



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 220

CASALECCHIO DI RENO

A cura di

L. Martelli¹, A. Benini¹, M.T. De Nardo¹ (*settore collinare e montano*)

P. Severi¹ (*settore di pianura*)

Con contributi di: **L. Caporale¹**

Biostratigrafia: **M.L. Colalongo², G. Pasini³ & S.C. Vaiani²**

Palinologia: **M. Bassetti²**

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

² Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

³ Istituto di Geologia Marina - CNR Bologna

Ente realizzatore:



Regione Emilia-Romagna

Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S.Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale:

S.Falcetti, D. Tacchia

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

Coordinamento informatizzazione:

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

Coordinamento allestimento cartografico per la stampa:

A. Angelelli (direzione lavori), S. Scappini

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

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

Stampa: **SYSTEMCART S.r.l.** Roma - 2009

INDICE

| | | |
|------------|--|--------|
| I | - INTRODUZIONE | pag. 7 |
| II | - CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI | « 11 |
| III | - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO REGIONALE | « 15 |
| IVa | - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ MARINE | « 19 |
| 1. | - LIGURIDI | « 20 |
| 1.1. | - UNITÀ CASSIO | « 21 |
| 1.1.1. | - <i>Argille a Palombini</i> | « 21 |
| 1.1.2. | - <i>Arenarie di Scabiazza</i> | « 21 |
| 1.1.3. | - <i>Argille Varicolori di Cassio</i> | « 22 |
| 1.2. | - UNITÀ MONGHIDORO | « 23 |
| 1.2.1. | - <i>Formazione di Monghidoro</i> | « 23 |
| 1.3. | - UNITÀ SAMOGGIA | « 23 |
| 1.3.1. | - <i>Argille Varicolori della Val Samoggia</i> | « 24 |
| 1.3.2. | - <i>Formazione di Poggio</i> | « 25 |
| 1.3.3. | - <i>Formazione di Savigno</i> | « 25 |
| 2. | - SUCCESSIONE EPILOGURE | « 26 |
| 2.1. | - FORMAZIONE DI LOIANO | « 27 |
| 2.2. | - MARNE DI MONTE PIANO | « 28 |
| 2.3. | - BRECCE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO - CANOSSA | « 28 |
| 2.4. | - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA | « 29 |
| 2.5. | - FORMAZIONE DI CONTIGNACO | « 30 |
| 2.6. | - FORMAZIONE DI PANTANO | « 30 |
| 2.7. | - FORMAZIONE DI CIGARELLO | « 31 |
| 2.8. | - FORMAZIONE DEL TERMINA | « 32 |
| 2.9. | - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA | « 33 |
| 3. | - SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO | « 34 |
| 3.1. | - FORMAZIONE A COLOMBACCI | « 34 |
| 3.2. | - ARGILLE AZZURRE | « 35 |
| 3.3. | - FORMAZIONE DI MONTERUMICI | « 36 |
| 3.4. | - FORMAZIONE DI MONTE ADONE | « 37 |
| 3.5. | - SABBIE DI IMOLA | « 37 |

| | | | |
|------------|--|---|-----|
| IVb | - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ QUATERNARIE CONTINENTALI | « | 43 |
| 1. | - METODOLOGIA DI RILEVAMENTO DELLE UNITÀ QUATERNARIE CONTINENTALI | « | 43 |
| 1.1. | - CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE | « | 44 |
| 1.2. | - CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO | « | 46 |
| 1.2.1. | - <i>Realizzazione della Banca Dati Geognostici</i> | « | 46 |
| 1.2.2. | - <i>Elaborazione di uno schema geologico preliminare</i> | « | 46 |
| 1.2.3. | - <i>Esecuzione di nuove indagini di sottosuolo</i> | « | 49 |
| 2. | - UNITÀ STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO | « | 52 |
| 3. | - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO | « | 54 |
| 3.1. | - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE | « | 57 |
| 3.2. | - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE | « | 58 |
| 3.2.1. | - <i>Subsintema di Liano</i> | « | 66 |
| 3.2.2. | - <i>Subsintema di Torre Stagni</i> | « | 67 |
| 3.2.3. | - <i>Subsintema di Bazzano</i> | « | 68 |
| 3.2.4. | - <i>Subsintema di Villa Verucchio</i> | « | 70 |
| 3.2.5. | - <i>Subsintema di Ravenna</i> | « | 76 |
| 3.3. | - DEPOSITI QUATERNARI INTRAPPENNINICI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA | « | 79 |
| 4. | - TESSITURE E AMBIENTI DEPOSIZIONALI | « | 81 |
| 4.1. | - PIANA INTRAVALLIVA, CONOIDE E PIANA ALLUVIONALE | « | 82 |
| 4.1.1. | - <i>Ghiaie di canale fluviale</i> | « | 82 |
| 4.1.2. | - <i>Sabbie e limi di canale, argine e rotta fluviale</i> | « | 82 |
| 4.1.3. | - <i>Limi e argille di piana inondabile</i> | « | 83 |
| 5. | - ILLUSTRAZIONE DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLA PIANURA | « | 83 |
| 5.1. | - CARTA GEOLOGICA DI SUPERFICIE | « | 84 |
| 5.2. | - FOGLIO ALLEGATO ALLA CARTA GEOLOGICA - GEOLOGIA DI SOTTOSUOLO | « | 85 |
| V | - TETTONICA | « | 91 |
| 1. | - PRINCIPALI STRUTTURE TARDO-QUATERNARIE | « | 94 |
| 2. | - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA QUATERNARIA | « | 98 |
| VI | - GEOLOGIA APPLICATA | « | 101 |
| 1. | - FRANE | « | 101 |
| 2. | - IDROGEOLOGIA | « | 102 |
| 2.1. | - PREMessa | « | 102 |
| 2.2. | - INQUADRAMENTO IDROSTRATIGRAFICO | « | 103 |

| | | | |
|------|--|---|-----|
| 2.3. | - AREE DI RICARICA DIRETTA | « | 103 |
| 2.4. | - VULNERABILITÀ DEI GRUPPI ACQUIFERI | « | 104 |
| 3. | - SUBSIDENZA | « | 104 |

APPENDICE 1

| | | |
|--|----------|------------|
| STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI ESEGUITI PER IL PROGETTO CARG | « | 107 |
|--|----------|------------|

| | | |
|--------------------------|----------|------------|
| BIBLIOGRAFIA..... | « | 116 |
|--------------------------|----------|------------|

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

I rilievi geologici eseguiti per la realizzazione di questo foglio sono stati svolti alla scala 1:10.000 negli anni '80 nell'ambito del progetto "Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000" della Regione Emilia-Romagna e, a partire dal 1991, revisionati per l'allestimento alla scala 1:50.000.

Gran parte del foglio ricade nella provincia di Bologna mentre la porzione più occidentale ricade nella provincia di Modena ed è compreso tra le valli del Panaro a ovest e del Reno a est. Il limite orientale attraversa il centro di Bologna mentre quello occidentale passa per Vignola (MO). Il limite meridionale attraversa la periferia nord di Sasso Marconi (BO), passando poco a nord di Savigno (BO), mentre quello settentrionale attraversa Castelfranco Emilia (MO).

Il foglio è attraversato circa a metà dal margine appenninico-padano che segna il limite, in questo caso orientato circa est-ovest, tra il settore appenninico a sud e la Pianura Padana emiliano-romagnola a nord.

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

Per favorire le correlazioni alla scala della catena, le successioni riconosciute sono state riunite in grandi insiemi (Liguridi, Successione epiligure, Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico) sul cui significato esiste un generale accordo alla scala della catena.

La legenda della carta è organizzata secondo l'ordine di sovrapposizione geo-

metrica riconoscibile sul terreno, mentre la descrizione delle unità stratigrafiche nelle presenti note (cap. IV) segue l'ordine di sovrapposizione geometrica per quanto riguarda le Liguridi e l'ordine cronologico, dalla più antica alla più recente, per quanto riguarda i terreni non strutturati in unità tettoniche (Successione epiligure e Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico).

La maggior parte delle informazioni sulla stratigrafia e la struttura delle successioni appenniniche qui affioranti deriva da rilevamenti nei fogli limitrofi, dove affiorano le successioni tipo e le unità sono meglio rappresentate; inoltre, dato l'avanzato stadio di realizzazione del progetto CARG negli altri settori dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, i dati sulle età delle successioni marine derivano per lo più dai rilevamenti e da analisi svolte per la realizzazione dei fogli limitrofi.

Lo schema tempo riportato nello schema stratigrafico a margine della carta deriva dalle "Tavole stratigrafiche" a cura di CATANZARITI *et alii* allegate alla Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo" di CERRINA FERONI *et alii* (2002), alle quali si rimanda per la bibliografia dei lavori che hanno permesso la costruzione della scala cronologica.

Al contrario, le indagini per la descrizione dei terreni della pianura si sono rivelati di notevole importanza per la definizione del quadro stratigrafico e strutturale a scala regionale e quindi nelle presenti note la descrizione delle unità stratigrafiche della pianura presenta un dettaglio decisamente maggiore.

La metodologia di rilevamento adottata per i terreni continentali quaternari, illustrata in dettaglio nel capitolo IVb), ha permesso di produrre una grande quantità di dati anche nel sottosuolo di pianura, praticamente ignorato dalla produzione cartografica precedente. I dati di sottosuolo recuperati e prodotti appositamente hanno permesso di realizzare un apposito foglio (vedere allegato) in cui viene illustrata, con carte e sezioni, la geologia della porzione continentale del sottosuolo padano. L'approccio stratigrafico utilizzato per il rilevamento dei terreni continentali quaternari ha inoltre incoraggiato la correlazione tra i diversi ambiti della sedimentazione alluvionale. La stessa unità a limiti inconformi comprende infatti sia le porzioni intravallive di terrazzo, che i suoi equivalenti depositi sottocorrente di conoide e di piana alluvionale. Queste correlazioni, favorite da datazioni ^{14}C , sono state spinte anche nel sottosuolo, allo scopo di comprendere meglio l'evoluzione sedimentaria recente.

Per quanto riguarda i terreni marini, il principale problema di rilevamento incontrato nella realizzazione dei fogli del basso Appennino è senz'altro costituito dalle unità caotiche, cartografate nella precedente edizione della Carta Geologica d'Italia (vedere ad esempio i fogli 1:100.000: n. 87 Bologna e n. 98 Vergato) come un'unità indistinta e informale e generalmente indicata come "caotico indifferenziato", "complesso caotico indifferenziato" o "argille scagliose" sulla base delle sole caratteristiche deformative macroscopiche, indipendentemente dalla

varietà di composizione litologica ed età della matrice e degli inclusi, dalla posizione stratigrafica e strutturale. Solo recentemente, grazie anche al progetto di cartografia geologica alla scala 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna, che ha permesso rilievi sistematici e di dettaglio, questi terreni sono stati minuziosamente suddivisi e classificati in base alle differenti caratteristiche litologiche, tessiturali e strutturali, alla posizione geometrica e all'interpretazione sulle modalità di messa in posto (BETTELLI & PANINI, 1987, 1992).

Le analisi di laboratorio appositamente svolte per la realizzazione di questo foglio consistono in analisi sulla paleoecologia delle faune a foraminiferi planctonici e bentonici delle "Sabbie di Imola", a cura della Prof.ssa M.L. Colalongo (coordinatrice), del Dr. G. Pasini e del Dr. S.C. Vaiani (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna), e in analisi palinologiche su carotaggi perforati in pianura, effettuate dalla dr.ssa Mariangela Bassetti (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna). Sono state inoltre realizzate numerose datazioni con il metodo del ^{14}C , tali datazioni sono illustrate nella tabella 3 riportata di seguito (capitolo IVb, paragrafo 1.2.3.).

Per la rappresentazione, nello schema tettonico e nelle sezioni, delle strutture tettoniche del margine e della pianura, sepolte dai depositi alluvionali, sono stati consultati i profili sismici e le stratigrafie di sondaggi e pozzi per idrocarburi messi a disposizione da ENI S.p.A. – Divisione AGIP; a questo proposito si desidera ringraziare il Dott. Sergio Rogledi del servizio Esplorazione Italia per l'assistenza fornita.

PROGETTO
CARG

II - CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI

La situazione geologica d'insieme di questa parte dell'Appennino Settentrionale è stata rappresentata in vari elaborati cartografici a partire dalla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (F. 87 Bologna; LIPPARINI, 1963) e in Geological Map of the Northern Apennines 1:500.000 (BORTOLOTTI *et alii*, 1969). In seguito è stata realizzata la Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale 1:250.000 (BOCCALETTI & COLI, 1982) e recentemente è stata realizzata una carta geologico-strutturale dell'area bolognese alla scala 1:50.000 (PINI, 1993).

