



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2,2,1960)

**NOTE ILLUSTRATIVE**

della

**CARTA GEOLOGICA D'ITALIA**

**alla scala 1:50.000**

foglio 239

**FAENZA**

a cura di

**A. Benini<sup>1</sup>, L. Martelli<sup>2</sup>** (settore appenninico)

**A. Amorosi<sup>3</sup>, A. Martini<sup>2</sup>, P. Severi<sup>2</sup>** (settore di pianura)

con i contributi di

**M.A. Cazzoli<sup>2</sup>**

*Biostratigrafia*

**S.C. Vaiani<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Regione Emilia-Romagna, Servizio Tecnico di Bacino dei Fiumi Romagnoli

<sup>2</sup> Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

<sup>3</sup> Università di Bologna, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali

Ente realizzatore



***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** (coordinatore), **V. Pannuti**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**C. Cipolloni, M.P. Congi, M. Rossi** (ASC)

*Coordinamento editoriale:*

**D. Tacchia, 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 **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze

***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: S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2009

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	pag.	7
<b>II</b>	<b>- LAVORI PRECEDENTI</b> .....	»	11
1.	- SETTORE APPENNINICO .....	»	11
2.	- SETTORE DI PIANURA .....	»	14
2.1.	- LA SUCCESSIONE QUATERNARIA CONTINENTALE AL MARGINE APPENNINICO .....	»	15
2.2.	- LA SUCCESSIONE QUATERNARIA CONTINENTALE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA .....	»	17
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	»	21
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> .....	»	23
<b>IVa</b>	<b>- SETTORE APPENNINICO</b> .....	»	23
1.	- SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA .....	»	24
1.1.	- FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA .....	»	24
1.1.1.	- <i>Membro di Dovadola</i> .....	»	25
1.1.2.	- <i>Membro di Modigliana</i> .....	»	25
1.1.3.	- <i>Membro di Castel del Rio</i> .....	»	26
1.1.4.	- <i>Membro di Fontanelice</i> .....	»	27
1.1.5.	- <i>Membro di Borgo Tossignano</i> .....	»	29
1.2.	- FORMAZIONE DEI "GHIOLI DI LETTO" .....	»	30
2.	- GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA .....	»	31
2.1.	- FORMAZIONE DELLA VENA DEL GESSO .....	»	31
2.1.1.	- <i>Membro a gessoareniti e gesso "balatino"</i> .....	»	32
2.1.2.	- <i>Membro a gessoruditi e gesso selenitico</i> .....	»	32
2.2.	- FORMAZIONE A COLOMBACCI .....	»	32
3.	- SUCCESSIONE POST EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO .....	»	33
3.1.	- MARNE DI CELLA .....	»	33
3.2.	- ARGILLE AZZURRE .....	»	34
3.2.1.	- <i>Membro dello Spungone</i> .....	»	35
3.3.	- ARENARIE E ARGILLE DI SAVIGNANO .....	»	37
3.4.	- SABBIE DI IMOLA .....	»	38

3.4.1.	- <i>Membro di Monte Castellaccio</i> . . . . . »	38
3.4.2.	- <i>Membro di Fossoveggia</i> . . . . . »	39
3.4.3.	- <i>Membro di Castel San Pietro</i> . . . . . »	39
<b>IVb</b>	<b>- SETTORE DI PIANURA</b> . . . . . »	39
1.	- METODI DI INDAGINE . . . . . »	39
1.1.	- CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE . . . . . »	40
1.2.	- CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO . . . . . »	42
1.2.1.	- <i>Realizzazione della Banca Dati geognostici</i> . . . . . »	42
1.2.2.	- <i>Elaborazione di uno schema geologico preliminare</i> . . . . . »	44
1.2.3.	- <i>Esecuzione di nuove indagini di sottosuolo</i> . . . . . »	44
2.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO . . . . . »	47
3.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO . . . . . »	49
3.1.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE . . . . . »	49
3.2.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE . . . . . »	54
3.2.1.	- <i>Subsintema di Liano</i> . . . . . »	56
3.2.2.	- <i>Subsintema di Torre Stagni</i> . . . . . »	57
3.2.3.	- <i>Subsintema di Bazzano</i> . . . . . »	57
3.2.4.	- <i>Subsintema di Villa Verucchio</i> . . . . . »	58
3.2.5.	- <i>Subsintema di Ravenna</i> . . . . . »	60
3.2.5.1.	- <i>unità di Modena</i> . . . . . »	61
4.	- ASSOCIAZIONI DI FACIES . . . . . »	62
4.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI . . . . . »	62
4.1.1.	- <i>Ghiaie di canale fluviale</i> . . . . . »	62
4.1.2.	- <i>Sabbie e limi di canale, argine e rotta fluviale</i> . . . . . »	63
4.1.3.	- <i>Limi e argille di piana inondabile</i> . . . . . »	64
5.	- CARTOGRAFIA . . . . . »	65
5.1.	- CARTA GEOLOGICA DI SUPERFICIE . . . . . »	65
5.2.	- FOGLIO ALLEGATO ALLA CARTA GEOLOGICA-GEOLOGIA DI SOTTOSUOLO . . . . . »	67
<b>V</b>	<b>- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA</b> »	73
1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE . . . . . »	73
2.	- DEPOSITI DI VERSANTE . . . . . »	74
2.1.	- CORPI DI FRANA . . . . . »	74
2.2.	- COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI . . . . . »	74
2.3.	- DETRITI DI FALDA . . . . . »	75
<b>VI</b>	<b>- TETTONICA</b> . . . . . »	77

	5
<b>VII - GEOLOGIA APPLICATA</b> .....	81
1. - PROPENSIONE AL DISSESTO .....	81
2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE .....	82
3. - IDROGEOLOGIA .....	83
4. - ACQUE MINERALI E TERMALI .....	85
<b>APPENDICE 1</b>	
<b>CAVITÀ IPOGEE</b> .....	87
<b>APPENDICE 2</b>	
<b>CRONOSTRATIGRAFIA, BIOSTRATIGRAFIA</b> <b>E PALEOAMBIENTI</b> .....	91
<b>APPENDICE 3</b>	
<b>STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI</b> .....	95
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	102

PROGETTO  
CARGO

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 239 “Faenza” ricade prevalentemente in provincia di Ravenna (circa il 70% del territorio), mentre la porzione nord occidentale appartiene alla provincia di Bologna, e quella sud orientale alla provincia di Forlì-Cesena. A partire da ovest è attraversato dal fiume Santerno, dal torrente Senio, dal fiume Lamone e dal torrente Marzeno; il fiume Montone entra per poco più di un chilometro all'estremità sud orientale del Foglio in questione. Il foglio si sviluppa dalla quota di 9 metri s.l.m. al limite nord-orientale fino ai 533 metri di Monte Giornetto, che si trova all'incirca al limite opposto, quello sud-occidentale.

I rilievi geologici sono stati svolti alla scala 1:10.000 a partire dagli anni '80 nell'ambito del progetto “Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000” della Regione Emilia-Romagna in collaborazione con l'Università degli studi di Bologna. Dal 1992 per consentire una migliore omogeneità a scala regionale sono state revisionate ampie zone del foglio 239.

Per il rilevamento, la rappresentazione e la descrizione delle unità marine affioranti nel presente foglio è stato seguito il principio litostratigrafico seguendo le indicazioni riportate nella Guida al rilevamento per la Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (CNR-CCGG, 1992) e nella “International stratigraphic guide” (SALVADOR, 1994).

In particolare, le formazioni torbiditiche sono state suddivise in sottounità in base al rapporto arenaria-pelite e alla posizione stratigrafica (si veda anche BENINI *et alii*, 1990 e ANTOLINI & CREMONINI, 1990).

Per quel che riguarda invece le modalità di rilevamento e rappresentazione cartografica delle unità quaternarie continentali si sono seguiti invece i criteri delle unità stratigrafiche a limiti in conformi (CNR-CCGG, 1992).

Le età delle unità cartografate (fig. 1) si basano su oltre 200 analisi micro-paleontologiche e biostratigrafiche relative alle associazioni a foraminiferi, ese-

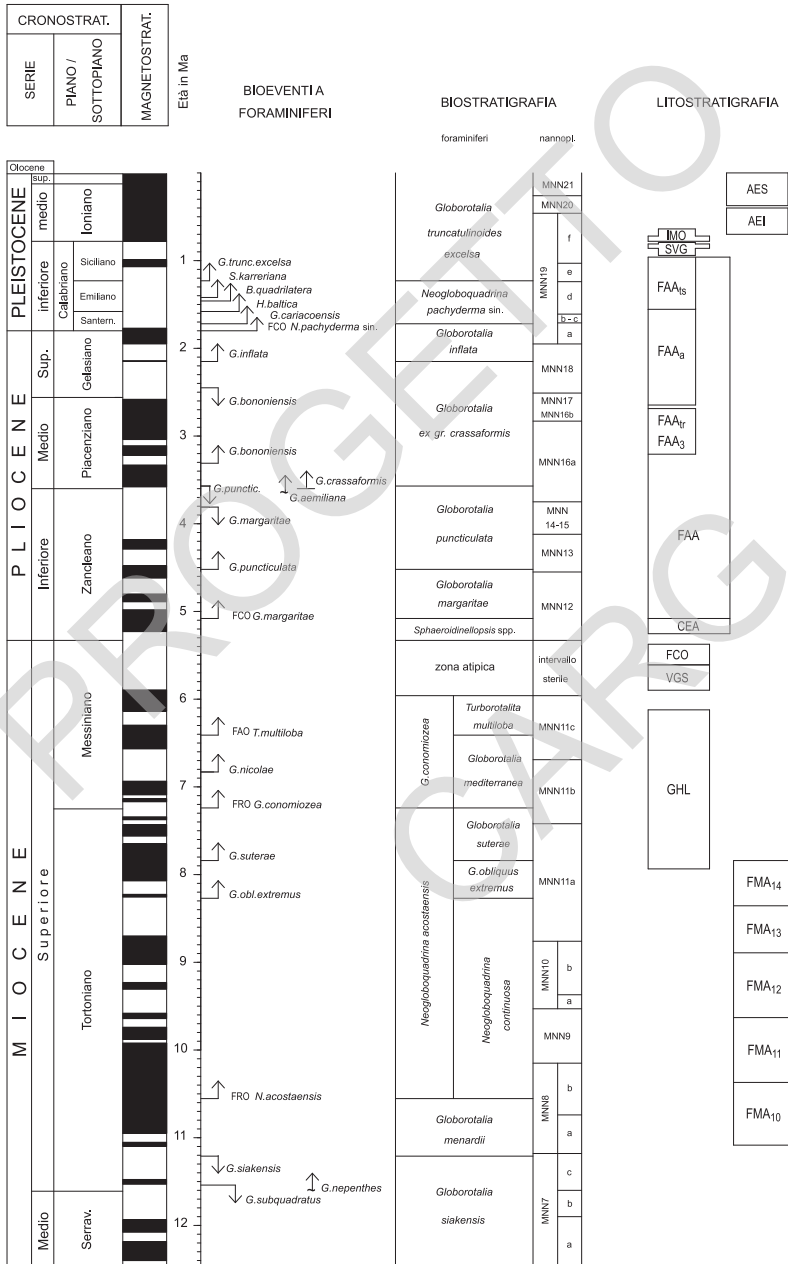


Fig. 1 - Schema stratigrafico del Foglio 239.



guita dal Dott. Stefano Claudio Vaiani del Dipartimento Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università di Bologna. Ulteriori dati micropaleontologici sono stati forniti dalla Prof.ssa Maria Luisa Colalongo (Dipartimento Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università di Bologna), limitatamente alle unità del margine appenninico padano e del sottosuolo, e dalla Dott.ssa Anna Maria Borsetti (Istituto per la Geologia Marina, CNR di Bologna) per alcuni settori di affioramento delle Argille Azzurre. Per le poche unità non interessate dall'analisi biostratigrafica o che non hanno dato risultati significativi si è fatto riferimento alla letteratura, alla posizione nella successione stratigrafica e ad alcuni dati di stratigrafia isotopica dello stronzio.

PROGETTO  
CARGO

## II - LAVORI PRECEDENTI

Le successioni marine presenti in questo foglio sono state studiate con le metodologie classiche del rilevamento geologico e della litostratigrafia mentre lo studio dei depositi alluvionali presenti al margine appenninico e in pianura è stato affrontato secondo i criteri della stratigrafia sequenziale, della geomorfologia e delle analisi di sottosuolo.

Per questo motivo si è preferito descrivere i lavori precedenti separatamente per il settore appenninico e per il settore di pianura.

### 1. - SETTORE APPENNINICO

Gli studi su questa parte dell'Appennino romagnolo sono prevalentemente stati stimolati dall'enorme interesse suscitato dalla "vena del gesso" e dalla presenza di depositi a cavallo del passaggio Pliocene-Pleistocene ampiamente rappresentato in questo Foglio. In particolare sono numerosi gli studi specifici sulla paleogeografia e stratigrafia o sull'assetto ed evoluzione strutturale del Messiniano, soprattutto per il particolare comportamento reologico della Formazione della Vena del Gesso, e del Plio-Quaternario.

Non è né intenzione degli Autori né finalità di queste note discutere l'ampia bibliografia esistente; pertanto, per i fini di questo lavoro, saranno elencati i principali lavori di riferimento per un inquadramento stratigrafico e strutturale della zona. I lavori e le interpretazioni degli altri Autori saranno discussi nei successivi capitoli per meglio illustrare il lavoro svolto e le interpretazioni degli Autori del foglio e delle presenti note.

Il principale riferimento cartografico, per un inquadramento regionale, è rappresentato dai fogli 88 Imola, 98 Vergato, 99 Faenza e 100 Forlì della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, pubblicati dal

Servizio Geologico d'Italia tra gli anni '60 e '70. Da questi lavori sono derivate le sintesi alla scala della catena, tra cui la Carta Geologica dell'Appennino Settentrionale in scala 1:500.000 (BORTOLOTTI *et alii*, 1969) e, successivamente, la Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale in scala 1:250.000 (BOCCALETTI & COLI, 1982).

Una visuale più dettagliata si ha grazie alla Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:10.000, realizzata negli anni '80. Tale cartografia, in gran parte già pubblicata e in parte in corso di stampa, è disponibile presso l'Archivio Cartografico (carte pubblicate) o presso il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli (originali d'Autore) della Regione Emilia-Romagna. Da questi elaborati cartografici deriva la redazione delle carte 1:25.000 per la realizzazione del presente foglio della Carta Geologica d'Italia 1:50.000.

Numerose informazioni di carattere stratigrafico e ricostruzioni paleogeografiche relative a quest'area sono reperibili nella "Guida alla geologia del margine Appenninico-Padano", a cura di CREMONINI & RICCI LUCCHI (1982) e in "*Field trip guide to the Romagna Apennine Geology. The Lamone valley*" a cura di VAI (1988).

Sono da ricordare inoltre locali approfondimenti relativi a tematiche specifiche. Ad esempio, si rimanda a RICCI LUCCHI *et alii* (1981a) per un quadro di dettaglio della successione del Pliocene e ad AMOROSI *et alii* (1998a; 1998b) e VAIANI (2000) per una descrizione dettagliata della stratigrafia dei terreni plio-pleistocenici.

Recentemente, particolare attenzione è stata posta all'evoluzione stratigrafica del Messiniano. ROVERI *et alii* (1998, 2001) e RICCI LUCCHI *et alii* (2002) hanno revisionato la stratigrafia della successione messiniana e proposto una nuova classificazione litostratigrafica che ha portato alle indicazioni del Gruppo di lavoro per il "Messiniano e la Gessoso-Solfifera Auctores" del Comitato d'area per l'Appennino settentrionale (verbale riunione di Bologna, luglio 2005) e all'istituzione del Gruppo della Gessoso-solfifera, nonché, quindi, alla classificazione litostratigrafica qui adottata.

Per un inquadramento strutturale a scala regionale e della catena il riferimento è la Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000 (CERRINA FERONI *et alii*, 2002). In questo lavoro, derivato dalla cartografia geologica della Regione Emilia-Romagna 1:10.000 e dalla cartografia 1:25.000 per il progetto CARG 1:50.000, sono cartografati in dettaglio gli elementi strutturali e le unità tettoniche. Inoltre, nelle tavole stratigrafiche allegate, sono dettagliatamente descritte, con l'integrazione di dati inediti, la stratigrafia e l'età di ogni unità tettonica cartografata.

Gli elementi tettonici attivi sono evidenziati nella Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna alla scala 1:250.000 (BOCCALETTI *et alii*, 2004). In questa carta, grazie a mirati rilevamenti geologici e geomorfologici, ad una revisione dei dati sismologici storici e strumentali e all'analisi di dati di sottosuolo, sono stati correlati gli elementi attivi di superficie con quelli profondi, sia in catena che in pianura, tenendo conto dei regimi di stress e della distribuzione geografica (epicentrale) ed ipocentrale (secondo intervalli di profondità) dei terremoti.

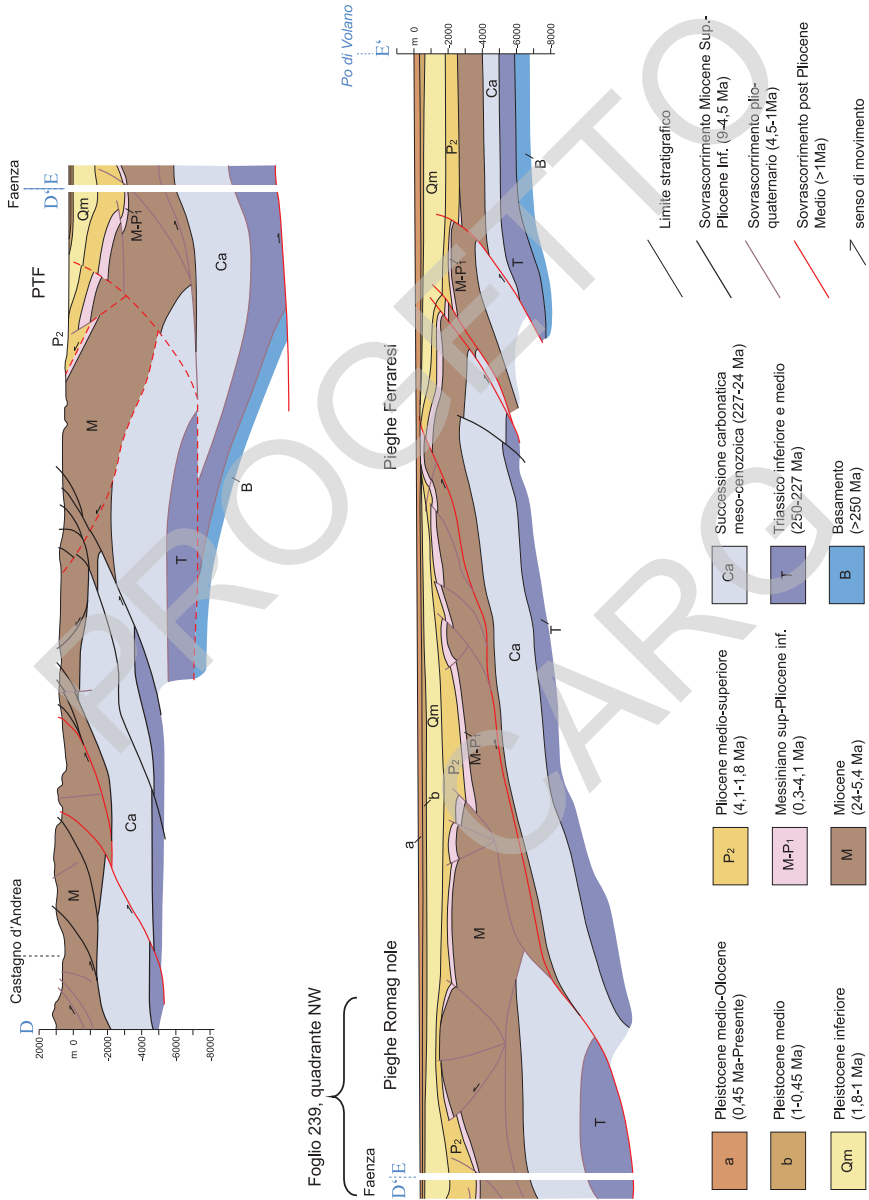


Fig. 2 - Sezione geologico-strutturale dal crinale dell'Appennino tosco-romagnolo al Po (da BOCCALETTI et alii, 2004).

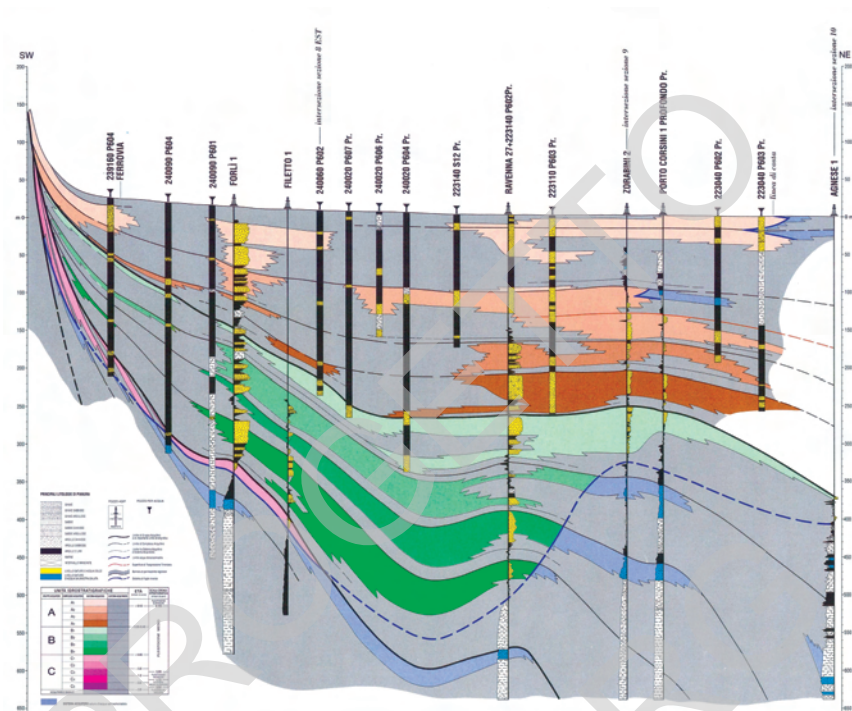


Fig. 3 - Sezione geologica nel sottosuolo della Pianura Padana, con distinzione delle principali unità idrostratigrafiche all'interno della successione quaternaria (da REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). L'esagerazione verticale è di 50x.

## 2. - SETTORE DI PIANURA

L'evoluzione sedimentaria plio-quaternaria del bacino padano registra una generale tendenza "regressiva", identificata al margine appenninico da RICCI LUCCHI *et alii* (1982), da depositi marini di ambiente progressivamente meno profondo fino a depositi continentali. Il riconoscimento di una chiara superficie di inconformità di significato regionale da parte di questi autori ha consentito il primo inquadramento stratigrafico di tipo sequenziale della successione quaternaria affiorante al margine appenninico, portando alla identificazione di due cicli sedimentari principali, uno marino (Qm) e uno continentale (Qc). La superficie di discontinuità che separa i cicli Qm e Qc è stata successivamente identificata da REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) anche nel sottosuolo della Pianura Padana in corrispondenza del limite tra il Supersistema del Quaternario Marino (corrispondente al ciclo Qm di RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) e il sovrastante Supersistema Emiliano-Romagnolo (equivalente del ciclo Qc), si veda la sezione di fig. 3 e lo schema stratigrafico di fig. 4.

La successione quaternaria continentale del pedeappennino emiliano-roma-

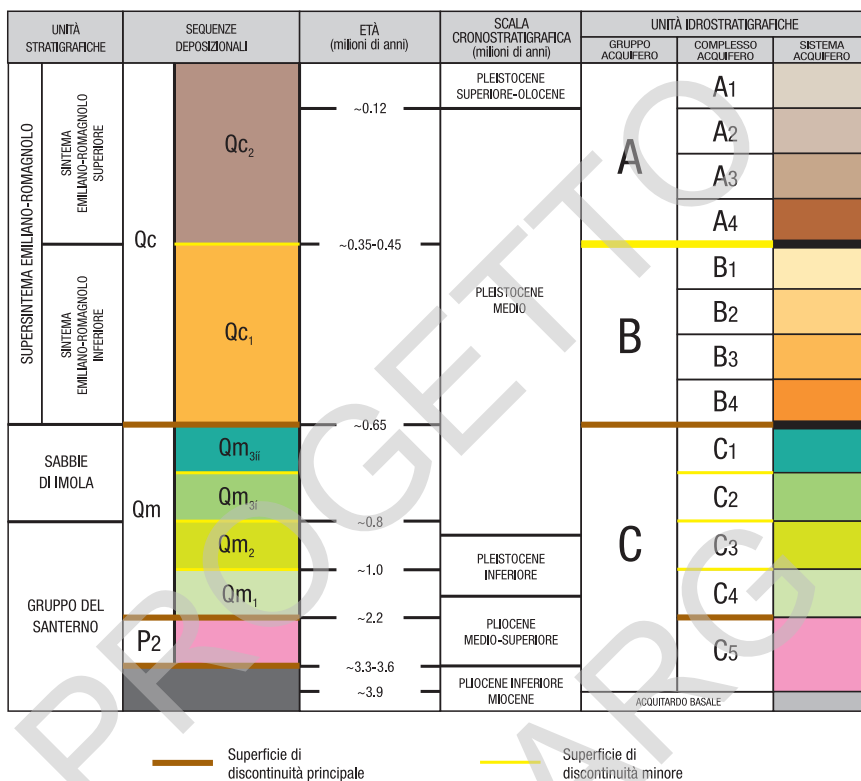


Fig. 4 - Schema stratigrafico e suddivisione stratigrafico sequenziale dei depositi plio-quadernari del bacino padano (modificato da REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

gnolo comprende da un lato l'insieme dei depositi alluvionali terrazzati affioranti nelle piane intravallive dei fiumi e torrenti appenninici e, dall'altro, i depositi di conoide e piana alluvionale della pianura antistante. La base della successione è marcata in affioramento da una superficie di inconformità, associata a una discordanza angolare, che separa i depositi alluvionali del ciclo Qc dai sottostanti depositi marini, i cui termini più recenti sono costituiti da sabbie litorali (Sabbie di Imola o sequenza Qm3b di AMOROSI *et alii*, 1998a).

## 2.1. - LA SUCCESSIONE QUATERNARIA CONTINENTALE AL MARGINE APPENNINICO

Nella letteratura scientifica degli anni passati non esisteva un inquadramento stratigrafico univoco dei depositi quaternari continentali affioranti al margine appenninico emiliano-romagnolo (ciclo Qc).

Con i termini rispettivamente di Formazione Fluviolacustre (CREMASCHI,

1982) nel pedeappennino emiliano e di Formazione di Olmatello (VAI, 1984) nel pedeappennino romagnolo sono state designate, ad esempio, unità litostratigrafiche correlabili su vaste aree, ma estremamente eterogenee dal punto di vista litologico e, di fatto, corrispondenti a gran parte del ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii* (1982). All'estremo opposto è il lavoro di FARABEGOLI & ONOREVOLI (1990) che, nella sezione di S. Mamante presso Faenza, hanno distinto 19 unità litostratigrafiche accorpate in otto unità di rango superiore, molte delle quali sono tuttavia difficilmente identificabili in altri settori del pedeappennino.

Problemi analoghi venivano evidenziati anche circa l'interpretazione dei depositi quaternari continentali. Sull'origine di unità terrazzate riconosciute in affioramento al margine appenninico sono state formulate opinioni discordanti, che invocano un controllo tettonico di tipo compressivo (CREMASCHI, 1983; ELMI *et alii*, 1987), tettonico-eustatico (FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1990), tettonico-climatico (AMOROSI *et alii*, 1996) o misto (ORI, 1993).

Per quanto riguarda la stratigrafia, all'interno della vecchia edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (1963) i depositi quaternari continentali di età pleistocenica (corrispondenti al ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) sono per lo più indistinti, se si eccettua una generica suddivisione tra conglomerati e "terre rosse" da un lato e depositi terrazzati dall'altro.

Un elemento che alcuni autori hanno approfondito è relativo alla caratterizzazione pedogenetica di questi depositi. Infatti, in un contesto di depositi alluvionali prevalentemente terrazzati, litologicamente omogenei e in genere scarsamente affioranti, lo studio dei suoli può fornire un valido contributo per operare suddivisioni stratigrafiche. Sulla base del grado evolutivo di suoli presenti al tetto di depositi quaternari incorporati in catena sono state identificate alcune unità all'interno del ciclo Qc. Queste unità sono generalmente correlabili su ampi tratti del margine appenninico emiliano-romagnolo. Il grado di evoluzione dei suoli, che consente una stima molto approssimativa dell'età dei depositi pedogenizzati, diminuisce progressivamente dalle unità più antiche a quelle più recenti. All'interglaciale Mindel-Riss è stato attribuito ad esempio il paleosuolo fersiallitico bruno-rosso (Suolo di Collecchio) di CREMASCHI (1982) e MARABINI *et alii* (1987) o Villa del Bosco 2 di FARABEGOLI (1985). All'interglaciale Riss-Würm corrisponderebbe invece il suolo lisciviato a pseudogley di CREMASCHI (1982), equivalente al tetto delle Peliti di Toscanella di FARABEGOLI (1985) e all'Unità del Bellaria di FARABEGOLI & ONOREVOLI (1991). Infine, il suolo bruno fersiallitico al tetto delle ghiaie descritto da CREMASCHI (1979), corrispondente all'Unità di Vignola di GASPERI *et alii* (1987), ha età compresa tra l'acme glaciale würmiano e 11,6 ka BP.

Più di recente alcuni lavori cartografici di ampio respiro hanno indicato le caratteristiche dei suoli della Regione Emilia-Romagna (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994) ed il loro utilizzo per la realizzazione di una stratigrafia dei depositi continentali del margine appenninico della pianura emiliano-romagnola (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1999).

Si ricorda inoltre un approfondimento effettuato in numerose aste vallive



dell'appennino romagnolo che propone una correlazione tra i terrazzi intravallivi presenti in queste vallate (SARTI *et alii*, 1997).

Con l'inizio dei lavori per la realizzazione della presente edizione della Carta Geologica d'Italia, ci si è posti il problema di omogeneizzare in una unica stratigrafia tutti i depositi continentali presenti lungo il margine appenninico e all'interno delle valli.

Il quadro stratigrafico risultante è stato quindi illustrato in numerosi fogli ricadenti nel margine appenninico meridionale del bacino padano, e la stratigrafia proposta nel presente foglio è perfettamente in linea con quanto indicato nel Foglio 223 (2002) e nei fogli limitrofi (FOGLIO 240 e FOGLIO 256, 2005; FOGLIO 221, FOGLIO 222, FOGLIO 238 e FOGLIO 255, in stampa). In questi fogli l'intera successione continentale viene inserita nel Supersistema Emiliano-Romagnolo, suddiviso nel Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore e Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore, a sua volta suddiviso in alcuni subsistemi.

## 2.2. - LA SUCCESSIONE QUATERNARIA CONTINENTALE NEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA

Alcune informazioni relative alla successione quaternaria continentale del sottosuolo padano, sono deducibili grazie ad alcuni lavori basati sullo studio delle linee sismiche dell'AGIP (PIERI & GROPPI, 1981; DONDI *et alii*, 1982; DONDI & D'ANDREA, 1986; DALLA *et alii*, 1992; ORI, 1993; FARABEGOLI *et alii*, 1997).

In REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998), l'analisi delle linee sismiche AGIP integrata con dati stratigrafici derivanti da pozzi AGIP e da pozzi per acqua, ha permesso di correlare e di cartografare nel sottosuolo le unità individuate al margine appenninico sopra menzionate (Supersistema Emiliano-Romagnolo, Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore e Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore).

L'individuazione nel sottosuolo di queste unità si basa sulla correlazione geometrica del loro limite inferiore, visto in affioramento e riconosciuto come discontinuità nelle linee sismiche AGIP in corrispondenza dei principali alti strutturali presenti all'interno o al margine del bacino.

Tale impianto stratigrafico è stato adottato nell'elaborazione del presente foglio, così come in tutti gli altri fogli ricadenti nella pianura emiliano-romagnola.

Dal punto di vista litologico, la successione quaternaria continentale al margine della pianura emiliano-romagnola è caratterizzata dall'organizzazione ciclica di depositi prevalentemente grossolani (corpi sedimentari ghiaiosi e sabbiosi di conoide alluvionale) e fini (limi e argille, con subordinate ghiaie e sabbie di piana alluvionale), in successioni di vario ordine gerarchico (AMOROSI & FARINA, 1995; AMOROSI *et alii*, 1996; REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Nei fogli in corso di realizzazione nella pianura emiliano-romagnola tali successioni sono state in parte correlate con i subsistemi riconosciuti in affioramento sul margine appenninico.

In AMOROSI *et alii* (2001; 2004a) tali alternanze cicliche di litologie grossolane

e fini sono state correlate alle oscillazioni climatiche alla scala dei 100 ka.

