, è segnalata l'esistenza di una grotta che si è creata per crollo in un blocco ofiolitico associato alle Argille a Palombini (BERTOLANI *et alii*, 1980).

Cavità effimere, estese qualche metro, esistono tuttavia anche in altre formazioni geologiche, generalmente sviluppate in zone particolarmente fratturate; ad esempio sono state osservate delle fessure, strette ed allungate, in APA, FSC o AVT, allineate con delle strutture tettoniche disgiuntive o addirittura sviluppate a ridosso di esse, perlopiù in sinistra Sillaro nella parte meridionale del foglio. Nel tratto profondamente inciso della Valle dello Zena, all'altezza di M. Bibeles, esistono alcune rientranze naturali create dall'erosione fluviale; queste specie di cenge poco sviluppate sono spesso parzialmente coperte da incrostazioni di travertino e fango.

La lista di cui sotto, tratta da BERTOLANI *et alii* (1980), elenca tutte le cavità del sottosuolo note presenti nell'area di studio.

- . Caverna dello Scaletto a Ca' di Bazzone (78 BO), cavità di erosione in ADO₁.
- . Grotta sopra Ca' Furma a Sassatello (129 RA), cavità tettonica in GES.
- . Pozzo a ovest di Ca' Siepe ad ovest di Borgo Rivola (130 RA), inghiottitoio a pozzo in GES.
- . Inghiottitoio presso Ca' Sassatello (131 RA), inghiottitoio attivo in GES.
- . Buca delle Pulci a Sassatello (159 BO), cavità tettonica in GES.
- . Buco degli Americani a Sassatello (160 BO), cavità tettonica in GES.
- . Buco di Sassatello a Sassatello (238 BO), cavità tettonica in GES.
- . Tana sotto la Rocca di Tossignano a Borgo Tossignano (259 BO), cavità tettonica in GES.
- . Buco nel Sasso Massei a S. Benedetto del Querceto (288 BO), cavità di crollo in GES.
- . Risorgente dei Monteroni a Monteroni (Casola V.) (370 RA), risorgente attiva in GES (a₆).

- Pozzo a sud di Ca' Siepe ad ovest di Borgo Rivola (373 RA), inghiottitoio in GES.
- Inghiottitoio presso Ca' Poggio a M. del Casino (375 RA), inghiottitoio complesso in GES.
- Grotta I di Ca' Budrio a M. del Casino (377 RA), inghiottitoio in GES.
- Grotta II di Ca' Budrio a M. del Casino (378 RA), inghiottitoio in GES.
- Inghiottitoio a SE di Ca' Siepe a M. del Casino (379 RA), inghiottitoio in GES.
- Grotta risorgente delle Banzole a Borgo Tossignano (451 BO), risorgente attiva in GES.
- Buco I sopra le Banzole a Borgo Tossignano (452 BO), inghiottitoio in GES.
- Buco II sopra le Banzole a Borgo Tossignano (453 BO), inghiottitoio in GES.
- Grotta sulla Riva destra del R. Sgarba a Borgo Tossignano (454 BO), risorgente attiva in GES.
- Grotta risorgente di Gesso a Gesso (455 BO), risorgente in GES.
- Grotta "Il Tunnel" a Rocca di Tossignano (511 BO), cavità di crollo in GES.
- Inghiottitoio di Gesso a Gesso (530 BO), inghiottitoio attivo in GES.
- Buco presso Ca' Poggio a M. del Casino (531 RA), inghiottitoio in GES.
- Grotta dello Sfolato a Borgo Tossignano (532 BO), cavità carsica di crollo in GES.
- Grotta dei Ricci Porcelli a Borgo Tossignano (533 BO), cavità carsica di crollo in GES.
- Grotta a SE di Ca' Faggia a Casola Valsenio (539 RA), inghiottitoio attivo in GES.
- Grotta preistorica a sud della Chiesa di Sasso Letoso a Casola V. (564 RA), sottoroccia in GES.

5. – SISMICITÀ (cenni)

In base all'Atlante della classificazione sismica nazionale (SERVIZIO SISMICO DEL CONSIGLIO SUPERIORE DEI LAVORI PUBBLICI, 1986) la parte montuosa e collinare dell'area studiata risulta di II categoria, ovvero a medio rischio sismico; parte dell'area di pianura appare invece a ridotto rischio sismico (III categoria). Inoltre nella carta della "Massima intensità macrosismica risentita in Italia" alla scala 1:500.000 (BOSCHI *et alii*, 1997), la porzione di Appennino compresa tra le Valli dell'Idice-Savena e del Santerno è indicata come soggetta a sismi la cui massima intensità ha raggiunto il VII-VIII grado della scala MCS, relativamente all'intervallo di tempo compreso tra l'anno 1 ed il 1992.

La parte montuosa risulta essere interessata tuttavia da una ridotta urbanizza-

zione che contrasta con i popolosi insediamenti del margine con la pianura, lungo la Via Emilia; ne conseguono problemi nella localizzazione e nella valutazione dell'intensità dei terremoti nell'area epicentrale, poiché la loro determinazione è basata sugli effetti sulle opere antropiche e dei dati macrosismici

Consultando il Catalogo dei forti terremoti in Italia, dal 461 a.C. al 1990, I e II volume (BOSCHI *et alii*, 1997), si elencano i seguenti eventi che hanno interessato l'Appennino Bolognese nell'area del foglio 238 negli ultimi secoli, tenendo presente che numerosi altri fenomeni si sono sviluppati nelle immediate vicinanze, soprattutto nel comprensorio bolognese.