Informazioni di carattere generale su quest'area si possono trovare in numerosi lavori; tra i più importanti sono da citare quelli relativi alla stratigrafia e alla struttura del margine padano-adriatico di RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e di CASTELLARIN *et alii* (1985) e quelli relativi alle unità liguridi e ai terreni caotici di BETTELLI *et alii* (1987a, 1987b) e BETTELLI & PANINI (1987, 1992).

Elaborati cartografici di dettaglio, su cui tra l'altro si basa la redazione di questo Foglio, sono disponibili presso l'Archivio Cartografico ed il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna (Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000).

Esistono poi numerose pubblicazioni su argomenti specifici che contengono carte geologiche di limitata estensione o schemi di sintesi. Nella maggior parte dei casi si tratta di lavori di analisi sedimentologiche e stratigrafiche. Ricordiamo in particolare AMOROSI (1992a, 1992b), AMOROSI *et alii* (1993, 1996b), RICCI LUCCHI *et alii* (1981).

Informazioni strutturali di carattere generale e di dettaglio sono disponibili in CAPITANI (1993), tesi di dottorato che ha affrontato lo studio delle macrostrutture del sistema di faglie lungo i torrenti Lavino e Samoggia; in questo lavoro è inseri-

to un rilevamento geologico in scala 1:25.000 che copre buona parte del territorio compreso in questo foglio.

Tentativi di inquadramento della struttura dell'area a scala regionale, si possono trovare in ELMI & ZECCHI (1974), CARLONI *et alii* (1978), ELMI *et alii* (1981), BARTOLINI *et alii* (1982), AMBROSETTI *et alii* (1987) e BOCCALETTI *et alii* (1977, 1980); in particolare in questi lavori sono stati segnalati alcuni lineamenti trasversali di rilevanza neotettonica.

Per quanto riguarda la stratigrafia dei depositi quaternari continentali, affioranti nel margine pede-appenninico emiliano romagnolo al di sopra dei depositi marini costituenti l'ossatura della catena appenninica, in generale sono finora stati considerati il prodotto di un ciclo deposizionale denominato Quaternario Continentale (Qc, in RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) e oltre questo raggruppamento complessivo, non esiste a tutt'oggi un inquadramento stratigrafico univoco di questi depositi. La mancanza di un quadro stratigrafico condiviso dei depositi quaternari continentali deriva soprattutto dalle difficoltà di datazione e dalla scarsa continuità degli affioramenti che complica notevolmente le correlazioni. Di seguito si riportano i lavori più significativi sui depositi quaternari continentali del margine appenninico e della pianura emiliano-romagnola, dando maggiore spazio a quelli riferiti all'area del foglio 220.

Nel F. 87 Bologna della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (LIPPARIANI, 1963) i depositi alluvionali di pianura vengono differenziati sulla base della litologia di superficie, mentre i depositi intravallivi vengono classificati secondo i diversi ordini di terrazzo riconosciuti. Per un inquadramento a scala regionale, i depositi alluvionali del margine appenninico sono cartografati alla scala 1:250.000 in CREMASCHI (1987) e vengono correlati sulla base delle loro caratteristiche pedologiche e morfostratigrafiche. In precedenza, lo stesso autore (CREMASCHI, 1982) aveva proposto per i depositi alluvionali più antichi del margine appenninico emiliano, l'istituzione di una unità litostratigrafica (la Formazione fluviolacustre).

Il settore modenese del foglio (in sinistra del F. Panaro) è compreso in una carta geologica alla scala 1:25.000, in cui i depositi alluvionali vengono distinti in numerose unità stratigrafiche sulla base della loro caratteristiche litostratigrafiche, pedostratigrafiche e morfostratigrafiche (GASPERI *et alii*, 1987). In questo lavoro vengono proposti schemi e sezioni in cui parte dei depositi affioranti sono correlati nel sottosuolo con le conoidi ghiaiose pleistoceniche ed oloceniche dei fiumi Panaro e Secchia (si veda anche FAZZINI & GASPERI, 1996).

Una dettagliata suddivisione stratigrafica, elaborata in un settore dell'appennino romagnolo, è stata proposta da FARABEGOLI & ONOREVOLI (1991); in questo lavoro vengono descritte 22 unità litostratigrafiche individuate lungo una medesima sezione. Questa suddivisione è stata poi estesa a gran parte del margine appenninico padano ed inserita in un quadro stratigrafico globale (FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1996).

In alternativa agli altri autori, PAREA (1987 e 1991) interpreta i depositi dei terrazzi del margine appenninico emiliano-romagnolo, compresi quelli ricadenti nel presente foglio, come delle spiagge ghiaiose formatesi in relazione agli eventi glacioeustatici quaternari.

Un importante lavoro di raccolta ed interpretazione in chiave stratigrafica di dati archeologici, è stata condotta nel settore bolognese da LENZI & NENZIONI (1996), in cui è anche presentato uno schema geologico-geomorfologico in scala 1.50.000 dei depositi quaternari del pedeappennino tra Bologna ed Imola (BO).

La conoide alluvionale del F. Reno è stata oggetto di studi specifici di tipo sedimentologico (ORI, 1979; ORI, 1982) svolti nelle numerose cave di ghiaia presenti. Tali studi sono riferiti alla porzione più superficiale e recente di questa conoide (spessore di circa venti metri) e descrivono in grande dettaglio le geometrie della stratificazione e le facies dei corpi ghiaiosi.

La conoide del F. Reno è stata pure oggetto di studi specifici relativi alla cartografia della superficie e del primo sottosuolo; in ELMI *et alii* (1984) è stato mappato il tetto delle ghiaie sepolte e viene presentata una carta geologica riferita ai primi 5 metri di profondità.

Il sottosuolo della pianura bolognese è stato studiato grazie ad indagini di tipo idrogeologico, nell'ambito delle ricerche sulle falde acquifere profonde condotte dal CNR verso la fine degli anni '70. Attraverso l'analisi paleontologica di alcuni pozzi profondi della pianura bolognese (FRANCAVILLA *et alii*, 1980) e lo studio litologico dei pozzi per acqua, vengono per la prima volta definiti i caratteri litostratigrafici, lo spessore e le geometrie dei depositi di conoide dell'alta pianura, compresa tra i torrenti Samoggia e Reno (FRANCAVILLA & COLOMBETTI, 1980; CARLONI *et alii*, 1978). Sempre nell'ambito delle stesse ricerche idrogeologiche, analoghe ricostruzioni vengono proposte tra i fiumi Secchia e Panaro (PELLEGRINI *et alii*, 1976).

Con la pubblicazione dei profili sismici profondi della Pianura Padana (PIERI & GROPPPI, 1981), i depositi quaternari sono inquadrati in un contesto più ampio, riferito all'evoluzione del bacino di avanfossa adriatica, e la successione stratigrafica sepolta (DONDI *et alii*, 1982) viene ipoteticamente correlata con quella affiorante dei cicli Qc e Qm (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982). L'interpretazione strutturale di tali profili evidenzia che i depositi quaternari in generale suturano le principali strutture compressive-traslative che sono quindi da attribuire alle fasi plioceniche (PIERI & GROPPPI, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1985); ancora sulla base di dati essenzialmente di sottosuolo il margine appenninico è stato interpretato come un sistema di faglie ad alto angolo (*Pede-Appenninic Thrust Front* in BOCCALETTI *et alii*, 1985).

Nell'ambito delle ricerche eseguite dall'Ufficio Geologico della Regione Emilia Romagna per il presente progetto di cartografia geologica, il quaternario alluvionale della pianura bolognese viene informalmente suddiviso in unità ciclo-

stratigrafiche di diverso rango (AMOROSI *et alii*, 1994; AMOROSI & FARINA, 1994a, 1994b; AMOROSI & FARINA, 1995). Il ciclo più recente è stato, quindi, mappato e correlato con i terrazzi intravallivi del F. Reno, attraverso i concetti della stratigrafia sequenziale (AMOROSI *et alii*, 1996a; AMOROSI *et alii*, 1997).

L'individuazione su base sismica di una superficie di discontinuità all'interno della successione quaternaria continentale ha consentito la suddivisione di questa unità in due parti (unità 1 e 2 di ORI, 1993), definite anche come sintemi (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore di RER & ENI-AGIP, 1998) o sequenze deposizionali (cicli Qc1 e Qc2 di AMOROSI *et alii*, 1999a). Allontanandosi dal margine del Bacino Padano, i depositi continentali del Supersintema Emiliano-Romagnolo fanno transizione verso mare a depositi di ambiente deltizio-litorale (ORI, 1993; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000: F. 223 Ravenna, 2002; F. 256 Rimini, 2005. In RER & ENI-AGIP (1998) queste due unità sono cartografate e correlate su tutto il margine appenninico dell'Emilia-Romagna.

Per chiudere il panorama complessivo degli studi sul Quaternario, si segnalano alcuni lavori a carattere geomorfologico-neotettonico sulle paleosuperfici sommitali presenti tra i fiumi Secchia e Reno (CLERICI, 1988); sui terrazzi alluvionali del F. Reno (ELMI *et alii*, 1987), e sul significato neotettonico delle scarpate allineate parallelamente al margine appenninico (ELMI & NESCI, 1991).

Altri lavori, a carattere geomorfologico-paleoidrografico, descrivono l'evoluzione storica della pianura bolognese e modenese dal periodo romano ad oggi (FAZZINI *et alii*, 1976; CREMASCHI *et alii*, 1980; CREMONINI, 1987, 1991; CIABATTI, 1984; LEONI, 1994; CASTIGLIONI *et alii*, 1997); altri, propongono correlazioni tra l'evoluzione del reticolo idrografico della pianura con eventi paleoclimatici (VEGGIANI, 1973, 1974, 1985, 1986, 1994).

Infine, si ricorda uno studio pollinico condotto sui sedimenti olocenici affioranti in una cava presso Calderara di Reno (FORLANI *et alii*, 1996).

III - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO REGIONALE

Il foglio 220 è diviso circa a metà, in direzione est-ovest, dal margine appenninico-padano.

La porzione meridionale è costituita dai primi rilievi appenninici che da circa 80 m s.l.m., quota delle porzioni più interne ed elevate della pianura, raggiungono i 622 m di Monte di Ca' Nova. In pianura, le porzioni topograficamente più depresse hanno quote poco superiori ai 20 metri sul livello del mare.

I maggiori corsi d'acqua sono il fiume Panaro e il fiume Reno; altri importanti corsi d'acqua sono il torrente Samoggia, che individua all'incirca il limite amministrativo tra le provincie di Modena e Bologna, e il torrente Lavino. Tutti i corsi d'acqua hanno direzione circa nord-sud.

Nel settore appenninico sono presenti alcune piane intravallive, costituite da fasce allungate lungo i fiumi Reno e Panaro (quest'ultimo presente solo in modo marginale nel foglio 220), il torrente Lavino ed il torrente Samoggia. I due fiumi principali hanno gran parte del loro percorso montano al di fuori del presente foglio, con bacini idrografici estesi varie centinaia di km² (F. Reno 1.060 km², F. Panaro 740 km²) e che raggiungono il crinale appenninico. I torrenti Lavino e Samoggia hanno bacini idrografici decisamente più piccoli (T. Lavino 84 km², T. Samoggia 167 km²), e sviluppano buona parte del loro percorso montano nel foglio 220.

Le piane intravallive sono di limitata ampiezza (al massimo un paio di chilometri). Qui il succedersi di fenomeni erosivi e deposizionali avvenuti durante le ultime fasi del sollevamento della catena appenninica, è ben documentato dalla presenza di numerosi ordini di terrazzi fluviali. I depositi alluvionali terrazzati

sono spesso interessati da coltri eluvio-colluviali di versante ed incisi da solchi di ruscellamento concentrato, appartenenti al reticolo idrografico minore, che hanno generato piccole conoidi laterali.

Verso lo sbocco dei corsi d'acqua in pianura, le piane intravallive si allargano e fanno transizione, senza soluzione di continuità, con la Pianura Padana.

Nell'area pedecollinare al margine della catena appenninica sono anche presenti delle piccole piane intravallive formate dai corsi d'acqua del reticolo idrografico secondario (con bacini di drenaggio dell'ordine di qualche chilometro), con ampiezze inferiori a 100 – 200 metri, che si affacciano direttamente alla pianura.

Nella pianura alluvionale i processi di sedimentazione prevalgono ampiamente rispetto a quelli erosivi: si riducono progressivamente le scarpate di terrazzo, fino alla comparsa di argini (sia naturali che artificiali) lungo i corsi d'acqua che, specie nei settori più a nord, scorrono a quote topografiche più alte della circostante pianura.

Il piano topografico di questa fascia di pianura immerge verso nord - nord est ed è compreso fra 80 e 20 m di quota sul livello del mare.