I lavori condotti nell'ambito del presente progetto di cartografia geologica in numerosi Fogli limitrofi (FOGLI 240-41 e 256, 2005; FOGLI 221, 222 e 255, in stampa) e hanno inoltre permesso di analizzare in modo più approfondito le relazioni tra la ciclicità osservata nella sedimentazione ed il clima, sulla base della lettura integrata di dati di pozzo, dati di affioramento ed analisi polliniche. Si veda a tal riguardo anche la sintesi proposta in AMOROSI & COLALONGO (2005).

Analizzando in particolare i settori della pianura costiera romagnola è stato possibile evidenziare le relazioni stratigrafiche tra i cicli trasgressivo-regressivi qui presenti e la ciclicità deposizionale riconosciuta nelle restanti porzioni della pianura alluvionale. Le superfici trasgressive identificabili nel sottosuolo dell'area costiera in corrispondenza della comparsa di sedimenti di ambiente costiero e marino marginale, sono fisicamente tracciabili entro successioni alluvionali al limite tra i corpi grossolani di canale fluviale e i sovrastanti pacchi di materiale argilloso, spesso ricco in materia organica, costituendo così degli ottimi *marker* stratigrafici per la caratterizzazione dell'architettura stratigrafica di sottosuolo alla scala dell'intera Pianura Padana.

Queste relazioni sono evidenziate in fig. 5.

In particolare, le analisi polliniche eseguite in alcuni carotaggi perforati appositamente, hanno mostrato la relazione tra l'organizzazione ciclica nella sedimentazione e le oscillazioni climatiche, evidenziate da cambiamenti ciclici nella vegetazione. In particolare, lo sviluppo di corpi grossolani di conoide alluvionale ad elevata estensione laterale avverrebbe durante le fasi glaciali, testimoniate dallo sviluppo di una vegetazione di tipo erbaceo e dall'abbondanza di *Pinus* tra le piante arboree, mentre il passaggio rapido a depositi prevalentemente fini di pianura alluvionale marcherebbe l'inizio di fasi interglaciali a clima temperato-caldo, accompagnate dallo sviluppo di foreste e, in particolare, dall'espansione della quercia.

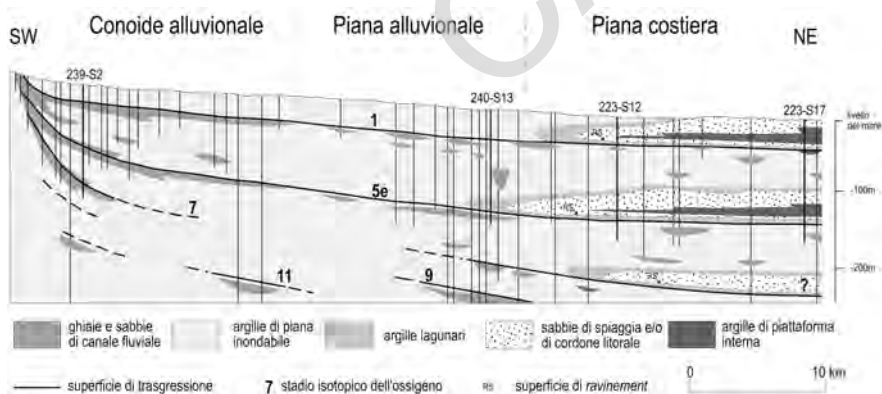


Fig. 5 - Schema stratigrafico di correlazione dei depositi tardoquaternari, dai conoidi alluvionali alla pianura costiera e distinzione dei principali cicli trasgressivo-regressivi alla scala dei 100ka (= subsistemi) (da AMOROSI & COLALONGO, 2005).

L'identificazione, all'interno della successione quaternaria continentale della pianura emiliano-romagnola, di un'alternanza ciclica di depositi grossolani e fini, quindi a grado di permeabilità molto differente, ha creato i presupposti per l'istituzione di unità idrostratigrafiche (complessi acquiferi A1-A4 e B1-B4 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). La porzione inferiore di ogni complesso acquifero è data da un sistema acquitardo, costituito prevalentemente di depositi fini, passante verso l'alto ad un'unità prevalentemente ghiaiosa, corrispondente a un sistema acquifero.

Considerata l'importanza della mappatura dei corpi sedimentari grossolani a fini applicativi, alcuni studi, infine, si sono posti il problema della distribuzione dei materiali ghiaiosi nel sottosuolo. Tra questi si segnalano il lavoro di *ELMI et alii* (1984), che costituisce il primo esempio di ricostruzione stratigrafica di dettaglio del primo sottosuolo nell'area bolognese e il lavoro di *AMOROSI et alii* (1997), che stabilisce le basi concettuali utilizzate nella Carta Geologica in scala 1:50.000 per la costruzione della carta del tetto delle ghiaie.

PROGETTO  
CARGO

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Foglio 239 Faenza ricade a cavallo del margine appenninico-padano; la porzione sud-occidentale, pari a circa il 40%, è costituita dai primi rilievi dell'Appennino romagnolo mentre la maggior parte del foglio, nord-orientale, appartiene alla Pianura Padana.

Le unità geologiche affioranti nel settore appenninico appartengono alla Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola (da qui in avanti UMR), alla Successione evaporitica messiniana e alla Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

Si tratta di successioni che non hanno subito importanti traslazioni orizzontali e perciò ritenute autoctone. Le successioni affioranti si immergono a monoclinale, piuttosto regolarmente, verso nord-est e in pianura sono ricoperte dai depositi alluvionali padani (fig. 2).

Per la regolare immersione verso nord-est, l'età delle formazioni affioranti è sempre più giovane procedendo da sud-ovest verso nord-est.

Arealmente la maggior estensione delle unità appenniniche affioranti è rappresentata dai terreni plio-pleistocenici, mentre la maggiore caratterizzazione dei rilievi è dovuta alla "vena del gesso" messiniana, che per la sua peculiarità litologica caratterizza in modo evidente da un lato gli aspetti naturalistici, quali ad esempio geositi e clima, dall'altro gli insediamenti umani e la storia dell'area.

Altra particolarità di questo foglio è, per le unità appenniniche, la notevole estensione dei depositi marini pleistocenici, di solito scarsamente rappresentati nei fogli limitrofi.

L'unità stratigrafica affiorante più antica è la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (FMA), di cui il Membro di Dovadola (Tortoniano inferiore) costituisce nel foglio in esame l'unità stratigraficamente più bassa mentre la parte alta è rappresentata dal Membro di Borgo Tossignano (Tortoniano superiore) che rap-

presenta la fine della sedimentazione torbidityca nell'avanfossa miocenica.

Il passaggio al Messiniano presenta iniziali condizioni di mare aperto (ambiente epibatiale dell'unità Ghioli di Letto, GHL) a cui fa seguito il graduale abbassamento relativo del livello del mare che porta all'instaurarsi di bacini confinati caratterizzati da forte evaporazione, fino ad ambienti di "sabka" in cui si è sedimentata la Formazione della Vena del Gesso (VGS). Dopo la crisi di salinità del Messiniano si instaurano condizioni di lago-mare e laguna, testimoniati dai depositi della Formazione a Colombacci (FCO) (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982).

Le unità messiniane, tuttavia, sono qui rappresentate da una successione incompleta per la presenza di una superficie inconforme che oblitera di frequente i termini più alti quali la FCO, mentre forti disturbi tettonici in destra del torrente Sintria (un affluente di destra del torrente Senio), alterano il passaggio dai depositi fini appartenenti a GHL e VGS.

Un contatto paraconcordante separa i depositi continentali e di laguna appartenenti a FCO da quelli francamente marini delle Marne di Cella (CEA) e di avanfossa appartenenti alle Argille Azzurre (FAA) di età compresa tra il Pliocene basale, età delle Marne di Cella, e la parte alta del Pleistocene inferiore, tetto delle Argille Azzurre. Per tutta la durata del Pliocene si mantengono condizioni di sedimentazione bacinali; tuttavia, nel Pliocene Medio, si depositano anche sedimenti legati a locali condizioni euxiniche (litofacies tripolacea, FAA<sub>tr</sub>) e depositi clastici organogeni.

Dal Pleistocene inferiore si instaura un trend marcatamente regressivo; entro i depositi di FAA si osserva infatti un graduale passaggio da condizioni di scarpata continentale ad ambienti litorali, come evidenziato dalle peliti di Terra del Sole (FAA<sub>ts</sub>). Nell'area del foglio è stato inoltre descritto, per la prima volta, un ulteriore ciclo trasgressivo-regressivo (Arenarie e Argille di Savignano) al tetto di FAA, attribuito alla parte terminale del Pleistocene inferiore (AMOROSI *et alii*, 1998b; VAIANI, 2000) e correlato con le Arenarie e Argille di Savignano (FARABEGOLI, 1987), già descritte nel Foglio 256 Rimini (2005). Al di sopra di questi sedimenti con una superficie discordante erosiva su FAA<sub>ts</sub> e localmente sulle Arenarie e Argille di Savignano si hanno le Sabbie di Imola (AMOROSI *et alii*, 1998a). Si tratta di depositi medio pleistocenici, essenzialmente litorali, che costituiscono le unità marine più alte del margine appenninico.

La successione marina è troncata al tetto dai depositi ghiaiosi e sabbiosi alluvionali del Supersintema Emiliano-Romagnolo di età Pleistocene medio-Olocene, descritti al sottocapitolo IVB. Questi depositi sono presenti in lembi discontinui nelle valli appenniniche, dove corrispondono a depositi di terrazzi intravallivi, mentre occupano interamente il settore di pianura del foglio 239. Lo studio originale realizzato per la stesura del presente foglio ed illustrato ai paragrafi successivi, ha permesso di correlare i depositi intravallivi con i depositi di pianura sia in superficie che nel sottosuolo.

## IV - STRATIGRAFIA

Come descritto nell'inquadramento geologico, il Foglio 239 Faenza ricade a cavallo del margine appenninico-padano.

La maggior parte del foglio è costituita dai depositi alluvionali della Pianura Padana che costituiscono il Supersistema Emiliano-Romagnolo; solo nella porzione sud-occidentale, costituita dai primi rilievi dell'Appennino romagnolo, sono presenti esposizioni in cui è possibile studiare, direttamente in affioramento, le unità geologiche marine che costituiscono il foglio.

Nel settore collinare affiorano soprattutto formazioni marine, costiere, lagunari e transizionali le cui età sono comprese tra il Tortoniano inferiore ed il Pleistocene medio. Nelle valli appenniniche e nel settore del margine catenapianura tali depositi vengono ricoperti dai depositi alluvionali (Supersistema Emiliano-Romagnolo) che costituiscono la parte alta della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

Nella descrizione delle unità litostratigrafiche si procederà seguendo l'ordine deposizionale, dai termini più antichi ai più recenti.

Come già accennato, per i diversi criteri di riconoscimento, descrizione e cartografia, i terreni continentali e quelli marini saranno descritti separatamente nei due sottocapitoli "settore appenninico" e "settore di pianura".

Le coperture detritiche recenti ed attuali, non inquadrate in una collocazione stratigrafica a scala regionale, come i depositi detritici di versante e le alluvioni attuali, saranno descritte nel capitolo V.

### IVa - SETTORE APPENNINICO

In questo capitolo saranno descritti i terreni marini e transizionali del settore appenninico, di età compresa tra il Tortoniano e la parte inferiore del Pleistocene

medio, appartenenti alla Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola (UMR), al Gruppo della Gessoso-Solfifera e alla Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

## 1. - SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Come già accennato nel paragrafo precedente, la Successione UMR si presenta in affioramento, in questo foglio, costituita dalla parte alta della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola e dalla Formazione dei Ghioli di Letto.

### 1.1. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA (FMA)

Rappresenta una delle unità torbiditiche più potenti ed arealmente diffuse dell'Appennino settentrionale. È il risultato del riempimento di un bacino di avanfossa attivo tra il Burdigaliano superiore e il Tortoniano superiore. La sedimentazione è principalmente determinata da correnti di torbida con provenienza da N-NO, 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 SO (alimentati dai nuclei emersi della catena appenninica) (RICCI LUCCHI, 1967; 1975; 1981).

Questa formazione, costituita quindi quasi esclusivamente di materiale risedimentato (gli strati sedimentati per decantazione costituiscono meno del 10% del totale), si presenta con il tipico aspetto delle alternanze arenaceo-pelitiche con intervalli di marne emipelagiche; si tratta essenzialmente di arenarie, siltiti e marne più o meno argillose. Nella parte terminale, FMA è localmente caratterizzata anche dalla sporadica presenza di lenti conglomeratiche.

Le areniti presentano una granulometria che varia principalmente da media e fine o finissima. Raramente la base è grossolana e microconglomeratica.

La composizione del detrito arenitico degli strati con paleocorrenti indicanti una provenienza da ONO e NO ("alpina") e da SO è feldspatica e litica. La composizione del detrito arenitico degli strati con paleocorrenti indicanti provenienza da ESE e SE ("appenninica") è generalmente carbonatica ("colombine" *Auctt.*) e ibrida (*sensu* ZUFFA, 1980: strati tipo Contessa) (GANDOLFI *et alii*, 1983; CIBIN *et alii*, 2004).

Il bacino, stretto ed allungato, riceveva il materiale clastico da diverse aree sorgente poste al paleomargine alpino e al paleomargine appenninico ed era interessato da un'intensa attività tettonica sinsedimentaria, come indica la locale presenza di rapide variazioni di litofacies e la presenza di orizzonti caotici inglobanti con olistoliti di orizzonti di FMA precedenti.

La formazione è stata complessivamente suddivisa, a scala regionale, in quattordici membri (BENINI *et alii*, 1990; ANTOLINI & CREMONINI, 1990), sulla



base delle variazioni del rapporto arenite/pelite (A/P), dello spessore medio degli strati e della posizione stratigrafica. Sono state distinte anche unità di rango inferiore, litofacies, rappresentative di particolarità locali, cartografabili alla scala di 1:50.000.

I passaggi tra le varie sottunità sono graduali e parzialmente eteropici.

Gli strati carbonatici (“colombine” *Auctt.*), gli strati a composizione ibrida e alcuni orizzonti arenacei particolarmente spessi sono stati cartografati come livelli guida (vedere ad esempio BENINI *et alii*, 1990; ANTOLINI & CREMONINI, 1990; CREMONINI *et alii*, 2001).

In questo foglio affiorano solamente i membri superiori, da FMA<sub>10</sub> a FMA<sub>14</sub>, di età tortoniana, corrispondenti al Membro 3 p.p., al Membro 4 e al Membro 5 di RICCI LUCCHI (1967).

La potenza complessiva affiorante è di oltre 500 metri.

#### 1.1.1. - *Membro di Dovadola (FMA<sub>10</sub>)*

È la sottunità di FMA più antica affiorante in questo foglio. Grazie all’andamento regolarmente monoclinico con immersione verso NE, FMA<sub>10</sub> affiora nelle parti inferiori delle vallate nel quadrante sud-occidentale del foglio.

È costituita da alternanze prevalentemente marnoso-siltoso-arenacee con rapporto A/P generalmente compreso tra 2 ed 1/2; presenta letti arenacei per lo più sottili o medi a grana medio-fine, talora grossolana alla base in strati spessi o molto spessi, che verso NNE mostrano un generale, anche se lieve, aumento di frequenza e spessore. Variazioni nello spessore medio degli strati e di A/P si riscontrano anche longitudinalmente alla catena.

In località Rio Secco, affiora un orizzonte arenaceo, spesso una decina di metri, formato da strati arenacei amalgamati con A/P > 6/1.

Questo membro e quello seguente corrispondono alla parte mediana del “Membro 3” di RICCI LUCCHI (1967).

Il limite inferiore non è affiorante, anche se lo si può osservare in affioramento alcuni km a sud, (e mostrato nella sezione geologica) con il membro di Civitella (FMA<sub>9</sub>).

La potenza massima è di 150 metri.

Il membro di Dovadola è stato attribuito, nell’adiacente foglio 238, alla parte inferiore del Tortoniano (BENINI *et alii*, in stampa) sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla biozona NN8 di MARTINI (1971) e che corrisponde parzialmente alla zona MNN8 di fig. 1.

#### 1.1.2. - *Membro di Modigliana (FMA<sub>11</sub>)*

Questo membro è caratterizzato da una maggiore variabilità di A/P e dello spessore medio degli strati. Si tratta di una sottunità prevalentemente pelitica, con

A/P decrescente verso l'alto e compreso tra 1/5 ed 1/2.

I letti arenacei sono generalmente poco cementati, per lo più sottili, subordinatamente medi e spessi, raramente molto spessi. Sono presenti sottili emipelagiti e intervalli di strati sottili prevalentemente pelitici. Sono presenti anche rari orizzonti spessi meno di 10 metri di strati arenacei spessi e molto spessi amalgamati, con una buona continuità laterale.

Nella parte alta del membro di Modigliana affiora l'orizzonte di Giuseppa (**gs**), che si estende anche nei fogli limitrofi verso sudest. Si tratta di due strati arenitici amalgamati, quarzoso-feldispatici con frammenti litici. Lo spessore totale è 2,8 metri. Affiora anche l'orizzonte Maiolo (**ml**), simile al precedente, che si pone circa 30-40 m al di sotto di **gs**, di spessore di 2,2 m, non cartografato per motivi di scala.

Questo membro e quello precedente corrispondono alla parte mediana del "Membro 3" di RICCI LUCCHI (1967).

La potenza complessiva del membro varia da 110 a 165 metri.

L'analisi delle microfaune a foraminiferi ha evidenziato una netta prevalenza di forme planctoniche rispetto a quelle bentoniche; fra le specie planctoniche stratigraficamente più significative si segnalano: *Globigerina decoraperta*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Globorotalia scitula*. Sono inoltre presenti rari esemplari di *Neogloboquadrina acostaensis*. Le forme bentoniche più frequenti sono *Uvigerina auberiana*, *Uvigerina striatissima*, *Uvigerina cf. rutila*, *Lenticulina cultrata*, *Lenticulina* spp., *Siphonina reticulata*, *Cibicoides ungerianus*, *Cibicoides* spp.

La microfauna è attribuibile alla zona a *Neogloboquadrina acostaensis*, subzona a *Neogloboquadrina continua* della parte inferiore del Tortoniano. L'associazione a foraminiferi bentonici è indicativa di un ambiente batiale.

### 1.1.3. - Membro di Castel del Rio (FMA<sub>12</sub>)

È il membro di FMA arealmente più esteso in questo foglio.

È caratterizzato da A/P superiore a 6 nella parte alta, mentre può variare tra 2/1 e 2/3 nella parte medio-bassa con sequenze organizzate mediamente *coarsening* e *thickening upward*. I letti arenacei sono generalmente più spessi rispetto ai membri sottostanti, mentre quelli pelitici sono in media più sottili; lo spessore dei livelli varia da medio a molto spesso e banchi, frequentemente amalgamati, per le arenarie e da sottile a molto sottile per le marne.

Localmente affiorano pacchi di strati con contenuto arenaceo estremamente variabile verso l'alto, prima in diminuzione e quindi in aumento.

La granulometria delle arenarie varia da grossolana a fine; alla base degli strati più spessi la sabbia può essere anche molto grossolana. Le marne sono spesso silteose e sabbiose; rare le emipelagiti. Il *trend* modale degli spessori degli strati tende ad aumentare verso l'alto, dove abbondano gli strati arenacei spessi e molto spessi. La cementazione è modesta e generalmente maggiore alla base o localizzata in strutture diagenetiche ("cogoli"); le strutture trattive sono poco

accentuate. Negli strati di maggiore spessore sono frequenti gli inclusi pelitici, ad indicare un'alta energia della corrente torbida e l'erosione del livello pelitico dello strato sottostante.

Nella parte medio-alta si inseriscono due orizzonti arenacei lenticolari (FMA<sub>12a</sub>) caratterizzati da strati da medi a molto spessi, perlopiù amalgamati, e A/P compreso tra 4 e 10. Le arenarie sono medie e grossolane con base generalmente erosiva e clay-chips diffusi. Lo spessore è compreso tra 15 e 40 metri. È stato cartografato anche un banco arenaceo, spesso fino a circa 10 m, caratterizzato da una buona continuità laterale (ar).

Questo membro corrisponde alla parte superiore del "Membro 3" di RICCI LUCCHI (1967).

Il limite inferiore con FMA<sub>11</sub>, graduale come tutti i passaggi tra le sottunità di questa formazione, è stato convenzionalmente posto in corrispondenza di un intervallo potente circa 15 m, costituito da strati arenacei, per lo più spessi, separati da discontinue torbide sottili, in cui è ben evidente l'aumento delle sabbie tra questi membri.

Lo spessore complessivo è di oltre 300 metri.

Le microfaune a foraminiferi sono sostanzialmente simili a quelle presenti in FMA<sub>11</sub>, fra le specie planctoniche stratigraficamente più significative si segnalano: *Globigerina nepenthes*, *Globigerina apertura*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Neogloboquadrina acostaensis*. Le associazioni a foraminiferi bentonici sono caratterizzate da una relativa abbondanza di *Uvigerina auberiana*, *Uvigerina striatissima*, *Brizalina spathulata*, *Gyroidinoides altiformis*, *Lenticulina* spp., *Siphonina reticulata*, *Cibicidoides ungerianus*, *Cibicidoides kullenbergii*.

La microfauna è attribuibile alla zona a *Neogloboquadrina acostaensis*, subzona a *Neogloboquadrina continuosa* della parte inferiore del Tortoniano. Le associazioni a foraminiferi bentonici sono indicative di un ambiente batiale ricco in sostanza organica all'interfaccia acqua/sedimento.

#### 1.1.4. - Membro di Fontanelice (FMA<sub>13</sub>)

Presenta analogie col membro sottostante (FMA<sub>12</sub>) dal quale si differenzia per la maggiore presenza di strati prevalentemente arenitici con strutture che indicano una maggiore energia delle correnti torbide quali superfici erosive alla base degli strati arenacei più spessi, frequenti troncature degli strati sottostanti e diffusa presenza di *clay chips* nei letti arenacei. A/P varia da 3 a 20 e anche maggiore; le areniti sono da grossolane a medie, in letti spessi e molto spessi con spessori fino a 10 metri, talora amalgamati, generalmente ben strutturati con lamine piano-parallele, ondulate, incrociate e convolute, strutture a "dish". Sono frequenti gli inclusi pelitici, i biosomi e i bioclasti. La cementazione si presenta differenziale con forme sferoidali ("cogoli"). Le peliti sono sempre molto siltose e micacee e si presentano in livelli sottili. Gli orizzonti più arenacei formano

corpi blandamente lenticolari e con base erosiva.

Verso sud-est è stata distinta la Litofacies della Val Samoggia (**FMA<sub>13b</sub>**) caratterizzata da un aumento delle alternanze arenaceo-marnose con A/P variabile da 1/1 a 10/1 (moda 4,5/1); questa litofacies presenta una marcata variabilità laterale e verticale nel rapporto tra arenarie e marne, tipica delle litofacies formatesi per progradazione di una conoide torbiditica (RICCI LUCCHI, 1967), con la sedimentazione avvenuta in bacini torbiditici più o meno profondi incisi da canyon; tanto i livelli arenitici di spessore maggiore quanto quelli sottili, generalmente presentano base erosiva ed amalgamazione di più livelli ed andamento della stratificazione lenticolare, talora riconoscibile alla scala dell'affioramento.

Al tetto affiorano due corpi lenticolari dello spessore compreso tra 10 e 20 metri ad una distanza reciproca di alcune decine di metri.

Nella parte alta del membro affiorano alcune lenti metriche, non cartografabili, con estensione metrica o decametrica, di conglomerati poligenici con ciottoli di 2-15 centimetri composti per lo più da calcari, calcari marnosi e dolomie, subordinatamente (15%) rocce eruttive e metamorfiche, a prevalente matrice arenacea, poco cementati.

Sono presenti blocchi di calcare organogeno risedimentati, riferibili ai Calcari a Lucina, strati medi di marne calcaree, torbiditi sottili in sequenze metriche, lenticolari a media scala, e pacchi di strati a minore contenuto arenaceo. Nessuna di queste litologie è cartografabile alla scala 1:50.000.

La presenza di numerose litofacies, non cartografabili, denota una forte variabilità sia verticale che laterale indicativa di una marcata irregolarità del bacino.

L'unità nel suo insieme ha l'aspetto di un grosso corpo lenticolare poggiate su una superficie erosiva a carattere di "unconformity" regionale.

I corpi arenitici lenticolari sono interpretabili come riempimenti di canyons sottomarini.

Questo membro corrisponde al "Membro 4" di RICCI LUCCHI (1967).

La potenza complessiva è inferiore ai 200 metri.

L'analisi delle microfaune a foraminiferi planctonici ha permesso di riconoscere fra le specie stratigraficamente più significative: *Globigerina nepenthes*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerinoides cf. G. bulloideus*, *Globigerinoides obliquus obliquus* e forme di passaggio fra *Globigerinoides obliquus obliquus* e *Globigerinoides obliquus extremus*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia ventriosa*. Le associazioni a foraminiferi bentonici sono caratterizzate principalmente da esemplari di *Cibicidoides ungerianus*, *Cibicidoides italicus*, *Gyroidinoides altiformis*, *Lenticulina rotulata*, *Stilostomella* sp., *Lagena* sp., *Bulimina costata*, *Siphonina reticulata*, *Pullenia bulloides*, *Uvigerina* spp., *Heterolepa floridana miocenica*.

La presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* e di forme di passaggio fra *Globigerinoides obliquus obliquus* e *Globigerinoides obliquus extremus* permettono di attribuire l'associazione alla zona a *Neogloboquadrina acostaensis*, parte alta della subzona a *Neogloboquadrina continuosa* del Tortoniano. Le associazioni a foraminiferi bentonici sono indicative di un ambiente batiale.

### 1.1.5. - *Membro di Borgo Tossignano (FMA<sub>14</sub>)*

È la parte terminale della FMA e rappresenta la chiusura della sedimentazione nel bacino tortoniano, corrispondente al “Membro 5” di RICCI LUCCHI (1967).

Si tratta di marne, marne argillose, argille marnose, grigie e grigio-azzurre, in strati sottili e medi, talora sottilmente laminate, con subordinate intercalazioni arenacee in letti da molto sottili a medi, raramente spessi. Sono frequenti le emipelagiti.

Saltuariamente affiorano corpi arenacei, con strati amalgamati, A/P maggiore di 3, potenti alcuni metri, non cartografabili, e marne grigio scuro, fittamente laminate, alternate a siltiti e arenarie fini in lenti con chiusura a piccola scala, al massimo di 1 metro, con A/P crescente verso il basso da 1/10 a 1/3 (localmente anche maggiore di 1/2).

Localmente, nella parte alta, è presente una litofacies pelitica caratterizzata dalla quasi totale assenza di letti arenacei, spesso qualche decina di metri, non cartografabile, che presenta caratteristiche del tutto simili alla formazione soprastante (GHL).

Al contatto con GHL è presente un corpo canalizzato arenaceo poco cementato a base erosiva con livelli di *clay-chips* diffusi, spesso circa 10 metri, che al tetto sfuma in peliti di colore grigio scuro.

Sono stati osservati, nei pressi della località Toresina (limite occidentale del foglio), due livelli calcarei risedimentati costituiti da marne calcaree biancastre, gradate, di spessore variabile fra 5 e 12 centimetri la prima e fino a 4 centimetri la seconda; al tetto si presentano strutturate con lamine parallele ondulate che determinano una sensibile variazione nello spessore dello strato.

In località Collina affiora un olistolite riferibile ai calcari a Lucina tortoniani.

Le litofacies di questo membro rappresentano, nell'insieme, una sequenza *fining upward*, passante superiormente e lateralmente a depositi testimonianti una circolazione ristretta in ambiente anossico (GHL).

La potenza è generalmente inferiore ai 100 metri.

L'analisi delle microfane a foraminiferi planctonici ha permesso di riconoscere fra le specie stratigraficamente più significative: *Globigerina nepenthes*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerina apertura*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globorotalia* ex gr. *G. scitula*. Le associazioni a foraminiferi bentonici sono caratterizzate da una relativa abbondanza di *Cibicidoides ungerianus*, *Cibicidoides kullenbergii*, *Hopkinsina bononiensis*, *Praeglobobulimina pupoides*, *Lenticulina cultrata*, *Martinottiella communis*, *Lagena striata*, *Siphonina reticulata*, *Amphicoryna scalaris*, *Karrieriella bradyi*.

La presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* e di *Globigerinoides obliquus extremus* permettono di attribuire l'associazione alla zona a *Neogloboquadrina acostaensis* subzona a *Globigerinoides extremus* della parte alta del Tortoniano.

Le associazioni a foraminiferi bentonici sono indicative di un ambiente batiale.

## 1.2. - FORMAZIONE DEI “GHIOLI DI LETTO” (GHL)

Si tratta di un'alternanza di peliti grigie bituminose, brune, ocracee o nerastre, e biosiltiti marnose biancastre contenenti diatomee, spesso ricche di materiale organico. Sono fittamente laminate con lamine pianoparallele e ondulate. Gli strati sono sottili e sottilissimi. Localmente sono presenti sottili strati arenacei. Sono presenti anche alcuni blocchi di Calcari a Lucine (non cartografati) di alcuni metri cubi, in prossimità dei contatti tettonici con VGS. Sono presenti anche emipelagiti grigio-azzurre o grigio-scure.

Il rapporto A/P è in genere inferiore a 1/5, ma diminuisce progressivamente verso l'alto (fino a 1/10) dando all'unità un *trend* complessivamente positivo (FARABEGOLI, 1983).

Fenomeni di scivolamento subacqueo (slump) di limitata estensione e spessore, quindi non cartografabili, sono presenti in maniera discontinua nella parte bassa della formazione.

Nella parte bassa della formazione si osservano anche strati arenacei sottili di origine torbidaica che scompaiono verso l'alto, dove la stratificazione è pressoché impercettibile.

Quando si osserva un aumento della componente arenacea, è stata distinta una litofacies pelitico-arenacea (**GHL<sub>a</sub>**) caratterizzata da sottili strati arenacei alternati ad emipelagiti grigio-azzurre o grigio-scure.

Affiora in maniera discontinua in fasce con estensione ridotta, talora mascherate dalla cospicua copertura detritica proveniente dalle unità sovrastanti o dalla tettonica disgiuntiva.

Il limite inferiore è netto su FMA<sub>14</sub>, legato spesso alla comparsa di orizzonti bituminosi e ad una stratificazione complessivamente più sottile.

Lo spessore massimo è di circa 100 metri.

La microfauna a foraminiferi planctonici è caratterizzata da *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Globigerinoides seigliei*, *Globigerina* ex gr. *G. apertura*, *Globigerina decoraperta*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globorotalia* ex gr. *G. scitula* *Globorotalia* ex gr. *G. cultrata*. Entro l'unità si registra la progressiva comparsa di *Globorotalia suterae*, *Globorotalia saheliana*, *Globorotalia exserta*, *Globorotalia miotumida*, *Globorotalia mediterranea*, *Globorotalia conomiozea*, *Turborotalita multiloba*. La microfauna a foraminiferi bentonici è generalmente ben differenziata nella parte bassa dell'unità. Fra le specie presenti si segnalano *Bolivina miocenica*, *Cibicidoides ungerianus*, *Cibicidoides italicus*, *Gyroidinoides altiformis*, *Lenticulina cultrata*, *Melonis soldanii*, *Planulina wuellerstorfi*, *Siphonina reticulata*, *Uvigerina rutila*; superiormente si osserva una maggiore concentrazione di *Bulimina subulata*, *Hanzawaia boueana*, *Bolivina dilatata*, *Bolivina* spp., *Uvigerina* spp. Le microfaune a foraminiferi planctonici indicano che l'unità si è deposta nell'intervallo che va zona a *Neogloboquadrina acostaensis* subzona a *Globigerinoides obliquus extremus*, della parte alta del Tortoniano, alla zona a *Globorotalia conomiozea*, subzona a *Turborotalita multiloba* del Messiniano.

L'ambiente deposizionale è batiale e soggetto a variazioni di ossigenazione e sostanza organica all'interfaccia acqua/sedimento, in particolare nella parte messiniana della formazione si registra una progressiva diminuzione di ossigenazione fino a raggiungere condizioni prossime all'anossia.

## 2. - GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA

Costituiscono questo gruppo le unità evaporitiche messiniane, in questo foglio corrispondenti alla Formazione della Vena del Gesso (cfr. Formazione Gessoso-Solfifera dei precedenti fogli CARG), che comprende le evaporiti primarie, e alla Formazione a Colombacci. Quest'ultima, nei precedenti fogli CARG, era considerata appartenere alla "Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico" in quanto separata dalla Formazione della Vena del Gesso dall'importante discontinuità stratigrafica intra-messiniana.

I recenti studi stratigrafici di ROVERI *et alii* (1998, 2001) e di RICCI LUCCHI *et alii* (2002), pur confermando la presenza e l'importanza di tale discontinuità, hanno permesso una revisione della gerarchia delle discontinuità riconosciute nella successione messiniana della Romagna e suggerito una riclassificazione della litostratigrafia delle unità messiniane romagnole che si è concretizzata, a fini cartografici, con l'istituzione del Gruppo della Gessoso-solfifera da parte del Comitato d'area per l'Appennino settentrionale (verbale riunione di Bologna, luglio 2005).

### 2.1. - FORMAZIONE DELLA VENA DEL GESSO (VGS)

È composta da gesso selenitico e microcristallino, da gessoareniti, gessoruditi di colore da grigio a rosato, subordinate peliti bituminose e calcari.