29/10/1725	Tossignano, Casola Valsenio VIII grado.
04/06/1779	Castel S. Pietro Terme VI-VII grado, Tossignano V grado.
10/06/1779	Castel S. Pietro Terme VI-VII grado, Tossignano V grado.
07/10/1874	Tossignano VII-VIII grado, Sassoleone VII, Casola Valsenio VI grado.
12/03/1878	Castel S. Pietro Terme VI grado, Casola Valsenio e Tossignano V grado.
27/04/1879	Casola Valsenio VII-VIII grado, Tossignano V grado.
24/01/1881	Castel S. Pietro Terme V grado, Tossignano III-IV grado.
10/04/1929	Castel S. Pietro Terme e Pianoro VI grado, Casola Valsenio e Tossignano V grado.
19/04/1929	Pianoro V grado, Casola Valsenio e Tossignano V grado.
20/04/1929	Pianoro e Pian di Macina VI grado.
29/04/1929	Pianoro V grado.

Gli epicentri dei terremoti mostrano una certa correlazione con i principali sistemi tettonici appenninici ed antiappenninici, anche se ogni considerazione a riguardo risulta essere puramente speculativa a questo livello.

Risulta dal Catalogo dei forti terremoti in Italia, dal 461 a.C. al 1990, (BOSCHI *et alii*, 1997), che il comprensorio bolognese è stato interessato da un numero di eventi più elevato della zona montuosa circostante; questo fatto sembra dovuto più alla mancanza di dati in montagna per la scarsa densità abitativa e di opere murarie che ad un concreto effetto dell'attività sismica, come si accennava in precedenza.

APPENDICE 1

CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO

(a cura di M.T. De Nardo)

1. - CONTRIBUTI IN MATERIA DI PIANIFICAZIONE TERRITORIALE, GESTIONE DEI VINCOLI E VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO.

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

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

La situazione è riferita all'anno 1999, a cui corrisponde la stesura originaria del testo; per i successivi aggiornamenti nella normativa regionale di riferimento si rimanda, ai siti Internet: www.regione.emilia-romagna.it/fr_urbanistica.htm, www.regione.emilia-romagna.it/geologia/leggi.htm#nr, www.regione.emilia-romagna.it/geologia/Sismic.htm, nonché al sito più generale www.regione.emilia-romagna.it/fr_ambiente.htm.

Questi gli argomenti trattati:

- pianificazione territoriale;
- gestione dei vincoli idrogeologico e sismico;
- gestione delle attività estrattive;
- valutazione del dissesto idrogeologico.

1.1. - PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

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

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

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

La successiva legge dello Stato sulla difesa del suolo (183/89) ha dato ulteriormente impulso alla pianificazione regionale, applicata tuttavia a settori tanto numerosi ed articolati da rendere tutt’ora inattuata la formulazione dei previsti piani di bacino.

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

- il Piano Territoriale Paesistico Regionale (PTPR, la prima versione del quale risale al 1988, adottato in forma definitiva con delibere n.1388 del 28/1/93 e n.1551 del 14/7/93);
- i piani di tutela delle acque s.l. (riferimenti: L.R. n.9 dell’1-2-83 “piano terri-

toriale regionale per il risanamento e la tutela delle acque”; legge dello Stato n.845 del 10/12/80 “legge speciale per Ravenna” sul controllo degli emungimenti dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza), finalizzati all’utilizzo ottimale delle risorse idriche ed alla regolamentazione dei prelievi dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza;

i piani delle attività estrattive di ambito provinciale e comunale, regolamentate dalla L.R. n.13 del 2/5/78, sostituita recentemente dalla L.R. n.17 del 18/7/91. Quest’ultima stabilisce l’elaborazione di “piani infraregionali delle attività estrattive” (PIAE) da parte delle Province, basati sulla quantificazione del fabbisogno di materiale per l’arco di tempo di un decennio, l’individuazione di poli delle attività estrattive, la formulazione di direttive per la coltivazione ed il successivo ripristino, esteso anche alla cave abbandonate senza sistemazione. Ai PIAE si uniformeranno i piani delle attività estrattive (PAE) elaborati dai singoli Comuni.

il Piano di smaltimento dei rifiuti (adottato con L.R. n.6 del 27/1/86), assunto come riferimento per l’elaborazione di analoghi piani a carattere infraregionale.

La recente L.R. n.6 del 30/1/95 delega alle Province le competenze regionali in materia di pianificazione territoriale, obbligandole a dotarsi di un Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale (PTCP), coerente con i contenuti del PTR, a cui si dovranno uniformare gli strumenti urbanistici comunali.

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

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

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

art. 17: “zone di tutela dei caratteri ambientali di laghi, bacini, corsi d’acqua” (fasce di tutela fluviale s.l.);

artt. 26 e 27: zone con fenomeni di dissesto, instabilità e potenziale instabilità (individuate dalla carta del dissesto pubblicata negli anni ‘70 dall’Ufficio Cartografico della regione Emilia-Romagna);

art. 29: prescrizioni riguardanti gli abitati da consolidare e trasferire, relativamente ai quali è pubblicato un elenco aggiornato rispetto al nucleo originariamente definito dalla L. n.445 del 9/7/1908.

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

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

Rimane aperto il problema della revisione, su base finalmente idromorfologica-idraulica, delle fasce di tutela fluviale regolamentate dall'art.17 e perimetrate nelle 47 tavole della prima serie allegate al PTPR. Si consideri, a tale proposito, la zonazione approvata dall'Autorità di bacino del fiume Po nel gennaio '96, relativa alle aree alluvionate nel novembre '94.

1.3. - GESTIONI DEI VINCOLI IDROGEOLOGICO E SISMICO

Si tratta dei vincoli "storici" relativi all'utilizzo del territorio, istituiti e gestiti inizialmente a livello nazionale in base al Regio Decreto n.3267 del 30/12/1923 (vincolo idrogeologico) ed alla legge n.64 del 2/2/74 (vincolo sismico), quindi interamente delegati alle Regioni. In Emilia-Romagna i vincoli sono gestiti dalle Province, attraverso i Servizi Provinciali di Difesa del Suolo.