L'Appennino bolognese è il settore sud-orientale dell'Appennino Emiliano; quest'ultimo costituisce la parte più settentrionale e occidentale del versante padano-adriatico dell'Appennino Settentrionale. Si tratta quindi di un settore di catena a falde, formatasi per accrezione di prismi sedimentari (BOCCALETTI *et alii*, 1981) a partire dalla fase di collisione ensialica (subduzione tipo A di BALLY *et alii*, 1985) medio-eocenica dell'orogenesi alpina.

Come già specificato nell'introduzione, i terreni affioranti in questo foglio sono riconducibili ai grandi insiemi delle unità liguridi, della successione epiligure, e della successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

I terreni più antichi affioranti in questo settore sono interpretati come appartenenti alla successione sedimentaria che ricopriva il basamento ofiolitico del paleo-oceano Ligure e risalgono al Cretaceo inferiore e superiore ("Argille a palombini", "Argille varicolori", "Arenarie di Scabiazza"). Attualmente si presentano come argilliti grigio piombo e varicolorate intensamente tettonizzate, con blocchi e lembi anche cartografabili di torbiditi arenaceo-pelitiche e calcareo-marnose e brecce argillose. La tettonica polifasica ha distrutto l'originario ordine stratigrafico e ha conferito a questi depositi un aspetto caotico ("*broken or dismembered formations*" secondo RAYMOND, 1984). Questi terreni erano considerati dagli Autori precedenti come parte delle "argille scagliose" o dei "complessi di base delle unità liguridi". Quest'ultima definizione si deve al fatto che su di essi si sono depositate le unità torbiditiche calcareo-marnose e arenaceo-pelitiche del Cretaceo superiore-Eocene medio, note come "flysch ad elmintoidi" e "flysch liguri terziari", qui rappresentati dalla Formazione di Monghidoro e dalla Formazione di Savigno.

Su questi terreni giace in discordanza la “successione epiligure” (RICCI LUCCHI & ORI, 1985), successione deposta sulle liguridi già parzialmente strutturate e in fase di traslazione. Questa successione corrisponde al “semialloctono” Auctt.; si tratta quindi di una successione episuturale sintettonica e perciò caratterizzata da frequenti variazioni di facies sia verticali che laterali e dalla frequente presenza di terreni caotici o *mélanges*. Questi ultimi, per lo più costituiti da argille caotiche inglobanti clasti eterometrici e lembi cartografabili di liguridi e della successione epiligure stessa, sono il risultato di eventi di risedimentazione in massa e/o dell’intensa tettonizzazione polifasica.

I terreni più antichi della successione epiligure qui affioranti sono lembi sradicati di arenarie quarzoso feldspatiche riconducibili alla Formazione di Loiano (Eocene medio) e di argilliti varicolorate e marne grigio-verdi riferibili alle Marne di Monte Piano (Eocene medio-Oligocene inferiore). Laddove la successione epiligure è meglio conservata, la parte inferiore, non sradicata, è costituita da marne grigio-verdi riferibili alla Formazione di Antognola dell’Oligocene superiore-Miocene inferiore in cui si intercalano *mélanges* argillosi (breccie argillose o olistostroma di Canossa Auctt.) e torbiditi arenaceo-pelitiche aquitaniane, composizionalmente analoghe alle più antiche arenarie di Loiano, note come arenarie di Anconella. In questo settore risultano assenti le torbiditi rupeliane riferibili alla Formazione di Ranzano. Al contrario, risultano invece ben rappresentate le marne selciose e calcaree burdigaliane riferibili alla Formazione di Contignaco. Su questa successione di bacino relativamente profondo, poggiano in discordanza arenarie di ambiente poco profondo riferibili alla Formazione di Pantano del Burdigaliano superiore-Langhiano, che evolvono poi a marne di scarpata e torbiditi pelitico-arenacee riferibili alla Formazione di Cigarellino del Langhiano-Serravaliano (Gruppo di Bismantova di AMOROSI *et alii*, 1996b). La successione epiligure prosegue verso l’alto con marne di scarpata del Tortonian-Messiniano inferiore riferibili alla Formazione del Termina.

Su questa successione poggiano, in discordanza, i depositi evaporitici messiniani, gessi e calcari, della Formazione Gessoso-Solfifera.

I primi depositi post-evaporitici (Messiniano superiore) sono i sedimenti ipoalini, prevalentemente argille con orizzonti calcarei, arenacei e conglomeratici, della Formazione a Colombacci. Questi depositi di ambiente variabile da continentale a lagunare sono ricoperti in discordanza dai depositi di piattaforma e scarpata (Formazione di Monterumici, Formazione di Monte Adone e Argille Azzurre) di età Pliocene-Pleistocene inferiore, in cui si intercalano orizzonti arenacei e depositi caotici.

Il termine più recente della successione marina è costituito da sabbie di ambiente litorale del Pleistocene medio basale note come Sabbie Gialle (vedere ad es. RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) o Sabbie di Imola (AMOROSI *et alii*, 1998a), che poggiano in discordanza su quasi tutte le formazioni neogeniche sopra descritte e

suturano gli ultimi importanti movimenti traslativi della coltre alloctona.

La successione marina è troncata al tetto dal contatto erosivo basale dei depositi ghiaiosi e sabbiosi alluvionali del Pleistocene medio-superiore (Supersintema Emiliano-Romagnolo).

Le principali strutture riconoscibili nel foglio sono i piani di accavallamento interni alle liguridi e le blande sinclinali che interessano le principali aree di affioramento della successione epiligure e delle porzioni interne della successione pliocenica. Tutti i terreni e le strutture affioranti sono fagliati e smembrati da numerose faglie recenti, per lo più subverticali che spesso interrompono la continuità fisica degli affioramenti rendendo difficili alcune correlazioni.

La fascia dei terreni liguridi ed epiliguri compresa tra la sinclinale del Pliocene intra-appenninico e la monoclinale del margine, si presenta strizzata e deformata da pieghe e superfici di accavallamento immergenti sia verso sud che verso nord (retroscorrimenti) generalmente molto inclinate, anche verticalizzate; l'assetto generale è molto complesso e lo stile deformativo ricorda molto le geometrie compressive da tettonica diapirica (vedere anche sez. 4 in RER & ENI-AGIP, 1998). In questa fascia, inoltre, parte della successione epiligure sembra talora sostituita da *mélanges* e unità apparentemente caotiche.

Lungo il margine, l'insieme delle unità marine che costituisce l'ossatura dell'Appennino, immerge a monoclinale verso nord/nord-est ed è sigillato, in discordanza, dai depositi alluvionali della Pianura Padana.

IVa - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ MARINE

Le unità stratigrafiche affioranti in questo foglio sono riconducibili ai domini ligure, epiligure e padano-adriatico.

Il criterio di rilevamento adottato per le successioni marine del settore appenninico è quello litostratigrafico (CNR-CCGG, 1992; SALVADOR, 1994), essenzialmente basato sui criteri distinguibili sul terreno: caratteristiche litologiche e posizione stratigrafica o geometrica; in particolare, per le formazioni torbiditiche monotone in cui è ben esposta in campagna l'alternanza di livelli arenitici o calcarei con quelli pelitici, come parametro di variazione di litofacies è stato utilizzato il rapporto arenaria/pelite (A/P) o calcare/marna (C/M), lo spessore medio degli strati e la granulometria delle areniti; nei depositi caotici di colata, tipo *debris flow*, le distinzioni litologiche sono basate sui litotipi ed età degli inclusi, sul rapporto matrice/pezzame (M/P) e sulle dimensioni medie dei clasti

Per comodità e chiarezza di esposizione, la descrizione delle unità stratigrafiche comincia con le unità liguridi, descritte secondo l'ordine di sovrapposizione geometrico per unità tettoniche dall'alto verso il basso riconoscibile sul terreno a scala regionale, mentre la descrizione dei terreni post-liguri segue l'ordine cronologico.

Buona parte delle unità litostratigrafiche del dominio ligure sono formazioni torbiditiche del Cretaceo superiore-Paleogene. Quasi sempre questi terreni sono stati ristrutturati dalla tettonica polifasica in maniera tale che è difficilmente riconoscibile l'originario ordine stratigrafico ("*broken or dismembered formations*" *sensu* RAYMOND, 1984); infatti, questi terreni costituivano le cosiddette "Argille scagliose" Auctt., e sino ai primi anni '80 venivano indicate genericamente come "Complesso caotico" o "Complesso indifferenziato". I rilevamenti di dettaglio

degli ultimi venti anni, integrati da numerose analisi biostratigrafiche, hanno permesso di riconoscere, anche in questi terreni complessi, unità litostratigrafiche in successione e unità tettoniche di vario rango.

In discordanza sulle Liguridi è la Successione epiligure di età compresa tra l'Eocene medio e il Messiniano inferiore. A vari livelli affiorano potenti depositi di colata (brecce poligeniche, *mud o debris flow*) e depositi torbiditici ed emipelagici di mare profondo, caratterizzati da una notevole variabilità sia nello spessore che nell'estensione laterale. Verso l'alto questi depositi di mare relativamente profondo lasciano il posto a sedimenti di piattaforma associati a corpi arenacei risedimentati di scarpata o pelitici bacinali, anch'essi contraddistinti da forti variazioni laterali e verticali. Lungo il margine, su questi terreni, sono talora presenti, in discordanza, lembi di gessi e calcari evaporitici messiniani.

I depositi post-evaporitici sono rappresentati in catena per lo più dai terreni del Pliocene-Pleistocene inferiore. Questi affiorano in diverse posizioni geografiche e strutturali, accomunati però dalla discordanza angolare sui terreni sottostanti. I depositi più interni, in facies continentale, litorale e di piattaforma, corrispondono al "Pliocene intra-appenninico" Aucct. mentre i depositi più esterni presentano facies di piattaforma e scarpata e corrispondono ai "depositi del margine padano-adriatico" Aucct. (vedere per es. RICCI LUCCHI *et alii*, 1982). Lungo il margine e nel sottosuolo, su questi ultimi affiorano, in discordanza, le Sabbie di Imola di ambiente prevalentemente litorale del Pleistocene medio basale. Questa successione è bruscamente interrotta al tetto dal contatto erosivo che segna la discordanza basale dei depositi continentali alluvionali (Supersistema Emiliano-Romagnolo). Tutti i terreni post-evaporitici, dal Messiniano superiore all'Attuale, sono stati raggruppati nella "Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico". Per la descrizione dei depositi continentali vedere il capitolo IVb.

1. - LIGURIDI

I terreni riferibili a questo dominio sono organizzati in tre unità tettoniche di importanza regionale (vedere anche i fogli limitrofi 219 Sassuolo, 236 Pavullo nel Frignano e 237 Sasso Marconi): la sottounità Panaro dell'Unità tettonica Cassio, l'Unità tettonica Monghidoro e l'Unità tettonica Samoggia.

L'ordine di descrizione di queste unità segue i rapporti geometrici riconosciuti a scala regionale, da quella più alta a quella più bassa; all'interno di ogni unità la successione litostratigrafica è descritta secondo l'ordine cronostratigrafico, dalla formazione più antica a quella più recente.

1.1. - UNITÀ CASSIO

Le unità litostratigrafiche di questa unità tettonica, qui affioranti, sono costituite esclusivamente dai terreni argillosi e arenaceo-pelitici cretacei, precedenti alla sedimentazione dei “flysch ad elmintoidi”, riferibili ai “Complessi di base” Aucutt.; secondo i rilevamenti per questa carta e per quelle limitrofe, questi terreni costituiscono una sottounità tettonica denominata “sottounità Panaro” (cfr F. 219 Sassuolo).

Sottounità Panaro

1.1.1. - Argille a Palombini (APA)

Formazione prevalentemente torbidityca costituita da argilliti, a volte siltose, di colore grigio scuro o nerastro e talora con bande bordeaux o verde smeraldo fissili, e calciliti grigio chiare, talora silicee, gradate, a volte con base arenitica fine; gli strati variano da medi a spessi, il rapporto calcare-argillite è sempre in favore di quest'ultima. Sono presenti rari strati sottili di areniti manganesifere medio-fini, di colore grigio o beiges se alterate.

Le Argille a Palombini si presentano spesso completamente scompagnate e caratterizzate da aspetto caotico per le intense deformazioni tettoniche, con evidenze di *boudinage*, per cui la giacitura sedimentaria originaria degli strati è spesso valutata grazie all'allineamento dei blocchi calcilitici o da parti più o meno spesse di successione meglio conservate. Nella pelite è spesso presente un clivaggio scaglioso a carattere pervasivo.

Al contrario di quanto avviene nelle aree limitrofe, non è mai stata osservata la presenza di ofioliti associate a questa formazione.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico e profondo con frequenti apporti torbidityci.

Lo spessore stratigrafico è difficilmente determinabile per l'intensa tettonizzazione; la potenza affiorante è valutabile in oltre cento metri.