In aree adiacenti, affiorano, alla base della formazione, calcari, calcari dolomitici e dolomie grigio chiare stratificati, alternati a sottili strati di peliti bituminose scure in strati millimetrici a laminazione piano-parallela ("calcare di base" *Auctt.*). In questo foglio si sono osservati in affioramento solo blocchi disarticolati, probabilmente a causa del loro coinvolgimento nei primi scivolamenti subacquei legati alla fase tettonica intramessiniana.

Grazie alla sua peculiarità litologica rappresenta un contrafforte tra collina e montagna continuo dal Torrente Sellustra al Fiume Lamone. Tale contrafforte, per la sua continuità di oltre 22 km, interrotta solo per un breve tratto a sud-est di Brisighella per dislocazioni tettoniche, è noto come "vena del gesso".

L'ambiente di sedimentazione è evaporitico di ambiente lagunare, in condizioni tipo "sabkha" ed in contesto tettonicamente attivo, causa del franamento di blocchi e detrito gessosi.

Il limite inferiore è graduale e rapido, talora netto ed erosivo, su GHL, talora erosivo su FMA; il limite superiore è discordante con FCO e FAA.



La potenza della formazione è variabile da pochi metri a circa 150 m.

L'unità è stata attribuita, sulla base di dati paleomagnetici e ciclostratigrafici relativi a successioni affioranti nel foglio 239, alla parte superiore del Messiniano (KRIJGSMAN *et alii*, 1999).

La formazione è stata suddivisa in due membri eteropici (CREMONINI, 1988).

#### 2.1.1. - *membro a gessoarenti e gesso "balatino"* (VGS<sub>1</sub>)

La parte inferiore della formazione è rappresentata da evaporiti clastiche di ambiente lagunare e subtidale costituite da prevalenti 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 set da metrici a decimetrici. Alla base della formazione è presente un livello calcareo-dolomitico stromatolitico, affiorante sotto forma di olistoliti o blocchi sparsi sui versanti a ridosso della "vena del gesso".

La potenza massima del membro è di poche decine di metri.

#### 2.1.2. - *membro a gessoruditi e gesso selenitico* (VGS<sub>2</sub>)

La parte superiore della formazione è invece rappresentata da strati e banchi di gessoruditi e gesso selenitico alternati a subordinate peliti bituminose e calcari dolomitici. Gli strati presentano spessore variabile, da strati sottili a banchi. Negli strati più spessi si riconoscono cristalli di gesso geminati "a coda di rondine", di alcuni centimetri, spesso frammentati e risedimentati.

La potenza massima del membro può arrivare a circa 100 metri.

### 2.2. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)

Si tratta di prevalenti peliti affioranti in modo estremamente discontinuo a ridosso di VGS, quando la superficie erosiva che marca a luoghi l'inizio della sedimentazione clastica pliocenica non oblitera completamente la formazione per erosione.

Litologicamente, la formazione è costituita da argille e argille marnoso-siltose laminate grigio-verdi o nere, con rari microfossili (essenzialmente ostracodi salmastri e dulcicoli) e resti organici carboniosi, alternate a livelli millimetrici di siltiti e sabbie fini-finissime grigie e, se alterate, giallastre e verdognole.

Lo spessore medio degli strati varia da sottile a medio (A/P < 1/3, più spesso <1/6).

In questo Foglio sono assenti i livelli di calcari micritici grigio-chiari, denominati "colombacci", che danno il nome alla formazione, le marne nere bituminose e la tuffite "livello di Osteria di Piavola" che marca la base (CREMONINI & FARABEGOLI, 1977; CREMONINI & FARABEGOLI, 1982; FARABEGOLI, 1983),



che usualmente si rilevano nelle aree di affioramento di questa Formazione. L'impossibilità di osservare in affioramento il livello vulcanoclastico basale, utilizzato in Romagna e Marche come limite con la sottostante Formazione di Tetto così come definita da SELLI (1954), non permette di valutare la presenza o meno, in quest'area, della Formazione di Tetto.

Il limite inferiore è discordante su VGS, GHl e FMA, il limite superiore è netto e paraconcordante, talora discordante, con CEA e FAA.

Quando presente, la potenza della formazione varia da qualche decina a oltre 100 metri.

La microfauna è spesso assente o caratterizzata dalla locale presenza di ostracodi *Cyprideis* e *Candona* a cui si associano rari foraminiferi mal conservati e rimaneggiati.

L'ambiente di sedimentazione è paralico, fortemente influenzato da acque continentali, lagunare salmastro o ipoalino.

La formazione è stata attribuita alla parte terminale del Messiniano (KRIJGSMAN *et alii*, 1999).

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

Questa successione comprende tutti i depositi successivi alla crisi di salinità del Messiniano, costituiti, in questo foglio, dalle Marne di Cella del Pliocene inferiore, dalle Argille azzurre del Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore, dalle Sabbie di Imola del Pliocene medio e dai depositi alluvionali del Pleistocene medio-Olocene (Superisistema Emiliano-Romagnolo).

#### 3.1. - MARNE DI CELLA (CEA)

Marne e marne argillose, talora parzialmente siltose, di colore bianco sporco, grigio chiaro e talora grigio-azzurre, con stratificazione poco marcata, comunque sempre difficile da osservare, in strati di spessore generalmente medio, ricche in microfossili planctonici caratteristici del Pliocene basale; sono presenti anche macrofossili rimaneggiati.

Affiorano sempre alla base delle Argille Azzurre (FAA), da cui non sono sempre facilmente differenziabili. Il passaggio è graduale ed eteropico per aumento del contenuto argilloso, minore frequenza di fossili e comparsa di intercalazioni arenacee.

Alla base sono in contatto netto e paraconcordante su FCO.

La potenza varia da alcuni metri a circa 40 metri.

La microfauna è essenzialmente costituita da foraminiferi planctonici in prossimità del limite inferiore mentre verso l'alto diventano più abbondanti e diversificate anche le associazioni a foraminiferi bentonici. Le specie di foraminiferi planctonici più comuni sono: *Turborotalita quinqueloba*, *Globigerina*

*decoraperta*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Neogloboquadrina acostaeensis*. Fra le forme bentoniche si segnalano: *Bolivina spathulata*, *Bolivina* spp., *Planulina wuellerstorfi*, *Planulina* spp., *Anomalina* spp., *Cibicidoides* ex gr. *C. ungerianus*, *Uvigerina rutila*, *Uvigerina* ex gr. *U. peregrina*, *Pullenia* spp.

Come già evidenziato per questa unità nel foglio 254 (CREMONINI *et alii*, 2001), i caratteri della microfauna planctonica sono compatibili con un'attribuzione al Pliocene Inferiore, Zancleano, zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. pur mancando il marker zonale.

L'ambiente deposizionale è di piattaforma che si approssima alla scarpata continentale, ben ossigenato.

### 3.2. - ARGILLE AZZURRE (FAA) (cfr. RIL in 254 e 238)

Rappresentano i due terzi degli affioramenti del territorio collinare, che caratterizzano con estese forme calanchive.

Questi terreni sono rappresentati da argille e argille marnose grigie e grigio-azzurre in strati medi e subordinatamente sottili, a giunti poco o per nulla visibili per bioturbazione e/o scarsa classazione granulometrica, con rari strati arenacei sottili risedimentati e lamine siltose.

Sono state distinti diversi membri e litozone, descritti di seguito: membro dello Spungone (FAA<sub>3</sub>), la litozona tripolacea (FAA<sub>tr</sub>) la litozona arenacea (FAA<sub>a</sub>) e le peliti di Terra del Sole (FAA<sub>ts</sub>).

Nella parte alta sono presenti due lenti di ghiaia spesse alcuni metri ed estese al massimo 150 metri, non distinte in carta, affioranti in località Ca' Creta, nel T. Samoggia.

Sono sempre presenti i microfossili, mentre i microfossili tendono a concentrarsi in panchine o appaiono sparsi un po' ovunque.

L'ambiente di sedimentazione è quindi di scarpata continentale con locali passaggi a piattaforma continentale esterna.

La potenza totale della formazione affiorante è di circa 1.200 metri.

Il limite inferiore è graduale ed eteropico con CEA, oppure netto e discordante o paraconcordante su FCO e VGS.

Il limite superiore è netto con SVG e discordante con IMO o con i depositi alluvionali.

La microfauna a foraminiferi planctonici e bentonici è generalmente abbondante e diversificata. È possibile osservare la presenza dei principali bioeventi plio-pleistocenici riportati in fig. 1 Ciò consente di riconoscere la successione di tutte le biozone a foraminiferi planctonici dalla zona a *Globorotalia margaritae* del Pliocene Inferiore alla zona a *Neogloboquadrina pachyderma* sin del Pleistocene inferiore. In assenza del marker zonale, l'attribuzione dei sedimenti basali della formazione alla zona a *Sphaeroidinellopsis* spp. non è sicura.

Le microfaune bentoniche, pur con locali notevoli variazioni entro l'unità, presentano una relativa abbondanza di *Cibicidoides kullenbergi*, *Cibicidoides*

spp., *Brizalina* spp., *Bulimina* spp., *Globobulimina* spp., *Gyroidinoides altiformis*, *Gyroidinoides soldanii*, *Gyroidinoides* spp., *Miliolidae*, *Planulina ariminensis*, *Sphaeroidina bulloides* e *Uvigerina* spp. e sono indicative di un ambiente di scarpata continentale. La locale presenza, in particolare nella parte alta della formazione, di elevate frequenze di *Cassidulina laevigata carinata*, *Bulimina marginata* e *Textularia* spp. sono ritenute indicative di oscillazioni verso batimetrie più superficiali (piattaforma continentale esterna).

### 3.2.1. - *Membro dello Spungone (FAA<sub>3</sub>)* (cfr. SPG in 254 Modigliana)

Corpi lenticolari da metrici a ettometrici di calcari organogeni, biocalcareniti, calciruditi e arenarie bioclastiche mal strutturate. Sono generalmente ben cementati, con marcata variabilità laterale e verticale. La stratificazione varia da medio-sottile a molto spessa e banchi a giunti poco netti, con ciottoli arenacei sparsi e rare lenti centimetriche di argille marnose e sabbiose laminate in strati sottili, di colore bruno o verdastro. Sono presenti breccie con ciottoli calcarenitici e arenacei, a spigoli vivi. Il colore delle calcareniti è generalmente bianco sporco o giallo chiaro.

Sono frequenti nidi e livelli di biosomi e concrezioni algali (Rodophyceae) e livelli di concentrazione di macrofossili ricchi in lamellibranchi di varie specie e subordinati coralli ed echinidi.

Alla scala dell'affioramento è evidente una stratificazione incrociata a basso angolo e piano-parallela, con eteropie su brevi distanze e probabili chiusure di canali.

I limiti sono netti con le argille di FAA; quello inferiore è discordante o paracordante mentre quello superiore è netto e parzialmente eteropico.

Lo spessore è variabile tra 0 e circa 70 metri.

L'ambiente deposizionale è di piattaforma.

Età: Pliocene Medio, Piacenziano. L'analisi biostratigrafica di alcuni livelli pelitici osservati entro l'unità a Torre Ceparano nel Foglio 254 (presso il limite con il Foglio 239) hanno evidenziato associazioni riferibili alla parte medio-inferiore della zona a *Globorotalia* ex gr. *crassaformis*. L'attribuzione è in accordo con dati di letteratura in parte relativi a successioni dell'area del Foglio 239 (CAPOZZI & PICOTTI, 2003).

*Litofacies tripolacea (FAA<sub>tr</sub>)*. Affiora esclusivamente nei pressi di Case Raggio, qualche centinaio di metri ad est di Brisighella.

Si tratta di argille marnose e marne argillose grigie chiare in lamine millimetriche e centimetriche con sottili livelli tripolacei biancastri con fossili di pesci e foglie. Sono presenti anche livelli siltosi millimetrici.

È interamente contenuta in FAA, circa alla stessa altezza di FAA<sub>3</sub>.

Lo spessore massimo affiorante è inferiore ai 50 metri.

La microfauna a foraminiferi planctonici è poco differenziata e generalmente dominata da *Globorotalia bononiensis*; sono inoltre presenti alcuni esemplari di *Turborotalita*

*quinqueloba*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides* spp. I foraminiferi bentonici sono scarsi, si rinvencono tuttavia esemplari di *Uvigerina peregrina*, *Brizalina alata*, *Brizalina* spp., *Bulimina* spp. Sono presenti livelli ricchi di diatomee e radiolari.

L'ambiente deposizionale è di scarpata continentale caratterizzato da scarsa ossigenazione all'interfaccia acqua/sedimento.

L'attribuzione biostratigrafica e cronostratigrafica dell'unità si basa essenzialmente sulla presenza di *Globorotalia bononiensis*; questa specie ha una distribuzione compresa fra la parte inferiore del Piacenziano e la parte inferiore del Gelasiano (fig. 1). Dati biostratigrafici utili a definire in modo più preciso l'attribuzione cronostratigrafica dell'unità in esame sono stati ottenuti dall'analisi di alcune successioni di FAA poste in posizione stratigraficamente più elevata rispetto a FAA<sub>tr</sub>. In questi campioni sono stati osservati esemplari di *Globorotalia aemiliana* relativamente poco evoluti e ritenuti indicativi del Piacenziano. Le relazioni stratigrafiche fra le successioni esaminate e i dati biostratigrafici, permettono quindi di attribuire FAA<sub>tr</sub> al Pliocene Medio, Piacenziano (parte medio-inferiore della zona a *Globorotalia* ex gr. *crassaformis*).

**Litofacies arenacea (FAA<sub>a</sub>)**. Corpi marcatamente lenticolari, costituiti da prevalenti sabbie risedimentate, affioranti a diverse altezze in FAA; presentano un'estensione trasversale massima di circa 400 metri e longitudinale di circa 850 metri. Sono sempre ben stratificati con rapporto sabbia-pelite variabile da 1\1 fino a 10\1. Gli strati sono generalmente sottili, gradati a granulometria da medio-grossolana a silt.

A luoghi si pone direttamente al contatto tra FAA<sub>ts</sub> e FAA, in genere affiora sia all'interno di FAA<sub>ts</sub> che in FAA.

Lo spessore delle lenti raggiunge i 20 metri.

Età: Pliocene Medio-Pleistocene inferiore, Piacenziano-Calabriano.

**Litofacies di Terra del Sole (FAA<sub>ts</sub>)** (cfr RIL<sub>a</sub> in 254 e 238). Peliti siltoso-sabbiose grigio-verdastre in strati da millimetrici a decimetrici con laminazione ondulata piano-parallela e incrociata a scala plurimetrica. Si osservano frequenti livelli ricchi di macrofossili. Sono presenti, a diverse altezze, anche lenti decimetriche di argille massive e fino a tre corpi arenacei stratificati.

Si rilevano anche livelli di silt e sabbie finissime strutturati da onde di tempesta (tempestiti).

Lo spessore massimo affiorante è di oltre 600 metri.

Il limite inferiore è per alternanza e parzialmente eteropico con le facies argillose di FAA e con la litofacies arenacea (FAA<sub>a</sub>). Il limite superiore è netto con SVG o erosivo coi depositi alluvionali o paraconcordante, talora erosivo, con IMO.

La microfauna a foraminiferi planctonici è poco diversificata e generalmente dominata da *Turborotalita quinqueloba* e *Globigerinita glutinata*. Sono tuttavia localmente presenti elevate concentrazioni di *Globigerinoides ruber*, *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globorotalia inflata*, *Globorotalia oscitans*. La microfauna a foraminiferi bentonici è dominata da *Cassidulina laevigata carinata* e *C. neocarinata*.

Subordinatamente si rinvengono *Valvulineria bradyana*, *Bulimina marginata*, *Hyalinea baltica*, *Quinqueloculina seminula*, *Triloculina* spp. Si segnalano livelli caratterizzati dalla presenza quasi esclusiva di *Brizalina alata* e *Brizalina spathulata* e, nella parte più alta dell'unità, associazioni ricche di *Ammonia* ed *Elphidium*.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma con elevata produttività e localmente scarsa ossigenazione al fondo; nella parte alta dell'unità si osservano microfaune di ambiente litorale.

Età: Pleistocene inferiore, Calabriano (sottopiani Emiliano e Siciliano). Rari livelli di FAA<sub>ts</sub> entro la parte inferiore di FAA sono attribuibili al Pliocene.

L'analisi biostratigrafica ha permesso di riconoscere unicamente la Zona a *Neoglobobadrina pachyderma* sin. (Pleistocene inferiore). La presenza di *Hyalinea baltica* indica un'età più recente del Santerniano. L'attribuzione al Siciliano della parte alta dell'unità, in cui mancano fossili stratigraficamente significativi, è desunta da dati stratigrafico isotopici (AMOROSI *et alii*, 1998b; VAIANI, 2000).

### 3.3. - ARENARIE E ARGILLE DI SAVIGNANO (SVG)

A questa formazione, distinta per la prima volta nella Romagna orientale da FARABEGOLI (1987), sono attribuiti alcuni affioramenti spessi pochi metri, posti sulle parti alte dei versanti e sui crinali e poggianti direttamente su FAA<sub>ts</sub> recentemente riconosciuti e descritti da AMOROSI *et alii* (1998b) e da VAIANI (2000) come litofacies della sequenza Qm2 nella sezione Marcona.

Si tratta di sabbie siltose e alternanze di silt e sabbia, in strati sottili e medi, passanti verso l'alto a sabbie gradate e strutturate, con laminazioni da onda.

Sono presenti locali concentrazioni di macrofossili.

Lo spessore complessivo è di pochi metri.

Il limite inferiore è netto, generalmente con FAA<sub>ts</sub>; il limite superiore è discordante con IMO o con i depositi alluvionali.

La microfauna è caratterizzata da associazioni a ostracodi di ambiente umido di acqua dolce (*Candona*) nella parte basale dell'unità, a cui succedono ostracofaune salmastre a *Cyprideis torosa* e quindi microfaune a foraminiferi dominate da *Ammonia tepida*, *A. parkinsoniana* ed *Elphidium* spp, indicative di condizioni marine litorali fortemente fluvio-influenzate.

L'ambiente deposizionale è lagunare ipoalino e salmastro nella parte basale e passa rapidamente a condizioni paraliche e litorali fortemente fluvio-influenzate.

Una precisa attribuzione cronologica di SVG non è al momento disponibile. La questione è stata affrontata da AMOROSI *et alii* (1998b) che suggeriscono di legare la parte basale dell'unità, deposta in ambiente ipoalino, all'evento di abbassamento relativo del livello del mare corrispondente ai piani isotopici dell'ossigeno 24 o 22, mentre il limite superiore non dovrebbe essere più recente del limite Pleistocene inferiore – Pleistocene medio (piani isotopici dell'ossigeno 20 o 19, secondo AMOROSI *et alii*, 1998b). L'unità è quindi attribuibile alla parte terminale del Pleistocene inferiore, sottopiano Siciliano.

### 3.4. - SABBIE DI IMOLA (**IMO**) (cfr. Sabbie gialle di Imola, AUCTT.)

L'unità è presente su un ampio settore del margine appenninico a partire dalla destra del fiume Santerno, fino alla sinistra del fiume Montone, essa rappresenta la più recente tra le unità marine dell'Appennino Settentrionale.

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: IMO<sub>1</sub> (membro di Monte Castellaccio), corrispondente alle sabbie e ghiaie del ciclo basale; IMO<sub>2</sub> (membro di Fossoveggia), corrispondente alle argille delle parte bassa del secondo ciclo; IMO<sub>3</sub> (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 quello proposto nel lavoro sopracitato.

Nel foglio 239 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

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 inferiore del Pleistocene medio, Ioniano (AMOROSI *et alii*, 1998a).

#### 3.4.1. - *Membro di Monte Castellaccio* (**IMO<sub>1</sub>**)

È costituito da sabbie ed arenarie poco cementate fini finissime e subordinatamente medie e grossolane di colore giallo in strati amalgamati. Presenti livelli ghiaiosi in strati da sottili a spessi che si rilevano prevalentemente nel settore in destra del torrente Marzeno e sono costituiti da ghiaie poco cementate, prevalentemente fini, frequentemente silicee. Tali livelli ghiaiosi sono generalmente presenti verso la porzione alta di questa unità. Presenti a tratti intercalazioni pelitiche costituite da sottili livelli di argille marnose biancastre e grigio-verdi lateralmente discontinui.

L'analisi micropaleontologica ha evidenziato associazioni a foraminiferi e ostracodi rimaneggiate da unità antiche o trasportate da ambienti marini più profondi; sono inoltre localmente segnalate ostracofaune ipoline alla base del

membro (AMOROSI *et alii*, 1998a). L'ambiente di sedimentazione è di spiaggia e delta conoide, lo spessore massimo di poche decine di metri.

Contatto inferiore erosivo e discordante su FAA.

#### 3.4.2. - *Membro di Fossoveggia (IMO<sub>2</sub>)*

L'unità è presente unicamente nel settore in destra del torrente Marzeno, dove si pone geometricamente in posizione intermedia tra i due membri sopra e sottostanti. Il membro di Fossoveggia è costituito da limi ed argille prevalenti di colore grigio azzurro e subordinatamente giallastro, a stratificazione mal visibile con subordinate intercalazioni decimetriche di sabbie pelitiche. La stratificazione è generalmente mascherata dalla bioturbazione di apparati radicali; presenti paleosuoli. Le microfaune osservate sono costituite da ostracodi salmastri (*Cyprideis torosa*) e ipoalini, appartenenti principalmente al genere *Candona* (AMOROSI *et alii*, 1998a). L'ambiente di sedimentazione è di piana alluvionale e palude, lo spessore massimo è di una decina di metri circa.

Contatto inferiore netto su IMO<sub>1</sub> e FAA.

#### 3.4.3. - *Membro di Castel San Pietro (IMO<sub>3</sub>)*

Questa unità è stata riconosciuta solamente in pochi affioramenti posti in destra idrografica del torrente Marzeno. Essa è costituita da sabbie ed arenarie poco cementate fini e finissime di colore giallo, in strati amalgamati, alternate a rari livelli pelitici costituiti da sottili livelli di argille marnose biancastre e grigio-verdi lateralmente discontinui, strati decimetri di peliti sabbiose. A tratti, nella parte alta sono presenti livelli di ghiaie fini frequentemente silicee. Le rare microfaune osservate sono costituite unicamente da foraminiferi e ostracodi rimaneggiati e trasportati (AMOROSI *et alii*, 1998a). L'ambiente di sedimentazione è di spiaggia e di delta conoide.

La distinzione tra questa unità e IMO<sub>1</sub> è resa possibile grazie alla presenza del livello fine costituito da IMO<sub>2</sub> che è sempre presente, anche se in alcuni casi (esempio Monte Vescovado) con uno spessore non cartografabile, e dal fatto che l'unità in questione contiene complessivamente un minor volume di ghiaie.

Lo spessore massimo è di alcune decine di metri.

Contatto inferiore eteropico su IMO<sub>2</sub>.

## IVb – SETTORE DI PIANURA

### 1. - METODI DI INDAGINE (a cura di P. Severi)

La progettazione dei rilievi delle aree di pianura nell'ambito della realizzazione della carta geologica in scala 1:50.000 relativa al Foglio 239 - Faenza è stata



eseguita nel rispetto delle linee guida per il rilevamento e la cartografia, dettate dal Servizio Geologico Nazionale CNR-CCGG (1992).

### 1.1. - CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE

Lo studio dei terreni di superficie si è effettuato preliminarmente attraverso l'analisi di foto aeree pancromatiche alle scale 1:30.000 (volo RER 1985) e 1:75.000 (volo Italia 1994). L'analisi del colore, del tono e del suo *pattern*, della tessitura e densità del drenaggio, nonché l'analisi morfologica dedotta dall'altimetria, hanno permesso: I) il riconoscimento in via preliminare delle principali unità geomorfologiche quali terrazzi intravallivi, canali e argini naturali, ventagli di rotta, piane inondabili, ecc.; II) una valutazione sulla litologia dei sedimenti associati a queste unità, e III) una valutazione sul grado di alterazione degli stessi (FAO, 1967; REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994).

Le informazioni geomorfologiche, litologiche e pedologiche dedotte dall'analisi delle foto aeree sono poi state controllate e completate attraverso il rilievo geologico e pedologico in campagna. I rilievi geologici sono stati condotti sui rari affioramenti disponibili (scarpate di terrazzo, cave, scavi per fondazioni) e con l'aiuto di alcune trivellate manuali spinte sino alla profondità di 1.5 metri dal piano campagna. Le informazioni pedologiche (tessitura e grado di alterazione dei suoli affioranti) sono state tratte dalla Banca Dati dei Suoli 1:50.000, realizzata dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, dalla cartografia pedologica già disponibile (I suoli dell'Emilia-Romagna, note illustrative, legenda e carta 1:250.000; Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico, Ufficio Pedologico, edizione 1994), e da una serie di trivellazioni manuali realizzate appositamente (fig. 6).

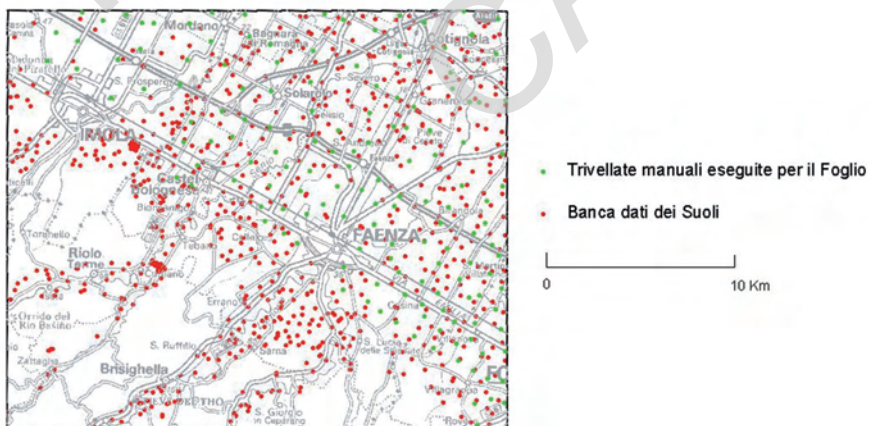


Fig. 6 - Ubicazione dei dati pedologici nell'area del Foglio 239. In verde è indicata l'ubicazione delle trivellate manuali, in rosso i dati relativi alla banca dati dei suoli del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.



L'analisi delle tessiture ha permesso di verificare e caratterizzare dal punto di vista litologico le unità morfologiche individuate dalle foto aeree; mentre l'analisi del grado di alterazione ha consentito la stima dell'età minima del sedimento<sup>1</sup>. Informazioni sull'età dei sedimenti affioranti sono anche state dedotte dall'analisi dei reperti archeologici. A tal fine è stata realizzata, in collaborazione con la Sovrintendenza Archeologica dell'Emilia-Romagna, una raccolta bibliografica dei reperti archeologici, alla quale è seguita una rappresentazione cartografica degli stessi (fig. 7). Questa raccolta è stata effettuata nelle zone in cui il ritrovamento di tali reperti è più frequente, ovvero nelle porzioni di margine appenninico, e nelle zone più meridionali della pianura.

Da tutto quanto sopra esposto, è facile comprendere che la metodologia del rilevamento geologico seguita nel corso della realizzazione di questo foglio per i depositi quaternari continentali, ha consentito un maggior dettaglio nello studio e nella cartografia di questo tipo di depositi rispetto ad alcuni fogli limitrofi. Ad

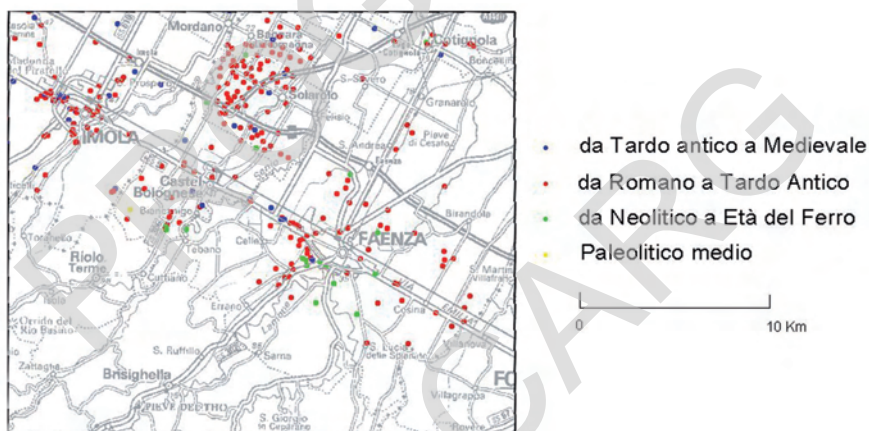


Fig. 7 - Ubicazione dei dati archeologici nell'area del Foglio 239. Blu: da tardo antico a medievale; Rosso: da romano a tardo antico; Verde: da neolitico ad età del ferro; Giallo: paleolitico medio.

<sup>1</sup> Comunemente i terreni appena depositi sono caratterizzati da un alto contenuto di  $\text{CaCO}_3$  (mediamente intorno al 20 % nei sedimenti non alterati della pianura padana, come si desume dalle analisi chimiche riportate in REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994). Al contrario i terreni più antichi sono impoveriti di  $\text{CaCO}_3$ , a causa dei processi di lisciviazione pedogenetica che li ha interessati durante l'esposizione subaerea, e lo spessore dell'orizzonte decarbonato aumenta proporzionalmente con il tempo trascorso da quando la sedimentazione si è interrotta. Questo spessore perciò fornisce un'idea dell'età relativa del deposito o, più precisamente, del momento in cui la sedimentazione si è interrotta. Gli altri metodi di datazione disponibili (metodo 14C ed archeologico) completano le informazioni necessarie per precisare la correlazione tra grado di alterazione ed età del deposito. Queste considerazioni mettono in luce come i caratteri pedologici di un deposito possano costituire degli elementi di correlazione stratigrafica validi nei diversi ambiti della sedimentazione fluviale: tra terrazzi della stessa asta valliva, tra terrazzi di diverse aste vallive, tra terrazzi e pianura e tra i diversi sottoambienti della pianura alluvionale.

esempio la stratigrafia e la nomenclatura dei depositi quaternari continentali nel presente foglio non è sempre congruente rispetto al foglio posizionato immediatamente a Sud (Foglio 254 Modigliana).

## 1.2. - CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO

Lo studio del sottosuolo si è articolato in più fasi di lavoro, comprendenti la realizzazione di una banca dati geognostici, l'elaborazione di uno schema geologico preliminare e l'esecuzione di nuove indagini appositamente predisposte.

### 1.2.1. - Realizzazione della Banca Dati geognostici

La raccolta dei dati geognostici esistenti e la formazione di una Banca Dati ha comportato:

- 1) l'acquisizione di copie cartacee relative a carotaggi, penetrometrie, stratigrafie di pozzi per acqua presso enti pubblici e privati (tabb. 1 e 2).
- 2) L'ubicazione delle prove geognostiche nella cartografia tecnica regionale in scala 1:10.000, la loro georeferenziazione ed il caricamento delle informazioni stratigrafiche e idrogeologiche disponibili in un archivio informatico con relativo collaudo dei dati caricati attraverso test automatizzati.
- 3) La riorganizzazione dei dati caricati in funzione del *software* utilizzato per la loro elaborazione, e lo sviluppo di *software* applicativi per facilitarne l'analisi

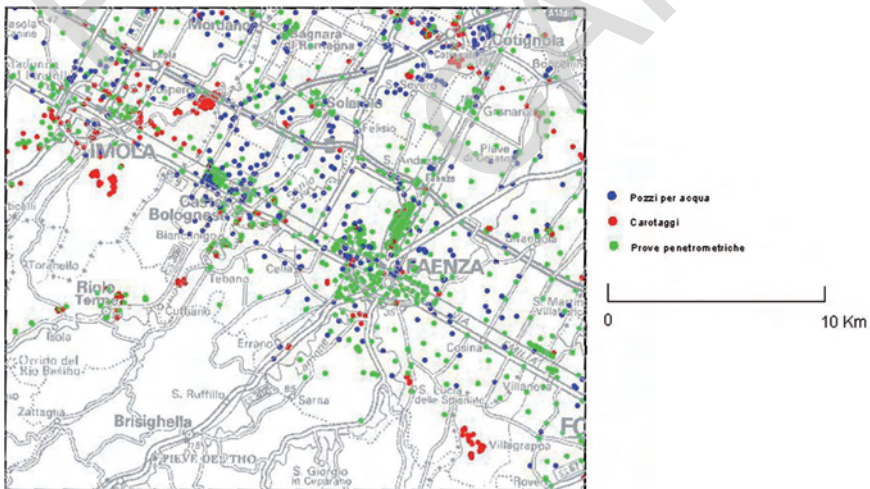


Fig. 8 - Ubicazione delle stratigrafie relative ai sondaggi geognostici (in rosso), prove penetrometriche (in verde) e pozzi per acqua (in blu) disponibili nella banca dati della Regione Emilia-Romagna nell'ambito del Progetto CARG relativamente all'area del Foglio 239.

in chiave stratigrafica.