Sono soggetti a vincolo idrogeologico i Comuni delle aree di montagna, ivi compresi quelli ricadenti nell'area del foglio geologico in questione; contraddittoria (e quindi da rivedere) appare invece la perimetrazione nella fascia pedappenninica, essendo esclusi dal vincolo settori dove affiorano terreni particolarmente predisposti al dissesto. Maggiori informazioni sullo stato della gestione di tale vincolo e sulle prospettive di revisione di perimetrazione e normativa sono riportate nel volume "Indagine conoscitiva sulla applicazione e gestione del vincolo idrogeologico in Emilia-Romagna" (1995), a cura della sezione regionale dell'Ordine dei Geologi (Via Belfiore, 3 Bologna).

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

Considerando la sola Provincia di Bologna, nella quale è compresa la maggior parte dell'area del foglio 238, i Comuni classificati sismici in base alla suddetta

normativa sono Borgo Tossignano, Casalfiumanese, Castel del Rio, Castel Guelfo, Dozza, Fontanelice, Imola, Medicina, Monterezeno, Mordano.

Sono evidenziati in grassetto i Comuni compresi nell'area del foglio geologico.

1.4. - IL CATASTO CAVE

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

Per ciascuna cava è stata predisposta una scheda informativa, inserita in una banca dati appartenente ad un più completo archivio delle attività estrattive. La raccolta dei dati, continuamente aggiornata, avviene sulla base della scheda cave (censimento delle cave esistenti suddivise per Province e Comuni, con localizzazione cartografica, specificazione del tipo di materiale estratto e la formazione interessata, con riferimento alla cartografia geologica 1:10.000) e di una scheda impianti (censimento di impianti di lavorazione e frantumazione dei materiali ghiaiosi, con localizzazione e schema grafico). Il catasto cave è stato rilevato in base ai dati disponibili presso i Comuni (PAE ed autorizzazioni rilasciate), verificati successivamente in campagna. Il catasto degli impianti è derivato direttamente da sopralluoghi. E' infine disponibile una terza scheda PAE, che ne censisce contenuti e varianti evidenziando l'evoluzione delle aree soggette ad escavazione nei singoli Comuni.

I dati di seguito riportati sono stati forniti dall'Ufficio Attività Estrattive dell'Assessorato Ambiente e Difesa del Suolo (Via dei Mille, 21 Bologna). Allo stesso modo sono ivi reperibili le schede informative relative alle cave censite.

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

<i>Ghiaia e sabbia alluvionali</i>	<i>Ghiaia di monte</i>
1989 31 (56.3%)	1989 5 (9%)
1990 25 (54.3%)	1990 4 (8.6%)
1991 23 (52.2%)	1991 3 (6.8%)
1992 24 (51%)	1992 5 (10.6%)
1993 17 (44.7%)	1993 5 (13.1%)
1994 16 (42.1%)	
1994 5 (13.1%)	<i>Calccare</i>
	1994 1 (2.6%)
<i>Sabbia di monte</i>	<i>Arenaria</i>
1989 7 (12.7%)	1989 1 (1.8%)
1990 7 (15.2%)	

1991 7 (15.9%)	1990 1 (2.1%)
1992 6 (12.7%)	1991 1 (2.2%)
1993 5 (13.1%)	1992 3 (6.3%)
1994 5 (13.1%)	1993 3 (7.8%)

Argilla

1989 10 (18,1%)
1990 8 (17.3%)
1991 9 (20.4%)
1992 8 (17%)
1993 8 (21%)
1994 8 (21%)
1994 3 (7.8%)

Gesso

1989 1 (1.8%)
1990 1 (2.1%)
1991 1 (2.2%)
1992 1 (2.1%)
1993 0
1994 0

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

1989: n. 55 1990: n. 46 1991: n. 44 1992: n. 47 1993: n. 38 1994: n. 38

Relativamente al foglio 238, la banca dati regionale (aggiornata al 1996) riporta le seguenti cave, precisandone lo stato di attività:

Comune di Borgo Tossignano

- fraz. Tramusasso, sez. 238120 (estr. gesso, esaurita e non sistemata); fraz. Riviera, loc. Serraglio, sez. 238120 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata); loc. Monticello, sez. 238160 (estr. sabbia di monte, sospesa).

Comune di Casalfiumanese

- fraz. Monte Verro, sez. 238110 (estr. ghiaia di monte, attiva); fraz. Casalino, loc. Rio Canale, sez. 238120 (estr. argilla, sospesa).

Comune di Castel S. Pietro Terme

- fraz. Casalecchio dei Conti, loc. Loreto, sez. 238030 (estr. argilla, esaurita e non sistematica);
- fraz. Rio Tombino, loc. Raggioli, sez. 238030 (estr. argilla, attiva);
- fraz. Molino, sez. 238030 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata);
- fraz. Cappella, sez. 238030 (estr. ghiaia di monte, attiva);
- fraz. Viara, loc. Cà Puglia sez. 238030 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale);
- fraz. Liano, loc. Gaiba, sez. 238030 (estr. sabbia di monte, sospesa);
- fraz. Capanno, loc. Paniga, sez. 238040 (estr. sabbia di monte, esaurita e sistemata).

Comune di Dozza Imolese

- fraz. Pianelli, sez. 238040 (estr. sabbia di Monte, esaurita e in corso di sistemazione).