Campioni analizzati per la realizzazione del F. 237 Sasso Marconi indicano un'età compresa tra il Cretaceo inferiore (associazioni a Nannoconidi) ed il Turo-niano (associazioni a *Micula staurophora*, *Eiffellithus eximius*, *Microrhabdulus decoratus*).

Questa formazione è limitata alla base e al tetto da contatti meccanici.

1.1.2. - Arenarie di Scabiazza (SCB)

Torbidity pelitico-arenacee costituite da arenarie da molto sottili a medie, mal

strutturate e poco cementate, talora gradate con granulometria da fine a finissima, di colore grigio (beige o rossastro se alterate); si alternano ad argille e argille marnose grigio scuro molto sporche; rapporto A/P<1. Presenza saltuaria di calcilutiti marnose verdi o biancastre in strati da sottili a spessi e argilliti rosso scuro e verdi affini ad AVV.

Questi litotipi generalmente si presentano inglobati in peliti a causa dell'intensa deformazione tettonica, mostrando alla scala dell'affioramento il tipico "*boudinage*" delle formazioni liguri.

L'ambiente di deposizione è di piana bacinale posta a profondità oltre il limite di compensazione dei carbonati, con frequenti apporti torbiditici.

La potenza geometrica affiorante è di circa 100 metri.

Studi sul nannoplancton calcareo di campioni provenienti dalla località tipo (GHISELLI *et alii*, 1991) hanno documentato un'età della formazione riferibile all'intervallo Turoniano superiore - Campaniano inferiore per il riconoscimento delle zone a *Eiffelithus eximius* e *Marthasteris furcatus*, correlabili con le cronozone NC14 e NC15-NC16, e *Aspidolithus parvus*, correlabile con la cronozona NC18.

Questa formazione sembra avere rapporti di eteropia con AVV mentre i contatti con APA sono di incerta natura.

1.1.3. - Argille Varicolori di Cassio (AVV)

Prevalenti argilliti scure, rossastre o rosate, verdi e nerastre, con stratificazione (quando preservata) da molto sottile a sottile, in cui si intercalano livelli di arenarie grigie sottili, calcilutiti silicee grigiastre gradate in strati da medi a spessi e calcilutiti marnose spesse grigio chiaro e microconglomerati con elementi di basamento cristallino di aspetto simile a quelli dei "Salti del Diavolo" dell'Appennino Parmense e Piacentino (fogli 217 Neviano degli Arduini, 198 Bardi, 197 Bobbio, 216 Borgo Val di Taro).

Anche questa formazione presenta un elevato grado di tettonizzazione che rende quasi irriconoscibile l'originaria stratificazione, generalmente sostituita da un clivaggio scaglioso pervasivo. La presenza di litotipi competenti si riduce ad un "*boudinage*" con lembi di strato di continuità laterale non superiore al metro.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico di mare profondo, con apporti torbiditici.

Lo spessore stratigrafico è difficilmente determinabile per l'intensa tettonizzazione; la potenza affiorante è valutabile in oltre cento metri.

Analisi del nannoplancton calcareo relative a campioni provenienti da altri fogli (F. 198 Bardi, ZANZUCCHI & MARTINI, 2000; F. 237 Sasso Marconi, PANINI *et alii*, 2002) indicano un'età estesa dal Coniaciano terminale (cronozona NC16) al limite Campaniano - Maastrichtiano (cronozona NC20).

Queste argille sembrano avere rapporti di eteropia con SCB e poggiano fisicamente su APA; questo contatto, quando affiorante, si presenta tettonizzato.

1.2. - UNITÀ MONGHIDORO

In questo foglio affiora solamente la parte sommitale di questa unità, costituita dalla Formazione di Monghidoro.

1.2.1. - *Formazione di Monghidoro (MOH)*

Formazione torbiditica costituita da strati generalmente spessi, talora molto spessi, con rapporto A/P intorno a 2/1. Si intercalano intervalli metrici di strati sottili e medi con rapporto A/P = 1/2. Le arenarie sono gradate con base grossolana, talora microconglomeratica, da mediamente a poco cementate, di colore grigio scuro ma generalmente marroni o giallastre per alterazione ed ossidazione dei minerali femici; si alternano argilliti più o meno siltose di colore nerastro.

Nella parte bassa della formazione sono presenti rari strati sottili calcareo-marnosi con abbondanti tracce di fucoidi, simili a quelli presenti nella Formazione di Monte Venere, non affiorante in questo Foglio ma presente estesamente più a sud (vedere ad esempio il F. 237).

Si tratta di torbiditi di piana bacinale.

La potenza geometrica è di qualche centinaio di metri.

I limiti sono ovunque tettonici.

Sulla base di analisi del nannoplancton calcareo da campioni provenienti da aree del F. 237 Sasso Marconi (PANINI *et alii*, 2002) e del F. 236 Pavullo nel Frignano (BETTELLI *et alii*, 2002), l'età è riferibile ad un intervallo compreso tra il Maastrichtiano superiore (zone a *Litraphidites quadratus*, *Micula murus* e *M. prinsii*) e il Paleocene (associazioni a *Discoaster multiradiatus*, Zona NP9).

1.3. - UNITÀ SAMOGGIA

Questa unità per i litotipi che costituiscono la successione stratigrafica e per la posizione strutturale sembra correlabile con l'Unità Sporno dell'Appennino Parmense-Piacentino e con l'Unità Monte Morello dell'Appennino Tosco-Emiliano. La maggior parte degli Autori considera queste unità come le più esterne del dominio Ligure. Al contrario, VAI & CASTELLARIN (1992) ipotizzano l'appartenenza di queste unità al dominio subligure. Anche CERRINA FERONI *et alii* (2002), per l'età del tetto delle successioni di queste unità nell'Appennino parmense (Lute-

ziano superiore-Bartoniano basale in ZANZUCCHI & MARTINI, 2000 e in CATANZARITI *et alii*, 2002) più recente della fase ligure (Luteziano medio), ipotizzano una posizione più esterna rispetto al dominio ligure.

1.3.1. - Argille Varicolori della Val Samoggia (AVS)

Prevalenti argilliti, talora siltose, grigio scure e nere con bande di argilliti rosse e verde-scuro, con sottili intercalazioni di arenarie e siltiti brune, talora alterate o spalmate di ossidi di manganese, e marne verdi e grigie in blocchi. E' frequente la presenza di blocchi di calciliti grigio chiare silicee o biancastre in strati da sottili a spessi; sono inoltre presenti strati medi di marne biancastre.

In affioramento questa formazione è caratterizzata dalla pressoché totale trasposizione della stratificazione, a cui si sostituisce un *layering* tettonico alla scala metrica. Nelle argilliti si osservano superfici anastomizzanti che dividono comparti marcati da argilliti di diverso colore e "boudins" di areniti e calciliti. E' assai raro osservare spezzoni con ordine stratigrafico conservato, anche solo per qualche metro. Gli assi delle micro-meso pieghe, i frammenti di strati più competenti e la fissilità delle argilliti assumono un orientamento subparallelo a queste superfici anastomizzanti.

Sono state distinte lenti di intervalli più arenacei (AVS_a), con rapporto comunque sempre a favore della pelite ($A/P < 1/3$); lo spessore di queste lenti è inferiore al centinaio di metri e la loro estensione laterale inferiore al km. Questa litofacies è molto simile a SCB ed è possibile che si tratti proprio di lenti di SCB; ciò indicherebbe rapporti di eteropia tra questa formazione e SCB.

Nella parte alta della formazione è stata distinta una litofacies di breccie argillose (AVS_b); si tratta di argille di colore grigio scuro inglobanti blocchi o frammenti di SCB e AVS, con tessitura da *debris-flow*, il cui spessore raggiunge al massimo circa 200 metri.

Localmente affiorano calcari marnosi biancastri (AVS_c), con fratturazione pervasiva, di età Aptiano-Albiano, limitati da contatti meccanici; è probabile che si tratti di scaglie di APA.

L'ambiente di deposizione è di piana abissale con scarso apporto torbido in condizioni distali.

La potenza geometrica della formazione è di qualche centinaio di metri.

Dati biostratigrafici di letteratura (BETTELLI & PANINI, 1992) in ambito regionale segnalano associazioni indicative di un'età compresa tra il Cretaceo inferiore (Aptiano/Albiano) e l'Eocene inferiore per la presenza di *Globigerina inaequispira* e di *Discoaster lodoensis* e assenza di *Tribrachiatos orthostilus* e *Discoaster subloensis* (Zona NP13).

1.3.2. - *Formazione di Poggio (FPG)*

Prevalenti argilliti siltose rosso mattone, grigie e subordinatamente verdognole, con strati sottili di feldspatoareniti a granulometria fine, di colore biancastro e grigio, scarsamente cementati, frequentemente “boudinati”.

Sono presenti ichnofossili di dimensioni da centimetriche a decimetriche, ben visibili per il maggiore grado di cementazione o ricristallizzazione in minerali di Ba.

Sono state riconosciute e distinte le seguenti sottunità.

Litofacies arenacea (FPG_a). Costituita da prevalenti arenarie in strati sottili e medi di feldspatoareniti e peliti verdastre con patine manganesifere; rapporto A/P ≥ 1 ; si intercalano strati sottili di calcilutiti marnose con Fucoidi; potenza di qualche decina di metri.

Membro del Rio delle Praterie (FPG₁) (cfr F. 237 Sasso Marconi, PANINI *et alii*, 2002). Costituito da depositi di colata, intercalati in argilliti rossastre, con matrice argillosa simile ai depositi caotici della successione epiligure. La matrice di questa breccia poligenica è sempre grigio scura, con inclusi calcilutitici biancastri e subordinate areniti; la dimensione del pezzame varia da qualche decimetro ad oltre un metro. In prossimità del contatto con AVS, sono presenti blocchi di argilliti verosimilmente appartenenti a questa formazione. Spessore di qualche decina di metri. In questo foglio non è possibile stabilire l'altezza stratigrafica del membro; nel foglio 237 Sasso Marconi sembra costituire la parte inferiore e basale della formazione.

L'ambiente deposizionale è di scarpata o di alto strutturale, con apporti torbiditici silicoclastici.

La potenza complessiva è di un centinaio di metri.

I contatti sono generalmente meccanici con AVS o APA.

Campioni provenienti da aree del F. 237 Sasso Marconi (PANINI *et alii*, 2002) forniscono un'età eocenica inferiore per la presenza di *Discoaster lodoensis* e assenza di *Tribrachiatius orthostilus* (zona NP13), mentre altri campioni provenienti da litologie analoghe (BENINI & DE NARDO, 1994) in altre aree (F. 218 Castelnuovo ne' Monti e F. 238 Castel S. Pietro Terme) hanno fornito età paleoceniche.

1.3.3. - *Formazione di Savigno (SAG)*

Formazione torbiditica costituita da alternanze di marne e calcari e arenarie e peliti, suddivisa in 2 membri con passaggio sfumato.

Membro di Villa (SAG₁). Torbiditi arenaceo-pelitiche in strati medi, con rapporto A/P variabile tra 1/2 e 2/1; le arenarie sono quarzoso-feldspatiche, fini, da mediamente a poco cementate, di colore grigio o beige; le peliti sono generalmente siltose, di colore grigio scuro o marrone; sono presenti intervalli di strati sottili con arenarie nettamente subordinate. Talora affiorano anche livelli da medi a spessi di calcilutiti silicee biancastre, marroni se alterate. La potenza parziale è di un centinaio di metri.

Membro di S. Prospero (SAG₂). Torbiditi calcareo-marnose gradate, in strati da sottili a banchi, con base calcarenitica fine di colore grigio chiaro e biancastro che passa a marne grigie. Si alternano a pacchi di torbiditi arenaceo-pelitiche in cui la frazione carbonatica è pressoché assente; le arenarie di questi intervalli sono quarzoso-feldspatiche e micacee, a grana medio-fine; gli strati variano da sottili a spessi, di colore grigio-beige e grado di cementazione medio. La potenza parziale è di circa 150 metri.

L'ambiente di sedimentazione è di mare aperto e profondo, con apporti torbiditici di materiale clastico da aree-fonti differenti (terrigena e carbonatica).

La potenza totale affiorante è di oltre 300 metri.

Il limite inferiore è stratigrafico con FPG. Spesso la formazione è in contatto tettonico con AVS.

Analisi di nannofossili da campioni raccolti nell'area del F. 237 Sasso Marconi (PANINI *et alii*, 2002) indicano un'età riferibile all'intervallo Ypresiano medio - Luteziano inferiore per la presenza di associazioni riferibili alle biozone NP12 (comparsa di *D. lodoensis* e *D. kuepperi*), NP13 (scomparsa di *T. orthostylus*) e NP14 (comparsa di *D. sublodoensis*).

2. - SUCCESSIONE EPILOGURE

Questa successione, discordante sulle liguridi già strutturate dalla fase ligure, è costituita da depositi sintettonici di bacino confinato, in prevalenza alternanze di marne di scarpata, torbiditi e depositi di frane sottomarine, di età Eocene medio-Messiniano.