L'attendibilità dei dati recuperati è valutabile solamente attraverso lo studio stratigrafico comparato di tutti i dati disponibili nell'area. Nell'ambito della realizzazione del Foglio 239 i dati ritenuti sicuramente non attendibili, ovvero quelli palesemente in contraddizione con il quadro stratigrafico complessivo, sono risultati di pochi punti percentuale. Essi sono in gran parte pozzi per acqua e la loro inaffidabilità può essere dovuta a una descrizione sommaria o errata, ad un errore nell'ubicazione del pozzo o a duplicazioni artificiose delle stratigrafie.

Nell'area di pianura del Foglio 239 sono stati recuperati complessivamente 1976 dati geognostici (compresi 159 dati di nuova realizzazione); la loro densità è di circa 5.2 dati per km<sup>2</sup>. Come si evince dalla fig. 8 la densità delle informazioni è decisamente maggiore nelle aree urbane rispetto alle circostanti zone agricole. Le caratteristiche principali dei dati raccolti sono illustrate nelle tabelle 1 e 2.

TAB. 1 - *Enti Fornitori dei dati geognostici.*

<b>ENTI FORNITORI</b>	<b>n. di dati</b>	<b>%</b>
STB Fiumi Romagnoli Regione Emilia-Romagna	421	21.4
S.T.B. Reno Regione Emilia-Romagna	36	1.8
Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli Regione Emilia-Romagna (Progetto CARG)	159	8
Altri Servizi Regione Emilia-Romagna	46	2.3
Provincia Ravenna	146	7.4
Comune Bagnara	26	1.3
Comune Catel Bolognese	37	1.9
Comune Cotignola	27	1.4
Comune Faenza	485	24.6
Comune Imola	165	8.3
Comune Solarolo	43	2.2
FF.SS.	38	1.9
Autostrade S.p.A.	33	1.7
ANAS	20	1
Ex AMI, ora HERA	86	4.3
Liberi professionisti	152	7.7
Altri	56	2.8
<b>Totale</b>	<b>1976</b>	<b>100</b>

TAB. 2 - Caratteristiche dei dati geognostici.

TIPI DI DATI	n. di dati	% sul totale (1976)	Prof. media (mt)	Prof. max. (mt)
Prove penetrometriche statiche	659	33.1	11.5	43.6
Prove penetrometriche dinamiche	385	19.5	6.5	10.9
Sondaggi a carotaggio continuo	199	10.4	17.3	95
Sondaggi a distruzione di nucleo	125	6.3	10.8	36
Pozzi per acqua	401	20.2	86.4	373
Sondaggi analizzati direttamente (di cui 10 del Progetto CARG)	13	0.6	73	183
Prove penetrometriche con punta elettrica (di cui 34 del Progetto CARG)	57	2.9	17.2	39
Prove penetrometriche con punta elettrica e piezocono (tutte eseguite per il Progetto CARG)	115	5.8	29.3	36.8
Altre indagini	22	1.1		

### 1.2.2. - Elaborazione di uno schema geologico preliminare

L'elaborazione di uno schema geologico preliminare del sottosuolo si è basato sullo studio di una fitta rete di sezioni geologiche orientate all'incirca parallelamente e perpendicolarmente al margine appenninico e costruite con tutti i dati geognostici disponibili, con particolare attenzione per i più profondi e/o dettagliati. Le correlazioni sono state effettuate sulla base di criteri geometrici, guidati dall'individuazione di orizzonti guida, quali ad esempio corpi grossolani (ghiaia e sabbia) o corpi pelitici tabulari e particolarmente estesi, oppure orizzonti di torba e di argilla ricchi in sostanza organica.

### 1.2.3. - Esecuzione di nuove indagini di sottosuolo

I sondaggi a carotaggio continuo rappresentano l'unico strumento di osservazione diretta dei depositi di sottosuolo e sono quindi di fondamentale importanza per la loro caratterizzazione. Essi inoltre permettono il campionamento dei terreni per analisi specifiche (datazioni  $^{14}\text{C}$ , analisi paleontologiche, palinologiche,

ecc.) le quali sono strumenti indispensabili per la verifica delle correlazioni stratigrafiche proposte. Per questi motivi sono stati eseguiti 10 sondaggi a carotaggio continuo per la realizzazione di questo foglio, la loro ubicazione è riportata in fig. 9. Tra questi 7 sono serviti per analizzare le unità più superficiali che sono specificamente oggetto della cartografia riportata nel Foglio allegato alla Carta geologica ed hanno una profondità compresa tra 35 e 60 metri. Due sondaggi (239 S1 e 239 S2) hanno permesso di analizzare tutta la successione alluvionale sino al raggiungimento del substrato marino, mentre uno (239 S10) ha permesso di analizzare tutto il Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore.

Fra le nuove indagini sono state inoltre realizzate 149 prove penetrometriche, sia con punta elettrica (34) che con punta elettrica e piezocono (115), che hanno raggiunto una profondità massima di 39 metri. Dato il costo decisamente inferiore a quello dei carotaggi continui, le penetrometrie sono state ampiamente utilizzate per aumentare la densità delle informazioni geognostiche nelle zone più povere di dati. Le prove penetrometriche sono state utilizzate per definire le litologie dei terreni attraversati con l'ausilio di alcune tarature fatte con sondaggi a carotaggio continuo ad esse adiacenti (si veda per esempio AMOROSI & MARCHI, 1999 e CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, FOGLIO 223 - RAVENNA, 2002). Esse hanno inoltre consentito l'individuazione della profondità del tetto dei depositi ghiaiosi riportati nella carta di sottosuolo.

La fig. 9 mostra la localizzazione dei sondaggi e delle prove penetrometriche eseguite appositamente per la realizzazione del presente foglio.

Durante la perforazione dei sondaggi si sono inoltre prelevati campioni per

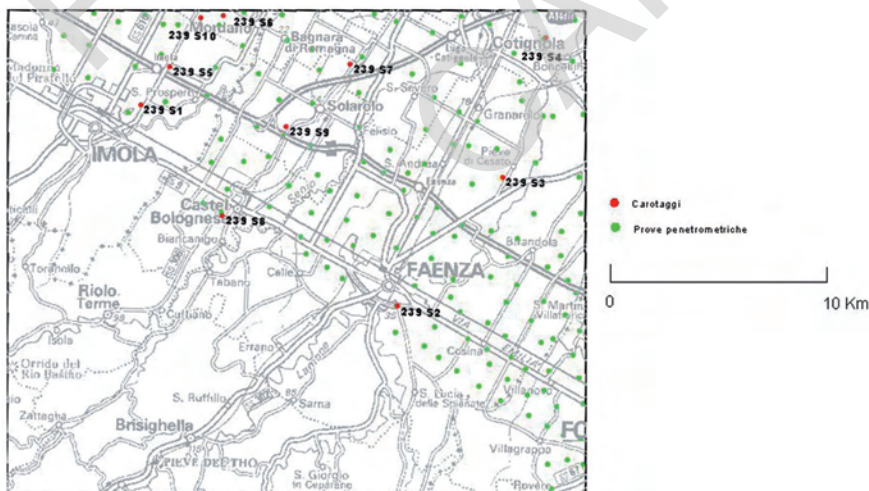


Fig. 9 - Ubicazione dei sondaggi a carotaggio continuo (in rosso) e delle prove penetrometriche con punta elettrica o punta elettrica e piezocono (in verde), eseguite dalla Regione Emilia-Romagna nell'ambito del Progetto CARG relativamente all'area del Foglio 239.

analisi di tipo geotecnico, paleontologico e paleobotanico dei quali si dirà nei paragrafi successivi.

Nelle carote disponibili sono stati inoltre campionati alcuni orizzonti ricchi in sostanza organica per la datazione radiometrica al  $^{14}\text{C}$ . Tutti i dati disponibili sono riportati in tabella 3, mentre le ubicazioni dei campioni datati sono indicate in fig. 10.

TAB. 3 - Datazioni radiometriche con il metodo  $^{14}\text{C}$  effettuate durante il rilevamento del foglio

Codice banca dati	Quota Sul l.m.	Profondità campione	Unità	Età $^{14}\text{C}$ Non calibrata	Materiale datato	Laboratorio
<b>SONDAGGI</b>						
239-s1	43	2.2	AES8	5320 ± 70	Argilla organica	E.T.H. (Zurigo)
239-s2	38	14	AES8	12350 ± 90	Argilla organica	E.T.H. (Zurigo)
239-s3	19	12	AES8	7345 ± 70	Argilla organica	E.T.H. (Zurigo)
239-s3	19	25	AES8	12780 ± 100	Legno	E.T.H. (Zurigo)
239-s4	13	14	AES8	6255 ± 75	Carboni	E.T.H. (Zurigo)
239-s4	13	28	AES8	12920 ± 100	Torba	E.T.H. (Zurigo)
239-s5	30	8.8	AES8	7800 ± 40	Legno	Beta analytic (Miami)
239-s5	30	17	AES7	43150 ± 2880	Argilla organica	Beta analytic (Miami)
239-s6	19	13	AES8	11840 ± 150	Carboni	Beta analytic (Miami)
239060p511	40.3	8.4	AES8	10700 ± 210	Argilla organica	ENEA (Bologna)
239060p512	36.6	5.5	AES8	8350 ± 250	Argilla organica	ENEA (Bologna)
<b>AFFIORAMENTI</b>						
239050a501	69	0.6	AES8	7110 ± 75	Argilla organica	E.T.H. (Zurigo)
239090a501	98	1.7	AES8	10990 ± 105	Argilla organica	E.T.H. (Zurigo)
239140a501	135	3.7	AES7	19730 ± 220	Argilla organica	E.T.H. (Zurigo)
239010a512	48.5	2.5	AES8	6100 ± 600	Argilla organica	ENEA (Bologna)
239090a501	98	0.8	AES8	9835 ± 90	Argilla organica	E.T.H. (Zurigo)
239020a515	30	4	AES8	4995 ± 80	Legno	L.O.D.Y.C. (Parigi)



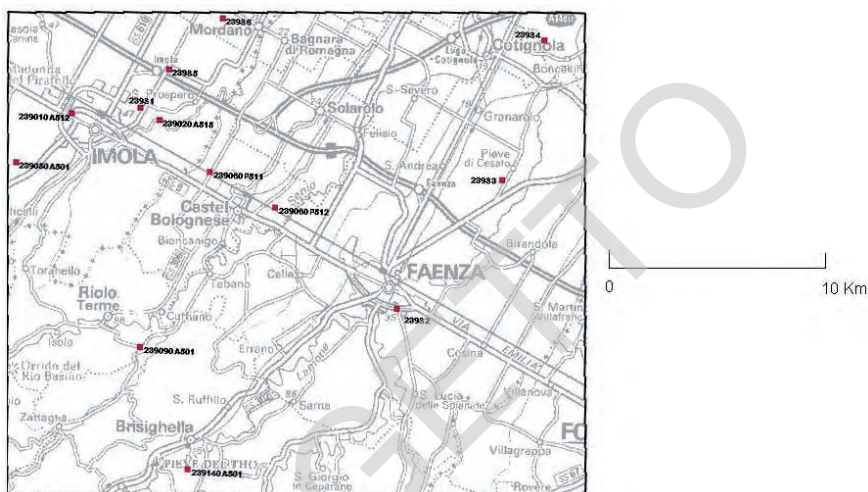


Fig. 10 - Ubicazione delle carote e degli affioramenti campionati per analisi al  $^{14}\text{C}$  (i dati relativi sono riportati in tabella 3).

## 2. - UNITÀ STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO

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 - e Unità allostratigrafiche - North American Commission on Stratigraphic Nomenclature o NASC, 1983) o comunque legate a cicli di eventi, come le unità stratigrafico-deposizionali (VAIL, 1987; POSAMENTIER *et alii*, 1988), le sequenze genetiche (GALLOWAY, 1989) e le sequenze trasgressivo-regressive o T-R (EMBRY, 1993; 1995).

Unità di questo tipo presentano un forte connotato operativo (MUTTI *et alii*, 1994) e trovano un impiego naturale nella cartografia geologica dei depositi quaternari, a tal punto che le linee guida per il rilevamento della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (CNR-CCGG, 1992) e le successive integrazioni hanno stabilito che per la descrizione di questi depositi debbano essere utilizzate unità stratigrafiche a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, UBSU), ossia "corpi rocciosi delimitati a base e a tetto da superfici di discontinuità dimostrabili, significative e specificamente designate (*angular unconformities, disconformities, ecc.*), di estensione preferibilmente regionale o interregionale" (SALVADOR, 1994).

Nelle aree a terra l'impiego delle UBSU trova la sua applicazione ottimale nella rappresentazione cartografica di depositi di terrazzo affioranti nei settori intravallivi della pianura (cfr. BLUM, 1993) che, per loro natura, sono compresi

tra superfici di discontinuità corrispondenti a scarpate di erosione fluviale e a suoli. Esempi di potenziali UBSU al margine appenninico emiliano-romagnolo sono i raggruppamenti di terrazzi identificati da FARABEGOLI & ONOREVOLI (1989), AMOROSI *et alii* (1996) e SARTI *et alii* (1997), mentre in aree di pianura alluvionale sono stati utilizzati come potenziali limiti di UBSU i suoli, sia affioranti che sepolti, poiché materializzano per la loro stessa natura superfici di discontinuità non deposizionali (PRETI & GUERMANDI, 1991). Nelle aree a mare, l'impiego di rilievi sismici ad alta e altissima risoluzione, specialmente se calibrati con carotaggi e corredati da un dettagliato schema di datazioni radiometriche, fornisce una solida base per l'identificazione e la mappatura di unità stratigrafico-sequenziali a base inconforme (TRINCARDI *et alii*, 1994; CORREGGIARI *et alii*, 1996).

Più problematica risulta invece l'individuazione di limiti inconformi nei depositi tardoquaternari di sottosuolo della Pianura Padana, a causa dell'assenza di linee sismiche ad alta risoluzione che permettano di individuare la geometria della stratificazione di questi depositi. Un tentativo in tal senso è stato operato alla scala di tutta la Pianura Padana mediante l'analisi dei dati di pozzo e l'interpretazione della sismica industriale (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; REGIONE LOMBARDIA & ENI-AGIP, 2002).

Lavori di maggior dettaglio come quelli operati per la realizzazione del presente foglio, basati su correlazione di dati di pozzo e di stratigrafie di sondaggi a carotaggio continuo, hanno permesso di verificare le correlazioni proposte in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998), identificando nelle superfici trasgressive i principali orizzonti guida tracciabili dalle aree di conoide fino al settore deltizio e costiero (Fogli 240-41 e 256, 2005; Foglio 255, in stampa; AMOROSI *et alii*, 2004a; AMOROSI & COLALONGO, 2005).

Il quadro stratigrafico generale dei depositi quaternari della Pianura Padana si basa largamente su quanto riportato in REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998), e approfondito in tutti i fogli in fase di realizzazione ricadenti nella pianura emiliano-romagnola. Tutte le unità continentali vengono raggruppate all'interno del Supersintema Emiliano-Romagnolo, suddiviso nel Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) e nel Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES), all'interno di quest'ultimo sono presenti unità di rango inferiore (subsintemi), corrispondenti nei settori intravallivi della pianura a depositi di terrazzo fluviale e correlati nel sottosuolo della pianura e del Mare Adriatico a cicli trasgressivo-regressivi (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; AMOROSI & COLALONGO, 2005) che registrano la ciclicità elementare glacio-eustatica tardoquaternaria di frequenza attorno ai 100.000 anni (AMOROSI *et alii*, 2004a).

Le unità stratigrafiche cartografate nell'area del Foglio 239 e qui di seguito descritte presentano in genere il requisito di base inconforme che ne consente l'attribuzione alla categoria delle UBSU. Localmente, tuttavia, le superfici di discontinuità che delimitano queste unità possono passare a superfici di continuità stratigrafica. All'interno delle UBSU, le unità litostratigrafiche costituiscono uno strumento operativo per la cartografia di primaria importanza, consentendo l'identificazione di litosomi corrispondenti a sistemi deposizionali, elementi



deposizionali e associazioni di facies. La rappresentazione dei caratteri litologici e di facies dei principali corpi sedimentari riconosciuti attraverso l'impiego dei più comuni criteri litostratigrafici avviene così all'interno di unità inquadrata dal punto di vista cronostratigrafico e con una forte connotazione litostratigrafica.

### 3. - 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. Questi ultimi comprendono depositi alluvionali, deltizi, litorali e marini, organizzati in successioni cicliche di vario ordine gerarchico. In affioramento, al margine appenninico padano, il Supersintema Emiliano-Romagnolo coincide con il ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e 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. Nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola, al margine del bacino padano il Supersintema Emiliano-Romagnolo appoggia in discordanza angolare su depositi correlati alle Sabbie di Imola (ciclo Qm<sub>3</sub> in fig. 4). Il limite superiore coincide col piano topografico.

In numerosi fogli della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, (fogli 199, 219, 240-241, 256, 2005; fogli 180, 220, 221, 238, 255, in stampa) il Supersintema Emiliano-Romagnolo comprende due sintemi distinti (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, AEI e Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, AES), correlati con i depositi coevi di sottosuolo. Nel Foglio 239 affiorano solo i depositi di AES mentre i depositi di AEI sono stati individuati unicamente nel sottosuolo della pianura.

L'architettura deposizionale del Supersintema Emiliano-Romagnolo nel Foglio 239 – Faenza è illustrata nelle sezioni geologiche di fig.11 (*vedi sezione D-D' del Foglio allegato*) e fig. 13 (*vedi sezione C-C' del Foglio allegato*). Nell'insieme, la geometria dell'unità è marcatamente cuneiforme, con spessori variabili da poche decine di metri nei pressi del margine pedecollinare sino a circa 330 metri nella zona depocentrale, ubicata nel settore settentrionale del Foglio (Fig. 12, *vedi sezione E-E' del Foglio allegato*).

L'età del Supersintema è attribuibile al Pleistocene medio - Olocene (~700.000 anni B.P. - Attuale).

#### 3.1. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE (AEI)

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore costituisce la porzione più antica, non affiorante, del Supersintema Emiliano-Romagnolo. Considerata la profondità mediamente elevata (sino ad oltre 200 metri dal piano campagna – vedi figg.12 e 13) alla quale viene intercettato il tetto di AEI nel sottosuolo della pianura del Foglio 239,

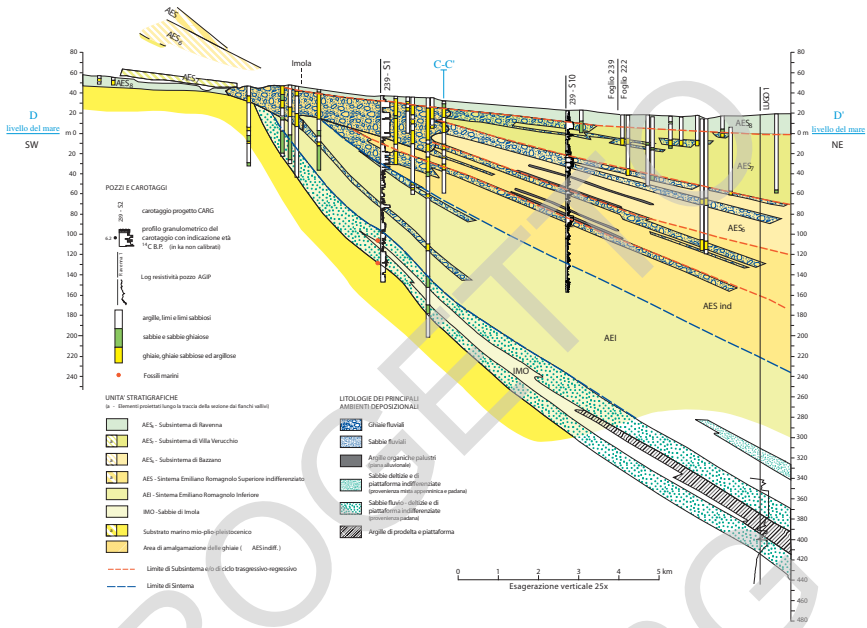


Fig. 11 - Stratigrafia del Supersistema Emiliano-Romagnolo nell'area del Fiume Santerno.

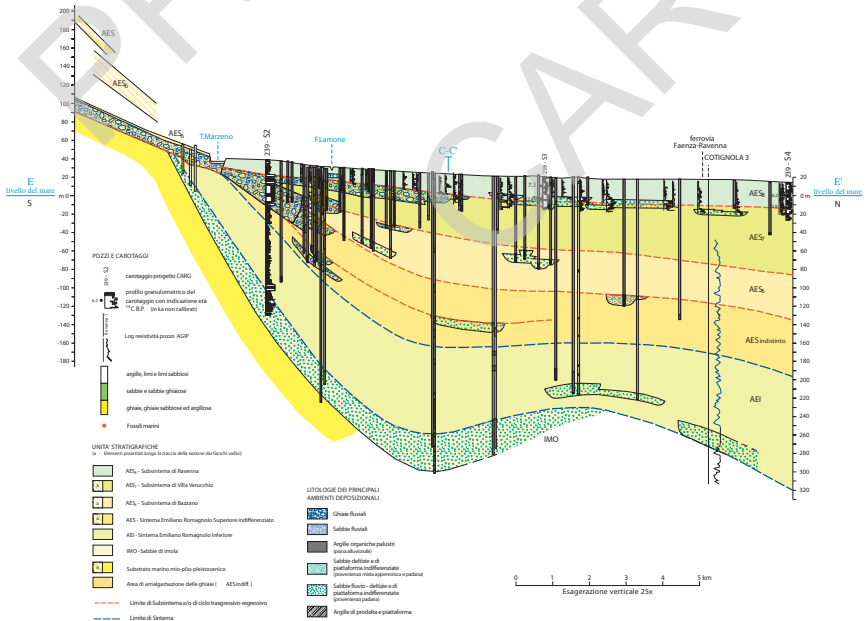


Fig. 12 - Stratigrafia del Supersistema Emiliano-Romagnolo nell'area del Fiume Lamone.



## Sondaggio 239 - S1

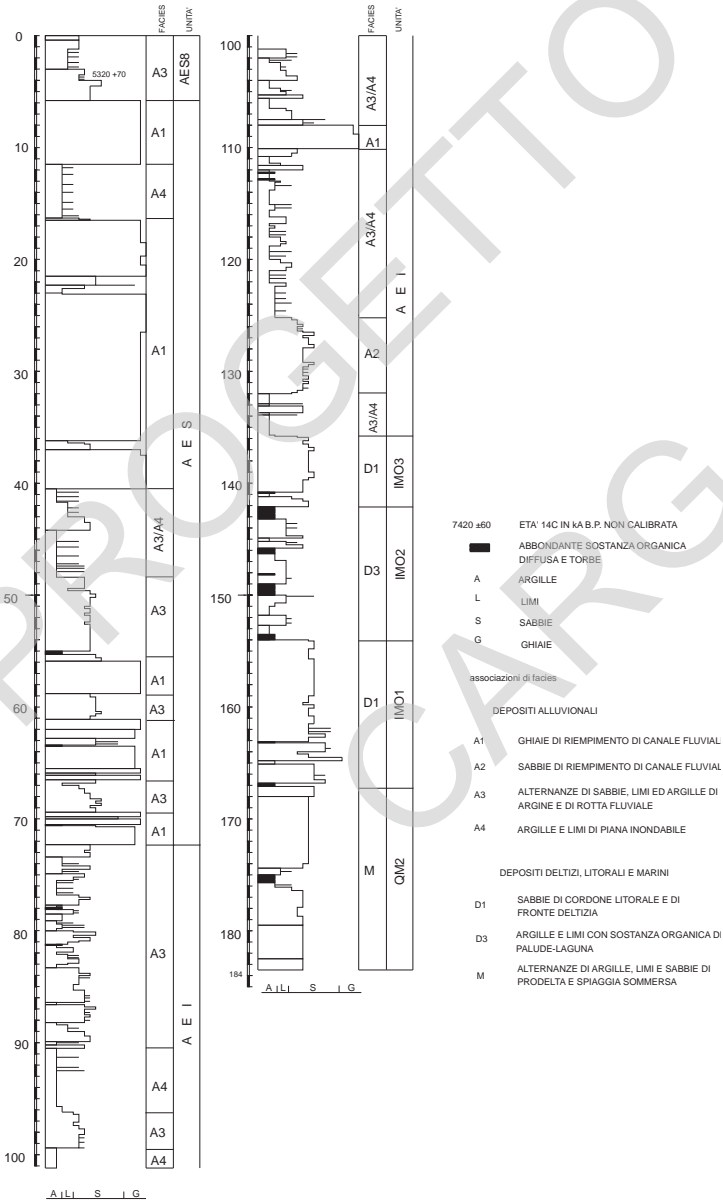


Fig. 14 - Stratigrafia e facies del sondaggio a carotaggio continuo 239-S1.

sono pochi i casi di sondaggi in grado di descriverne l'organizzazione delle facies.

In corrispondenza del sondaggio 239-S1 (fig. 14), che attraversa l'intero Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore raggiungendone la base intorno a - 140 m dal piano campagna (fig. 11), in accordo con quanto riscontrato su gran parte del sottosuolo bolognese (AMOROSI & FARINA, 1995; AMOROSI *et alii*, 1996; 2001; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Foglio 221 - Bologna, in stampa) AEI è costituita prevalentemente dall'alternanza di limi/argille e sabbie, con una quantità estremamente subordinata di ghiaie. Caratteristica di questa unità è la frequente presenza di sequenze granulometriche negative alla scala dei 2-5 metri, associata allo scarso sviluppo di paleosuoli. Orizzonti di argille organiche e concentrazioni di legni sono frequenti a vari livelli stratigrafici. Sequenze positive di canale fluviale, a base erosiva e relativamente elevato contenuto in ghiaia, sono riconoscibili in corrispondenza delle principali aste fluviali sulla base della Banca Dati Geologici della Regione Emilia-Romagna. L'ambiente deposizionale è di piana alluvionale con abbondante sviluppo d'aree topograficamente depresse di tipo palustre, colmate in seguito ad episodi di rotta fluviale. Informazioni del tutto analoghe si traggono anche dall'osservazione del sondaggio 239 S2, l'altro che attraversa per intero l'unità in questione.

Lo spessore di AEI diminuisce rapidamente verso il margine della pianura, a causa di fenomeni erosivi precedenti la messa in posto di AES e il sintema non è mai affiorante al margine appenninico (figg. 11 e 12). Nel sondaggio 239 - S1, dove è riconoscibile in carota il contatto tra AEI e i sottostanti depositi litorali riferiti alle Sabbie di Imola a una profondità di quasi - 140 m dal piano campagna (figg. 11 e 14), AEI presenta uno spessore complessivo di circa 65 metri. È da sottolineare il caratteristico colore grigio-verde dei limi e delle argille attribuiti a questa unità, che contrasta fortemente con il colore grigio-nocciola o giallo-bruno del sovrastante Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

Tutti i caratteri sopra descritti sono indicativi di questa unità nel settore più prossimo alla cartena appenninica, tuttavia l'osservazione della porzione più settentrionale della sezione geologica riportata in fig. 12 mostra che in AEI sono presenti pure dei corpi sabbiosi spessi fino a una ventina di metri. Come si vede dalla sezione tali livelli sabbiosi non proseguono verso il margine appenninico dove AEI è caratterizzato da depositi alluvionali decisamente fini, ma al contrario paiono proseguire verso nord. Viste le caratteristiche geometriche, la natura di queste sabbie è probabilmente padana, in analogia con quanto osservato nei fogli più settentrionali e con quanto indicato in Riserve Idriche della Regione Emilia-Romagna (si veda in particolare la carta riportante lo spessore cumulativo dei depositi permeabili del gruppo acquifero B, cui l'unità AEI corrisponde, REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Tali sabbie rappresenterebbero quindi degli apparati deltizi padani che giungevano sino a questo settore della pianura emiliano-romagnola all'epoca di AEI e trovavano il loro massimo sviluppo nella zona più subsidente posta a nord della anticlinale indicata in fig. 12.

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

### 3.2. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) costituisce la porzione più recente del Supersintema Emiliano-Romagnolo e comprende la totalità dei depositi continentali affioranti all'interno del Foglio Faenza. Lo spessore di AES varia da pochi metri al margine appenninico fino a un massimo di 210 metri nel sottosuolo di Borgo Cotignola, in corrispondenza della zona depocentrale (figg. 12 e 13). Nel settore occidentale del Foglio (poco a nord di Imola), dove il margine del Bacino Padano, segnato dall'adiacente catena appenninica, è più vicino, lo spessore di AES è di circa 80-100 metri (figg. 11 e 13).

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 e localmente su AEI (figg. 11 e 12). Si tratta di ghiaie e sabbie di canale fluviale passanti ad alternanze di argille, limi e sabbie di piana inondabile variamente pedogenizzati.

Il rilevamento geologico effettuato nell'ambito del progetto CARG ha permesso di suddividere AES in alcune unità stratigrafiche di rango inferiore (subsintemi), riconosciute nelle porzioni intravallive e lungo il margine appenninico emiliano-romagnolo (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Fogli 240-241, 256, 2005; 220, 238, 255, in stampa; vedi anche AMOROSI *et alii*, 1996 e SARTI *et alii*, 1997).

I singoli subsintemi, correlabili su più aste fluviali, corrispondono a singoli terrazzi alluvionali o a insiemi di terrazzi alluvionali attribuibili a più ordini. Terrazzi alluvionali appartenenti a subsintemi differenti sono separati da ampie scarpate erosive e spesso si caratterizzano per diversa giacitura e differente grado di evoluzione pedogenetica.

Dei diversi subsintemi che compongono AES, cinque (AES<sub>4</sub>, AES<sub>5</sub>, AES<sub>6</sub>, AES<sub>7</sub> e AES<sub>8</sub>) sono chiaramente identificabili nell'area del Foglio Faenza. AES<sub>4</sub>, AES<sub>5</sub>, AES<sub>6</sub> e AES<sub>7</sub> affiorano unicamente nel settore intravallivo e allo sbocco dei torrenti appenninici in pianura, mentre AES<sub>8</sub> affiora in tutta l'area di pianura.

Nei settori di margine appenninico compresi tra aste fluviali contigue (interfluvi) la distinzione di AES in subsintemi non è facilmente eseguibile. Qui infatti non sono più ben riconoscibili le scarpate di erosione fluviale che nelle aste vallive maggiori separano i diversi subsintemi. Per questo motivo, nei settori di interfluvio si è provveduto a una generica attribuzione dei depositi ad AES. In queste aree l'unità è caratterizzata da limi sabbiosi o sabbie limose, con rari livelli più grossolani. Al loro interno questi depositi sono caratterizzati dalla presenza di paleosuoli con fronte di alterazione spesso fino ad alcuni metri. Anche la superficie topografica presenta depositi intensamente pedogenizzati. Qui i suoli (Alfisuoli) sono generalmente policiclici e di spessore fino a cinque-sei metri.

Questi depositi presentano una caratteristica geometria cuneiforme, con spessori che vanno da pochi metri nei settori montani ad alcune decine di metri verso il limite con l'antistante pianura. Dal punto di vista stratigrafico, essi generalmente costituiscono l'equivalente laterale indistinto di AES<sub>4</sub> e AES<sub>5</sub>.

Nel sottosuolo di pianura del Foglio Faenza, l'interpretazione di profili si-

smici ha messo in luce il limite localmente discordante tra AES e la sottostante AEI (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) (fig. 3). Il limite superiore di AES corrisponde alla superficie topografica. Tra i pochi sondaggi di qualità che attraversano interamente AES si segnalano i tre sondaggi 239 S1, 239 S2 e 239 S10. Dalla correlazione di questi è possibile ricostruire nel dettaglio caratteri di facies (fig. 14) e stratigrafia (fig. 11) del sintema.

AES è caratterizzata al suo interno dall'alternanza ciclica, su spessori dell'ordine di 20-40 m, di pacchi di materiale fine (limi e argille, frequentemente torbose, e subordinate sabbie di piana inondabile) con depositi in cui la componente grossolana (definita principalmente da ghiaie di canale fluviale) è prevalente o comunque abbondante. Lo spessore dei corpi grossolani diminuisce in modo evidente sottocorrente, muovendosi da SW verso NE. In particolare, in aree prossimali (sottosuolo di Imola e di Faenza) le ghiaie si presentano frequentemente amalgamate in corpi di circa 20 metri (sondaggio 239 – S1 in fig. 11) o 30 metri (sondaggio 239 – S2 in fig. 12) di spessore.

All'interno dei singoli cicli deposizionali i corpi grossolani passano verso l'alto da geometrie prevalentemente nastriformi, individuabili nella porzione pelitica dei cicli, a geometrie prevalentemente tabulari e tabulari-allungate, caratteristiche delle porzioni prevalentemente grossolane (AMOROSI & FARINA, 1995; AMOROSI *et alii*, 2003). Il caratteristico *pattern* radiale delle paleocorrenti e l'apertura a ventaglio in pianta dei corpi grossolani a partire dalla terminazione in pianura delle valli intramontane consente l'attribuzione della parte alta dei cicli a sistemi coalescenti di conoidi alluvionali dominate da processi fluviali (AMOROSI *et alii*, 1997).

Il lavoro condotto a scala dell'intera pianura emiliano-romagnola nell'ambito della realizzazione del presente progetto di cartografia geologica permette di inserire i cicli sopra descritti in una ciclicità di ordine gerarchico superiore, evidenziata da spessori pluridecametrici composti da depositi fini alla base e grossolani al tetto. Questa ciclicità è ben osservabile in figg. 11 e 12, dove è ben visibile il carattere di *marker* stratigrafico del tetto dei corpi ghiaiosi a elevata continuità laterale.