Comune di Imola

- fraz. Montecatone, loc. Loghetto, sez. 238040 (estr. ghiaia di monte, esaurita e sistemata);
- fraz. Ponticelli, loc. Magrina, Palazzina, Canale Nuovo, sez. 238080 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata),
- fraz. Via Pila, loc. Rio Gardi Colombarotto, sez. 238080 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata);
- fraz. Ponticelli, loc. Canale Vecchio, sez. 238080 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata);
- fraz. Ponticelli, loc. Gregorina, sez. 238080 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata).

Comune di Monterenzio

- fraz. Molinetto, sez. 238050 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata);
- Monterenzio, loc. i Boschi, sez. 238050 (estr. argilla, esaurita e sistemata), loc. Calanco, sez. 238060 (estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata);
- fraz. Fiume, loc. Fiumetto, sez. 238050 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, esaurita e sistemata);
- fraz. osteria, loc. Castionzo, sez. 238050 (estr. ghiaia e sabbia alluvionale, attiva);
- fraz. Cà Sabbatini, sez. 238050 (ghiaia e sabbia alluvionale, sospesa).

Comune di Ozzano Emilia

- fraz. Mercatale, loc. Carlina, sez. 238020 (estr. argilla, attiva);
- fraz. Belfiore, loc. Rio Bordigoni, sez. 238010 (estr. argilla, esaurita e sistemata).

Si rimanda al paragrafo “Attività estrattive” per notizie di carattere storico e segnalazione di cave non censite dalla banca dati regionale.

1.5. - VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

L'Appennino emiliano-romagnolo è particolarmente interessato dal dissesto (determinato da frane ed intensa erosione nelle aree calanchive), come dimostra il numero elevato di abitati dichiarati da consolidare (R.D.L. 445/1908): 128, con una media di 1 ogni 57 km². A questi si aggiungono altri 107 centri che, al di là delle classificazioni amministrative (che comportano vincoli per l'espansione dei centri abitati: si veda l'art.29 del PTPR), sono comunque interessati da fenomeni franosi di rilevanti proporzioni secondo i dati riferiti al 1993 (Atlante dei centri abitati instabili del progetto CNR/SCAI; per il substrato sono stati utilizzati i dati delle carte geologiche regionali a scala 1:10.000).

Nell'area del foglio 238 gli abitati instabili segnalati (sia dichiarati da consolidare che semplicemente censiti come dissestati) sono i seguenti:

- Comune di Pianoro, Livergnano;
- Comune di Casalfumanese, Sassoleone;
- Comune di Castel del Rio, Giugnola.

In ambito regionale, una delle principali cause predisponenti si identifica nella diffusione areale delle formazioni argillose: principalmente le unità che presentano aspetto caotico (blocchi litici in argillite caratterizzata da "scagliosità") e secondariamente alcune facies torbiditiche pelitico-arenacee. Entrambe sono ben rappresentate nell'area del foglio 238, dove le frane possono interessare estensioni anche maggiori del 20-30% dell'area di affioramento di queste formazioni (valore medio stimato a scala regionale).

Ne successivo sottoparagrafo viene riportata la tabella riassuntiva sulla propensione al dissesto delle formazioni cartografate nel foglio 238.

A conclusione di questo paragrafo introduttivo, si indirizza il lettore alla consultazione della "carta del rischio geoambientale" a scala 1:250.000, pubblicata dal Servizio cartografico della Regione Emilia-Romagna (VIEL & PRETI, 1994) e relativa all'intero territorio regionale. Vi troverà una sintesi delle informazioni derivate dalle cartografie geotematiche regionali, elaborate in relazione alle problematiche applicative e di pianificazione territoriale.

1.5.1 - Valutazione qualitativa della propensione al dissesto delle unità affioranti nell'area del Foglio 238

Nella tavola 218 SE "Carpineti" della carta del Dissesto Geologico Attuale (BERTOLINI, 1994), pubblicata dal Servizio Cartografico e Geologico, le formazioni del substrato sono state suddivise in raggruppamenti, sulla base di una stima qualitativa della loro propensione al dissesto. Il criterio (semplificativo) utilizzato è quello litologico, mediato da una speditiva valutazione delle aree complessivamente occupate da accumuli franosi.

Applicando tale classificazione alle unità cartografate nel foglio 238, si ottengono i raggruppamenti di seguito elencati.

I quattro gruppi così ricavabili (ciascun elenco segue quanto possibile l'ordine stratigrafico, altrimenti quello cronologico) indicano una crescente propensione al dissesto, essendo massima per le unità comprese nel gruppo D.

Gruppo A

Unità conglomeratiche, arenitiche, arenitiche con ridotta porzione pelitica, generalmente ben stratificate; unità arenitiche a stratificazione indistinta. La stabilità dei versanti è fortemente condizionata dalla disposizione e dalle caratteristiche

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

- Sabbie di Imola.
- arenarie di Lardiano, LAD.
- arenarie di Borello, BOE.
- formazione di Monte Adone, ADO.
- formazione di Monterumici, RUM.
- Formazione a Colombacci, facies conglomeratiche (solo localmente differenziate).
- Formazione Marnoso-arenacea romagnola, membri di Nespoli, Orticaia, Civitella, Dovadola, Modigliana, Castel del Rio, Fontanelice.
- Formazione di Cigarellino CIG, localmente, in presenza delle facies particolarmente pelitiche che si rilevano verso l'alto stratigrafico dell'unità, può essere classificata nel Gruppo B.
- Formazione di Pantano, PAT.
- Formazione di Contignaco, CTG.
- Formazione di Antognola, Membro di Anconella ANT₄.
- Formazione di Loiano, LOI escluso membro di Quinzano LOI₁.
- Formazione di Cà di Lessio.
- Corpi ofiolitici s.l.

Gruppo B

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

- Argille e marne di Riolo Terme, RIL.
- Formazione dei "ghioli di letto", GHL.
- Formazione Marnoso-arenacea romagnola, Membro di Borgo Tossignano.
- Formazione del Termina, TER.
- Formazione di Antognola, ANT, in facies pelitica.
- Formazione di Ranzano, RAN.