La tipica successione epiligure affiora nel medio Appennino emiliano a ovest della Val Secchia e nell'Oltrepo Pavese (Bacino Terziario Piemontese); gli affioramenti di questi settori sono in parte diversi ma di analogo significato e ben correlabili. Queste successioni sono note in letteratura anche con la definizione di "semialloctono" (BOCCALETTI & COLI, 1982).

Nelle aree tipo (Appennino Parmense; vedere anche PIERI, 1961), la successione stratigrafica inizia con *mélanges* argillosi e Marne di Monte Piano dell'Eocene medio-superiore che talora raggiungono l'Oligocene basale per passare alle

torbiditi arenacei di Ranzano dell'Eocene superiore terminale-Oligocene inferiore e quindi alle marne di scarpata con intercalazioni di corpi torbiditici e slump della Formazione di Antognola dell'Oligocene inferiore terminale-Burdigaliano e alle marne selciose di Contignaco del Burdigaliano; la successione prosegue, dopo una discordanza di importanza regionale, con i depositi di piattaforma e scarpata del Gruppo di Bismantova del Langhiano-Serravalliano che verso l'alto passano alle marne del Termina (Tortoniano-Messiniano inferiore).

Lungo il margine appenninico sulle marne tardo-mioceniche poggiano, in discordanza, i depositi evaporitici del Messiniano inferiore.

A sud-est del F. Secchia la successione epiligure si differenzia, da quella tipo sopra descritta, sostanzialmente per una maggiore frequenza di depositi risedimentati in massa. In particolare la parte inferiore è costituita dai depositi arenaceo-conglomeratici di Loiano, la formazione di Ranzano manca quasi del tutto o affiora con spessori estremamente ridotti e, a partire dall'Oligocene superiore, diventano molto frequenti i *mélanges* argillosi caotici, tipo Canossa.

In tutto il settore appenninico, al tetto della successione poggiano, in *unconformity*, i depositi della successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

2.1. - FORMAZIONE DI LOIANO (LOI)

Si tratta essenzialmente di arenarie arcose risedimentate (GAZZI & ZUFFA, 1970; CIBIN, 1989) scarsamente cementate e subordinati conglomerati, in strati medi e banchi frequentemente amalgamati, di colore biancastro o grigio chiaro (marrone chiaro se alterate); sono presenti sottili intercalazioni, spesso discontinue, di torbiditi sottili arenaceo-pelitici grigi o verdastre (A/P sempre >1). Frequenti anche i "cogoli", concrezioni diagenetiche secondarie sferoidali o allungate, generalmente allineati subparallelamente alla stratificazione.

Nella porzione basale sono presenti *slump* intraformazionali, di spessore ed estensione assai limitati, e una litofacies, non cartografabile alla scala 1:50.000, costituita da argille rosso-mattone e grigio-verdastre, localmente marnose, interdigitate con breccie argillose a matrice nerastra, inglobanti blocchi calcilitici di dimensioni massime decimetriche, riferibile alle argille di Rio Giordano (cfr Fogli 236 e 237).

La sedimentazione è torbiditica in un bacino confinato profondo (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, in stampa).

La potenza affiorante è di oltre 350 m.

Non affiora la base stratigrafica; il limite inferiore è sempre tettonico.

Dati di letteratura da campioni provenienti da affioramenti nel Frignano (Appennino Modenese) (DIECI, 1965) e dalla Val di Setta (Appennino Bolognese) (BETTELLI *et alii*, 1992) indicano per questa formazione un'età riferibile all'in-

tervallo Luteziano-Bartoniano, confermata anche da analisi del nannoplancton in campioni provenienti dalla Val Secchia (F. 218 Castelnuovo ne' Monti, PAPANI *et alii*, 2002) in cui sono state riconosciute associazioni indicative delle biozone NP15 e NP16 di MARTINI (1971).

2.2. - MARNE DI MONTE PIANO (MMP)

Argille rosse, rosate, grigio chiaro e verdi, talora marnose, con rari e sottilissimi strati di feldspatoareniti risedimentate biancastre. Sono presenti *slump*. Talora si osservano concrezioni manganesifere cilindriche o a forma raggata, probabilmente dovute a bioturbazione, del tutto simili a quelle osservate in FPG.

La stratificazione, per la litologia e le deformazioni, è generalmente poco evidente.

La potenza affiorante è di alcune decine di metri.

La sedimentazione è di tipo pelagico, in ambiente confinato e profondo in cui l'apporto torbido era sporadico (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, in stampa).

Il limite inferiore è netto su LOI; il contatto superiore è mal esposto; generalmente questa formazione è qui ricoperta, in discordanza e con una lacuna stratigrafica, da ANT o da MVT.

I più recenti dati di letteratura a scala regionale indicano un'età compresa tra il Bartoniano e il Rupeliano basale (BETTELLI *et alii*, 1992; MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, in stampa), confermata anche da analisi del nannoplancton in campioni provenienti dalla Val d'Enza (F. 217 Neviano degli Arduini, CERRINA FERONI *et alii*, 2002) e dalla Val Secchia (F. 218 Castelnuovo ne' Monti, PAPANI *et alii*, 2002) in cui sono state riconosciute associazioni indicative di tutte le biozone dalla NP16 alla NP21 di MARTINI (1971).

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

Breccie a matrice argillosa grigio-scura, talora varicolore, con clasti decimetrici di prevalenti calcilutiti e inclusi da decametrici ad ettometrici di ANT, MMP, LOI, SCB, MOH, AVS. Alla scala del campione a mano è evidente la tessitura clastica *matrix-supported*. I blocchi di maggiori dimensioni, talora cartografabili, sono presenti per lo più alla base.

La potenza massima varia da qualche decina ad oltre 100 metri.

Il limite inferiore è netto, spesso meccanico, su MMP; questa unità presenta evidenti rapporti di eteropia con ANT.

Unità costituita da depositi di colata gravitativa (*mud* e *debris flow*).

In questo foglio, gran parte dello spessore della successione epiligure oligocenica è sostituito da questo *mélange*.

Dati di letteratura (PAPANI, 1971; FREGNI & PANINI, 1988) indicano un'età di messa in posto riferibile al Miocene basale, confermata anche da analisi del nannoplancton da campioni provenienti dalle aree tipo nel F. 218 Castelnuovo ne' Monti (PAPANI *et alii*, 2002) che indicano per i sedimenti immediatamente sottostanti un'associazione tipica della biozona MNN1c (Aquitaniiano) e per quelli immediatamente soprastanti un'associazione tipica della biozona MNN1d (Aquitaniiano terminale) di FORNACIARI & RIO (1996).

2.4. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

Marne argillose e siltose verdognole o grigie con patine manganesifere; la fratturazione è concoide o produce tipiche superfici concentriche; frequenti i microfossili e talora i bioclasti. La stratificazione è difficilmente percepibile, sia per scarsa classazione granulometrica sia per bioturbazione. Sono presenti rari livelli torbiditici di arenarie vulcanoclastiche, arcosiche e quarzoso-feldspatiche, da sottili a medi, e strati sottili e sottilissimi, discontinui, di cineriti biancastre, tipicamente alterate in giallo.

Nella parte alta della formazione è stato distinto il seguente membro arenaceo.

Membro di Anconella (ANT₄). Prevalenti torbiditi arenaceo-pelitiche; le arenarie sono quarzoso-feldspatiche, generalmente poco cementate, gradate con grana da grossolana a fine, di colore grigio chiaro alterate in giallastro, alternate con argille siltose grigie o grigio scuro; il rapporto A/P è sempre > 1. Gli strati variano da sottili a spessi, raramente banchi; talvolta si presentano amalgamati. La geometria del membro è lenticolare alla scala della carta, con spessore generalmente inferiore ai 100 metri.

Lungo il T. Ghiara Serravalle, nella parte inferiore della formazione, è stata inoltre distinta una litofacies pelitico-arenacea (ANT_a), spesso al massimo qualche decina di metri, caratterizzata da intercalazioni di torbiditi sottili (TBT) prevalentemente pelitiche con basi arenitiche centimetriche.

L'ambiente di sedimentazione è di scarpata e bacino relativamente profondo, con apporti torbiditici (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, in stampa).

La potenza totale della formazione varia da pochi metri a oltre 100 metri.

Il limite inferiore è netto, discordante, su MMP.

Recenti dati di letteratura, sia relativi all'area tipo che a scala regionale, di analisi del nannoplancton calcareo indicano per questa formazione un'età compresa tra il Rupeliano superiore e l'Aquitaniiano terminale (FORNACIARI & RIO, 1996; CATANZARITI *et alii*, 1997) confermati anche da analisi eseguite per la realizzazione dei fogli 198 Bardi (ZANZUCCHI & MARTINI, 2000) e 217 Neviano degli

Arduini (CERRINA FERONI *et alii*, 2002) in cui sono state riconosciute associazioni indicative di tutte le biozone dalla MNP23 alla MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996).

2.5. - FORMAZIONE DI CONTIGNACO (CTG)

Marne carbonatiche e selciose, più o meno siltose, di colore grigio-verdognolo o grigio azzurro, con patine manganesifere nerastre e ocracee dovute all'alterazione. Gli strati sono generalmente di spessore medio, spesso poco evidenti; sono presenti intervalli arenacei biancastri, gradati, da sottili a spessi, con base netta. Per la silicizzazione e la tettonizzazione questa formazione è caratterizzata da una diffusa fratturazione scheggiata. Nella parte alta, localmente, aumenta la frequenza delle arenite e, se l'esposizione degli affioramenti è buona (come ad esempio in località Casetta Gamberi lungo il T. Olivetta), si può osservare una stratificazione tabulare. Verso il basso sono presenti torbiditi con una significativa componente vulcanoderivata, color grigio e verde, in strati medi gradati, talora contenenti noduli di selce nera.

L'ambiente di sedimentazione è di mare relativamente poco profondo (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, in stampa), probabilmente di scarpata e piattaforma esterna, con sporadici apporti torbiditici.

La potenza varia da qualche decina di metri a circa 150 metri.

Il limite inferiore è netto su ANT4 e sfumato per alternanza con ANT.

Analisi del nannoplancton calcareo per la realizzazioni di altri fogli, da campioni provenienti dall'area tipo (F. 198 Bardi, ZANZUCCHI *et alii*, 2000) e dalla Val Secchia (F. 218 Castelnovo ne' Monti, PAPANI *et alii*, 2002) (vedere anche FORNACIARI & RIO, 1996), indicano un'età riferibile all'intervallo Acquitano terminale - Burdigaliano inferiore per la presenza di associazioni tipiche delle biozone MNN1d e MNN2a e MNN2b di FORNACIARI & RIO (1996).

2.6. - FORMAZIONE DI PANTANO (PAT)

Arenite siltose fini e finissime, grigie (beige se alterate), alternate a peliti marnose e siltose grigio-chiare; la stratificazione è poco marcata o addirittura impercettibile a causa dell'intensa bioturbazione; sono presenti resti di Echinidi, Gasteropodi e Lamellibranchi. Alla base talora affiorano delle arenite glauconitiche (AMOROSI, 1993). Talora la parte alta degli strati arenacei è gradata e si può osservare una laminazione ondulata.

Lungo il T. Olivetta all'altezza di Mezzariva si intercalano strati arenacei risedimentati medi, mal strutturati, di colore marrone nocciola.

Verso l'alto affiorano livelli di marne siltose grigio-azzurre laminate.

La sedimentazione è di ambiente di piattaforma.

La potenza è di circa 500 m.

Il limite inferiore è netto, discordante, su CTG; comunque non è raro che la base sia elisa tettonicamente.

Questa formazione costituisce la parte inferiore del Gruppo di Bismantova (AMOROSI *et alii*, 1996b) e corrisponde alle arenarie o calcareniti di Bismantova Auctt.

L'inizio della sedimentazione delle arenarie di Pantano, e del Gruppo di Bismantova in genere, è oggetto di discussione da molti anni (vedere discussione nelle note illustrative del F. 218 Castelnuovo ne' Monti, PAPANI *et alii*, 2002). Secondo PAPANI *et alii* (1987) la base è diacrona e compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano inferiore. Il limite Burdigaliano – Langhiano (limite Miocene inferiore – Miocene medio) non è ancora definito formalmente ma è unanimemente riconosciuto con la comparsa del genere *Praeorbulina*. Nelle sezioni esaminate per la realizzazione del F. 218 (PAPANI *et alii*, 2002), nelle aree tipo delle arenarie di Bismantova (Appennino reggiano), alla base della formazione non sono presenti nannofossili e l'età è stata determinata sulla base dei foraminiferi planctonici. Su questa base è stato confermato l'inizio diacrono della sedimentazione che in alcune sezioni risulta attribuibile al Langhiano basale mentre in altre è riferibile ad un Langhiano avanzato; tuttavia, poiché alla base di alcune sezioni sono presenti facies prive sia di nannofossili che di foraminiferi e i primi foraminiferi riconosciuti sono attribuibili al Langhiano basale, non si può escludere un inizio della sedimentazione nel Burdigaliano terminale (vedere anche AMOROSI, 1992a, 1992b e AMOROSI *et alii*, 1993).