Analogamente a quanto operato nei fogli limitrofi, la base dei cicli sedimentari qui definiti come subsistemi è posta convenzionalmente in prossimità del tetto di questi corpi grossolani di canale fluviale. Questa scelta ha un significato essenzialmente operativo, in quanto permette una immediata correlazione con i cicli trasgressivo-regressivi cartografati nel sottosuolo della piana costiera romagnola (vedi anche l'approfondita discussione degli aspetti concettuali in AMOROSI & COLALONGO, 2005). In quest'ottica, le porzioni argilloso-limose basali dei cicli individuati nel sottosuolo del Foglio 239 vengono correlate con i depositi marino marginali trasgressivi (TST) e di stazionamento alto (HST) che costituiscono le porzioni basali dei cicli riconosciuti nel sottosuolo della piana costiera, mentre i corpi ghiaiosi di canale fluviale corrisponderebbero ai depositi di caduta del livello marino (FST) e successivi sedimenti di stazionamento basso (LST).

L'architettura dei cicli deposizionali è chiaramente documentata lungo gli assi dei fiumi principali, laddove i contrasti litologici sono più marcati. In aree molto prossimali, dove i corpi ghiaiosi appartenenti a cicli deposizionali distinti sono

frequentemente amalgamati, i diversi subsintemi sono virtualmente indistinguibili (figg. 11 e 12). All'estremo opposto, in settori scarsamente interessati dall'attività fluviale, dove i depositi grossolani sono scarsi o assenti (aree interfluviali, di interconoide e nei settori più settentrionali), l'assenza di forti contrasti litologici determina problemi concreti nella definizione dei limiti di ciclo.

La correlazione tra i subsintemi distinti in affioramento e i cicli deposizionali identificati in sottosuolo è problematica a causa della scarsa preservazione dei depositi alluvionali al margine appenninico, dell'assenza di superfici guida fisicamente tracciabili e di notevoli difficoltà nella datazione di depositi continentali oltre il limite di risoluzione del  $^{14}\text{C}$  (AMOROSI *et alii*, 1996).

Per quanto riguarda i subsintemi sommitali (AES<sub>8</sub> e AES<sub>7</sub>), il grande numero di sondaggi disponibili e, soprattutto, il controllo cronologico tramite datazioni al  $^{14}\text{C}$ , forniscono un quadro sufficientemente affidabile per la correlazione tra le porzioni affioranti e quelle sepolte. I subsintemi sottostanti possono essere correlati tentativamente, per posizione stratigrafica, ai complessi acquiferi A2-A4 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998).

L'età della base di AES è attribuita al Pleistocene medio (350-450 ka secondo REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

### 3.2.1. - *Subsintema di Liano (AES<sub>4</sub>)*

Questa unità, che presenta un limite inferiore inconforme su depositi marini più antichi, affiora lungo lo spartiacque tra il F. Lamone e il T. Marzeno, e sulla sinistra del F. Lamone.

È costituita da ghiaie prevalenti (spessore fino a 30 metri) di canale fluviale, sormontate da limi e argille di piana inondabile e/o eluvio-colluviali di spessore metrico. Il limite superiore è coincidente col piano topografico e caratterizzato localmente dallo sviluppo di un suolo evoluto (Alfisuolo) di colore bruno giallastro con fronte di alterazione pari a circa 5 metri. Lo spessore massimo è di 35 metri circa.

Nel sottosuolo del Foglio 239, AES<sub>4</sub> è difficilmente distinguibile dal sovrastante subsintema AES<sub>5</sub>, a causa della scarsità di dati stratigrafici di buona qualità. Nonostante i due cicli deposizionali siano localmente identificabili (v. ad esempio sondaggio 239 – S10 in fig. 11), presentando una porzione inferiore prevalentemente argillosa e una sommitale ghiaiosa, si è preferito accorpare i due subsintemi all'interno di un'unica unità indifferenziata, genericamente definita AES, il cui spessore massimo è di circa 80 metri. Questa unità, che corrisponde ai complessi acquiferi A4 e A3 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998), presenta un rapporto ghiaia/argilla molto basso, coerentemente con quanto osservato nella parte inferiore di AES nei fogli limitrofi in fase di stampa (foglio 221, foglio 255), e documentato pure in AMOROSI & FARINA (1995) e AMOROSI *et alii* (2001).

Età: Pleistocene medio, per posizione stratigrafica.



### 3.2.2. - *Subsistema di Torre Stagni (AES<sub>5</sub>)*

A questa unità, il cui spessore massimo registrato sul terreno è di circa 25 metri, sono stati attribuiti per posizione stratigrafica depositi alluvionali terrazzati affioranti lungo lo spartiacque tra il F. Lamone e il T. Marzeno e tra il Fiume Lamone e il Torrente Senio. L'unità è costituita da ghiaie prevalenti di conoide alluvionale spesse sino a 10 m circa, sormontate da sabbie, ghiaie, limi e argille di piana inondabile e/o eluvio-colluviali, il cui spessore cresce da monte verso valle da pochi metri ad una decina di metri circa. Il limite inferiore è inconforme sulle sottostanti unità marine. Il limite superiore è coincidente col piano topografico e caratterizzato a tratti da un fronte di alterazione potente sino a 5 m, costituito da uno o più suoli molto evoluti (Alfisuolo).

Lo spessore massimo affiorante di circa 25 m.

Come già osservato nella sezione precedente, AES<sub>5</sub> è stato accorpato con il sottostante subsistema AES<sub>4</sub> all'interno di un'unica unità indifferenziata.

Età: Pleistocene medio, per posizione stratigrafica.

### 3.2.3. - *Subsistema di Bazzano (AES<sub>6</sub>)*

L'unità è costituita da depositi di conoide alluvionale terrazzati e da depositi terrazzati di piana intravalliva, che affiorano allo sbocco vallivo delle valli dei fiumi Santerno, Lamone e Montone e del torrente Senio. In pianura l'unità non è affiorante, essendo erosa o sepolta all'altezza del margine appenninico dal Subsistema di Villa Verucchio. AES<sub>6</sub> presenta un limite inferiore inconforme su depositi marini più antichi.

In affioramento i depositi di AES<sub>6</sub> sono generalmente costituiti prevalentemente da ghiaie di canale fluviale, caratterizzate da un aumento verso l'alto della matrice sabbiosa. Lo spessore massimo è di una ventina di metri. La porzione sommitale delle ghiaie si presenta intensamente pedogenizzata: il suolo (Alfisuolo) ha un fronte di alterazione spesso fino a 5 metri circa e un colore rosso brunastro. Le ghiaie sono generalmente sormontate da depositi fini di piana inondabile e/o eluvio-colluviali, costituiti da alternanze di limi più o meno argillosi o sabbiosi. Anche questi depositi fini si presentano intensamente pedogenizzati; sulla superficie topografica affiora un suolo (Alfisuolo) tipicamente bruno giallastro, con fronte di alterazione spesso a 5 metri.

Le coperture fini al di sopra delle ghiaie sono più spesse nei settori intravallivi, dove, come nel caso delle valli del Torrente Senio e del Fiume Lamone, possono raggiungere una ventina di metri di spessore (ex. in località Pradella e la Mongardina sulla destra idrografica del torrente Senio). Qui al tetto dell'unità è presente un suolo meno evoluto (Inceptisuolo) rispetto a quello presente nelle zone di conoide.

In questi settori le coperture fini hanno una natura francamente alluvionale, a testimonianza di una aggradazione fluviale prolungata anche nei settori intravallivi.

La presenza di forti spessori di depositi fluviali fini in un contesto intravallivo è tentativamente correlata ad un episodio trasgressivo, presumibilmente riferibile alla trasgressione tirreniana.

Nella zona di interfluvio tra il Fiume Montone ed il Torrente Marzeno l'unità è invece composta da depositi prevalentemente fini, costituiti da limi più o meno argillosi o sabbiosi con rare ghiaie, e frequenti suoli intercalati. Al tetto è presente un suolo bruno giallastro con fronte di alterazione spesso fino a 5 metri.

Sulla base della correlazione con le aree limitrofe (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000 Foglio 221 – Bologna, in stampa), l'età minima di AES<sub>6</sub> si colloca su base archeologica nella parte terminale del Pleistocene medio. Non esistono invece dati relativi all'età della base di questa unità, che dovrebbe comunque collocarsi nella parte alta del Pleistocene medio.

I depositi affioranti di AES<sub>6</sub> sono tentativamente correlati nel sottosuolo a un ciclo composto da una porzione inferiore prevalentemente argillosa, localmente ricca in materiale organico, ed una sommitale ghiaiosa (figg. 11 e 12); questo ciclo corrisponde al complesso acquifero A2 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). Le ghiaie sommitali fanno transizione sottocorrente a depositi prevalentemente sabbiosi. Parallelamente si registra una diminuzione verso NE del rapporto ghiaia/pelite. Lo spessore massimo di AES<sub>6</sub>, nel sottosuolo, è di circa 50 metri.

Sulla base delle relazioni stratigrafiche con l'unità sovrastante (AES<sub>7</sub>) e dello schema di correlazione con i cicli glacio-eustatici del Quaternario, l'età del complesso acquifero A2 dovrebbe essere compresa tra 230 ka e 130 ka.

Età: Pleistocene medio per posizione stratigrafica.

### 3.2.4. - *Subsistema di Villa Verucchio (AES<sub>7</sub>)*

Nell'area del Foglio Faenza sono stati attribuiti al Subsistema di Villa Verucchio alcuni depositi terrazzati di piana intravalliva affioranti lungo le valli e agli sbocchi vallivi dei fiumi Santerno, Lamone e del torrente Senio e Sintria. L'unità è inoltre presente nel settore di interfluvio tra il fiume Montone ed il torrente Marzeno. Questi depositi sono correlabili per posizione stratigrafica e tipo di alterazione pedogenetica ai depositi di terrazzo alluvionale attribuiti a AES<sub>7</sub> nell'area tipo (Foglio 256, 2005). Il limite inferiore del subsistema affiora lungo le aste vallive sopradette ed è costituito da una superficie di erosione fluviale che mette in contatto i terreni di AES<sub>7</sub> con il sottostante substrato marino.

Nelle porzioni intravallive l'unità è composta da alcuni ordini di terrazzi, ciascuno dei quali costituiti da corpi ghiaiosi di canale fluviale alla base, generalmente sormontati da sedimenti limoso-argillosi e subordinatamente sabbiosi di piana inondabile e/o eluvio-colluviali. Lo spessore massimo dei singoli depositi di terrazzo che compongono l'unità è di una decina di metri.

Nelle porzioni terminali delle valli dei Fiumi Santerno e Lamone è a tratti presente il caratteristico suolo di colore bruno scuro e bruno rossastro (Alfisuolo) sviluppato direttamente sulle ghiaie, con fronte di alterazione di circa 2 m, già descritto da GASPERI

*et alii* (1987) per l'unità di Vignola, nel margine appenninico modenese. Nelle zone intravallive la pedogenesi si sviluppa invece a carico dei sedimenti fini di copertura delle ghiaie; anche in questi casi il fronte di alterazione è di un paio di metri.

Nella zona di interfluvio tra il Fiume Montone ed il Torrente Marzeno l'unità è invece composta da depositi prevalentemente fini, costituiti da limi più o meno argillosi o sabbiosi con rare ghiaie, e suoli intercalati. Al tetto è presente un suolo bruno con fronte di alterazione spesso 2 metri circa.

Nel sottosuolo, AES<sub>7</sub> presenta uno spessore massimo di 70 metri ed è caratterizzato nella parte inferiore del ciclo dallo sviluppo di depositi prevalentemente limoso-argillosi di piana alluvionale, sormontati da sedimenti prevalentemente ghiaiosi di conoide alluvionale (fig. 13). La base di AES<sub>7</sub> viene posizionata in corrispondenza del brusco passaggio di facies da depositi prevalentemente ghiaiosi di conoide alluvionale (parte sommitale di AES<sub>6</sub>) a 25-30 m di limi, argille e sabbie di piana alluvionale.

Il quadro delle conoscenze regionali (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Foglio 223, 2002; Foglio 256 e Foglio 240-241, 2005; Foglio 222 e 255, in stampa) permette di correlare la porzione inferiore, prevalentemente argillosa, di questo ciclo con i depositi marino-marginali, attribuiti alla trasgressione (e successiva fase di stazionamento alto) tirreniana, individuati nel sottosuolo della piana costiera. La porzione superiore di AES<sub>7</sub> è definita da un intervallo stratigrafico di circa 15 m di spessore, in corrispondenza del quale i depositi di canale fluviale presentano la massima concentrazione ed estensione laterale (figg. 11 e 12). Dalla complessa sovrapposizione e giustapposizione di questi corpi lenticolari risulta un corpo sedimentario composito a geometria tabulare, che costituisce la prosecuzione fisica nel sottosuolo dei depositi ghiaiosi di terrazzo alluvionale affioranti lungo il margine apenninico e che rappresenta la fase di massima espansione e coalescenza dei conoidi alluvionali al margine meridionale del bacino padano. Questa fase corrisponde all'ultimo acme glaciale ed è datata, grazie alle datazioni <sup>14</sup>C effettuate nei fogli limitrofi, intorno a 20-30 ka BP (si veda anche AMOROSI *et alii*, 2004b). Granulometria, frequenza e spessore dei depositi di canale diminuiscono sottocorrente, dove è osservabile la transizione da corpi ghiaiosi tabulari a corpi sabbiosi nastriformi (fig. 12).

I depositi ghiaiosi che caratterizzano l'intervallo sommitale di AES<sub>7</sub> sono sede della prima importante falda acquifera, ampiamente sfruttata nel territorio di pianura e corrispondente al sistema acquifero A1 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). In essi si concentra la gran parte dei pozzi per acqua raccolti nella Banca Dati Geognostici della Regione Emilia-Romagna. Dato il loro particolare interesse dal punto di vista sia stratigrafico che geologico applicativo, sono oggetto specifico della carta riportata nel Foglio allegato alla Carta Geologica.

Le datazioni radiometriche <sup>14</sup>C eseguite per la realizzazione del presente foglio hanno fornito età (B.P. non calibrate) di 43 ka per la parte inferiore del subsistema, e un'età di 13 ka per la base dei sedimenti basali del sovrastante Subsistema di Ravenna.

Nell'area tipo l'età di AES<sub>7</sub> è stata attribuita al Pleistocene superiore, tra circa 125 e 18 ka B.P. (Foglio 256, 2005).

### 3.2.5. - *Subsistema di Ravenna (AES<sub>8</sub>)*

È l'elemento sommitale del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore e comprende la maggior parte dei depositi quaternari affioranti nel Foglio Faenza.

Al tetto di AES<sub>8</sub> è stata inoltre distinta e cartografata un'unità di rango inferiore denominata Unità di Modena (AES<sub>8a</sub>).

Nei settori intravallivi e allo sbocco delle valli appenniniche il Subsistema di Ravenna è costituito da depositi di terrazzo alluvionale. I singoli ordini di terrazzo sono separati da scarpate di pochi metri. I depositi di terrazzo sono generalmente costituiti da circa due metri di ghiaie, sovrastati da una copertura limoso-sabbiosa il cui profilo di alterazione pedogenetica può raggiungere circa un metro di spessore.

In posizione più distale rispetto allo sbocco delle valli appenniniche, AES<sub>8</sub> affiora estesamente e la sua parte sommitale è costituita da depositi sabbioso-limosi di canale, argine e rotta fluviale, organizzati in corpi sedimentari di spessore plurimetrico a geometria prevalentemente nastriforme. Questi fanno transizione laterale a sedimenti prevalentemente argillosi e subordinatamente limosi e sabbiosi di piana inondabile (bacino interfluviale). I corpi ghiaiosi sono rari.

Il tetto di AES<sub>8</sub>, che coincide col piano topografico, presenta suoli a diverso grado di evoluzione, con orizzonte superiore da calcareo (Entisuoli, tipici dell'unità di Modena) a non calcareo (Inceptisuoli).

In prossimità del margine del bacino e nei settori di pianura in cui AES<sub>8a</sub> non è presente, al tetto di AES<sub>8</sub> si rinvergono suoli maggiormente evoluti, non calcarei o scarsamente calcarei, sviluppatasi in un intervallo di tempo superiore a 1500 anni. Questi Inceptisuoli presentano un orizzonte superficiale decarbonatato di colore bruno scuro e bruno scuro giallastro, di spessore variabile tra 0,5 e 1,5 m, al di sotto del quale è presente un orizzonte ad accumulo di carbonato di calcio sotto forma di concrezioni o concentrazioni soffici. Questi suoli sono associati a ritrovamenti di reperti archeologici di età variabile dal Neolitico, al Bronzo e Ferro, fino al Romano.

Nel sottosuolo, analogamente a quanto riscontrato nell'area tipo (AMOROSI *et alii*, 1999; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, Foglio 223 - Ravenna (2002), la base di AES<sub>8</sub> è caratterizzata da una superficie di discontinuità corrispondente a una lacuna stratigrafica di alcune migliaia di anni (la base dell'unità è datata a circa 13 ka BP). A differenza dell'area tipo, però, dove il limite basale di AES<sub>8</sub> è marcato da un netto contrasto di facies tra depositi alluvionali di età pleistocenica (parte sommitale di AES<sub>7</sub>) e sovrastanti depositi di ambiente paralico e marino-marginale riconducibili all'ultimo ciclo trasgressivo-regressivo di età olocenica, al margine del Bacino Padano la base di AES<sub>8</sub> è localizzata all'interno di depositi alluvionali ed è per questo meno facilmente riconoscibile di quanto non avvenga per i settori di piana costiera. Tuttavia, la comune presenza nella parte inferiore di AES<sub>8</sub> di un orizzonte lateralmente esteso di argille organiche e torbe di ambiente palustre, di colore grigio scuro-nerastro, conferma il legame genetico di questi depositi con la fase trasgressiva olocenica. Ciò anche sulla scorta di quanto documentato nei

fogli limitrofi, in cui è fisicamente riconoscibile la transizione laterale di facies tra i depositi marino marginali e le argille organiche alla base AES<sub>8</sub>.

L'orizzonte di argille organiche palustri raggiunge il suo massimo spessore nei settori più distali della pianura (circa 5 metri), mentre tende a chiudersi a cuneo verso il margine appenninico, dove tuttavia è ancora a tratti riconoscibile come un orizzonte di circa 50 centimetri presente nel primo sottosuolo anche qui costituito da limi argillosi nerastri. Orizzonti del tutto analoghi sono presenti anche nelle porzioni intravalliche al di sopra delle sequenze di terrazzo fluviale, dove hanno dato età variabili tra circa 10 e 11 ka (si veda la tabella 3 relativa ai dati <sup>14</sup>C, affioramento 239090A501, ubicato in destra idrografica del torrente Senio, nei pressi di Riolo Terme)

In pianura, al di sopra dell'orizzonte palustre sono presenti depositi alluvionali. I corpi ghiaiosi in questo caso si estendono su una superficie nettamente inferiore rispetto a quella relativa alle ghiaie al tetto di AES<sub>7</sub>, come documentato dalla cartografia riportata nel foglio allegato alla carta geologica. Al di sopra delle ghiaie, fino alla superficie topografica, sono presenti depositi prevalentemente limoso-sabbiosi di argine e rotta fluviale. Questi, nelle aree più prossime alla catena, sono frequentemente caratterizzati al loro interno da una successione spessa circa 4 metri, costituita da quattro sottili sequenze a gradazione positiva, ciascuna interessata al tetto da un Inceptisuolo variamente arricchito in sostanza organica, al cui interno si ritrovano reperti Neolitici ed Eneolitici sia rimaneggiati che in posto.

Lo spessore massimo del Subsistema di Ravenna nel sottosuolo del Foglio Faenza è di circa 20 m. Nei casi in cui la parte sommitale di AES<sub>7</sub> non sia contraddistinta da depositi grossolani di canale fluviale, il limite basale di AES<sub>8</sub> è definito, analogamente a quanto recentemente documentato per l'area ravennate (AMOROSI & MARCHI, 1999), da un orizzonte sovraconsolidato che, oltre che per un limitato incremento di resistenza alla punta, si caratterizza in prove penetrometriche con il piezocono per il brusco incremento di resistenza laterale e per la diminuzione della pressione interstiziale dovuta al passaggio verso il basso da argille molli grigio scure, ricche in legni e frustoli carboniosi, ad sedimenti fini più compatti grigio-nocciola ricchi in concrezioni carbonatiche. Allo sbocco dei torrenti appenninici in pianura, dove la base di AES<sub>8</sub> è caratterizzata da depositi ghiaiosi amalgamati con quelli di AES<sub>7</sub>, il limite tra i due subsistemi è virtualmente indistinguibile.

Età: Pleistocene superiore-Olocene (13 ka-Attuale), su base radiometrica.

### 3.2.5.1. - unità di Modena (AES<sub>8a</sub>)

Al tetto di AES<sub>8</sub>, analogamente a quanto effettuato nei fogli limitrofi in corso di elaborazione, è stata distinta e cartografata un'unità a limiti inconformi di rango inferiore denominata Unità di Modena.

AES<sub>8a</sub> è costituita da sabbie, limi e argille (con ghiaie molto subordinate) di pianura alluvionale; trattandosi di depositi molto recenti è caratteristica la preservazione delle morfologie deposizionali originarie. Per una descrizione dell'unità nell'area

tipo, si vedano CREMASCHI & GASPERI (1989). Il limite inferiore di AES<sub>8a</sub>, datato al periodo post-romano, è definito al margine appenninico da una scarpata di terrazzo fluviale. In pianura corrisponde alla superficie di appoggio di depositi alluvionali al di sopra del suolo sviluppatosi in epoca romana. Il limite superiore dell'unità coincide col piano topografico ed è caratterizzato da un suolo calcareo (Entisuolo) con fronte di alterazione inferiore al metro e colore bruno olivastro e bruno grigiastro.

La deposizione di AES<sub>8a</sub> segna l'instaurarsi di un'importante fase di deterioramento climatico che, tra il IV e il VI secolo d.C., determinò un importante incremento della piovosità, con conseguente modifica della rete idrografica e alluvionamento di gran parte della pianura (VEGGIANI, 1994).

La base dell'unità di Modena (AES<sub>8a</sub>), definita in affioramento sulla base di caratteri pedostratigrafici, è tracciabile nel sottosuolo in corrispondenza di un paleosuolo contenente reperti di età romana.

Lo spessore massimo dell'unità è di 20 metri nel sottosuolo della pianura.

Età: post-romana (IV-VI sec. d.C. - Attuale), definita su base archeologica.

#### 4. - ASSOCIAZIONI DI FACIES

Utilizzando come riferimento la normativa per il rilevamento e la cartografia geologica proposta da CNR-CCGG (1992), all'interno dei sintemi descritti al Capitolo 3 è stata eseguita una suddivisione delle unità stratigrafiche sulla base di caratteri litologici e sedimentologici. L'area del Foglio 239 - Faenza è composta da depositi quaternari di natura esclusivamente continentale, che possono essere ricondotti a complessi ambientali di piana intravalliva, conoide alluvionale e piana alluvionale. In affioramento sono state distinte e cartografate tre associazioni di facies, descritte di seguito ai sottoparagrafi 4.1.1. - 4.1.3. Le associazioni di facies sono contraddistinte sulla carta geologica di superficie mediante sovrassegni che si accompagnano alla tradizionale colorazione delle unità stratigrafiche.

##### 4.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI

###### 4.1.1. - *Ghiaie di canale fluviale*

Affiorano principalmente al margine della pianura e nei settori più interni (aree di terrazzo fluviale e conoidi alluvionali, allo sbocco delle aste fluviali), mentre sono ampiamente sviluppate in sottosuolo. Comprendono ghiaie da fini a molto grossolane, in strati da spessi a molto spessi, generalmente amalgamati, organizzati in corpi sedimentari a geometria nastriforme e tabulare-allungata, di spessore generalmente compreso tra 2 e 5 metri. In aree di conoide alluvionale i corpi ghiaiosi sono generalmente amalgamati e raggiungono spessori di 20 m.

La maggior parte dei corpi sedimentari, specie in aree prossimali, rientra nella facies Gms dello schema classificativo di MIALL (1978), presentando un

grado di cernita estremamente basso, con ciottoli di varia dimensione immersi in una matrice sabbiosa o, più raramente, argillosa. L'organizzazione interna è molto scarsa e non si osservano in genere tendenze granulometriche verticali di rilievo. La dimensione del granulo massimo è di alcuni decimetri. Sono tuttavia comunemente riconoscibili corpi ghiaiosi caratterizzati da un'organizzazione interna, definita dalla presenza di stratificazione orizzontale ed embricazione dei ciottoli (facies Gm). In questo caso la dimensione modale dei ciottoli corrisponde a 3-5 cm (diametro massimo 10-15 cm). Tra le altre facies, tipiche di settori relativamente più distali, si riconoscono ghiaie a stratificazione obliqua di tipo concavo (facies Gt), con spessore dei set fino a 2 m, base erosiva e organizzazione in sequenze positive. Localmente è osservabile la presenza di stratificazione diagonale.

I corpi sedimentari privi di organizzazione interna e quelli a stratificazione obliqua di tipo concavo sono interpretati come il risultato della migrazione di barre longitudinali all'interno di una rete di canali di tipo intrecciato. La presenza di stratificazione obliqua di tipo tabulare all'interno di ghiaie a prevalente stratificazione obliqua di tipo concavo è messa in relazione con l'accrezione di barre diagonali o laterali in fiumi di tipo intrecciato (ORI, 1993). Corpi ghiaiosi clino-stratificati all'interno di intervalli prevalentemente fini sono invece interpretabili come legati alla migrazione di barre di meandro (ORI, 1982).

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

Questa associazione di facies affiora quasi ininterrottamente su un'ampia fascia al margine della pianura, lungo la Via Emilia e nel quadrante nord-orientale del Foglio. Si tratta di sabbie in genere finissime localmente limose, in strati a base erosiva, da sottili a molto spessi, alternati a limi, limi sabbiosi e subordinatamente limi argillosi, in strati molto sottili e sottili. Il rapporto tra sabbie e limi è complessivamente variabile; con riferimento all'unità AES<sub>8a</sub>, le prime sono predominanti nei settori più prossimi alle aste fluviali, mentre via via che ci si allontana da esse tendono a dominare le intercalazioni limose. I passaggi tra le porzioni a dominanza sabbiosa e quelli a dominanza limosa avvengono in modo graduale.

Si riconoscono occasionalmente, alla base di sequenze positive a base erosiva, sabbie medie e grossolane a stratificazione obliqua concava e, localmente, ghiaie. Queste ultime sono presenti in particolare nelle porzioni in cui i depositi di questa associazione di facies sono confinati entro scarpate di terrazzo fluviali, come ad esempio per unità AES<sub>8a</sub> il tratto del fiume Santerno tra Imola e Mordano, o del fiume Lamone in prossimità di Faenza.

Nei settori più prossimi alle aree di canale, si concentrano i corpi più marcatamente sabbiosi, caratterizzati da stratificazione obliqua concava e tabulare, con set generalmente di alcuni dm di spessore. Al tetto dei principali corpi sabbiosi e lateralmente ad essi sono tipicamente presenti alternanze di sabbia fine e finissima con limi e argille, in coppie di spessore generalmente inferiore a 10-20 cm.



I limi e le argille sono tipicamente bioturbati al tetto. I corpi sabbiosi a tendenza granulometrica positiva sono interpretabili come canali di rotta.

I settori laterali ai precedenti sono invece caratterizzati da alternanze di sabbia e limo e rappresentano depositi di argine; essi costituiscono in termini di volume la maggior parte dei depositi di questa associazione di facies.

In corrispondenza degli apparati di canale fluviale relativi al reticolo idrografico secondario è possibile osservare una sensibile riduzione della granulometria dei depositi e della dimensione dei corpi sedimentari, pur rimanendo comparabili le geometrie. Il volume dei depositi sabbiosi di canale è in questo caso estremamente subordinato e i singoli riempimenti di canale sono intercettati molto di rado in sottosuolo. L'associazione di facies è in questo caso dominata da limi e limi sabbiosi.

#### 4.1.3. - *Limi e argille di piana inondabile*

Questa associazione di facies è caratterizzata dall'alternanza di limi prevalenti, argille limose e argille bioturbate, in strati da molto spessi a spessi, con rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie, da limose a fini, in strati da molto sottili a medi, a base netta e caratterizzati da una tipica gradazione positiva. Le sabbie presentano al loro interno laminazione obliqua o piano-parallela. Accenni di laminazione parallela sono presenti all'interno di limi sabbiosi. Le coppie limo-argilla fanno transizione laterale alle coppie sabbia-limo descritte alla sezione precedente. Il passaggio verso l'alto da questa associazione di facies a depositi grossolani di canale avviene in genere attraverso un progressivo aumento della granulometria, che definisce caratteristiche sequenze negative. Complessivamente questi depositi formano corpi sedimentari a geometria lenticolare, tabulare e nastriforme.

Carattere diagnostico di questa associazione di facies è la presenza a vari livelli stratigrafici di paleosuoli relativamente poco evoluti (Entisuoli e Inceptisuoli), costituiti da un orizzonte superficiale scuro totalmente decarbonatato e una porzione inferiore ricca in concrezioni carbonatiche. AMOROSI & MARCHI (1999) hanno mostrato che questi paleosuoli possono essere riconosciuti, oltre che in carota, anche su base geomeccanica, mediante l'utilizzo di prove penetrometriche con piezocono. Gli elementi che ne consentono il riconoscimento sono: un piccolo incremento verso il basso di resistenza alla punta, associato al rapido incremento di resistenza laterale e alla brusca diminuzione della pressione interstiziale.

I depositi di questa associazione di facies, che fanno transizione laterale a depositi relativamente più grossolani di canale, argine e rotta fluviale, si sono formati in aree di piana inondabile. La suddivisione verticale in piccole sequenze delimitate a base e a tetto da paleosuoli indica una ciclicità nella sedimentazione, con fasi di apporto terrigeno limitato o nullo che favoriva la pedogenesi.



## 5. - CARTOGRAFIA

La particolare configurazione morfologica delle aree di pianura impedisce di norma l'osservazione tridimensionale dei corpi sedimentari e riduce fortemente la possibilità di rappresentazione delle unità stratigrafiche quaternarie mediante i criteri cartografici tradizionali. La Carta Geologica in aree di pianura diviene così uno strumento di non sempre facile lettura, in quanto generalmente omogeneo dal punto di vista cromatico e conseguentemente denso di simboli e graficismi, cui è affidato il compito di identificare i sistemi deposizionali e gli elementi che li compongono. In questo contesto, la possibilità di inserire direttamente sulla Carta Geologica informazioni relative a corpi sedimentari sepolti o orizzonti profondi incontra notevoli difficoltà tecniche. La distribuzione nello spazio di corpi sedimentari è infatti rappresentabile mediante fasce di isolinee (principalmente isobate e isopache), che finirebbero inevitabilmente col confondersi con i simboli relativi alla geologia di superficie.

Da qui, sulla scorta dell'esperienza della produzione cartografica estera in aree di pianura, la necessità di combinare alla Carta Geologica (che, nel caso di aree di pianura, diviene una sorta di "Geologia di Superficie") un Foglio Allegato alla Carta Geologica, che esprime attraverso oggetti diversi la "Geologia di Sottosuolo". Le informazioni ricavabili dal Foglio Allegato alla Carta Geologica, combinate con quelle derivate dalla lettura della Carta Geologica e delle sezioni geologiche, consentono la ricostruzione tridimensionale dei corpi sedimentari di maggiore interesse geologico nell'area in esame.

### 5.1. - CARTA GEOLOGICA DI SUPERFICIE

La Carta Geologica, in scala 1:50.000, descrive distribuzione, età e caratteristiche litologiche dei depositi continentali affioranti sia nelle aree di pianura che in quelle intramontane. È basata su rilevamenti di terreno, integrati dall'interpretazione di dati provenienti da fotointerpretazione, analisi di immagini da satellite, trivellate a mano, sondaggi a carotaggio continuo e prove penetrometriche.

I depositi continentali di età quaternaria affioranti nell'area del Foglio 239 fanno parte del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore, di cui sono distinti in carta cinque subsistemi (Subsistema di Liano - AES<sub>4</sub>, Subsistema di Torre Stagni - AES<sub>5</sub>, Subsistema di Bazzano - AES<sub>6</sub>, Subsistema di Villa Verucchio - AES<sub>7</sub> e Subsistema di Ravenna - AES<sub>8</sub>). All'interno di AES<sub>8</sub> viene indicato in carta il settore di affioramento dell'Unità di Modena (AES<sub>8a</sub>).

Le differenti litofacies distinguibili all'interno di ogni unità sono rappresentate mediante retini. Si è fatto ricorso alla retinatura esclusivamente per la rappresentazione dei depositi di pianura, mentre per i depositi intravallivi la descrizione litologica è demandata alla lettura delle presenti note e della legenda. Questa scelta deriva dalla volontà di non appesantire la lettura della carta in

aree già dense di informazioni, considerato il fatto che nelle zone intravallive le caratteristiche granulometrico-tessiturali dei depositi non subiscono variazioni apprezzabili lungo il tratto di asta fluviale.