Gruppo C

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

- formazione di Sassonero, SSN.
- Formazione di Monte Morello, MLL.

- Formazione di Monghidoro, MOH.
- Formazione di Monte Venere, MOV.
- Flysch ad Elmintoidi, ELM.

Gruppo D

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

- Formazione a Colombacci, facies a dominante pelitica.
- Formazione Gessoso-solfifera, GES.
- olistostroma del T. Sellustra, SLL.
- olistostroma di San Clemente, FSC.
- olistostroma di Rio delle Pioppe, FRP.
- Formazione del Termina, litofacies caotica TER_c.
- Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa, MVT.
- Argille e calcari di Canetolo, ACC.
- Marne di Monte Piano MMP.
- Formazione di Poggio, FPG.
- Argille varicolori della Val Sillaro, ASL.
- argille varicolori di Grizzana Morandi, AVT.
- Argille a Palombini, APA.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1983)- *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bull. 67, 841-875.
- ABBATE E. (1969) – *Il Gruppo della Val di Sembro (Serie di Monghidoro AUCTT) ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese). Dati preliminari*. Boll.Soc.Geol. It., 88 (4), 637-644.
- 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. (1997) - *Miocene shallow-water deposits of the Northern Apennines: a stratigraphic marker across a dominantly turbidite foreland-basin succession*. Geologie en Mijnbouw 75: 295-307.
- AMOROSI A., BARBIERI M., CASTORINA F., COLALONGO M.L., PASINI G. & VAIANI S.C. (1998b) - *Sedimentology, micropaleontology and strontium-isotope dating of a lower-middle Pleistocene marine succession ("Argille Azzurre") in the Romagna Apennines*. Boll. Soc. Geol. It, **117**, 789-806.
- AMOROSI A., CAPORALE L., CIBIN U., COLALONGO M.L. PASINI G., RICCI LUCCHI F., SEVERI P. & VAIANI S.C. (1998a) - *The Pleistocene littoral deposits (Imola Sands) of the northern Apennines foothills*. Giornale di Geologia. Serie 3a, Vol. 60, 1998, 83-118
- AMOROSI A., CAPORALE L., FARINA M., PRETI D. & SEVERI P. (1997) - *Late quaternary sedimentation at the southern margin of the Po Basin (Northern Italy)*. Geol. Insubr. **2/2** 149-159.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri nel settore emiliano dell'Appennino settentrionale. Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche*. Paleopelagos, **3**, 209-240.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 355-367.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996c) - *Detecting a sequence boundary across different tectonic domains: an example from the Middle Miocene of the Northern Apennines (Italy)*. Terra Nova **8**, 334-346.
- AMOROSI A. & FARINA M. (1994a) - *Stratigrafia della successione quaternaria continentale della pianura bolognese mediante correlazione di dati di pozzo*. 1st European Congress on regional geological cartography and information systems. Bologna, June 13-16, 1994. Volume 5, Workshop 1 Survey methodologies for the geological and geotechnical cartography of alluvial plains, 16-34.
- AMOROSI A. & FARINA M. (1994b) - *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, 1994. Volume 5, Workshop 1 Survey methodologies for the geological and geotechnical cartography of alluvial plains, 35-54.
- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. & DI DIO G. (1996b) - *Genetically Related alluvial deposits across active fault zone: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy*. Sedimentary Geology, **102**, 274-295
- ANTOLINI P., BORSETTI A.M., CREMONINI G., PIALI G. & RICCI LUCCHI F. (2001) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 254 "Modigliana"*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- ARTIOLI G.P., BALDINI U., DE NARDO M.T., FARINA M., PALOMBO A., PIGNONE R., TOMASSETTI C. & VIEL G. (1999) – *Area Metropolitana di Bologna: stato di avanzamento delle ricerche*. Atti del Convegno "Geologia delle Grandi Aree Urbane". Progetto Strategico CNR, Bologna 4-5 Novembre 1997.

- BAGNARESI U., RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (a cura di) (1994) - *La Vena del Gesso*. Collana Naturalistica, pp. 431. Regione Emilia-Romagna
- BALLY A. W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice Bologna.
- BENINI A. (1993a) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezioni nn. 220150 "Mongardino" e 220160 "Borgonuovo di Pontecchio"*. Regione Emilia-Romagna - Regione Emilia-Romagna, Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- BENINI A. (1993b) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezioni nn. 238070 "Frassineto", 238100 "Sassoleone", 238110 "Fontanelice" (in coll.), 238140 "Piancaldoli"*. Regione Emilia-Romagna, Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze. (in stampa)
- BENINI A. (1997a) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezioni nn. 238010 "Pianoro" e 238050 "Monterenzio" (in coll.)*. Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- BENINI A. (1997b) - *Carta del Dissesto Attuale dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezioni ricadenti nel foglio 238*. Regione Emilia-Romagna, Ufficio Cartografico. (dati inediti).
- BENINI A., MARTELLI L., AMOROSI A., MARTINI A. & SEVERI P. (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Note illustrative al Foglio n. 239 "Faenza"*. ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- BENINI A. & DE NARDO M.T. (1994) - *The "chaotic units" between the Idice and Sillaro Valleys (Bologna 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.
- BENINI A. & FARABEGOLI E. (1990) - *Tettonica trasversale nell'Appennino forlivese: la Linea del Bidente*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 231-244.
- BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L. & SEVERI P. (1990) - *Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S. Sofia*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 245-256.
- BENINI A. & GUASTI M. (1992) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezioni nn. 238060 "S. Clemente", 238090 "Bisano", 238130 "Frassineto"*. Regione Emilia-Romagna, Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- BENINI A. & ONOREVOLI G. (1993) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione n. 238030 "S. Martino in Pedriolo"*. Regione Emilia-Romagna, Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- BERTOLANI M., FORTI P. & REGNOLI R. (1980) - *Il catasto delle cavità naturali in Emilia-Romagna*. Pitagora (Ed.), pp. 249, Bologna.
- BERTOLINI G. (1994) - *Note illustrative della Carta del dissesto geologico attuale, Foglio 218 SE - Carpitetti in scala 1:25.000*. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Simico e dei Suoli
- BETTELLI G. (2002) - *Note illustrative alla Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 236 "Pavullo nel Frignano"*. Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. S.EL. CA., Firenze.
- 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. (1996) - *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., FIORONI C., FREGNI P. & PANINI F. (1992) - *Nuovi dati stratigrafici sulla Successione*