Sempre sulla base di analisi da sezioni del F. 218 (PAPANI *et alii*, 2002) il tetto della Formazione di Pantano è attribuito al Langhiano superiore per la presenza di associazioni di nannofossili riferibili alla zona MNN5b di FORNACIARI *et alii* (1996). Tuttavia, nella zona di Montovolo (Appennino Bolognese), AMOROSI (1992a e 1992b) riconosce, nella parte alta della formazione, associazioni a Foraminiferi riferibili alla zona *P. glomerata*, subzona *P. glomerata sicana* del Langhiano inferiore (vedere anche AMOROSI *et alii*, 1993).

2.7. - FORMAZIONE DI CIGARELLO (CIG)

Marne siltoso-sabbiose, talora argillose, grigie o beige se alterate, bioturbate e fossilifere; sono presenti sia bioclasti che biosomi appartenenti perlopiù a Lamellibranchi e a Gasteropodi, talora ad Echinidi. Generalmente l'assenza di livelli grossolani e la bioturbazione rendono impercettibile la stratificazione, che diventa più evidente quando le peliti si alternano ad arenarie siltose medio-fini.

Verso l'alto, affiorano intervalli di strati arenaceo-pelitici con $A/P < 1$. La stratificazione è tabulare, con locali disturbi sinsedimentari (*slump*). In località Sartorano, verso la base, affiorano livelli discontinui di vulcanoclastiti ricche di cristalli millimetrici di biotite.

E' stata distinta una litofacies arenacea (**CIG_a**) caratterizzata da torbiditi con arenarie medio-fini, a gradazione poco accentuata, che passano a peliti grigio scure, in strati da spessi a sottili, spesso amalgamati; costituiscono corpi lenticolari di estensione chilometrica.

La sedimentazione è di piattaforma esterna e scarpata.

La potenza varia da qualche decina di metri a circa 100 metri.

Il limite inferiore è per alternanza o sfumato con PAT.

Questa formazione costituisce la parte superiore del gruppo di Bismantova di AMOROSI *et alii* (1996b).

L'età risulta compresa tra il Langhiano e il Serravalliano superiore. Nelle aree del F. 237 Sasso Marconi (PANINI *et alii*, 2002) alla base sono state riconosciute associazioni riferibili alla zona *P. glomerata*, subzona *P. glomerata circularis* e alla zona *P. glomerata*, subzona *P. glomerata sicana* (vedere anche AMOROSI, 1992a e 1992b) mentre le tanatocenosi riconosciute al tetto indicano un'appartenenza alla subzona *G. obliquus obliquus*, sebbene PANINI *et alii* (2002) non escludano un'attribuzione alla zona a *G. menardii* s.l.. Nelle sezioni del F. 218 Castelnovo ne' Monti (PAPANI *et alii*, 2002) sono state riconosciute associazioni a nannofossili riferibili alle zone MNN5a, MNN5b e MNN6 di FORNACIARI *et alii* (1996).

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

Marne argillose, siltose, talora debolmente sabbiose, grigio-scure, fossilifere (Lamellibranchi, Gasteropodi, Echinidi piritizzati) con rari strati medi di areniti carbonatiche giallastre e sporadici strati medi e sottili di arenarie gradate, marroni o grigie, con granulometria media e grossolana, ricche in bioclasti e glauconite. La stratificazione è poco marcata sia per scarsa classazione granulometrica sia per bioturbazione. Nella parte alta sono presenti rari livelli di peliti nerastre con lamine piano-parallele, bituminose, alternate a biosiltiti grigio chiaro o biancastre.

In questo foglio, nei dintorni di Ponte Rivabella, è presente una sottounità riconducibile al membro di Montebaranzone (**TER₂**) del F. 219 Sassuolo (GASPERI *et alii*, 2005).

Membro di Montebaranzone (TER₂). Torbiditi arenaceo-pelitiche in cui si intercalano, nella parte alta, livelli calcarei. Il rapporto tra arenarie e peliti è generalmente > 1 ; sono presenti intervalli decametrici di strati da medi a molto spessi, con base erosiva, alternati a intervalli di strati della stessa potenza caratterizzati

da stratificazione sottile. Al tetto affiora uno strato molto spesso ricco di bioclasti e biosomi ed in particolare di *Lucinae*. Le areniti sono da mediamente a poco cementate, di colore grigio, marrone se alterate, gradate da medie a fini che passano ad argille marnose parzialmente siltose grigio scuro o grigio verde. L'analisi petrografica quantitativa del detrito arenitico al microscopio ottico (eseguita da U. Cibin) ha mostrato che si tratta di calcisiltiti lutitiche marnose non strutturate, composte da areniti terrigene a granulometria fine, ben cernite, di composizione prevalentemente silicatica (78% dell'ossatura), con abbondanti granuli carbonatici (per il restante 22%, sono extraclasti sedimentari e bioclasti). Le areniti sono classificabili come arcose litiche (Q38, F27, L+Lc35) a prevalenti litici sedimentari e metamorfici di basso grado.

Nella parte medio-bassa sono presenti lenti di breccie argillose sedimentarie (**TER_{2a}**), spesse da alcune decine di metri a circa 100 metri, che riciclano i depositi epiliguri precedenti e con inclusi di TER e TER₂ stesso. Queste breccie poligeniche sembrano sostituire completamente verso il basso le torbiditi e sono probabilmente correlabili con il membro di Montardone (TER₁) affiorante nel F. 219.

Sono presenti livelli discontinui con struttura caotica da "slumping" e livelli di argille marnoso-siltose scure per l'abbondanza di materiale proveniente da AVS o APA a struttura anch'essa caotica e matrice argillosa clastica.

La potenza massima del membro è di alcune centinaia di metri. In questo foglio non è chiara la posizione stratigrafica del membro; nel F. 219 Sassuolo, questo membro occupa la parte medio alta della formazione.

L'ambiente sedimentario è di scarpata o di margine bacino con apporti torbiditici e da frana sottomarina.

La potenza totale della formazione varia da circa 150 ad alcune centinaia di metri.

Il limite inferiore è stratigrafico con CIG.

L'età della formazione risulta compresa tra il Serravalliano terminale e il Messiniano inferiore; sulla base di dati da sezioni analizzate per la realizzazione del F. 237 Sasso Marconi, PANINI *et alii* (2002) riconoscono associazioni riferibili alla zona *G. acostaensis* alla base e associazioni riferibili alla zona *G. conomiozea*, e presenza di *Bulimina echinata* e *Bolivina dentellata*, nella parte alta (vedere anche AMOROSI *et alii*, 1993)

2.9. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA (**GES**)

Banchi, talora decametrici, di gesso selenitico con cristalli traslucidi geminati a "coda di rondine", di dimensioni anche decimetriche, gessoareniti e gessoruditi con intercalazioni di argille siltose bituminose grigio scure o nerastre con bioclasti, scaglie di pesci ed abbondanti frustoli carboniosi che evidenziano una sottile

laminazione piano-parallela e conferiscono una certa fissilità; sono presenti sottili livelli di siltiti fini grigio chiaro gradate, con sabbia fine organogena alla base che passano a marne siltose grigie compatte a laminazione ondulata. Nella parte bassa della formazione compaiono sottili strati di calcari dolomitici.

L'ambiente sedimentario è evaporitico, tipo *sabkha*.

La potenza è variabile da pochi metri ad oltre 150 metri.

Il limite inferiore non affiora, ma verosimilmente, sulla base di osservazioni nei fogli limitrofi, è discordante e tettonizzato con TER, CIG e PAT.

Questa formazione è riferibile alla crisi di salinità che ha interessato il Mediterraneo nel Messiniano, 6,5 e 6 M.A. (RIO *et alii*, 1978). Sulla base delle età delle formazioni sotto e soprastanti, a scala regionale, l'età della Formazione Gesso-Solfifera è da riferirsi al Messiniano inferiore (vedere anche CERRINA FERONI *et alii*, 2002); IACCARINO & PAPANI (1980) segnalano, nelle peliti, la presenza di Gasteropodi (*Amyclina semistriata*) e Foraminiferi (*Bulimina echinata* e *Discospirina* sp.).

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

Questa successione comprende tutti i depositi post-evaporitici, quindi dal Messiniano superiore all'attuale, affioranti lungo il margine appenninico. Sono compresi anche i depositi del Pliocene intra-appenninico (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981, 1982) e i depositi continentali della Pianura Padana (AEI e AES). Per la descrizione di AEI e AES vedere il capitolo IVb.

3.1. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)

Prevalenti argille e argille marnose, di colore azzurro e grigio-verde, in strati sottili e molto sottili, privi di microfossili eccetto Ostracodi e Lamellibranchi, alternate a sabbie gradate in strati medi e spessi, spesso alterate e di colore giallo ocra. In quest'area non affiorano i caratteristici calcari evaporitici biancastrati denominati "colombacci" (CREMONINI & FARABEGOLI, 1977) che caratterizzano la formazione in Romagna.

L'ambiente deposizionale è variabile da alluvionale a lago-mare.

La potenza massima affiorante è di qualche decina di metri.

Il limite inferiore, non affiorante, è, per analogia ad altre zone dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, presumibilmente discordante su GES; il limite superiore è netto e discontinuo, generalmente marcato da una lacuna biostratigrafica, con FAA; altrove, in Romagna, il limite superiore si presenta netto ma continuo con le

Marne di Cella, attribuite al Pliocene basale (zona a *Sphaeroidinellopsis*).

Da dati di letteratura, l'età è riferibile al Messiniano superiore (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; BONAZZI & FREGNI, 1987).

3.2. - ARGILLE AZZURRE (**FAA**)

Marne argillose e siltose, talora sabbiose, grigie e grigio-azzurre, talora grigio plumbeo, spesso a stratificazione poco evidente per bioturbazione e scarsa differenziazione granulometrica. Nella parte inferiore della formazione sono localmente presenti sottili livelli discontinui di biocalcareni fini e siltiti giallo, o ocre se alterate, sottilmente laminate. Sempre frequenti i microfossili (Foraminiferi e Ostracodi); variabile la concentrazione di malacofaune a Gasteropodi e Lamelibranchi, sia come biosomi che come bioclasti. Nella parte alta sono presenti "slumps", non cartografabili per l'esiguità degli spessori e intercalazioni arenacee e arenaceo-pelitiche.

Nella parte alta sono state distinte le seguenti litofacies.

Litofacies arenacea (**FAA_a**), costituita da strati arenacei, talora conglomeratici, generalmente spessi e molto spessi, frequentemente amalgamati, a geometria lenticolare; l'estensione è di alcune centinaia di metri, fino a diventare chilometrica verso sud-est (cfr fogli 221 e 238), lo spessore massimo è di qualche decina di metri.

Litofacies arenaceo-pelitica (**FAA_{ap}**), caratterizzata da intercalazioni di livelli sabbiosi, talora arenacei, da fini a spessi, talora bioturbati; la geometria della litofacies è fortemente lenticolare, l'estensione massima è di poche centinaia di metri, mentre lo spessore può essere di qualche decina di metri.

Al limite con il foglio 219 Sassuolo è stata distinta anche una litofacies arenaceo-conglomeratica (**FAA_{ac}**) potente pochi metri e di età dubitativamente pliocenica medio-superiore in base ai dati raccolti nelle soprastanti argille; essa costituisce localmente la base della formazione.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma esterna e scarpata.

La potenza affiorante è di oltre 250 m.

Il limite inferiore è discontinuo su AVS, PAT, CIG, TER, GES e FCO; verso sud, mostra rapporti di eteropia con RUM e ADO; il limite superiore è discordante con IMO.

L'età della formazione si estende dal Pliocene inferiore (zona a *G. margaritae*) al Pleistocene inferiore (zona a *H. balthica*) (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; CERETTI & COLALONGO, 1982; COLALONGO *et alii*, 1982a; GASPERI *et alii*, 1987; AMOROSI *et alii*, 1998b).

Questa formazione corrisponde alle Argille e Marne di Riolo Terme dell'Appennino Romagnolo (cfr. ad es. F. 254 Modigliana, CREMONINI *et alii*, 2001 e la

cartografia geologica 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna, disponibile presso l'Archivio Cartografico della Regione Emilia-Romagna, Bologna), alle Argille del Santerno (AGIP, 1982) e alle Argille di Lugagnano dell'Appennino emiliano occidentale (cfr. ad es. F. 218, PAPANI *et alii*, 2002).