I lembi di successione affioranti nei tratti intravallivi appartengono a un intervallo temporale molto ampio, che si estende dal Pleistocene medio all'Attuale, e mostrano una ridotta variabilità litologica e di facies. Si tratta infatti principalmente di ghiaie di terrazzo alluvionale. Al contrario, i depositi affioranti in pianura sono attribuibili prevalentemente all'Olocene (porzione medio-superiore di AES<sub>8</sub>) e, pur facendo capo a un unico sistema deposizionale (alluvionale), mostrano una elevata variabilità in termini di associazioni di facies. In particolare, sono state cartografate tre principali associazioni di facies: I) depositi prevalentemente ghiaiosi di canale fluviale, riconducibili ad un ambiente di piana alluvionale o, come nel caso delle ghiaie appartenenti a AES<sub>7</sub>, al segmento apicale di conoidi alluvionali; II) depositi sabbiosi e limosi, indistinti, di canale, argine e rotta fluviale; III) depositi limoso-argillosi di piana inondabile.

I depositi attribuiti a AES<sub>4</sub>, AES<sub>5</sub>, AES<sub>6</sub> e AES<sub>7</sub> affiorano per lo più sotto forma di unità terrazzate al margine appenninico, nei settori intravallivi e allo sbocco in pianura delle principali aste fluviali. AES<sub>4</sub> e AES<sub>5</sub> affiorano nelle colline che costituiscono lo spartiacque tra il Fiume Lamone e il Torrente Marzeno e tra il Fiume Lamone ed il Torrente Senio. AES<sub>6</sub> affiora ampiamente in sinistra e destra dei fiumi Santerno e Lamone, poco a monte rispettivamente dei centri abitati di Imola e Faenza, nonché lungo l'esteso elemento di separazione, al margine appenninico, tra il Torrente Marzeno e il Fiume Montone. AES<sub>7</sub> affiora a quote topografiche modeste lungo le principali aste fluviali e, poco a nord di AES<sub>6</sub>, nel tratto compreso tra il Marzeno e il Lamone. Nei casi in cui la suddivisione del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore in subsistemi non sia facilmente operabile, come ad esempio nelle aree di interfluvio, la Carta Geologica fa riferimento a una generica AES indifferenziata.

AES<sub>8</sub> affiora su quasi tutta l'area di pianura del Foglio. Nei quadranti settentrionali quest'area è caratterizzata da un tipico paesaggio a dossi e depressioni, in cui i dossi sono occupati da canali attivi o da alvei abbandonati. Dove l'Unità di Modena (AES<sub>8a</sub>) è presente solo nei settori corrispondenti agli assi degli attuali canali (vedi, ad esempio, l'ampio settore ad allungamento appenninico all'incirca compreso tra la Via Emilia e l'Autostrada A14), AES<sub>8</sub> è contraddistinta al tetto, in affioramento, dal caratteristico Inceptisuolo di età romana. L'associazione di facies di gran lunga prevalente all'interno di AES<sub>8</sub> è quella di canale-argine, caratterizzata dall'alternanza di corpi sabbiosi legati a processi di tracimazione e rotta fluviale, con sedimenti limosi. Zone di minore estensione dominate da sedimenti limoso-argillosi di piana inondabile affiorano invece a nord-ovest e a nord di Imola, lungo un'ampia fascia tra Castel Bolognese e Bagnara di Romagna, e a nord di Faenza.

AES<sub>8a</sub> è caratterizzata al tetto dalla presenza di un Entisuolo di età post-romana ed è affiorante in massima parte nel settore nord-orientale del Foglio.

Ghiaie di canale fluviale, riferibili a AES<sub>8a</sub> sono confinate negli alvei dei torrenti maggiori, per lo più nei settori intravallivi. All'interno del Foglio sono presenti importanti sistemi canale-argine caratterizzati in affioramento da sedimenti sabbioso-limosi e riferiti alle quattro differenti aste fluviali. Da ovest verso est si riconoscono il corso attuale del Fiume Santerno, due paleopercorsi del Torrente Senio: uno che dallo sbocco in pianura si dirige a nord verso Barbiano; l'altro diretto a nord-est verso Borgo Cotignola. Un secondo sistema canale-argine è dato da due paleopercorsi del Fiume Lamone: uno, ad andamento SSO-NNE, parallelo a quest'ultimo, dal quale dista meno di 1 km; il secondo, ad est del corso attuale del Lamone, passante per la località Birandola. Il terzo sistema, che occupa il lembo sud-orientale del Foglio, si riferisce a un paleopercorso del Fiume Montone. In questi casi le sabbie sono in genere confinate al settore centrale, generalmente rilevato, dell'area attribuita a AES<sub>8a</sub> e fanno transizione laterale a sedimenti prevalentemente limosi. Sabbie sono anche affioranti in corrispondenza di canali e ventagli di rotta indicati in carta.

All'interno di AES<sub>8a</sub> sono infine presenti depositi prevalentemente limoso-argillosi di piana inondabile, che caratterizzano le aree più distanti dagli assi dei canali. Si tratta in questo caso delle aree più depresse (le cosiddette "valli") che, in assenza di arginature artificiali, sarebbero destinate ad essere colmate in tempi geologicamente molto brevi. L'estensione di queste aree interfluviali è in genere ridotta e aumenta allontanandosi dalla catena appenninica.

Il foglio geologico di superficie contiene inoltre una sezione geologica in scala 1:50.000, che descrive la stratigrafia della porzione superficiale del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES<sub>6</sub>, AES<sub>7</sub> e AES<sub>8</sub>).

La sezione geologica B-B' della carta geologica di superficie, corrispondente alla fig. 15 e per il cui commento si rimanda al testo, presenta una esagerazione verticale di 50x (ovvero la scala verticale è 1:1.000 contro una scala orizzontale di 1:50.000). La direzione di questa sezione coincide con la traccia della sezione geologica in scala 1:100.000 condotta parallelamente al margine appenninico e trasversalmente all'asse dei principali fiumi e torrenti appenninici (fig. 13).

## 5.2. - FOGLIO ALLEGATO ALLA CARTA GEOLOGICA - GEOLOGIA DI SOTTOSUOLO

La cartografia geologica di sottosuolo si realizza sulla base di dati puntuali e su processi di interpolazione, volti alla ricostruzione geometrica tridimensionale dei corpi sedimentari. La caratterizzazione stratigrafica di dettaglio di unità di sottosuolo riveste una grande importanza a fini applicativi, costituendo la base scientifica imprescindibile per studi legati a subsidenza, protezione del suolo, ricerca e sfruttamento delle risorse idriche, ecc..

Il contenuto informativo della carta geologica di sottosuolo può essere utilizzato per la pianificazione territoriale a grande scala, mentre è inadeguato il suo utilizzo come elemento sostitutivo di indagini geognostiche per la soluzione di problemi

su scala locale. La possibilità di utilizzare carte geologiche di sottosuolo in modo predittivo dipende infatti da un lato dalla qualità e dalla densità dei dati disponibili, dall'altro dalle caratteristiche geometriche "dell'oggetto cartografato". Ad esempio, a parità di base dati, la possibilità di intercettare alla profondità prevista dalla carta un corpo sedimentario a geometria tabulare o, comunque, caratterizzato da un'elevata estensione laterale (ad esempio, ghiaie di conoide alluvionale, sabbie di cordone litorale), è di gran lunga superiore rispetto alla possibilità di prevedere con successo la localizzazione nel sottosuolo di un corpo sedimentario a geometria nastriforme (ad esempio, un corpo sabbioso di canale fluviale).

L'acquisizione di nuovi dati di sottosuolo (in seguito ad esempio all'esecuzione di nuove campagne di sondaggi o prove penetrometriche) in un'area dominata da sedimenti di pianura alluvionale, come quella del Foglio 239 – Faenza, è destinata inevitabilmente a modificare la cartografia qui di seguito illustrata. In questo senso, le carte geologiche di sottosuolo devono essere intese come prodotti suscettibili localmente anche di ampie modifiche, soprattutto in aree relativamente povere di informazioni, qualora nuovi dati vadano ad integrare l'insieme dei dati progressi.

Nel Foglio Allegato alla Carta Geologica sono riportati due diversi tipi di elaborato: a) sezioni geologiche in scala 1:100.000, che descrivono la stratigrafia del Supersistema Emiliano-Romagnolo (AEI + AES) e le relazioni con i depositi sottostanti (Sabbie di Imola e substrato marino plio-pleistocenico); b) carta del tetto delle ghiaie relative al Subsistema di Ravenna (AES<sub>8</sub>) e al Subsistema di Villa Verucchio (AES<sub>7</sub>), in scala 1:50.000.

Le tre sezioni geologiche in scala 1:100.000, corrispondenti rispettivamente alle fig. 11, fig.12 e fig. 13 e per la cui descrizione si rimanda al testo, presentano un'esagerazione verticale di 25x. Due di queste sono allineate trasversalmente alla catena appenninica, lungo i fiumi Santerno (fig. 11) e Lamone (fig. 12), mentre la terza (fig. 13), all'incirca perpendicolare a queste, è tracciata parallelamente alla catena appenninica, a circa 3-5 km dal margine.

La carta del tetto delle ghiaie di AES<sub>7</sub> e AES<sub>8</sub> descrive la posizione (in metri sul livello del mare) del tetto delle ghiaie fluviali relative al Subsistema di Villa Verucchio (AES<sub>7</sub>) e del sovrastante Subsistema di Ravenna (AES<sub>8</sub>), mediante l'utilizzo di fasci di isobate spaziate tra loro di 5 metri. L'appartenenza delle ghiaie a tre unità (AES<sub>7</sub>, AES<sub>8</sub> e, nella parte sommitale di quest'ultima, AES<sub>8a</sub>) di significato stratigrafico differente è chiaramente indicata dalla sovrapposizione di corpi sedimentari distinti, corrispondenti ad aree a diverso colore e caratterizzati al loro interno da fasci indipendenti di isolinee.

Nella porzione intravalliva del Torrente Marzeno, l'assenza di dati puntuali non ha permesso la tracciatura delle isobate; in questa zona le ghiaie si trovano generalmente ad una profondità di circa 5 metri dal piano campagna.

L'insieme delle unità AES<sub>8</sub> e AES<sub>8a</sub> descrive la distribuzione spaziale dei sedimenti grossolani all'interno del Subsistema di Ravenna, che sono interamente rappresentati in carta. Il tetto delle ghiaie riferite a AES<sub>7</sub>, invece, è rappresentato solo lateralmente e sottocorrente rispetto alle ghiaie di AES<sub>8</sub>. Ovvero le ghiaie

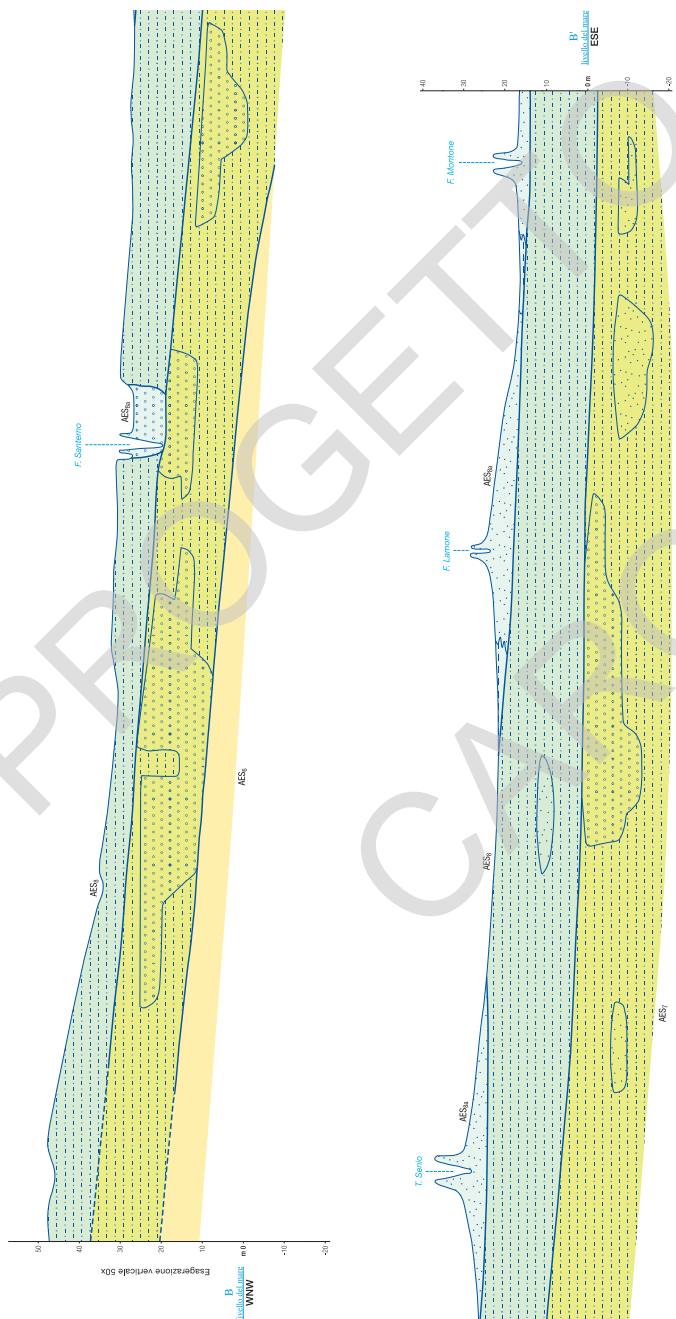


Fig. 15 - Stratigrafia della parte superiore del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore lungo una sezione parallela al margine appenninico.

di AES<sub>7</sub> sono visibili solamente dove quelle di AES<sub>8</sub> non sono più presenti. Le ghiaie riportate in carta sono quelle che costituiscono il lobo ghiaioso più superficiale presente al tetto di AES<sub>7</sub>.

I corpi sedimentari rappresentati in carta, specialmente quelli riferiti a AES<sub>7</sub>, presentano geometrie per lo più tabulari-allungate, riferibili ai sistemi deposizionali di conoide alluvionale delle quattro principali aste fluviali (da NO verso SE, Santerno, Senio, Lamone, Montone) presenti nell'area del Foglio 239. Corpi sedimentari a geometria nastriforme sono per lo più indistinti, in quanto la loro identificazione e il conseguente posizionamento in carta richiederebbero una densità di dati di gran lunga superiore a quella disponibile. Questo implica la possibilità teorica di intercettare localmente nel corso di una nuova perforazione depositi grossolani di riempimento di canale in aree indicate in carta come caratterizzate da depositi prevalentemente fini di piana inondabile.

La carta del tetto delle ghiaie di AES<sub>7</sub> e AES<sub>8</sub> non fornisce di per sé informazioni stratigrafiche di dettaglio, perché non contiene al suo interno informazioni relative alla distribuzione spaziale di corpi sedimentari situati stratigraficamente al di sotto dei corpi cartografati. È solo quindi dall'integrazione di questa carta con le sezioni geologiche presenti all'interno del Foglio Allegato alla Carta Geologica che risulta possibile definire un quadro tridimensionale dell'architettura deposizionale dell'unità.

Dalla carta è chiaramente osservabile il minor volume di depositi grossolani che contraddistingue AES<sub>8</sub> rispetto all'unità sottostante (AES<sub>7</sub>). Questo è coerente con quanto osservato in tutti i fogli in fase di elaborazione lungo il margine della pianura emiliano-romagnola, in cui si è osservato come l'ultima fase glaciale, la cui culminazione è datata a circa 20-30 ka BP, abbia prodotto un corpo grossolano di elevatissima estensione laterale in tutto il sottosuolo della Pianura Emiliano-Romagnola.

I depositi ghiaiosi riferiti a AES<sub>8</sub> sono generalmente confinati all'interno dei settori intravallivi dei fiumi e torrenti appenninici, se si eccettuano due corpi nastriformi sepolti allo sbocco in pianura del Fiume Santerno (uno nel sottosuolo della parte orientale di Imola, l'altro in direzione di Bagnara di Romagna) e uno nel sottosuolo di Faenza (riferibile al Fiume Lamone).

Il notevole volume di materiale grossolano riferibile a AES<sub>7</sub> è desumibile dalla elevata estensione areale in sottosuolo dei lobi ghiaiosi che compongono questa unità. Il corpo sedimentario di maggiore dimensione corrisponde al conoide alluvionale del Fiume Santerno, caratterizzato da un tipico *pattern* radiale a partire dallo sbocco fluviale in pianura. Il conoide del Santerno si estende verso nord oltre il limite del Foglio e forma un corpo lateralmente esteso per circa 8 km in direzione NO-SE.

I depositi grossolani relativi al Torrente Senio presentano invece una geometria prevalentemente tabulare-allungata, con ghiaie che si estendono per soli pochi km a nord dell'Autostrada A14. È da sottolineare che il corpo grossolano di natura fluviale si sviluppa nel sottosuolo a nord di Castel Bolognese, seguendo un percorso nettamente distinto rispetto al corso attuale del Senio.

Il corpo ghiaioso di conoide costruito dalla coalescenza dei sedimenti trasportati dal Fiume Lamone e dal Torrente Marzeno presenta caratteristiche intermedie, per dimensione e geometria, rispetto ai corpi sedimentari descritti rispettivamente per il Santerno e il Senio.

Infine, non è possibile fornire informazioni circa la geometria del conoide del Fiume Montone, in quanto questo è limitato ad una porzione ridottissima nell'angolo sud-orientale del Foglio.

Nelle porzioni di sottosuolo, in cui nei primi 30 metri di profondità dal piano campagna i depositi grossolani di canale fluviale siano assenti o distribuiti su corpi di spessore inferiore al metro, la porzione sommitale del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore è costituita unicamente da depositi di piana inondabile e subordinatamente di palude. Questa situazione si verifica principalmente nel quadrante nord-orientale (area di Borgo Cotignola), in settori di estensione ridotta ad allungamento SO-NE (sottosuolo dell'attuale Torrente Senio, bacino interfluviale tra Lamone e Montone) e in prossimità della catena appenninica, in corrispondenza dei settori di interconoide.

PROGETTO  
CARGO



## V - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA

In questo capitolo saranno descritte le coperture detritiche recenti, probabilmente tutte di età olocenica o al più pleistocenica superiore, presenti in questo foglio, per le quali non è possibile una correlazione e un inquadramento stratigrafico a scala regionale o di bacino.

Tali terreni sono i depositi alluvionali attualmente in evoluzione negli alvei e i depositi di versante.

### 1. - DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE

Rientrano in questa categoria i depositi alluvionali, i depositi di conoide ed i depositi detritico-alluvionali attualmente in evoluzione.

I depositi alluvionali attuali sono costituiti da prevalenti ghiaie e sabbie e subordinati limi argillosi e sono localizzati all'interno dei singoli alvei fluviali.

Talora vengono colonizzati da arbusti che danno una stabilità effimera ai depositi vegetati. Le ghiaie presentano ciottoli di dimensioni variabili a seconda che si depositino in barre, in cordoni o in altri ambienti fluviali. Generalmente presentano l'asse maggiore dell'ordine del decimetro, anche se non mancano localmente blocchi fino al metro e più di diametro. Lungo l'alveo i ciottoli sono per lo più embriciati.

I depositi di conoide e quelli detritico-alluvionali sono accumuli detritici eterometrici ed eterogenei, generalmente mal classati e disorganizzati; i primi sono localizzati allo sbocco delle valli minori, i secondi negli impluvi generalmente molto acclivi. La maggior parte di essi è situata al di sopra dei terrazzi più recenti poiché, analogamente a quanto avviene per i terrazzi più antichi, vengono facilmente erosi una volta abbandonati dal canale alimentatore.

Età: Olocene.

## 2. - DEPOSITI DI VERSANTE

I depositi di versante presenti in questo foglio sono i corpi di frana, le coltri eluvio-colluviali sui versanti meno instabili e i detriti di falda alla base dei versanti più acclivi e delle scarpate.

### 2.1. - CORPI DI FRANA ( $a_1$ , $a_2$ )

A causa della natura prevalentemente argillosa e dell'elevata fratturazione dei terreni affioranti, nella fascia collinare le frane sono diffuse. Per facilitare la lettura della carta non è stato possibile riportare tutte le frane riconosciute e nella riduzione di scala sono state in generale eliminate tutte le coperture minori, mantenendo gli accumuli franosi che interessano strutture antropiche e centri urbani.

Le frane sono state distinte secondo il grado di attività, in evoluzione ( $a_1$ ) o senza indizi di evoluzione ( $a_2$ ).

Per corpi di frana in evoluzione ( $a_1$ ) si intendono gli accumuli caotici formati da detriti eterometrici e litologicamente eterogenei, talvolta monogenici, in matrice pelitica o limoso-sabbiosa, prodotti da "creep", scivolamenti, crolli e colate, con evidenti indizi di attività quali crepacciature del terreno o delle strade, danni ai manufatti o alle colture, chiara zona di denudamento e di accumulo.

In FCO sono presenti frane rotazionali. Dai versanti più acclivi e dalle scarpate costituiti dalle litologie più competenti, quali le arenarie della Formazione Marnoso-Arenacea, i gessi della Formazione della Vena del Gesso e le calcareniti dello Spungone, si hanno talora crolli di roccia e frane a blocchi, generalmente poco estesi.

Età: Olocene.

Per corpi di frana senza indizi di evoluzione ( $a_2$ ) si intendono i depositi di materiale eterogeneo, talvolta monogenico, in matrice pelitica o limoso-sabbiosa, che non presentano, al momento del rilevamento, evidenze di movimenti in atto o recenti. Tuttavia, per tali depositi non si può escludere una riattivazione in caso di condizioni anomale come, per esempio, eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma annuale o eventi sismici di elevata energia.

Rientrano in questa categoria anche le frane più antiche. Queste presentano indicatori di stabilità, come ad esempio il piede della frana scalzato per erosione senza nuovi dissesti, colonizzazione del corpo da parte di un bosco ad alto fusto o presenza di opere non recenti che non presentano danni dovuti a cedimenti del terreno.

Età: Pleistocene superiore?-Olocene.

### 2.2. - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI ( $a_4$ )

Lungo i versanti sono presenti accumuli detritici formati dall'azione congiunta della gravità e del ruscellamento superficiale. Si tratta per lo più di depositi eterogenei per lo più fini, costituiti da una matrice sabbioso-limosa inglobante

elementi eterogenei ed eterometrici, talora anche blocchi, non selezionati, poco arrotondati e a spigoli vivi. Di solito, la matrice si presenta arrossata per ossidazione e pedogenesi. Nell'area del foglio questi depositi hanno una scarsa diffusione, limitata alle zone dove affiorano terreni più stabili.

Sono compresi in questa categoria anche i prodotti del disfacimento delle rocce ad opera degli agenti atmosferici che non hanno subito trasporto.

Età: Pleistocene superiore?-Olocene.

### 2.3. - DETRITI DI FALDA (a<sub>6</sub>)

Nelle parti inferiori e ai piedi dei versanti più acclivi e delle scarpate di roccia, quali i gessi della Formazione della Vena del Gesso, le calcareniti dello Spungone e le arenarie della Formazione Marnoso-Arenacea, si formano accumuli di detriti di dimensioni variabili da pochi centimetri a blocchi anche di grosse dimensioni, talora immersi in matrice sabbioso-pelitica alterata e pedogenizzata.

Età: Pleistocene superiore?-Olocene.

PROGETTO  
CARGO

## VI - TETTONICA

L'evoluzione strutturale dell'Appennino settentrionale si sviluppa grazie all'impilamento di falde ed elementi tettonici, spesso con significato paleogeografico, per accrezione di prismi sedimentari durante e successivamente la fase di collisione ensialica (subduzione di tipo A di BALLY *et alii*, 1985), nel corso dell'orogenesi alpina iniziata nell'Eocene Medio.

Il foglio 239 si colloca a cavallo del margine morfologico appenninico-padano e quindi a cavallo anche del fronte pedeappenninico (*Pedeappenninic Thrust Front*, PTF, di BOCCALETTI *et alii*, 1985) che, sebbene non affiorante, costituisce l'elemento tettonico principale, qui corrispondente al fronte più interno delle Pieghe Romagnole di PIERI & GROPPI (1981) (fig.2).

In questo foglio non sono presenti falde alloctone; le successioni, non avendo subito importanti traslazioni, sono considerate autoctone. I terreni affioranti appartengono al dominio romagnolo (parte alta della Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola ed evaporiti messiniane) e al dominio padano (successione post-evaporitica del margine padano-adriatico).

In affioramento, questi terreni immergono, con assetto a monoclinale, verso NNE e poiché gran parte della catena appenninica di questo settore è sepolta dai depositi alluvionali recenti, l'assetto tettonico e la gerarchia delle strutture risultano meglio evidenti integrando i dati di superficie con quelli di sottosuolo (fig.2).

Le strutture principali sono *thrusts* nord/nord-est vergenti, attivi soprattutto nel Pliocene e nella parte bassa del Pleistocene, e *back-thrusts* tardivi, sud/sud-ovest vergenti, lungo cui si è sviluppata la deformazione quaternaria (v. anche la "Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo" di CERRINA FERONI *et alii*, 2002 e la "Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna" di BOCCALETTI *et alii*, 2004).

Per un inquadramento di sintesi delle principali strutture tettoniche affioranti e sepolte si veda lo schema tettonico allegato.

Le strutture affioranti “appenniniche”, cioè quelle strutture con direzione parallela all’asse della catena appenninica e che si sono presumibilmente formate durante le principali fasi orogenetiche del Pliocene e del Pleistocene inferiore (GASPERI *et alii*, 1986; CERRINA FERONI *et alii*, 2002), che si osservano nel foglio 239, si sono sviluppate soprattutto nella “vena del gesso”. Alla base della Formazione della Vena del Gesso sono infatti frequenti faglie a basso angolo che provocano raddoppi intraformazionali e retroscorrimenti sulle formazioni sottostanti (MARABINI & VAI, 1985).

La concentrazione di queste deformazioni nelle evaporiti messiniane può essere spiegata grazie al comportamento duttile del gesso che assume la funzione di livello plastico e quindi di livello di deformazione e scollamento preferenziale.

Le strutture affioranti più diffuse sono però quelle che mostrano anche la più recente attività, in quanto interressano tanto i terreni miocenici che quelli plio-pleistocenici e le Sabbie di Imola del Pleistocene. Si tratta di faglie e fratture con direzione trasversale all’asse della catena, perciò definite “antiappenniniche”, con componente trascorrente.

Anche la “vena del gesso” è interessata diffusamente da queste strutture antiappenniniche, che ne interrompono la continuità e dislocano le faglie appenniniche. Tuttavia, le dislocazioni lungo le faglie antiappenniniche sono sempre di modesta entità, al massimo di qualche centinaio di metri nei terreni più antichi.

In corrispondenza di queste faglie si sono impostati anche i principali corsi d’acqua.

In prossimità del margine sono presenti anche faglie appenniniche subverticali con movimenti prevalentemente estensionali *dip-slip*. Tali faglie estensionali sono al top della culminazione assiale dell’anticlinale sepolta del PTF e possono essere interpretate come l’espressione superficiale dell’attività delle pieghe sepolte.

La fratturazione, favorendo l’infiltrazione delle acque superficiali e la circolazione sotterranea anche in terreni altrimenti impermeabili, come i gessi, ha permesso anche lo sviluppo di fenomeni carsici e la formazione di numerose cavità ipogee (v. cap. X – Appendice 1). La stretta associazione tra la formazione delle grotte e la fratturazione è testimoniata anche dal marcato allungamento delle cavità secondo la direzione dei principali sistemi di fratture.

I primi depositi sostanzialmente indeformati che sigillano in discordanza i terreni deformati più recenti (IMO e depositi alluvionali antichi appartenenti al Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, da AES a AES<sub>6</sub>) sono le alluvioni riferibili a AES<sub>7</sub>. Oltre ai dati di terreno anche i dati di sottosuolo indicano la presenza di deformazioni tardo pleistoceniche. Nello schema tettonico allegato alla carta sono cartografate le isobate della base del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI, 650.000-450.000 anni), non affiorante in carta (v. anche la sezione C-C’ del foglio allegato geologia di sottosuolo) che indicano un’evidente deformazione ad anticlinale post 650.000 anni. Tenendo conto anche dei dati degli affioramenti è quindi ipotizzabile che l’ultima importante fase tettonica sia collocabile cronologicamente tra la deposizione di AES<sub>6</sub> e AES<sub>7</sub>, alla fine del Pleistocene medio. Tuttavia non è da escludere che la mancanza di buone esposizioni possa comportare un’errata

attribuzione cronologica delle deformazioni che potrebbero aver coinvolto terreni anche più giovani, in accordo con la frequente attività sismica dell'area e con quanto ipotizzato da FARABEGOLI & ONOREVOLI (1990) che hanno studiato la successione soprastante le Argille Azzurre, fino ai depositi continentali olocenici, affiorante nella sezione di S. Mamante (RA) nel quadrante SE.

Infatti, a dispetto della deformazione tettonica recente apparentemente modesta, questo settore del margine è interessato da frequente attività sismica, in particolare il faentino, dove, in passato, si sono verificati anche terremoti di magnitudo compresa tra 5 e 6. Le soluzioni focali disponibili indicano meccanismi prevalentemente compressivi con assi P di massima compressione mediamente orientati tra N-S e NNE-SSW (VANNUCCI *et alii*, 2004; BOCCALETTI *et alii*, 2004).

Anche l'analisi mesostrutturale svolta sui depositi quaternari del margine appenninico (GHISELLI & MARTELLI, 1997) indica per questo settore un campo di paleostress tardoquaternario compressivo con asse  $\sigma_1$  orientato circa NNE-SSW. Queste interpretazioni sono in perfetto accordo con i dati di *break-out* di pozzo che indicano un attuale regime di stress orizzontale di tipo compressivo con direzione di compressione NNE-SSW (MARIUCCI *et alii*, 1999).

PROGETTO  
CARGO



## VII - GEOLOGIA APPLICATA

(a cura di M.A. Cazzoli)

### 1. - PROPENSIONE AL DISSESTO

Nel foglio 239 i terreni con più alta propensione al dissesto sono le facies argillose e prevalentemente pelitiche della Successione post-evaporitica del margine Padano-Adriatico, vale a dire le Argille Azzurre e, quando presenti, le argille della Formazione a Colombacci.

Tuttavia, nel presente foglio la percentuale di territorio interessato da dissesti è modesta.

Secondo “I numeri delle frane”, rapporto derivato dalla cartografia geologica 1:10.000 e dall’ “Inventario del dissesto 1:25.000” della Regione Emilia-Romagna (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1999), più o meno la percentuale media di territorio coinvolta da frane ricadenti nei comuni del foglio 239 è inferiore al 10%.

L’area percentuale del territorio interessato da fenomeni franosi può essere espressa anche come Indice Regionale di Franosità Formazionale (IRFF), definito come il rapporto, a scala regionale, tra la superficie coperta dai corpi di frana e l’area di affioramento della formazione.

Per le formazioni argilloso-marnose affioranti nel presente foglio (FCO, FAA) IRFF è comunque inferiore al 20%.

La tipologia più comune è data da colate di fango e detrito che in versanti interessati da dissesti diffusi evolvono in frane rotazionali.

Nei terreni argillosi della successione post-evaporitica del margine Padano-Adriatico, il dissesto è generalmente diffuso grazie anche all’elevata velocità di erosione che impedisce lo sviluppo della copertura vegetale e favorisce la formazione di calanchi, talora anche spettacolari. L’erosione dei terreni argillosi è molto rapida e lo si percepisce, ad esempio, osservando le diverse edizioni delle carte topografiche, in cui si può apprezzare come le corone dei calanchi, in molti

casi, negli ultimi 20 anni siano arretrate da 10 a 20 metri.

Nelle aree calanchive e a dissesto diffuso, dominate da litotipi argillosi, si osservano frequentemente anche colate di fango, generalmente poco profonde. Alcune di queste possono essere parti di frane più complesse, generalmente più vaste e profonde, che spesso interessano l'intero versante.

Dove affiorano terreni caratterizzati da alternanza di arenarie e peliti, ad esempio FMA, IRFF è generalmente basso, intorno al 10%. Tuttavia, la presenza di interstrati pelitici, l'elevata fratturazione, che aumenta la permeabilità, e, localmente, il basso grado di cementazione possono concorrere alla formazione di frane superficiali che possono evolvere in frane rotazionali di più vaste dimensioni. Nel caso di stratificazione a franapoggio, sono presenti scorrimenti traslazionali in cui lo scivolamento avviene lungo le superfici di strato e, talora, sono presenti blocchi di roccia che hanno mantenuto la loro coerenza interna ed è possibile riconoscerne le caratteristiche stratigrafiche.

In presenza di scarpate di roccia, formate soprattutto dagli intervalli più arenacei di FMA e dai banchi dei gessi messiniani, si hanno crolli, in generale di modesta estensione. In tali casi IRFF è generalmente molto basso, minore del 5%. Tuttavia possono essere presenti anche scorrimenti profondi che comportano traslazioni in massa o frane complesse e articolate.

## 2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Le numerose cave di materiale inerte, prevalentemente sabbia e ghiaia, estratto dai depositi alluvionali relativamente recenti (unità AES<sub>8</sub>, ed AES<sub>7</sub>) lungo le aste fluviali adiacenti alle principali vie di comunicazione, rappresentano l'impronta più evidente dell'attività estrattiva nelle zone di fondovalle. Questi materiali sono stati utilizzati generalmente per rilevati stradali, in particolare modo nelle valli del Senio e del Lamone dove passano due importanti vie di comunicazione che collegano le province di Ravenna e Firenze. Generalmente sono state "tombate" con inerti e come tali hanno funzionato anche da discariche controllate, di limitata estensione areale; più raramente sono state utilizzate per scopi ricreativi, ad esempio creando laghetti per sport ittici.