- epiligure eo-oligocenica della Val di Setta (appennino Bolognese)*. Mem.Descr.Carta.Geol.d'It., **46**, 221-227.
- 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. (1990) - *Le unità liguri lungo la "Linea del Sillaro" (Appennino Settentrionale)*, (Province di Firenze e Bologna). Congresso Cartografia Geologica - Bologna 26-28 febbraio 1990.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992a) - *Liguridi, melanges e tettoniti nel complesso caotico lungo la "Linea del Sillaro" (Appennino Settentrionale, province di Firenze e Bologna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. (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*. 76ma Riun. Est. S.G.I., Firenze, 16/20-9-92, Centro Dupl. Offset, Firenze.
- BIANCONI G.G. (1840) - *Storia naturale dei terreni ardenti, dei vulcani fangosi, delle sorgenti infiammabili, dei pozzi idropirici e di altri fenomeni geologici operati dal gas idrogeno e della origine di detto gas*. Nuov. Ann. Sc. Nat., Mem., 2, 3, 4, 5. Bologna.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990b) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps*. Paleo. Paleo. Paleo., **77**, 3-14.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990a) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the perithyrrhenian area during the Neogene*. Paleo. Paleo. Paleo., **77**, 41-50.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (Eds.) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale*. CNR Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, pubbl. 429.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E., & LAZZAROTTO A., (1981) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It. **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics on the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**, 7-38.
- BONARELLI G. (1931) - *Particolari di struttura nel preappennino Bolognese*. Boll. Soc. Geol. Ital., **50**, p. XXX.
- BONGIORNI D. (1962) - *Geologia del settore bolognese*. In : Lucchetti et alii: Contributo alle conoscenze del Pedeappennino padano. Boll. Soc. Geol. It. **81(4)**, 80-112.
- BORTOLOTTI V (1962) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll.Soc.Geol.It. **81**, (2), 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. I. La linea Livorno-Sillaro*. Boll. Soc. Geol. Ital., 85.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequences*. In Sestini G. (Ed.) - Development of the Northern Apennines geosyncline. Sedim. Geol., v. **4**, 341-444.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI P. (1969) - *Geological Map of Northern Apennines and adjoining areas*. CNR.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia, dal 461 a.C. al 1990*, I e II volume IGN Roma.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust system*. AAPG Bull., **66 (9)**, 1196-1230.
- 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.
- CAMPORESI D. & PIZIOLO M. (1997) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione n. 237030 "Sasso Marconi"*. Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.

- CAPITANI M. (1993) – *Analisi macrostrutturale della Fascia di deformazioni trasversali dei Torrenti Lavino e Samoggia (Province di Bologna e Modena)*. Tesi di Dottorato inedita. Università di Bologna e Modena. Bibli.Naz. Roma e Firenze, 104 pp.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:100.000 - *Fogli: 87 Bologna, 88 Castel S. Pietro Terme, 97 S. Marcello Pistoiese, 98 Vergato e 99 Faenza*. Serv. Geol. Naz., IPZS, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, *Foglio 223, Ravenna* (2002). Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. SystemCart, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 *Foglio 219, Sassuolo* (2005). APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.EL.CA., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 *Foglio 180 – Salsomaggiore Terme* (in stampa) - ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, *Foglio 220, Casalecchio di Reno* (in stampa). - ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, *Foglio 221, Bologna* (in stampa) - ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, *Foglio 255, Cesena* (in stampa) - ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1986) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., **47** (1-2) (1985), 47-75.
- CASTELLARIN A. & PINI G.A. col contributo di BORSETTI A.M. & 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.
- CATANZARITI R., OTTRIA G. & MARTELLI L. (2002) - *Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000. Tavole stratigrafiche*. CNR – Regione Emilia-Romagna. 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., GHISELLI F., LEONI L., MARTELLI L., MARTINELLI P., OTTRIA G. & SARTI G. (1997) - *L'assenza delle Liguridi nell'Appennino romagnolo: relazioni con il sollevamento quaternario e implicazioni strutturali*. Italian Journal of Quaternary Sciences. **10** (2) 371-376.
- CIBIN U. (1989) - *Petrografia e provenienza delle Arenarie di Loiano (Eocene sup.-Oligocene inf., Appennino modenese e bolognese)*. Giorn. Geol., **51**, 81-92.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) – Rapporto su Workshop “*Marine selection 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.
- CNR-CCGG, Commissione per la Cartografia geologica e la geomorfologia, (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1-50.000 Guida al Rilievo*. Servizio Geologico Nazionale. Quaderni serie III vol.1
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPPIERI R. & TOMADIN L. (1978) – *Palaeoenvironmental Study of the "Colombacci" Formation in Romagna (Italy): The Cella Section*. Mem.Soc.Geol.It., **16**:197-216, Roma
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and Vetusols in the Central Po plain (Northern Italy): a study in Quaternary Geology and Soil Development*. Unicopli, Milano.
- CREMASCHI M. & GASPERI G. (1989) - *L' "Alluvione" alto medioevale di Mutina (Modena) in rapporto alle variazioni ambientali oloceniche*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 179-190.
- CREMONINI G. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione 238120 "Borgo Tossignano"*. Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1978) – *Tettonica sinsedimentaria messiniana nell'Appennino romagnolo (Italia)*. Rend. Soc. Geol. It., **1**, 7-8.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1982) - *Note illustrative alla Carta Geologica 1:25.000 dell'Appen-*