3.3. - FORMAZIONE DI MONTERUMICI (RUM)

Conglomerati e arenarie argillose bioturbate generalmente poco cementate e con cementazione differenziale ("cogoli").

Questa formazione, corrispondente al ciclo P1 del "Pliocene intra-appenninico" Auctt. (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981); è stata suddivisa in due membri di spessore variabile da metrico a decametrico; il primo è prevalentemente conglomeratico (*Membro di Scascoli*, RUM₁), mentre il secondo è prevalentemente arenaceo (*Membro di Ca' di Mazza*, RUM₂). In questo foglio affiorano, al limite con il F. 237, solo poche decine di metri del membro conglomeratico.

Membro di Scascoli (RUM₁). Conglomerati eterometrici con matrice sabbiosa, scarsamente cementati, in strati lenticolari spessi e molto spessi, talora gradati, con ciottoli embriciati; la stratificazione è incrociata concava, spesso interrotta da docce erosive; gli strati sono mal strutturati. Gli elementi conglomeratici, per lo più calcareniti fini grigie, calcilutiti grigie e chiare, marne, arcose e calcareniti medie nocciola, provengono da litotipi appartenenti al dominio ligure ed epiligure; nella parte più alta del membro sono presenti anche ciottoli di arenarie fossilifere probabilmente provenienti dalla cannibalizzazione della parte inferiore del membro stesso. Più raramente sono presenti ciottoli di ofioliti, graniti e metamorfiti.

Nella parte bassa del membro affiorano corpi discontinui, di spessore variabile fino a qualche decina di metri, costituiti da strati medi e spessi, con base conglomeratica erosiva e tetto arenaceo.

L'ambiente di sedimentazione di questi depositi è fluviale, con trasporto in massa, ed evolve verso l'alto a depositi di barra di meandro, passando da ambiente di conoide interna ad esterna e quindi a conoide deltizia distale (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981).

Il limite inferiore è erosivo sui depositi della successione epiligure. Verso nord, la Formazione di Monterumici passa alla parte inferiore di FAA. Il limite superiore è discordante con ADO.

L'età, qui non determinabile biostratigraficamente per la presenza di sole facies grossolane, è attribuita al Pliocene inferiore, subzona a *G. puncticulata* (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981).

3.4. - FORMAZIONE DI MONTE ADONE (**ADO**)

Prevalenti arenarie, generalmente poco cementate, con abbondante matrice siltoso-argillosa e subordinati conglomerati, in strati da medi a banchi, alternate a peliti sabbiose con stratificazione da sottile a spessa, a geometria talora tabulare, talora lenticolare. Verso l'alto aumenta la frequenza delle peliti. Spesso la stratificazione non è ben evidente a causa della bioturbazione. Il colore delle sabbie è grigio e grigio-azzurro, beige se alterate, quello delle peliti grigio scuro.

Sono presenti corpi grossolani con geometria sia tabulare che lenticolare, con stratificazione incrociata concava e superfici e docce erosive e intervalli tipo panchine fossilifere costituiti da macrofossili appartenenti prevalentemente ai Lamellibranchi, Gasteropodi e Scafopodi. I ciottoli sono prevalentemente costituiti da calcilutiti di origine ligure. La cementazione è da media a scarsa, spesso differenziale con presenza di "cogoli" generalmente allineati subparallelamente alla stratificazione.

Questa formazione, corrispondente al ciclo P2 del "Pliocene intra-appenninico" Auctt. (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981), è stata suddivisa in 2 membri sulla base del rapporto arenite/pelite, presenza di livelli conglomeratici e spessore medio degli strati. In questo foglio affiora quasi esclusivamente la sottounità superiore denominata *Membro delle Ganzole* (**ADO₂**), caratterizzato da areniti fini e subordinate peliti sabbiose bioturbate in strati da medi a molto spessi; la potenza è di circa 200 metri; la frequenza e lo spessore delle peliti aumentano verso l'alto, dove è possibile distinguere una litofacies pelitico-arenacea (**ADO_{2a}**). Nell'estremità meridionale, alla base, affiora un piccolo lembo del *Membro di Monte delle Formiche* (**ADO₁**), caratterizzato da areniti e subordinati conglomerati in strati da medi a molto spessi; la potenza, generalmente compresa tra 150 e 200 metri, è qui di qualche decina di metri.

L'ambiente di sedimentazione della formazione è variabile da fluviale a marino costiero e piattaforma.

La potenza massima totale affiorante è superiore ai 350 metri.

Il limite inferiore è discontinuo, talora paraconcordante su RUM. La formazione di Monte Adone, verso nord, mostra chiare evidenze di eteropia con la parte media e superiore di FAA e poggia su FAAa.

L'età è Pliocene medio e superiore, dubitativamente arriva al Pleistocene basale, per posizione stratigrafica e sulla base di associazioni ad ostracodi (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981; COLALONGO *et alii*, 1982b).

3.5. - SABBIE DI IMOLA (**IMO**)

In questa formazione (AMOROSI *et alii*, 1998a) sono compresi tutti i depositi marino-marginali di età medio-pleistocenica che poggiano in discordanza sui sot-

tostanti depositi marini di età generalmente pliocenica o pleistocenica inferiore.

Le Sabbie di Imola sono comprese tra due superfici di discontinuità principali. Quella inferiore è caratterizzata da una superficie erosiva, associata ad una lacuna stratigrafica che aumenta spostandosi dai settori occidentali a quelli orientali. Tra il F. Panaro e il T. Lavino, l'appoggio basale avviene sempre sui terreni pleistocenici del piano Emiliano; tra il T. Lavino ed il F. Reno, l'unità non affiora, mentre ad est del T. Ravone, è sovrapposta in discordanza angolare sui terreni del Pliocene inferiore. Nell'affioramento ubicato nei pressi di Ronzano, circa 2 chilometri a sud del centro di Bologna, questa formazione poggia su terreni di età miocenica della successione epiligure.

Il limite superiore è marcato da una superficie di erosione, talora con appoggio in discordanza angolare, dei depositi alluvionali del Supersistema Emiliano-Romagnolo.

Le Sabbie di Imola costituiscono un'unità litostratigrafica composta, sedimentata in vari ambienti deposizionali, dalla piana alluvionale alla spiaggia sommersa. Queste differenze interne all'unità hanno portato alcuni autori a suddividerla in unità minori (NENZIONI & VANNELLI, 1982, FARABEGOLI, 1985), definite anche come membri (FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1996). Le Sabbie di Imola sono state recentemente oggetto di uno studio che ha portato ad una sua suddivisione interna in tre membri (AMOROSI *et alii*, 1998a), dal basso verso l'alto: Membro di Monte Castellaccio (IMO₁); Membro di Fossoveggia (IMO₂); Membro di Castel San Pietro (IMO₃). Questa stratigrafia è stata utilizzata nel F. 221 Bologna Est e nel F. 239 Faenza della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, attualmente in preparazione.

Nel presente foglio è stata adottata questa suddivisione, anche se i rapporti tra questi tre membri differiscono in parte rispetto al lavoro sopraccitato; in particolare si osserva che IMO₃ è compreso in IMO₂ con il quale mostra quindi rapporti di eteropia; come meglio specificato ai paragrafi seguenti e illustrato nello schema di fig. 1.

Sul margine collinare, circa 1 km a sudovest di Pragatto (Crespellano), l'unità è stata completamente attraversata dal sondaggio 220 S1 (vedi Appendice 1).

Le Sabbie di Imola sono correlabili nel sottosuolo, per posizione stratigrafica, con il Subsistema Quaternario Marino Qm3' e Qm3'' (RER & ENI-AGIP, 1998, vedi fig. 7).

Per quel che riguarda l'età di IMO, in letteratura si possono ricavare due valori differenti. Secondo una sintesi stratigrafica delle unità quaternarie, estesa a tutto il margine appenninico emiliano-romagnolo l'unità si sarebbe deposta in un'intervallo compreso tra circa 1.200.000 e 800.000 anni b.p., durante il Piano Siciliano (FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1996). Secondo dati più recenti, utilizzati in questa sede, l'età di IMO è compresa tra 800000 e 650000 anni (AMOROSI *et alii*, 1998a; RER & ENI-AGIP, 1998). Quest'ultima datazione sarebbe supportata

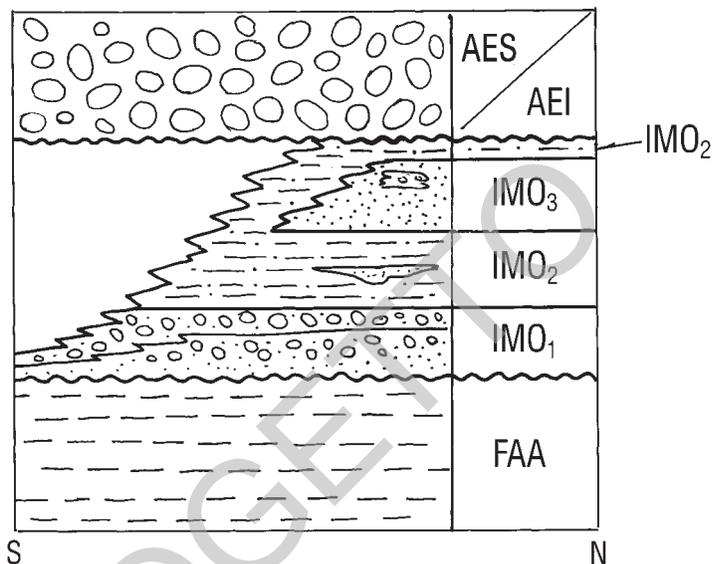


Fig. 1 - Schema stratigrafico dell'unità IMO nel foglio 220.

da un'estensione a tutto il Piano Siciliano delle sottostanti argille marine (VAIANI, 1995; AMOROSI *et alii*, 1998b).

Membro di Monte Castellaccio (IMO₁). Forma una tipica sequenza regressiva di facies sabbiose di spiaggia, passanti a sabbie e ghiaie di delta conoide o barra di foce. La geometria, a grande scala, è quella di un cuneo che s'ispessisce da sud verso nord con valori crescenti da 5 a 20 metri. Le litofacies ghiaiose, sempre distribuite al tetto dell'unità, diventano prevalenti nelle porzioni meridionali.

Le facies di spiaggia sono caratterizzate da sabbie fini e finissime di colore giallo, subordinate quelle medie e grossolane, in strati amalgamati. Vi s'intercalano sottili livelli di ciottoli di piccola taglia, in cui, spesso, si ritrovano piccoli ciottoli silicei varicolori e *clay chips*. Nelle parti inferiori predomina la stratificazione piano parallela; verso l'alto si sviluppa la stratificazione incrociata ad alto angolo in set a piccola e media scala in genere inferiore ai 30 centimetri. La stratificazione concavo-convessa e ondulata da ripple è subordinata, si rinviene in genere al tetto di sottili strati gradati.

Il passaggio alle sovrastanti litofacies ghiaiose avviene in modo brusco o graduale, a seconda che ci si trovi nelle vicinanze della foce di un paleocanale o delle sue zone laterali di ridistribuzione. I ciottoli sono poligenici, in strati medi e spessi, con diametri medi di 3-5 centimetri, massimo 10-12 centimetri, fre-

quentemente assumono colori di alterazione bruno-violacei dovuti a patine ferro-manganesifere. Le forme sono piatte e arrotondate, spesso concentrate in livelli *clast-supported*. Sono prevalentemente organizzati in stratificazione incrociato concava con festoni schiacciati a scala decimetrica, talora metrica; in alcune zone, si sviluppano strati medi e sottili, piano paralleli, con ciottoli molto selezionati in forma e granulometria. Subordinati gli strati disorganizzati, matrice sostenuti, talora gradati. Le sabbie s'intercalano in modo subordinato. Le paleocorrenti sono prevalentemente volte da SE a NW.

La zona nei pressi di Ronzano, circa 2 chilometri a sud del centro di Bologna, è stata attribuita a questa unità in modo incerto. Si tratta di un areale sostanzialmente privo di affioramenti, tuttavia i dati deducibili dai terreni superficiali indicano presenza di sabbie e di ciottoletti silicei che hanno spinto ad attribuire questa zona ad IMO₁. Data l'incertezza dell'attribuzione, le informazioni deducibili da questo affioramento non sono state inserite nello schema stratigrafico di fig. 1.

Il limite inferiore è erosivo e discordante, il limite con IMO₂ è netto.

Membro di Fossoveggia (IMO₂). E' costituito prevalentemente da peliti deposte negli ambienti di piana alluvionale e di piana deltizia, più o meno in comunicazione con il mare. Comprende sia depositi compresi tra IMO₁ ed IMO₃, che depositi laterali ad IMO₃, laddove quest'ultima unità litostratigrafica si chiude lateralmente, che, infine, depositi sovrastanti IMO₃. In questo foglio la posizione stratigrafica del membro di Fossoveggia differisce in parte rispetto a quanto indicato in AMOROSI *et alii* (1998a), dove IMO₂ è sempre compreso tra gli altri due membri.