Nella pianura faentina l'estrazione di materiale di origine alluvionale argilloso per laterizi e ceramiche riguarda i depositi pelitici o argillosi nelle cui vicinanze sorgono le fornaci per la cottura degli inerti, di cui le principali si trovano a Faenza ed a Castelbolognese. Le argille vengono utilizzate ormai esclusivamente dalle fabbriche di ceramiche, con una produzione tale da rappresentare a tutt'oggi un'attività fiorente.

Le attività abbandonate, generalmente legate alla produzione di materiali per l'edilizia, hanno tuttavia lasciato segni ben tangibili, come ad esempio le depressioni degli scavi a cielo aperto nelle vicinanze di stabilimenti.

In collina, segni evidenti delle attività estrattive sono presenti lungo la "vena del gesso", dal Senio al Lamone. In superficie, i segni di questa attività sono le

vaste bocche sostenute da colonne in roccia da cui dipartono le gallerie che permettono l'escavazione in profondità. Questa attività è ancora in corso nella valle del Senio nella cava di Borgo Rivola, che alimenta la zona industriale, nei pressi di Brisighella nella cava Monti, nota per la bella esposizione del contatto tra VGS e FCO (VAI & RICCI LUCCHI, 1978), e nella Fondo Marana.

Il materiale estratto è stato utilizzato nei tempi antichi perlopiù come materiale da costruzione o ornamentale, mentre già dalla fine dell'Ottocento ha alimentato le industrie chimiche legate allo zolfo ed ai suoi derivati.

L'estrazione di materiali gessosi è proseguita con intensità assai variabile nel tempo, a causa delle richieste dei vari prodotti che potevano subire lunghe interruzioni in funzione delle variazioni delle economie locali e delle esigenze. 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).

Piccole cave di arenaria sono invece visibili in collina, ad esempio lungo il T. Sintria o nei pressi di Fognano, nei membri più arenacei di FMA. Quest'attività è oggi abbandonata, poiché la debole cementazione delle arenarie faceva sì che per ottenere limitati quantitativi di pietra utilizzabile per l'edilizia venivano prodotti grandi quantitativi di materiale di scarto e l'ampliamento eccessivo delle aree per l'estrazione.

### 3. - IDROGEOLOGIA

I depositi ghiaiosi di canale fluviale che costituiscono le conoidi alluvionali (affioranti e sepolte) dei Fiumi Santerno, Lamone e marginalmente Montone, assieme a quella del torrente Senio, costituiscono le principali emergenze idrogeologiche del Foglio 239. Queste conoidi negli ultimi decenni sono state intensamente sfruttate, per fini idropotabili, agricoli e industriali.

Lo sfruttamento a fini idropotabili si è tuttavia fortemente ridotto a seguito dell'utilizzo, a partire dalla metà degli anni '90, delle acque di superficie provenienti dall'invaso di Ridracoli nell'alto Appennino forlivese.

Dati relativi alle caratteristiche idrogeologiche ed idrochimiche di queste conoidi sono riportati in vari lavori di carattere regionale, la sintesi più recente è nella "Relazione sullo stato dell'ambiente '99" (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2000).

Dal punto di vista della pianificazione della risorsa idrica di recente è stato realizzato il Piano di Tutela delle Acque (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2004), ai sensi di quanto indicato dal Decreto Legislativo 152/1999. Questo documento contiene anche numerosi approfondimenti tecnici relativi alle acque superficiali e sotterranee di tutta l'Emilia-Romagna.

Con riferimento all'area del foglio 239, i lavori citati indicano che sulla base delle variazioni medie annue della piezometria la zona delle conoidi alluvionali risente di una certa tendenza alla diminuzione della risorsa, mentre gli acquiferi

dell'antistante pianura alluvionale mostrano invece una tendenza all'aumento. Nonostante questi aumenti di piezometria, la zona della bassa pianura del foglio 239 registra elevati valori di subsidenza (fino a 2,5 circa centimetri all'anno nell'ultimo ventennio, al margine nord orientale del foglio). Tali abbassamenti sono di un ordine di grandezza maggiori a quelli naturali, deducibili dalle datazioni al  $^{14}\text{C}$  effettuate nello stesso areale, che indicano nel sondaggio 239 S4 valori del tasso di sedimentazione di circa 2 millimetri all'anno per gli ultimi 13.000 anni (si veda la tabella 3).

La subsidenza pare quindi essere dovuta a prelievi idrici pregressi rispetto all'intervallo temporale utilizzato per la misurazione del trend della piezometria. È noto infatti che l'interruzione o comunque il calo dei prelievi idrici di sottosuolo produce rapidamente una risalita della superficie piezometrica, mentre la compattezza dei livelli argillosi prossimi agli acquiferi captati permane più a lungo nel tempo, provocando quindi il perdurare del fenomeno della subsidenza.

Dal punto di vista della qualità delle acque, la risorsa risulta abbastanza compromessa, essendo presenti nitrati in quantità vicine o anche maggiore rispetto al limite di legge nelle porzioni apicali delle conoidi del foglio 239, specialmente per il fiume Santerno e torrente Senio. Le variazioni medie annue dell'andamento dei nitrati in falda mostrano una certa tendenza all'aumento per il Santerno ed il Senio ed una stazionarietà per il settore più orientale.

Il principale contributo fornito dagli elaborati della Carta Geologica, del Foglio allegato e delle presenti note alla risoluzione dei problemi di tipo idrogeologico è sicuramente lo schema stratigrafico e geometrico tridimensionale dei corpi geologici di sottosuolo. Questo schema, illustrato nelle sezioni e nelle carte geologiche di sottosuolo del Foglio allegato, propone una chiave per prevedere la distribuzione nel sottosuolo dei principali acquiferi ed acquitardi.

Gli elaborati prodotti permettono di notare che la porzione meridionale delle conoidi (si veda in particolare la sezione di figg. 11 e 12) è costituita da una zona apicale in cui le ghiaie sono amalgamate tra loro e formano un acquifero freatico monostrato. La zona di amalgamazione delle ghiaie è quella in cui si ha la ricarica diretta di tutta la conoide, sia dalle infiltrazioni efficaci, sia dagli alvei; essa quindi costituisce l'areale in cui prestare la massima attenzione ai fini della protezione idrogeologica.

A valle della zona di amalgamazione i diversi lobi di conoide si separano e tra essi si interpongono dei depositi fini di spessore crescente procedendo verso nord (si vedano figg. 11 e 12). I diversi acquiferi (acquifero multifalda) sono quindi disconnessi dalla superficie e acquisiscono tutti i caratteri di acquiferi confinati.

Secondo quanto riportato nella descrizione stratigrafica delle singole unità si sottolinea come i principali acquiferi, ovvero quelli più spessi e arealmente più continui, corrispondano alle porzioni terminali delle unità riconosciute nel sottosuolo, caratterizzate per l'appunto dallo sviluppo di estesi lobi di conoide alluvionale. Gli acquitardi più estesi corrispondono invece ai depositi prevalentemente argillosi e limosi (talora organici) presenti nella parte inferiore delle unità. Questi caratteri degli acquiferi e degli acquitardi del foglio 239 sono del tutto analoghi

a quelli riconosciuti e descritti nella gran parte delle conoidi sepolte dei sistemi alluvionali appenninici emiliano-romagnoli (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

Il più superficiale degli acquiferi di cui sono composte le conoidi del foglio 239 corrisponde al lobo di conoide sommitale del Subsistema di Villa Verucchio (AES<sub>7</sub>); nelle porzioni più prossimali l'acquifero comprende anche la porzione di ghiaie del Subsistema di Ravenna (AES<sub>8</sub>) laddove esse si amalgamano con le precedenti. La geometria tridimensionale di questo acquifero è deducibile dalla lettura dei diversi elaborati presenti nel Foglio allegato alla Carta Geologica.

Durante la campagna geognostica sono state effettuate misure della conducibilità idraulica media, attraverso l'esecuzione di alcune prove di permeabilità in foro (prova Lefranc a carico variabile); i valori sono riportati nella tabella 4.

Durante la stessa campagna sono stati anche prelevati alcuni campioni indisturbati in terreni particolarmente fini, su di essi si sono effettuate alcune analisi di laboratorio: l'analisi granulometrica con il metodo dei setacci, e la misura della conducibilità idraulica per via edometrica. I valori misurati sono riportati in tabella 5.

#### 4. - ACQUE MINERALI E TERMALI

La presenza di acque minerali, sempre ricche di zolfo, è quasi esclusivamente associata agli affioramenti dei gessi messiniani. Si tratta di acque fossili, ovvero di fluidi di origine marina rimasti intrappolati nei sedimenti messiniani che nel corso del tempo hanno mantenuto le stesse caratteristiche, probabilmente confinate tra strati argillosi impermeabili, o si sono arricchite grazie ai solfati e cloruri presenti nella roccia. La relazione tra dissoluzione dei gessi nel sottosuolo ed emergenza di acque ricche di solfati e cloruri è evidente dalla presenza sia di zolfo che di sale di origine marina nei fluidi associati a VGS. La risalita di queste

TAB. 4 - Valori della conducibilità idraulica orizzontale misurati in alcuni orizzonti grossolani durante la campagna geognostica.

Sondaggio	Profondità	Unità stratigrafica	Tessitura	Conducibilità idraulica orizzontale (m/sec)
S 1	65	AES indiff.	Ghiaia in matrice sabbiosa	$3.9 \cdot 10^{-4}$
S 1	179	IMO	Sabbia fine	$2.2 \cdot 10^{-5}$
S 3	24	AES 8	Sabbia media	$1.7 \cdot 10^{-5}$
S 5	9.7	AES8	Ghiaia in matrice sabbiosa	$1.7 \cdot 10^{-5}$
S 6	15	AES7	Ghiaia in matrice sabbiosa	$4.5 \cdot 10^{-5}$
S 7	19	AES7	Sabbia fine	$3.9 \cdot 10^{-6}$
S 8	8.5	AES7	Ghiaia in matrice sabbiosa	$3.7 \cdot 10^{-6}$

Tab. 5 - Valori della conducibilità idraulica e di granulometria misurati in laboratorio da alcuni campioni prelevati in orizzonti fini durante la campagna geognostica.

Sondaggio	Profondità	Unità stratigrafica	Conducibilità idraulica (m/sec)	Granulometria (misure effettuate con il metodo del densimetro)
S 1	78.5 – 79	AEI	3.74 10 <sup>-10</sup>	Limo 65% - Argilla 35%
S 2	15 – 15.5	AES 8	5.1 10 <sup>-10</sup>	Limo 70% - Argilla 30%
S 2	54.5 – 55	AESindiff.	2.5 10 <sup>-10</sup>	Limo 65% - Argilla 35%
S 2	122 – 122.5	AEI	1.9 10 <sup>-11</sup>	Limo 64% - Argilla 36%
S 3	16.6 – 17	AES 8	1.2 10 <sup>-10</sup>	Limo 34% - Argilla 66%
S 4	15 – 15.5	AES 8	7.1 10 <sup>-11</sup>	Limo 59% - Argilla 41%
S10	39.9 – 40.5	AES7	1.7 10 <sup>-10</sup>	Limo 38% - Argilla 62%
S10	60 – 60.5	AES6	9.7 10 <sup>-11</sup>	Limo 48% - Argilla 52%
S10	87 – 87.5	AES indiff.	9.8 10 <sup>-11</sup>	Limo 39% - Argilla 61%
S10	126.5 – 127	AES indiff.	9.6 10 <sup>-11</sup>	Limo 34% - Argilla 66%

acque è praticamente sempre causata dalla presenza di faglie e sistemi di frattura aperti che permettono la fuoriuscita dal “serbatoio” gessoso.

Le terme di Riolo utilizzano le acque cloro-saline ed in minor misura anche ferruginose, contenute in VGS. Vengono utilizzate tre sorgenti poste a circa 95 metri s.l.m.; si tratta delle sorgenti “Rio Vecchio”, “De’ Bagni” e “Serravalle”, la cui temperatura alla sorgente è rispettivamente di 13°, 15° e 16,5°. Vi è anche una sorgente acidulo ferruginosa (denominata Chiusa di Serravalle) che sgorga da due scaturigini ravvicinate.

Le terme di Brisighella utilizzano le acque cloro-saline contenute in VGS che scaturiscono da diverse sorgenti; la sorgente cosiddetta di “Colombarino”, con acque solforose, è ad una altezza di 123 metri s.l.m. e la temperatura alla sorgente è di 17°; la sorgente “Molino di Zano” è di tipo salino-iodurata ed ha temperatura di 16,5°; la sorgente “Bovi” è di tipo salino-solforosa con temperatura di 14°; la sorgente del Rio Palazzo o Villa Spada è di tipo salino- ferruginosa ed ha temperatura di 17,5°.

Inoltre, vi sono molte altre fonti minori, ad esempio lungo il Lamone, di portata minore e poco conosciute.

Sorgenti solforose di limitata portata (pochi decilitri al secondo) contraddistinte dal caratteristico odore, da spalmature biancastre attorno al punto di fuoriuscita e più raramente da fuoriuscita di metano, si trovano anche lungo le faglie e le diaclasi nei rii incisi in FMA. L’origine di queste acque è più profonda, probabilmente legata alla circolazione nella sottostante successione carbonatica.

## APPENDICE 1

### CAVITÀ IPOGEE

(a cura di M.A. Cazzoli)

Nel foglio 239 lo sviluppo di grotte naturali di una qualche rilevanza avviene quasi esclusivamente nei gessi messiniani dove sono sempre associate ad un sistema carsico ben sviluppato nel sottosuolo (si veda ad esempio BAGNARESI *et alii*, 1994); l'unica eccezione, tra le cavità naturali censite, è rappresentata da una grotta sviluppata nelle calcareniti dello Spungone. Indicazioni sulla loro esistenza è ben documentata e registrata in BERTOLANI *et alii* (1980).

La formazione e distribuzione areale delle cavità ipogee in rocce gessose è generalmente 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 sotterranea. Lo sviluppo intricato di grotte, buche, inghiottitoi, rii sotterranei, ecc. è strettamente legato alla complessità tettonica che interessa questa formazione; all'intensa tettonizzazione di VGS corrisponde un numero elevatissimo di morfologie carsiche assieme allo sviluppo di forme irregolari e talora discontinue.

Esistono comunque altri tipi di cavità di scarsa importanza in altre formazioni geologiche, quali grotte effimere estese pochi metri a ridosso dell'alveo del Torrente Senio, generalmente sviluppate in zone particolarmente fratturate dove l'erosione del fiume è riuscita a formare delle cenge.

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

- Grotta del Re Tiberio loc. Borgo Rivola (36 RA), risorgente fossile complessa in VGS.
- Risorgente di Ca' Roccale loc. Isola (101 RA), risorgente attiva in VGS.

- Tana della Volpe loc. Monticino (102 RA), complesso in VGS.
- Buco sotto il Monticino loc. Monticino (103 RA), inghiottitoio inattivo in VGS.
- Buco sopra la Cava loc. Ca' Marana (104 RA), inghiottitoio inattivo in VGS.
- Crepaccio II della Riva del Gesso loc. Monte della Volpe (105 RA), diaclasi in VGS.
- Grotta a SE di Ca' Cavulla loc. Ca' Marana (106 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Grotta Lina Benini (Buco del Noce) loc. Ca' Cavulla (107 RA), inghiottitoio complesso in VGS.
- Buco della Croce loc. Monte Rontana (108 RA), inghiottitoio in VGS.
- Buco I di Monte Rontana loc. Monte Rontana (109 RA), inghiottitoio inattivo in VGS.
- Buco II di Monte Rontana loc. Monte Rontana (110 RA), inghiottitoio inattivo in VGS.
- Buco III di Monte Rontana loc. Monte Rontana (111 RA), inghiottitoio inattivo in VGS.
- Buco IV di Monte Rontana loc. Monte Rontana (112 RA), inghiottitoio inattivo in VGS.
- Buco V di Monte Rontana loc. Monte Rontana (113 RA), pozzo unico in VGS.
- La Tanaccia loc. Ca' Varnello (114 RA), complesso in VGS.
- Buchi del Torrente Antico loc. Monte Rontana (115 RA), complesso in VGS.
- Grotta Biagi loc. Ca' Varnello (116 RA), inghiottitoio complesso in VGS.
- Inghiottitoio di Ca' Torre loc. Ca' Torre (117 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Inghiottitoio sopra Rio Stella loc. Borgo Rivola (118 RA), inghiottitoio in VGS.
- Buco del Gatto loc. Castelnuovo (119 RA), inghiottitoio in VGS.
- Abisso Casella (Abisso di Marana) loc. Ca' Marana (120 RA), inghiottitoio in VGS.
- Abisso L. Fantini (Abisso del Monte Rontana, Abisso di Pilato) loc. Monte Rontana (121 RA), inghiottitoio complesso in VGS.
- Buco dell'Edera loc. Ca' Cavulla (122 RA), inghiottitoio in VGS.
- Grotta di Col Vedreto loc. Col Vedreto (124 RA), cavità tettonica in VGS.
- Buco I di Monte Mauro loc. Monte Mauro (125 RA), cavità tettonica in VGS.
- Buco II di Monte Mauro loc. Monte Mauro (126 RA), fenditura inghiottitoio in VGS.
- Buco III di Monte Mauro loc. Monte Mauro (127 RA), cavità relitto in VGS.
- Buco IV di Monte Mario loc. Monte Mauro (128 RA), fenditura inghiottitoio in VGS.
- Inghiottitoio a O di Ca' Siepe loc. Sassatello (365 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Grotta I Preistorica a N di Castelnuovo loc. Castelnuovo (366 RA), cavernetta in VGS.
- Grotta II Preistorica a N di Castelnuovo loc. Castelnuovo (367 RA), cavernetta in VGS.



- Grotta a O dei Crivellari loc. I Crivellari (368 RA), inghiottitoio in VGS.
- Pozzi di Ca' Roccale loc. Isola (369 RA), complesso in VGS.
- Crepaccio I della Riva del Gesso loc. Monte della Volpe (371 RA), fenditura in VGS.
- Grotta sorgente del Rio Basino loc. Isola (372 RA), risorgente attiva in VGS.
- Crepaccio sopra Ca' Bosco loc. Monte Mauro (374 RA), cavità tettonica in VGS.
- Abisso Carnè loc. Monte Rontana (376 RA), inghiottitoio in VGS.
- Grotta Brussi loc. Ca' Varnello (380 RA), cavità complessa in VGS.
- Grotta a N di Ca' Carnè loc. Ca' Carnè (381 RA), inghiottitoio in VGS.
- Grotta I di Ca' Boschetti loc. Borgo Rivola (382 RA), complesso in VGS.
- Grotta II di Ca' Boschetti loc. Borgo Rivola (383 RA), inghiottitoio in VGS.
- Grotta dei Banditi loc. Monte Mauro (384 RA), cunicolo tettonico in VGS.
- Inghiottitoio di Rio Stella loc. Ca' Pedreto (385 RA), inghiottitoio complesso in VGS.
- Buco del Tasso loc. Castelnuovo (386 RA), inghiottitoio in VGS.
- Grotta sotto la Rocca di Monte Mauro loc. Monte Mauro (387 RA), cavità tettonica in VGS.
- Grotta della Colombaia loc. Ca' la Villa (388 RA), torrente sotterraneo in VGS.
- Grotta del Pilastrino loc. Ca' la Villa (389 RA), inghiottitoio in VGS.
- Pozzo I di Ca' Monte loc. Ca' Monte (390 RA), pozzo in VGS.
- Pozzo II di Ca' Monte loc. Ca' Monte (391 RA), pozzo in VGS.
- Abisso di Ca' Monte loc. Ca' Monte (392 RA), inghiottitoio in VGS.
- Pozzo del Chiodo loc. Monticino (393 RA), pozzo diaclasi in VGS.
- Grotta risorgente di Ca' Carnè loc. Ca' Carnè (394 RA), risorgente in VGS.
- Pozzo a NE di Ca' Carnè loc. Ca' Carnè (395 RA), inghiottitoio in VGS.
- Pozzi a E di Ca' Piantè loc. Ca' Piantè (396 RA), diaclasi complessa in VGS.
- Inghiottitoio De Gasperi loc. Ca' Pedreto (397 RA), inghiottitoio fossile in VGS.
- Grotta grande dei Crivellari loc. I Crivellari (398 RA), inghiottitoio in VGS.
- Abisso Faenza loc. Parco Carnè (399 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Grotta risorgente del Rio Cavinale loc. Castelnuovo (457 RA), risorgente perenne in VGS.
- Inghiottitoio a NE di Ca' Piantè loc. Ca' Piantè (458 RA), inghiottitoio in VGS.
- Grotta presso La Ca' loc. Pietramora (460 RA), cavità tettonica in SPG.
- Inghiottitoio del Rio Bicocca loc. Rio Bicocca (461 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Pozzo del Rio Bicocca loc. Ritortolo (462 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Grotta presso Ca' La Valle loc. Ritortolo (463 RA), cavità tettonica in VGS.
- Grotte del Monte Incisa loc. Ca' Bosco (464 RA), cavità tettonica in VGS.
- Pozzo sopra Ca' Co di Sasso loc. Co di Sasso (465 RA), cavità tettonica in VGS.

- Abisso sopra Ca' Co di Sasso loc. Co di Sasso (466 RA), cavità tettonica in VGS.
- Grotta sopra Ca' Co di Sasso loc. Co di Sasso (467 RA), cavità tettonica in VGS.
- Pozzo a SO di Ca' Vedreto loc. Ca' Vedreto (468 RA), cavità tettonica in VGS.
- Pozzi a S di Ca' Vedreto loc. Ca' Vedreto (469 RA), cavità tettonica in VGS.
- Buco a N di Ca' Cavulla loc. Ca' Cavulla (470 RA), complesso in VGS.
- Abisso Acquaviva loc. Ca' Cavulla (520 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Grotta sotto Ca' Castellina loc. Monte Mauro (521 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Grotticella a O dell'Abisso Faenza loc. Ca' Carnè (522 RA), cavità relitto in VGS.
- Crepaccio a SO di Ca' La Ca' loc. Pietramora (523 RA), cavità relitto in VGS.
- Crepaccio a E di Ca' Carnè loc. Pietramora (527 RA), inghiottitoio in VGS.
- Grotta a N dell'Abisso Fantini loc. Monte Rontana (528 RA), inghiottitoio in VGS.
- Pozzo a SO di Ca' Gesso loc. Castelnuovo(529 RA), inghiottitoio inattivo in VGS.
- Inghiottitoio di Gesso loc. Gesso (530 RA), inghiottitoio attivo in VGS.
- Grotta Preistorica I a S di Ca' Cavulla loc. Ca' Cavulla (534 RA), cavernetta in VGS.
- Grotta Preistorica II a S di Ca' Cavulla loc. Ca' Cavulla (535 RA), cavernetta in VGS.
- Buco I sotto Ca' Varnello loc. Ca' Varnello (536 RA), inghiottitoio in VGS.
- Buco II sotto Ca' Varnello loc. Ca' Varnello (537 RA), inghiottitoio in VGS.
- Risorgente a NO di Ca' Boschetti loc. Ca' Boschetti (538 RA), risorgente attiva in VGS.
- Grotta del Passo loc. Monte Mauro (541 RA), diaclasi complessa in VGS.
- Grotta della Palina loc. Monte Mauro (542 RA), cavità tettonica in VGS.

## APPENDICE 2

**CRONOSTRATIGRAFIA, BIOSTRATIGRAFIA E  
PALEOAMBIENTI**

(a cura di S.C. Vaiani)

Lo studio micropaleontologico eseguito sui terreni affioranti nel foglio 239 ha interessato essenzialmente le associazioni a foraminiferi ed è finalizzato a fornire un solido quadro biostratigrafico e paleoambientale delle unità litostратigrafiche.

Le specie di foraminiferi sono state riconosciute seguendo le descrizioni originali e le indicazioni tassonomiche di alcune pubblicazioni di riferimento e in particolare: WRIGHT (1978a), COLALONGO *et alii* (1979), AGIP (1982), KENNETH & SRINIVASAN (1983), BOLLI & SAUNDERS (1985), IACCARINO (1985), SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI (1993) e RASMUSSEN (2005). Lo schema biostratigrafico utilizzato per la caratterizzazione delle associazioni a foraminiferi planctonici è riportato in fig. 1 e costituisce una versione leggermente modificata degli schemi di DONDI & PAPETTI (1968), COLALONGO & SARTONI (1979), COLALONGO *et alii* (1984) e IACCARINO (1985). La parte pleistocenica dello schema è stata rivista per meglio adattarla al contesto locale, in particolare è stata inserita la zona a *Neogloboquadrina pachyderma* ad avvolgimento sinistrorso la cui base ben approssima il limite Pliocene / Pleistocene ed è definita dal primo aumento di frequenza delle forme sinistrorse del marker. Questa zona costituisce una versione modificata della zona a *Globorotalia pachyderma* di DONDI & PAPETTI (1968) ed è stata inserita al posto della zona a *Globigerina cariacensis* comunemente usata nell'area mediterranea (si veda ad esempio BORSETTI *et alii*, 1979; IACCARINO, 1985), in quanto nell'area in esame questo marker è presente in rari campioni, mentre *Neogloboquadrina pachyderma* sinistrorsa, secondo studi micropaleontologici quantitativi eseguiti in successioni della parte centrale del foglio 239 (VAIANI & VENEZIA, 1999), mostra una notevole continuità e frequenze ciclicamente elevate legate a fattori climatici, (almeno fino

all'Emiliano). I sedimenti marini pleistocenici stratigraficamente più elevati della successione, dalla parte alta dell'Emiliano allo Ioniano, presentano faune a foraminiferi planctonici poco diversificate essenzialmente a causa dell'instaurarsi di ambienti marini di piattaforma e costieri. Probabilmente per questo motivo non si rinviene *Globorotalia truncatulinoides excelsa*, la cui comparsa segna la base del sottopiano Siciliano (*sensu* RUGGIERI & SPROVIERI, 1975). In parte di questi depositi può tuttavia essere utilizzata la microfauna a foraminiferi bentonici, in particolare la comparsa di *Hyalinea baltica*, un "ospite nordico" che ben approssima la base del sottopiano Emiliano (PASINI & COLALONGO, 1994; BARBIERI *et alii*, 1998). Questa specie si osserva con notevole continuità entro i sedimenti di piattaforma continentale, mentre è presente solo in alcuni casi nei depositi di transizione alla piattaforma; inoltre, pur trattandosi di una forma bentonica, la posizione stratigrafica della prima comparsa sembra essere ben confrontabile con quella osservata in numerose successioni mediterranee (VAIANI & VENEZIA, 1999).

Gli eventi a foraminiferi planctonici utilizzati nello schema sono indicati in fig. 1, sono stati inoltre inseriti ulteriori bioeventi riconosciuti in questi terreni utili per fornire un quadro biostratigrafico di elevato dettaglio. La tabella 6 riporta le

Tab. 6 - Principali eventi utilizzati per lo studio biostratigrafico. FO = first occurrence; LO = last occurrence; FCO = first common occurrence; FAO = first abundant occurrence; FRO = first regular occurrence. Riferimenti : 1 - VAIANI *et alii*, 1999; 2 - BARBIERI *et alii*, 1998; 3 - SPROVIERI, 1993; 4 - LOURENS *et alii*, 1996; 5 - SIERRO *et alii*, 2001; 6 - KRIJGSMAN *et alii*, 1997; 7 - SPROVIERI *et alii*, 1999; 8 - HILGEN *et alii*, 2000.

<i>specie</i>	<i>evento</i>	<i>età</i>	<i>riferimento</i>
<i>Globorotalia truncatulinoides excelsa</i>	FO	1,23 ± 0.06	1
<i>Saidovina karreriana</i>	FO	1,42	2
<i>Bolivinita quadrilatera</i>	FO	1,46	2
<i>Hyalinea baltica</i>	FO	1,73 ± 0.02	1
<i>Globorotalia cariacensis</i>	FO	1,77 ± 0.04	1
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	avvolg. sin. FCO	1,82 ± 0.04	1
<i>Globorotalia inflata</i>	FO	2,15 ± 0.04	1
<i>Globorotalia bononiensis</i>	LO	2,45	3
<i>Globorotalia bononiensis</i>	FO	3,31	3
<i>Globorotalia punctulata</i>	LO	3,57	3 - 4
<i>Globorotalia crassaformis</i>	FO	3,60	4
<i>Globorotalia margaritae</i>	LO	3,81	4
<i>Globorotalia punctulata</i>	FO	4,52	3 - 4
<i>Globorotalia margaritae</i>	FCO	6,36	4
<i>Turborotalita multiloba</i>	FAO	6,42	5
<i>Globorotalia nicolae</i>	FO	6,83	6
<i>Globorotalia conomiozea</i>	FRO	7,24	6
<i>Globorotalia suterae</i>	FO	7,61	5
<i>Globigerinoides obliquus extremus</i>	FO	8,27	7
<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>	FRO	10,55 ± 0.03	8

età dei principali bioeventi osservati; queste sono tratte da alcune delle numerose ricerche recentemente pubblicate relative a successioni dell'area mediterranea. Dal confronto fra i dati pubblicati si osservano variazioni di età generalmente modeste (dell'ordine di alcune migliaia di anni) e che per ciò si ritiene non siano significative per gli scopi essenzialmente biostratigrafici di queste note. Lo schema proposto può inoltre essere correlato con la biozonatura a nannofossili calcarei (fig. 1) proposta da RIO *et alii* (1990) e RAFFI *et alii* (2003).

L'interpretazione paleoambientale delle microfaune a foraminiferi bentonici si basa sul confronto con le associazioni viventi e su studi paleoecologici (WRIGHT, 1978b; MURRAY, 1991). Considerata inoltre la differenziazione regionale di queste associazioni, il confronto è stato eseguito principalmente con le microfaune del Mediterraneo (si veda ad esempio BLANC-VERNET, 1969; JORISSEN, 1987 e RASMUSSEN, 2005). Lo studio dei foraminiferi bentonici ha permesso di individuare un ampio spettro di ambienti: che vanno dal continentale-lagunare al mare aperto, fino a circa 1000 metri di profondità. I dati microfaunistici hanno inoltre fornito utili informazioni sul contenuto in materia organica e ossigeno all'interfaccia acqua/sedimento, e per i depositi marino-marginali e lagunari, hanno dato indicazioni sul grado di salinità e sugli afflussi di acque continentali; per questi sedimenti i dati relativi alle associazioni a foraminiferi sono stati localmente integrati dall'analisi delle ostracofaune. Ulteriori approfondimenti sull'evoluzione paleoambientale e paleoclimatica di numerose successioni plioceniche e quaternarie nell'area del foglio 239 sono reperibili in specifici lavori, quali ad esempio COLALONGO (1968); VAI (1988); COLI *et alii* (1992); AMOROSI *et alii* (1998a, b); VAIANI & VENEZIA, (1999); VAIANI (2000).

Il quadro cronostratigrafico nell'intervallo che interessa le unità litostratigrafiche del Foglio 239 è in gran parte formalizzato, almeno per i termini che vanno dal Tortoniano al limite Pliocene-Pleistocene e le suddivisioni riportate in fig. 1 tengono conto di questa recente stabilizzazione (GRADSTEIN *et alii*, 2004). Per i criteri di suddivisione del Quaternario si fa riferimento ai lavori di VAI (1996) e CITA *et alii* (2006).

PROGETTO  
CARGO

### APPENDICE 3














#### STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI ESEGUITI PER IL PROGETTO CARG

In questa appendice sono riportate le stratigrafie descrittive dei sondaggi a carotaggio continuo eseguiti appositamente per la realizzazione della Carta Geologica (sondaggi del Progetto CARG).

Nelle stratigrafie riportate è illustrato il profilo granulometrico in termini di contenuto di argilla, limo, sabbia (fine e grossolana) e ghiaia (fine e grossolana), il contenuto in sostanza organica, la presenza di alcuni costituenti particolari (fossili o legni), di particolari strutture sedimentarie (paleosuoli) e l'età rilevata al carbonio 14. A lato del profilo granulometrico sono riportate le associazioni di facies e le unità stratigrafiche a cui viene riferito il singolo intervallo. Le sigle delle unità si riferiscono a quelle presenti nella Carta Geologica. L'ubicazione dei sondaggi è illustrata in figura 9.

Il sondaggio 239 S1 è rappresentato in fig. 14 e descritto al titolo IVb cap. 3.1.