- nino emiliano-romagnolo, tavv. F. 100 III SE "Cusercoli e Borello". Regione Emilia-Romagna. Pitagora (Ed.), pp. 39, Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1983) - *Note illustrative alla Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo*, tavv. "Cesena e Sogliano al Rubicone", Pitagora (Ed.), pp. 39, Bologna.
- DE FEYTER A. J., KOOPMAN N., MOLENAAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro Marchean Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., 105, 65-85.
- DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro line" (Northern Apennines, Italy)* Geologica Ultra iectina, 19, 98 pp.
- DE NARDO M.T. & BENINI A. (1993) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione n. 238020 "Mercatale"*. Regione Emilia-Romagna Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- DE NARDO M.T., IACCARINO S., MARTELLI L., PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L. & VERNIA L. (1992) - *Osservazioni sull'evoluzione del bacino satellite epiligure Vetto-Carpinetti-Canossa (Appennino Settentrionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 46 (1991), 209-220
- FARABEGOLI E. (1982) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione n. 238110 "Fontanelice"*. Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- FARABEGOLI E. (1987) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione n. 256130 "Borghi"*. Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- FARABEGOLI E., BENINI A., DE DONATIS M., MARTELLI L., DE MATTIOLI A., & SEVERI P. (1990) - *Carta Geologica della Regione Emilia-Romagna 1:50.000 - Foglio n. 265 S. "Piero in Bagno"*, Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze
- FARABEGOLI E., BENINI A., DE DONATIS M., MARTELLI L., SEVERI P. & PIZZIOLI M. (1994) - *La geologia del foglio 265 S. Piero in Bagno*. In MARTELLI Ed., Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze, pp.117.
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1990) - *Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta. Geol. d'It., XLVI (1991), 165-184.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1996) - *Il margine appenninico emiliano-romagnolo durante il Quaternario: stratigrafia ed eventi*. In: Lettere di Pietra a cura di LENZI F. & NENZONI G. XXXIX-LXIV. Editrice Compositori, Bologna.
- FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'avanfossa padano-appenninica (Appennino Pesarese)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, 104, 193-238, Modena.
- FARINA M. (1994) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione n. 238160 "Casola Valsenio"*. Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- FERRETTI S. & TERZI C. (1995) - *Late Miocene isotope stratigraphy and astronomical calibration of the Monte del casino section (Northern Apennines, Italy)*- Giornale di Geologia, ser. 3a, vol 57/1-2, 1995, pp. 99-112.
- 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
- FLORES G. (1955) - *Discussione in: BENELO E., 1955.*
- FORNACIARI E. (1996) - *Biocronologia dei nannofossili calcarei e stratigrafia ad eventi nel miocene italiano* - Tesi di Dottorato, inedita - Dipartimento di Geologia, Paleontologia, Geofisica, Università di Padova.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene calcareous Nannofossil bio stratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, 42, 37-63:
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, 42, no. 1, 1-36.
- GASPERI G., BETTELLI G., PANINI F., & PIZZIOLI M. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 219 Sassuolo*. APAT - Regione Emilia-Romagna. S.EL.CA., Firenze.

- GHELARDONI R. (1965) – *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It. **84** (3) 277-290.
- GHISELLI F. & MARTELLI L. (1997) - *Evoluzione dei campi di stress lungo il margine appenninico-padano dal Pleistocene medio all'Attuale: analisi strutturali dei depositi pleistocenici affioranti tra Castell'Arquato (Piacenza) e Rimini*. Italian Journal of Quaternary Sciences. **10** (2) 439-444.
- GNGFG-GRUPPO NAZIONALE di GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1987) – *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti. Nota a cura di Carrara A., Carton A., Dramis F., Panizza M., Prestinanzi A.*. Boll. Soc. Geol. It. **100**, 199-221.
- 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*. Episode, **27**: 83-100.
- IACCARINO S. (1985) – *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*; in: H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (a cura di), *Plankton Stratigraphy*, 283-314. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- JACOBACCI A. (1965) – *Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell'Appennino ed in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. d'It., **86**, 65-85.
- LENZI F. & NENZIONI G. (1996) - *Lettere di Pietra*. Istituto Beni Culturali della Regione Emilia-Romagna - Museo Archeologico Luigi Donini.
- LIPPARINI T. (1963) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, II edizione, Foglio n. 87 "Bologna"*. Servizio Geologico d'Italia. L.A.C., Firenze
- MARTELLI L. ed., (1994) – *La Geologia del Foglio 265- S.Piero in Bagno (Appennino Settentrionale)*, S.EL.CA., Firenze
- MARTELLI L., BENINI A., POCCIANI C. & ROSSELLI S. (in stampa) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 253 Marradi*. ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- MARTINI E. (1971) – *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation*. Proceedings of the II Planctonis Conference, Roma, 1970, **2**, 739-785.
- MITCHUM JR. R. M., VAIL P.R., THOMPSON P. (1977) - *The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: C. E. Payton (Ed.): *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir, 26, 53-62.
- MUTTI E., DAVOLI G., MORA S. & SGAVETTI M. (1994)- *Conceptual stratigraphic framework*. In: E. MUTTI, G. DAVOLI, S. MORA & M. SGAVETTI, eds., *The Eastern Sector of the South-Central Folded Pyrenean Foreland: Criteria for Stratigraphic Analysis and Excursion notes*. Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, 20-26 June 1994, Tremp, Spain, 1-16
- NACSN (1983) - *North American Stratigraphic Code*. North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. AAPG Bulletin, V. **67**, No. 5 (May 1983), 841-875.
- ONOREVOLI G. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezioni nn. 238030 "S. Martino in Pedriolo" e 238040 "Castel S. Pietro T. Sud"*. Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- PANINI F. (2002) - *Note illustrative alla Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 237 "Sasso Marconi"*. Regione Emilia-Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli . S.EL.CA., Firenze.
- PAPANI G. (2002) *Note illustrative alla Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 218 "Castelnuovo ne' Monti"*. Regione Emilia-Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. S.EL. CA., Firenze.
- PICOTTI V., BERTOTTI G., CAPOZZI R. & FESCE A.M.(1997) - *Evoluzione tettonica quaternaria della Pianura Padana centro-orientale e dei suoi margini*. Italian Journal of Quaternary Sciences. **10** (2) 513-520.
- 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.
- PINI G.A. (1993) - *Geological Map of the Bologna area foothills*. Step Parma
- PONZANA L. (1988) – *La Formazione di M.Morello e I suoi complessi di base (Appennino settentrionale, Cretacico superiore-Eocene medio)*. Università di Modena e Bologna, Tesi di Dottorato inedita. Bibl. Naz. Roma e Firenze, 81 pp.