## LEGENDA DELLE STRATIGRAFIE DEI CAROTAGGI

4m s.l.m.	QUOTA DEL PIANO DI CAMPAGNA RIFERITA AL LIVELLO DEL MARE
	INTERVALLO NON RECUPERATO O FORTEMENTE DISTURBATO
	TRACCE DI SOSTANZA ORGANICA
	ABBONDANTE SOSTANZA ORGANICA DIFFUSA E TORBE
	FRUSTOLI VEGETALI
	FRAMMENTI DI LEGNO
	FOSSILI
	FOSSILI CONTINENTALI
	FOSSILI MARINI
	RADICI
	BIOTURBAZIONE DIFFUSA
	FITTA LAMINAZIONE PIANOPARALLELA
 20'	LAMINAZIONE OBLIQUA E ANGOLO MASSIMO OSSERVATO
	SUOLO EVOLUTO (PARZIALMENTE O TOTALMENTE DECARBONATO)
7420 ± 60	ETA' 14C IN KA B.P. NON CALIBRATA
A	ARGILLE
L	LIMI
S	SABBIE
G	GHIAIE

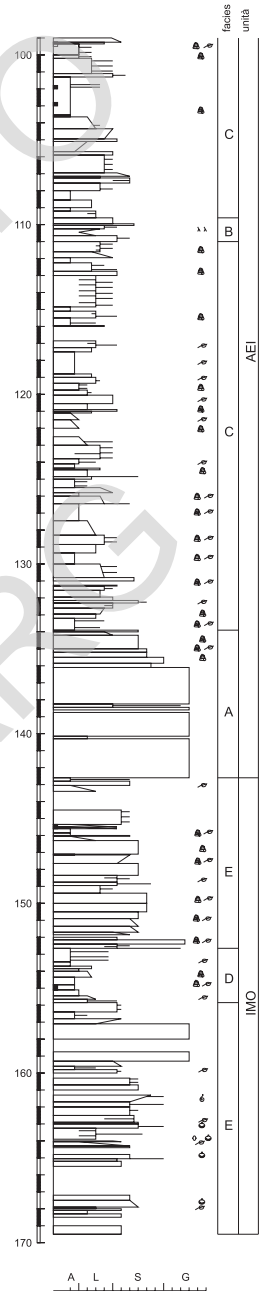
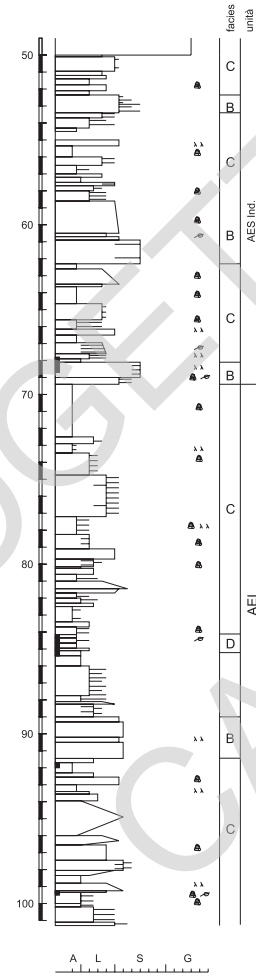
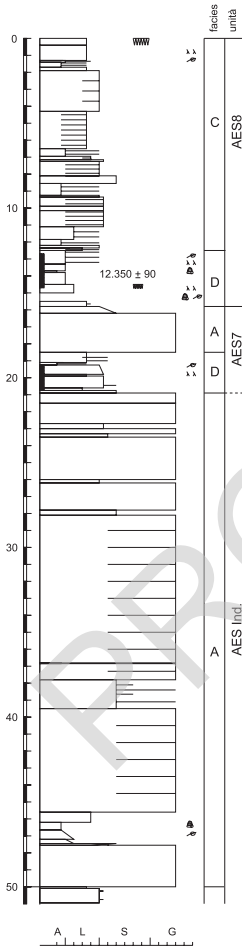
associazioni di facies

### DEPOSITI ALLUVIONALI

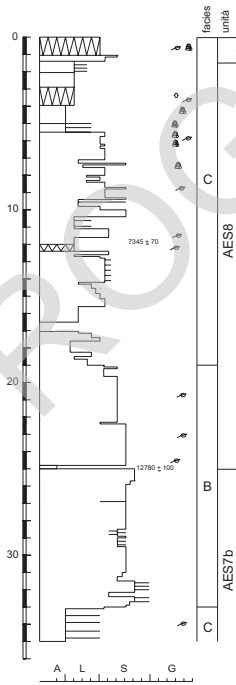
A	GHIAIE DI RIEMPIMENTO DI CANALE FLUVIALE
B	SABBIE DI RIEMPIMENTO DI CANALE FLUVIALE
C	ALTERNANZE DI SABBIE, LIMI E ARGILLE DI TRACIMAZIONE E DI ROTTA FLUVIALE
D	ARGILLE E LIMI CON SOSTANZA ORGANICA PALUSTRE



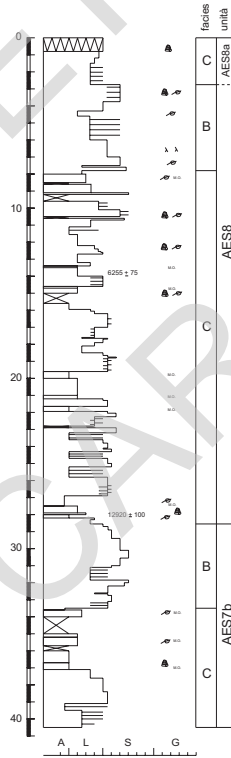
239-S2  
FAENZA



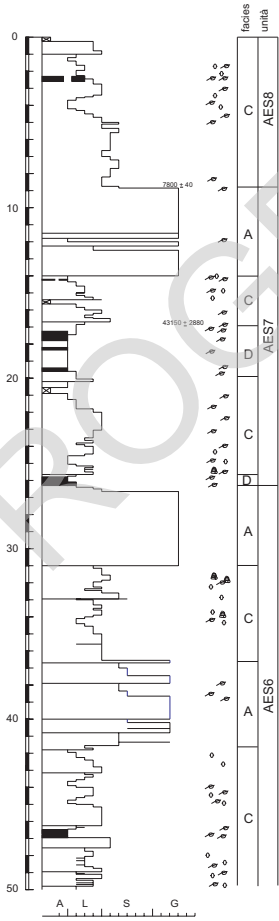
239-S3  
PIEVE DI CESATO



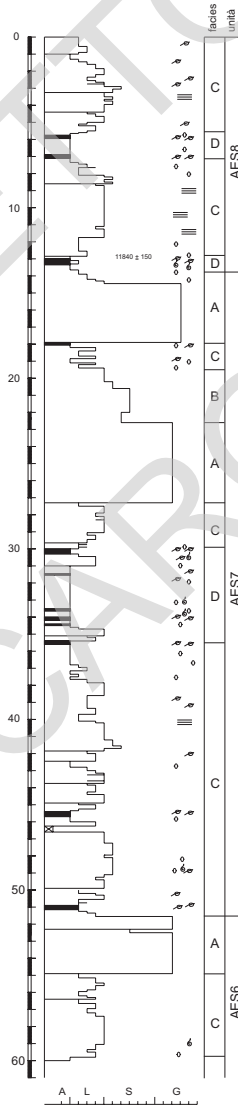
239 S4  
BONCELLINO



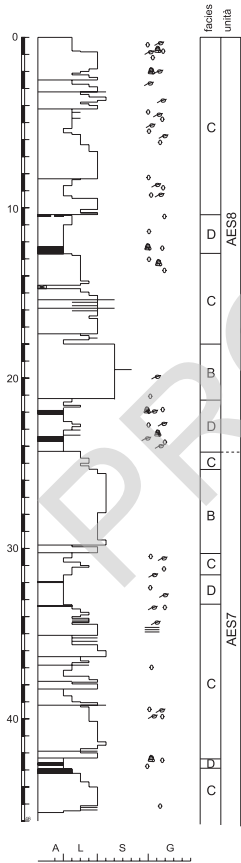
239-S5  
VILLA MONALDINA



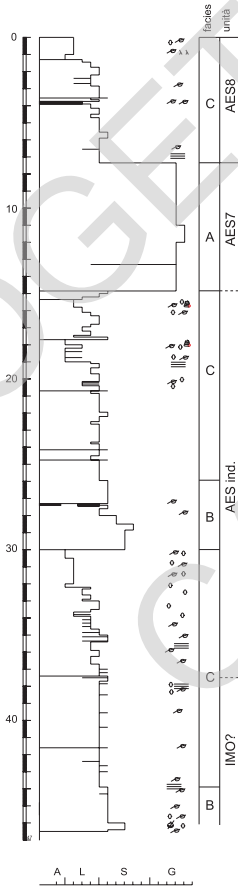
239-S6  
MORDANO



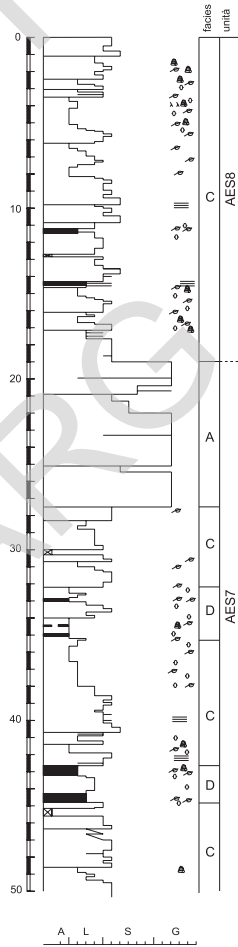
239-S7  
BARBIANO SUD



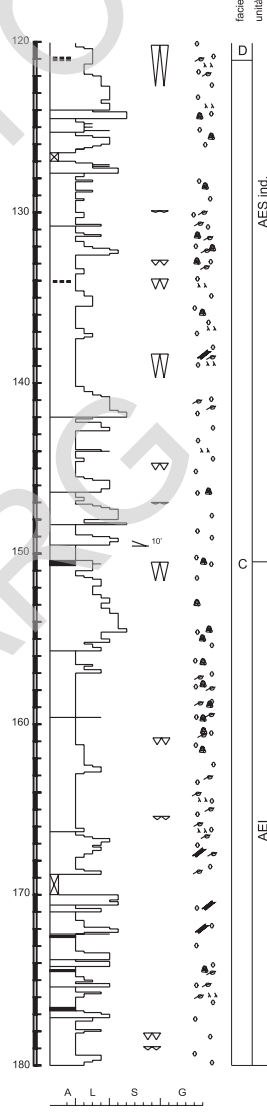
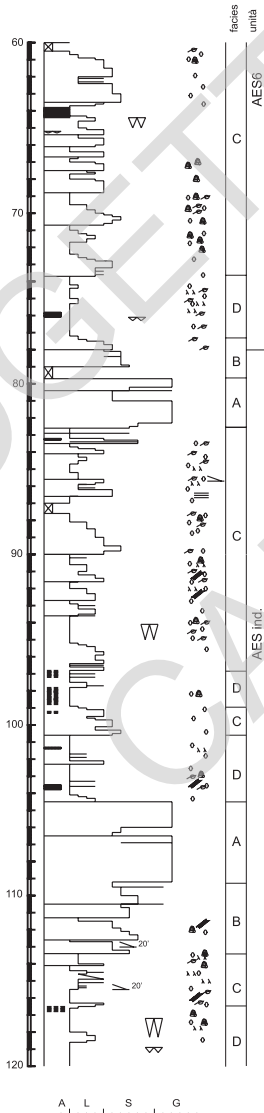
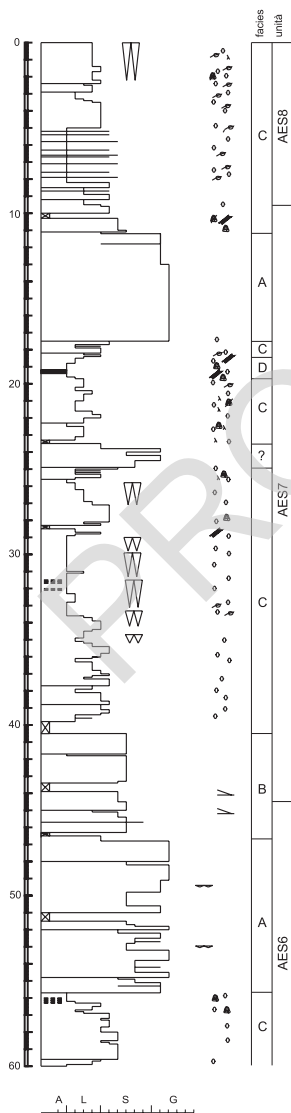
239-S8  
CASTELBOLOGNESE SUD



239-S9  
CASTELBOLOGNESE SVINCOLO



239-S10  
CUCCUROBELLO



## BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1982) - *Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario)*. Tavole: I-LII, Milano.
- AMOROSI A., BARBIERI M., CASTORINA F., COLALONGO M.L., PASINI G. & VAIANI S.C. (1998b) - *Sedimentology, micropalaeontology, and strontium-isotope dating of a lower-middle Pleistocene marine succession ("Argille Azzurre") in the Romagna Apennines, northern Italy*. 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, **60**, 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)*. Geologia Insubrica, **2/2**, 149-159.
- AMOROSI A., CENTINEO M.C., COLALONGO M.L., PASINI G., SARTI G. & VAIANI S.C. (2003) - *Facies architecture and latest Pleistocene-Holocene depositional history of the Po Delta (Comacchio area)*. Italy. Journal of Geology, **111**, 39-56.
- AMOROSI A., CIBIN U., GABBIANELLI G., SEVERI P., SIMEONI U., STEFANI M. & VINCENZI S. (2004b) - *Late Quaternary evolution of the Po Plain from surface and subsurface data: a traverse from the Apennines to the Adriatic Sea*. 32<sup>nd</sup> International Geological Congress, Florence, Field Trip Guide Book – B24, 1-20.
- AMOROSI A. & COLALONGO M.L. (2005) - *The linkage between alluvial and coeval nearshore marine successions: evidence from the Late Quaternary record of the Po River Plain, Italy*. In: M.D. BLUM, S.B. MARRIOTT & S.F. LECLAIR (Eds.), *Fluvial Sedimentology VII*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment. **35**, 257-275.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FIORINI F., FUSCO F., PASINI G., VAIANI S.C. & SARTI G. (2004a) - *Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records*. Global and Planetary Change, **40**, 55-78.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., PASINI G. & PRETI D. (1999) - *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy)*. Sedimentology, **46**, 99-121.
- AMOROSI A. & FARINA M. (1995) - *Large-scale architecture of a thrust-related alluvial complex from subsurface data: the Quaternary succession of the Po Basin in the Bologna area (northern Italy)*. Giornale di Geologia, **57/1-2**, 3-16.
- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. & DI DIO G. (1996) - *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy*. Sedimentary Geology, **102**, 275-295.
- AMOROSI A., FORLANI L., FUSCO F. & SEVERI P. (2001) - *Cyclic patterns of facies and pollen associations from Late Quaternary deposits in the subsurface of Bologna*. GeoActa, **1**, 83-94.
- AMOROSI A. & MARCHI N. (1999) - *High-resolution sequence stratigraphy from piezocone tests: an example from the Late Quaternary deposits of the SE Po Plain*. Sedimentary Geology, **128**, 69-83.
- ANTOLINI P. & CREMONINI G. (1990) - *Litostratigrafia e tettonica della Formazione Marnoso-arenacea romagnola fra le valli del Lamone e del Savio (Appennino Settentrionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 447-458.
- 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.
- BARBIERI M., CASTORINA F., COLALONGO M.L., PASINI G. & VAIANI S.C. (1998) - *Worldwide correlation of the Pliocene/Pleistocene GSSP at Vrica (Southern Italy) confirmed by strontium isotope stratigraphy*. Newsletters on Stratigraphy, **36**, 177-187.

- BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L., & SEVERI P. (1990) – *Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S. Sofia*. Mem. Descr. Carta. Geol. d'It., XLVI (1991), 231-244.
- BERTOLANI M., FORTI P. & REGNOLI R. (1980) - *Il catasto delle cavità naturali in Emilia-Romagna*. Pitagora (Ed.), pp. 249, Bologna.
- BLANC-VERNET L. (1969) - *Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée*: Travaux de la Station Marine d'Endoume, Marseille: 281 pp.
- BLUM M.D. (1993) - *Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas*. In: WEIMER P. & POSAMENTIER H.W. (eds.), *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. Tulsa AAPG Memoir **58**, 259-283.
- BOCCALETTI M., BONINI M., CORTI G., GASPERINI P., MARTELLI L., PICCARDI L., TANINI C. & VANNUCCI G. (2004) - *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000. Con note illustrative*. Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli – CNR, Istituto di Georisorse e Geoscienze, Firenze. S.EL.CA., Firenze.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (Eds.) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale*. CNR Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, pubbl. 429.
- 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.
- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: *Plankton Stratigraphy* (ed. by H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen), pp.155-262. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- BORSETTI A.M., CATI F., COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Biostratigraphy and absolute ages of the Italian Neogene*. Ann. Geol. Hellen., 7<sup>th</sup> Internat. Congr. Medit. Neogene, Athens, pp. 183-197.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI P. (1969) - *Geological Map of Northern Apennines and adjoining areas*. CNR.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 223 - Ravenna (2002). Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 199 – Parma Sud (2005). APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 219 - Sassuolo (2005). APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 240-241 – Forlì-Cervia (2005). APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 256 - Rimini (2005). APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- 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 221 – Bologna (in stampa). ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 222 – Lugo (in stampa). ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000, Foglio 238 – Castel S.Pietro Terme (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.
- CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (2002) – *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna, Servizio geo-

- logico, sismico e dei suoli – CNR, Istituto di Georisorse e Geoscienze, Pisa. S.EL.CA., Firenze.
- CIBIN U., DI GIULIO A., MARTELLI L., CATANZARITI R., POCCIANTI C., ROSSELLI S. & SANI F. (2004) – *Factors controlling foredeep turbidite deposition: the case of Northern Apennines (Oligo-Miocene, Italy)*. In: LOMAS S. A. & Joseph P. (eds): *Confined Turbidite Systems*. Geological Society, London, Special Publications, **222**, 115-134.
- CITA M. B., CAPRARO L., CIARANFI N., DI STEFANO E., MARINO M., RIO D., SPROVIERI R. & VAI G. B. (2006) - *Calabrian and Ionian: A proposal for the definition of Mediterranean stages for the Lower and Middle Pleistocene*. Episodes; **29**, 107-114.
- CNR-CCGG (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Quaderni, serie III, vol. 1, Serv. Geol. Naz., Roma.
- COLALONGO M.L. (1968) - *Cenozoa a foraminiferi ed ostracodi del Pliocene e basso Pleistocene della serie del Santerno e dell'Appennino romagnolo*. Giorn. Geol., **35**, 29-61.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPJERI R. & TOMADIN L. (1978) - *Palaeoenvironmental study of the "Colombacci" Formation in Romagna (Italy): The Cella Section*. Mem. Soc. Geol. It., **16** (1976), 197-216, Palermo.
- COLALONGO M.L., DI GRANDE A., D'ONOFRIO S., GIANNELLI L., IACCARINO S., ROMEO M. & SALVATORINI G. (1979) – *Stratigraphy of Late Miocene Italian sections straddling the Tortonian/Messinian boundary*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana; Modena, **18**, 258-302.
- COLALONGO M.L., PASINI G., RAFFI I., RIO D., SARTONI S. & SPROVIERI R. (1984) - *Biochronology of the Italian Marine Pliocene and Lower Pleistocene*. Proc. 27<sup>th</sup> IGC, **3**, 109-127.
- COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia*. Progetto Finalizzato Geodinamica CNR, Pubbl. **251**, 645-654.
- COLI M., LANDUZZI A., SANI F. & VAI G.B. (1992) - *Itinerario N° 9. Da Firenze a Faenza (km 106). Una traversa dal bacino Firenze-Pistoia alla Pianura Padana attraverso il Mugello e l'Appennino romagnolo*. In: Bortolotti (a cura di), Appennino tosco-emiliano. Guide Geologiche Regionali S.G.I., BE-MA, **4**, 224-243.
- CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1996) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea*. Il Quaternario, **9**, 697-704.
- CREMASCHI M. (1979) – *Alcune osservazioni sul paleosuolo delle conoidi "Wurmiane" poste al piede dell'Appennino emiliano*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **2**, 187-195.
- CREMASCHI M. (1982) - *La formazione fluviolacustre del Pleistocene inferiore-medio nel pedepennino emiliano*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.), Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. Ital., 145-149.
- CREMASCHI M. (1983) - *Il Pleistocene litorale e continentale del margine pedeappenninico forlivese e la posizione stratigrafica dei siti del Paleolitico inferiore ivi rinvenuti*. In: AA.VV., Le più antiche tracce dell'uomo nel territorio forlivese e faentino. Catalogo della Mostra, 33-40, Grafiche M.D.M., Forlì.
- 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., ANTOLINI P., PIALLI G. & RICCI LUCCHI F. (2001) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio n. 254 Modigliana. Con Note Illustrative*. Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna. S.EL.CA., Firenze
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a colombacci in Romagna*; Giorn. Geol., s. **2**, **42**, 61-82, Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1982) - *Note illustrative alla Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo, tavv: Cusercoli e Borello*, Pitagora (Ed.), pp. 25, Bologna.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds) (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico padano*.



- Guide Geologiche Regionali S.G.I., Bologna, pp. 247.
- DALLA S., ROSSI M., ORLANDO M., VISENTIN C., GELATI R., GNACCOLINI M., PAPANI G., BELLI A., BIFFI U. & CATRULLO D. (1992) - *Late Eocene-Tortonian tectono-sedimentary evolution in the western part of the Padan basin (northern Italy)*. *Paleont. y Evol.*, **24-25**, 341-362.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. *Giornale di Geologia*, **48**, 197-225.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana* In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.), *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. *Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. Ital.*, 205-236.
- DONDI L. & PAPERI I. (1968) - *Biostratigraphical zones of Po Valley Pliocene*. *Gior. Geol.* **35(3)**, 63-98.
- ELMI C., BERGONZONI A., MASSA T., MONTALETTI V., BARATELLA P.L. & RONCHI A. (1984) - *Il territorio di pianura del Comune di Bologna: aspetti geologici e geotecnici*. *Giornale di Geologia*, **46 (2)**, 127-152.
- ELMI C., NESCI O., SAVELLI D. & MALTARELLO G. (1987) - *Depositi alluvionali terrazzati del margine adriatico appenninico: processi geomorfologici e neotettonica*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **106**, 717-721.
- EMBRY A.F. (1993) - *Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago*. *Can. J. Earth. Sci.*, **30**, 301-320.
- EMBRY A.F. (1995) - *Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin* (Ed. by R.J. Steel, V.L. Felt, E.P. Johannessen and C. Mathieu), *Spec. Publ. Norwegian Petrol. Soc.*, **5**, 1-11.
- FAO (1967) - *Aerial photo interpretation in soil survey*, *Soils Bulletin*, **6**, 54 pp.
- FARABEGOLI E. (1983) - *Note illustrative alla Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo*, tavv. Cesena e Sogliano al Rubicone, Pitagora (Ed.), pp. 39, Bologna.
- FARABEGOLI E. (1985) - *Note geologiche sul territorio di S. Lazzaro di Savena*. In: F. LENZI, G. NENZIONI & C. PERETTO (eds.), *Materiale e documenti per un museo della preistoria. S. Lazzaro di Savena e il suo territorio*, Catalogo del museo, Nuova Alfa Editoriale, Bologna, 13-26.
- FARABEGOLI E. (1987) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, Savignano sul Rubicone, sezione 256090*, Regione Emilia-Romagna - Università degli Studi di Bologna, Bologna.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1989) - *Introduzione all'analisi dei depositi alluvionali quaternari del margine appenninico-padano. Il fiume Savio*. *Giornale di Geologia*, **51**, 119-146.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1990) - *La sezione di S. Mamante (Faenza) nel quadro evolutivo neotettonico ed eustatico del Quaternario dell'Appennino romagnolo*. *Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica*, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; *Mem. Descr. Carta. Geol. d'It.*, XLVI (1991), 417-432.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1991) - *La sezione di S. Mamante (Faenza) nel quadro evolutivo neotettonico ed eustatico del Quaternario dell'Appennino romagnolo*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **46**, 417-432.
- GALLOWAY W. E. (1989) - *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. *A.A.P.G. Bull.*, **73**: 125-142.
- GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines)*. *J. Sed. Petr.*, **53 (2)**, 493-507.
- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M.P., CARDARELLI A., CATTANI M. & LABATE D. (1987) - *Evoluzione plio-quaternaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura*. *Note illustrative alla carta geologica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39**, 375-431.
- GASPERI G., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene evolution of the Northern Apennines on the Po Valley side*. *Giorn. Geol. ser.* **3**, **48 (1-2)**, 187-195.
- GHISELLI F. & MARTELLI L. (1997) - *Evoluzione dei campi di stress lungo il margine appenninico-padano dal Pleistocene all'Attuale: analisi strutturale dei depositi pleistocenici affioranti tra Castell'Arquato (Piacenza) e Rimini*. *Il Quaternario*, **10 (2)**, 437-444.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A. G., BLEEKER W. & LOURENS L.J. (2004) - *A new geologic time*

- scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**: 83–100.
- HILGEN F. J., KRIJGSMAN W., RAFFI I., TURCO E. & ZACHARIASSE W.J. (2000) - *Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy)*. *Mar. Micropal.*, **38**, 181-211.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: *Plankton Stratigraphy* (ed. by H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen), 283-314. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- JORISSEN F.J. (1987) - *The distribution of benthic Foraminifera in the Adriatic Sea*: *Mar. Micropal.*, **12**: 21-48.
- KENNETT J.P. & SRINIVASAN M.S. (1983) - *Neogene planktonic foraminifera*: A phylogenetic atlas. Hutchinson Ross Publ. Company, Stroudsburg, 265 p.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., MARABINI S. & VAI G.B. (1999) - *New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy)*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **54**, 25-33.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., NEGRI A., WIJBRANS J.R. & ZACHARIASSE W.J. (1997) - *The Monte del Casino section (Northern Apennines, Italy): a potential Tortonian/Messinian boundary stratotype?*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **133**, 27-47.
- LOURENS L.J., ANTONARAKOU A., HILGEN F.J., VAN HOOF A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C. & ZACHARIASSE W.J. - (1996) - *Evaluation of the Pliocene to early Pleistocene astronomical time scale*. *Paleoceanography*, **11**, 391-413
- MARABINI S., LENAZ R. & VAI G.B. (1987) - *Pleistocene superiore e Olocene del margine pedeappenninico romagnolo: rapporto preliminare*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **10**, 33-37.
- MARABINI S. & VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 21-42, Roma.
- MARIUCCI M.T., AMATO A. & MONTONE P. (1999) - *Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines (Italy)*. *Tectonics*, **18**, 108-118.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation*. In: FARINACCI A. (a cura di) *Proc. 2nd Int. Conf. Planktonic Microfossils Roma*. Ed. Tecnoscienza, **2**, 739-785.
- MIALL A.D. (1978) - *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. In: A. D. MIALL, ed., *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 597-604.
- MURRAY, J.W. (1991) - *Ecology and palaeoecology of benthic Foraminifera*: Longman Scientific & Technical, U.K.: 397 pp.
- 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.
- NASC (1983) - *North American Stratigraphic Code*. North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. *AAPG Bulletin*, V. **67**, No. **5** (May 1983), 841-875.
- ORI G.G. (1982) - *Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, River Reno, Po Plain (northern Italy)*. *Sedimentary Geology*, **31**, 231-248.
- ORI G.G. (1993) - *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po Plain (northern Italy)*. *Sediment. Geol.*, **83**, 1-14.
- PASINI, G. & COLALONGO, M.L. (1994) - *Proposal for the erection of the Santerchia/Emilian boundary-stratotype (lower Pleistocene) and new data on the Pliocene/Pleistocene boundary-stratotype*: *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, **33**: 101-120.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geologic structure of the Po Plain, Italy*. Pubblicazione n. 414 del Progetto Finalizzato Geodinamica, pp. 23.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition I:*

- Conceptual framework*. In: Sea Level Changes: An Integrated Approach (Ed. by C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST. C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **42**, 109-124.
- PRETI D. & GUERMANDI M. (1991) - *Esempio di applicazione delle "Unità Allostratigrafiche"*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **46**, 551-553.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49**: 1-26.
- RASMUSSEN T.L. (2005) - *Systematic paleontology and ecology of benthic foraminifera from the Pliocene-Pleistocene Kallithea Bay Section, Rhodes, Greece*. Cushman Foundation Special Publication **39**, 53-157.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1994) - *I suoli dell'Emilia-Romagna*. A cura di N. FILIPPI & L. SBARBATI. Servizio Cartografico – Ufficio pedologico. Regione Emilia-Romagna. 383 pp.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1999) - *I numeri delle frane*. A cura di Garberi M.L., Palumbo A. & Pizziolo M., Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico e Geologico. S.EL.CA., Firenze, 94 pp.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (2000) - *Relazione sullo stato dell'ambiente '99*. Bologna, pp. 408.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (2004) - *Piano di tutela delle acque* - Relazione Generale. Bologna, pp. 371.
- 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.
- REGIONE LOMBARDIA & ENI-AGIP (2002) - *Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia*. pp. 130, Selca Firenze
- RICCI LUCCHI F. (1967) - *Formazione Marnoso-Arenacea romagnola*. In: Selli R. (ed.), Guida alle escursioni, Com. Neog. Medit., IV Congr.: p. 111-120, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In Squires C. (Ed.), Geology of Italy, **2**, pp. 259-376, Tripoli.
- RICCI LUCCHI F. (1981) - *The Miocene Marnoso-Arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. Excursion n. 7, 2nd IAS Eur. Reg. Meeting, Bologna.
- RICCI LUCCHI F., BASSETTI M.A., MANZI V. & ROVERI M. (2002) - *Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica*. Studi Geologici Camerti, **1**, 127-142.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.F., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S., & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia nel margine appenninico*. In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (a cura di) "Guida alla geologia del margine appenninico-padano", Guide Geol. Reg. della S.G.I., pp. 17-46.
- 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.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. Proc. ODP Sci. Res., **107**, 513-533.
- ROVERI M., BASSETTI M.A. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective*. Sedimentary Geology, **140**, 201-214.
- ROVERI M., MANZI V., BASSETTI M.A., MERINI M. & RICCI LUCCHI F. (1998) - *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern-Romagna (northern Apennines, Italy)*. Giorn. Geol., **60**, 119-142.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1975) - *La definizione dello stratotipo del Piano Siciliano e le sue conseguenze*. Riv. Min. Siciliana, **26**, 8-14.
- 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 (margini romagnolo della catena appenninica): dati preliminari*. Geofitalia, I Forum FIST, Riassunti, **2**, 261-263.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., ser. 2: 1-268, Bologna.
- SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEI M. (1993) - *Benthic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **32**: 145-264.
- SIERRO F.J., KRIEGSMAN W., HILGEN F.J. & FLORES J.A. (2001) - The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol., **168**, 141-169
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **99**, 371-414.
- SPROVIERI M., BELLANCA A., NERI R., MAZZOLA S., BONANNO A., PATTI B. & SORGENTE R. (1999) - *Astronomical calibration of the Late Miocene stratigraphic events and analysis of precessionally driven paleoceanographic changes in the Mediterranean basin*. Mem. Soc. Geol. It., **118**, 7-24.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) - *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-Marine Letters, **14**, 41-51.
- VAI G.B. (1984) - *Quando barrivano sul Castellaccio gli ultimi elefanti?* In: Pagine di vita e storia imolesi, CARS Imola, **2**, 195-219.
- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology. The Lamone Valley*. In: De Giuli C. & Vai G.B. (a cura di), Fossil Vertebrates in the Lamone Valley Romagna Apennines, field trip guidebook. 7-37.
- VAI G.B. (1996) - *Revisione critico-storica dei piani marini del Quaternario*. Serv. Geol. Ital. Miscell. **6**, 179 pp.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *The Vena del Gesso in Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsified algal crusts*. Mem. Soc. Geol. It., **16**, 217-249.
- VAIANI S.C. (2000) - *Testing the applicability of Strontium Isotope Stratigraphy in marine to deltaic Pleistocene deposits: an example from the Lamone River Valley (northern Italy)*, Journal of Geology; Chicago, **108**, 585-599.
- VAIANI S.C., BARBIERI M., CASTORINA F. & COLALONGO M.L. (1999) - *Integrated strontium isotope stratigraphy and biochronology in the upper Pliocene and Pleistocene of DSDP Site 132 (western Mediterranean)*. Giornale di Geologia; Bologna, **61**, 37-45.
- VAIANI S.C. & VENEZIA P. (1999) - *La sezione pleistocenica del Lamone (Appennino romagnolo); associazioni a foraminiferi ed evoluzione paleoambientale*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana; Modena, **38**, 39-57.
- 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.
- VANNUCCI G., PONDRELLI S., ARGNANI A., MORELLI A., GASPERINI P. & BOSCHI E. (2004) - *An atlas of mediterranean seismicity*. Annals of Geophysics, suppl. Vol. **47**, n. 1, 247-306.
- VEGGIANI A. (1994) - *I deterioramenti climatici dell'età del ferro e dell'alto medioevo*. Bollettino della Società Torricelliana di Scienze e Lettere, Faenza, **45**, 3-80.
- WRIGHT, R.G. (1978a) - *Neogene benthic foraminifers from DSDP LEG 42A, Mediterranean Sea*. Init. Repts. DSDP, **42**: 709-726.
- WRIGHT, R.G. (1978b) - *Neogene paleobathymetry in the Mediterranean based on benthic foraminifera from DSDP leg. 42A*: Init. Repts. DSDP, **42**: 837-846.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hibrid arenites: their composition and classification*. Journ. Sed. Petr., **50**, 21-29.