- PONZANA L. (1993) – *Caratteristiche sedimentologiche e petrografiche della Formazione di M. Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 201-218.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition II: sequence and system tracts models*. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (Editors), *Sea-level changes: An Integrated Approach*. S.E.P.M. Spec. Publ. **42**, 125-155.
- 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 G. Di Dio. S.EL.CA., Firenze, 120 p.
- RICCI LUCCHI F. (1967) - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*. In: Selli R. (ed.), *Com. Neog. Medit.*, IV Congr., Guida alle escursioni, 111-120, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the peri-Adriatic Apennines*. *Geology of Italy* (Ed. by C.Squires), 2, 129-236, PESL-Tripoli.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G.G., OGLIANI F. & COLALONGO M.F. (1981) - *Pliocene fan deltas of the Intra-Apenninic Basin, Bologna*. In: F. RICCI LUCCHI: *Exc. Guidebook*, 2nd IAS Eur. Reg. Meeting, Bologna, 79-160.
- 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 & G. Williams (Eds.) "Excursion Guidebook". *Foreland Basins Symposium*. Fribourg, 137-176.
- RUGGERI G. (1956) - *L'arrivo delle argille scagliose sul margine padano dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., 75.
- RUGGERI G. (1970) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 108 "Mercato Saraceno"*. *Sev. Geol. d'It.*, 56 pp.
- SALVADOR A. (1987) – *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *Geol. Soc. America Bull.* 98, 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide, second edition* - International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy. IUGS and GSA, pp. 214.
- SARTI G., PRETI D. & SEVERI P. (1997) - *Stratigrafia dei terrazzi intravallivi dei fiumi Savio, Bidente, Montone, Lamone, Senio e Santerno (margine Romagnolo della catena appenninica): dati preliminari*. *Convegno Nazionale GeoItalia 1997 1° Forum Italiano di Scienze della Terra Bellaria (Rimini)*, 5-9 ottobre 1997, Sessione Poster.
- SERVIZIO SISMICO DEL CONSIGLIO SUPERIORE DEI LAVORI PUBBLICI (1986) - *Atlante della classificazione sismica nazionale*. IPZS, Roma, pp. 209.
- SESTINI G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. In: G. Sestini (Ed.), *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. *Sediment. Geol.*, **4**, 445-480.
- SISSINGH W. (1977) – *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton: Geologie en Mijnbouw*, **56**, 37-65.
- THIEME R. (1961) - *Serie stratigrafica di Antognola*. Boll. Soc. Geol. It., **80 (1)**, 89-98.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI (1977) – *Algal Crusts, Autochthonous and clastic Gypsum in a Cannibalistic Evaporite Basin: a Case History from the Messinian of Northern Apennines*. *Sedimentology*, **24**: 211-244
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI (1978) – *The Vena del Gesso in Northern Apennines: Growth and Mechanical Breakdown of Gypsified Algal Crusts*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **XVI**: 217-249, Roma
- VAI G.B., VILLA I.M. & COLALONGO M.L. (1993) - *First direct radiometric dating of the Tortonian/Messinian boundary*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. **316**, Ser. **II**, 1407-1414.
- VAIL P.R. (1987) - *Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure*. In: *Atlas of Seismic Stratigraphy*, Vol. 1 (Ed. by A.W. Bally). *Am Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol.*, **27**, 1-10.
- VESCOVI P. (2002) - *Note illustrative alla Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 216 "Borgo Val di Taro"*. Regione Emilia-Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli . S.EL.CA., Firenze.

- VIANELLO G. ed. (1982) - *Caratteri geoidrologici e geotermici dell'Emilia-Romagna*. Pitagora (Ed.), pp. 177, Bologna.
- VIEL G., DE NARDO M.T. & MONTAGUTI M. (2002) - *Schema Direttore della Pericolosità Geoambientale* - Servizio Geologico d'Italia & Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. SystemCart, Roma.
- VIEL G. & PRETI D. (1994) - *Carta del rischio Geo-Ambientale, scala 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, Sismico e dei Suoli
- 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.
- ZANZUCCHI G. (2000) - *Note illustrative alla Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 198 "Bardi"*. Regione Emilia-Romagna - Servizio Cartografico e Geologico. Istituto Poligrafico della Zecca di Stato, Roma.

PROGETTO
CARG