L'unità è composta da limi e argille prevalenti, con subordinate intercalazioni decimetriche sabbioso limose, talora più spesse, in riempimento di canali di limitata estensione. La stratificazione nelle peliti è generalmente malvisibile, a tratti si osservano strati con spessore decimetrico. I depositi sono prevalentemente di colore grigio azzurro e bluastro, specie, nelle porzioni basali, dove sono associati a crostoni e noduli di carbonato di calcio e ferromanganeso; e da varie tonalità del giallo, con screziature brunastre. Si osserva, anche la ripetuta alternanza di orizzonti decarbonatati, con faccie di pressione e *slickensides* e di suoli immaturi a profilo A-C; a volte, si notano i resti di filamenti radicali.

Analisi biostratigrafiche condotte sia su campioni sparsi che, soprattutto, lungo la serie stratigrafica campionata nel sondaggio 220 S1 (vedi Appendice 1), hanno messo in evidenza che la parte inferiore di queste peliti è completamente sterile. Verso l'alto compaiono faune di ambiente mesoalino o salmastro, indicanti una salinità leggermente inferiore a quella marina; al tetto l'ambiente rimane salmastro, ma con una salinità minore rispetto ai campioni sottostanti.

Il limite inferiore con IMO₁ è netto; IMO₂ comprende completamente al suo interno IMO₃.

Il limite superiore con AEI osservato nell'alveo del F. Panaro (vedi Appendice I log stratigrafico di affioramento) è erosivo e discordante. Il limite superiore con AES è erosivo e discordante; dove il contatto avviene con AES indifferenziata (cap. IVb, par. 1.2.), esso non è mai affiorante e non è marcato da un forte contrasto litologico, in questi casi il contatto superiore di IMO₂ è pertanto maggiormente interpretato rispetto agli altri settori.

Si segnala infine che nell'affioramento di IMO₂ presente nell'alveo del F. Panaro, sono stati ritrovati dei resti di *E. meridionalis* (CREMASCHI & SALA, 1982).

Lo spessore massimo è di circa 50 metri.

Membro di Castel S. Pietro (IMO₃). È costituito da un corpo litorale di spiaggia a geometria complessivamente cuneiforme che si apre verso nord con spessori che passano rapidamente da pochi metri sino a 15 metri circa. Verso il basso, prevalgono le facies di spiaggia con sabbie fini e finissime di colore giallo, in strati amalgamati e con stratificazione incrociata ad alto angolo, in set a piccola e media scala. I giunti di strato sono talora ondulati da ripple da onda simmetrici, e ricoperti da silt e peliti sabbiose in lamine sottili e discontinue. In alto prevale la stratificazione piano parallela e cuneiforme con concentrazioni lenticolari di ciottolini silicei varicolori e *clay chips*; localmente, s'intercalano alcuni decimetri di silt sabbiosi con tracce di laminazione incrociata ed ondulata. Al tetto compaiono a tratti delle peliti in contatto netto con le sabbie sottostanti, che potrebbero indicare un episodio regressivo presente nella porzioni sommitale di IMO₃, non documentato altrove.

Tra il rio Martignone e il T. Lavino, al tetto delle sabbie, si ritrovano alcuni metri di ghiaie ben selezionate, organizzate in set a stratificazione incrociata concava, passanti verso l'alto a lenti di sabbie con ciottoli e tritume organogeno; le paleocorrenti sono dirette verso nord-ovest. Tali depositi sono interpretati come di barre di foce fluviale.

L'unità è completamente compresa dentro IMO₂.

PROGETTO
CARG

IVb – STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ QUATERNARIE CONTINENTALI

1. – METODOLOGIA DI RILEVAMENTO DELLE UNITÀ QUATERNARIE CONTINENTALI

Dato il carattere di novità con cui sono stati studiati i depositi quaternari continentali, in particolare per quel che riguarda l'utilizzo delle unità a limiti inconformi e, soprattutto, lo studio integrato di questi depositi tra i settori affioranti ed il sottosuolo della pianura, si è ritenuto importante premettere alla descrizione della stratigrafia dei depositi quaternari continentali l'illustrazione della metodologia di rilevamento seguita.

La progettazione dei rilievi delle aree di pianura è stata eseguita nel rispetto delle linee guida per il rilevamento e la cartografia, stabilite dal Comitato Geologico della Pianura Padana del Servizio Geologico Nazionale (CNR-CCGG, 1992; SGN, 1999).

Per la realizzazione della cartografia di superficie e di sottosuolo della pianura si sono utilizzati, in modo integrato, diversi approcci. La descrizione che segue illustra nel dettaglio il percorso metodologico intrapreso, essa richiama in gran parte le esperienze già fatte in alcuni fogli ubicati sul margine appenninico padano (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000: F. 256 Rimini e F. 219 Sassuolo, 2005).

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 circa (volo Regione Emilia-Romagna 1985) e 1:75.000 circa (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).

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 (fig. 2).

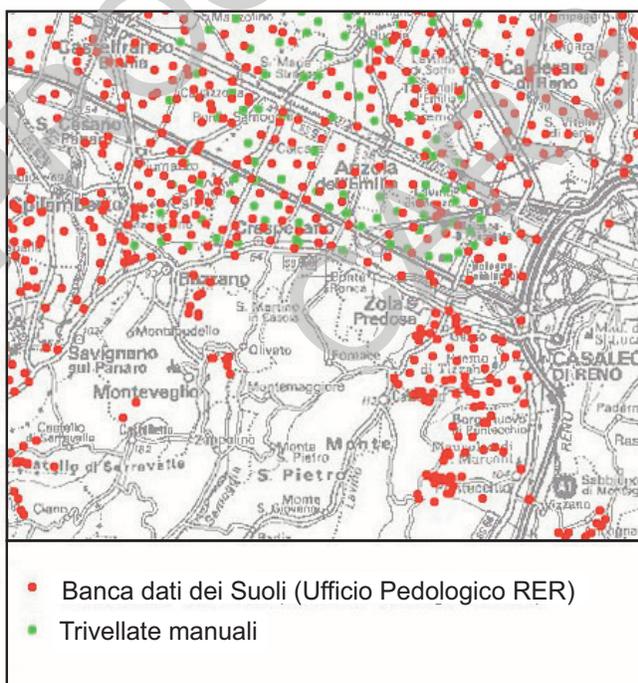


Fig. 2 - Ubicazione delle trivellate manuali realizzate durante i rilievi del Foglio e dei dati pedologici presenti nella Banca Dati dell'Ufficio Pedologico della Regione Emilia-Romagna.

Le descrizioni pedologiche sono state eseguite facendo riferimento a testi specialistici (SOIL SURVEY STAFF, 1980, 1990) e alla pubblicazione de “I suoli della Regione Emilia Romagna” (RER, 1994). Per la descrizione dei colori di alterazione si è fatto riferimento alla tavola dei colori Munsell (MUNSELL COLOR COMPANY, 1954). Molte informazioni pedologiche (tessitura e grado di alterazione dei suoli affioranti) sono state tratte dalla Banca Dati dei Suoli 1:50.000, realizzata dall’Ufficio Pedologico della Regione Emilia-Romagna. L’analisi delle tessiture ha permesso di verificare e caratterizzare dal punto di vista litologico le unità morfologiche individuate dalla fotointerpretazione; mentre l’analisi del grado di alterazione ha consentito la stima dell’età minima del sedimento.

Informazioni sull’età dei sedimenti affioranti sono anche state dedotte dall’analisi dei reperti archeologici effettuata appositamente grazie ad una collaborazione con la Sovrainendenza Archeologica dell’Emilia-Romagna (fig. 3).

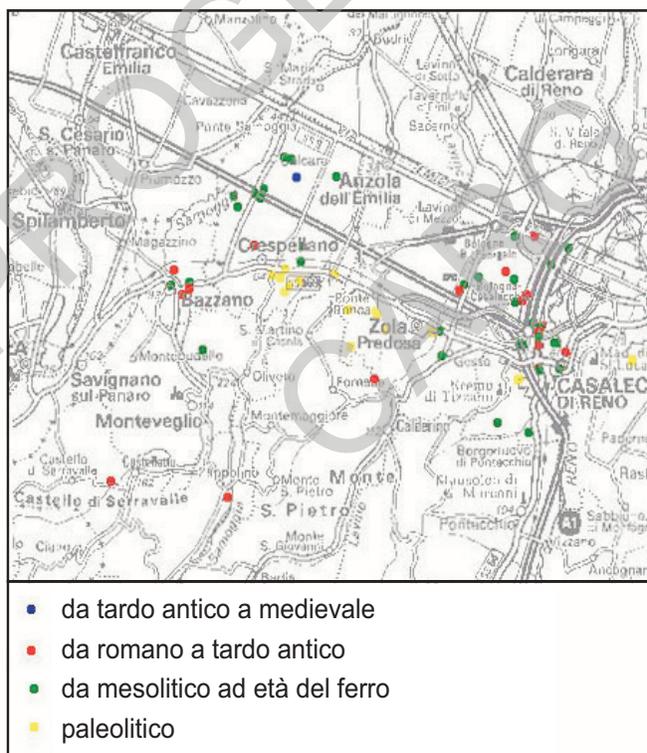


Fig. 3 - Ubicazione dei dati archeologici recuperati nell’ambito di una collaborazione con la Sovrainendenza Archeologica della Regione Emilia-Romagna.

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 (Comuni, Provincie, Regione, FF.SS., ANAS, ENEL, ecc.) e privati (SEABO S.p.A., liberi professionisti, imprese di perforazione, ecc.).
- 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 in chiave stratigrafica.

Una più ampia illustrazione dei lavori che hanno condotto alla realizzazione di questa banca dati è riportata in TOMASSETTI & SEVERI (1999).

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 220 l'attendibilità di tali informazioni è risultata complessivamente più che soddisfacente, essendo i dati giudicati non attendibili minori dell'1%.

La densità media dei dati geognostici recuperati per l'area di pianura del Foglio 220 (circa 350 km²) è di circa 8 dati per km², ed è una delle più alte di tutta la Regione Emilia-Romagna. L'ubicazione dei dati è riportata in fig. 4, le caratteristiche principali dei dati raccolti sono illustrate in tabella 1 e tabella 2.

1.2.2. – *Elaborazione di uno schema geologico preliminare*

La ricostruzione della architettura deposizionale di sottosuolo del foglio 220 ha giovato ampiamente dalla recente pubblicazione "Riserve Idriche sotterranee" (RER & ENI-AGIP, 1998). Questo lavoro, basato sullo studio di profili sismici a riflessione, ha permesso di riconoscere e mappare sull'intero bacino padano

TAB. 1- *Enti fornitori dati geognostici.*

| ENTI FORNITORI | n. di dati | % |
|--|-------------------------------|----------|
| Comune di Anzola | 25 | 0.9 |
| Comune di Bazzano | 12 | 0.4 |
| Comune di Bologna | 280 | 10 |
| Comune di Casalecchio R. | 15 | 0.5 |
| Comune di Castelfranco E. | 78 | 2.8 |
| Comune di Crespellano | 12 | 0.4 |
| Comune di S. Cesario P. | 62 | 2.2 |
| Comune di Sala Bolognese | 25 | 0.9 |
| Comune di Spilamberto | 96 | 3.4 |
| Comune di Zola Predosa | 33 | 1.2 |
| Provincia di Bologna | 18 | 0.6 |
| Provincia di Modena | 164 | 5.8 |
| S.P.D.S. Bologna | 528 | 18.7 |
| S.P.D.S. Modena | 15 | 0.5 |
| Servizio Geologico R.E.R. (Progetto CARG) | 102 (nuove realizzazioni) | 4 |
| RER | 25 | 0.9 |
| FF.SS. | 161 | 5.7 |
| Soc. Autostrade | 73 | 2.6 |
| Università di BO | 10 | 0.3 |
| Liberi professionisti | 867 | 30.8 |
| Altri | 201 | 7.4 |
| Totale | 2812 | 100 |

TAB. 2 - *Caratteristiche dei dati geognostici.*

| TIPI DI DATI | n. di dati | % sul totale (2812) | Prof. Media | Prof. min | Prof.max. |
|---------------------------------|-------------------|--------------------------------|--------------------|------------------|------------------|
| Prove penetrometriche statiche | 803 | 28.5 | 11 | 1.8 | 37.4 |
| Prove penetrometriche dinamiche | 143 | 5 | 4.9 | 0.4 | 15 |
| Sondaggi a carotaggio continuo | 295 | 15.7 | 24.7 | 4 | 118.1 |
| Sondaggi a distruzione | 485 | 17.2 | 17.0 | 1.2 | 194 |
| Pozzi per acqua | 845 | 30 | 104.7 | 5 | 531 |
| Altre indagini | 241 | 3.6 | | | |

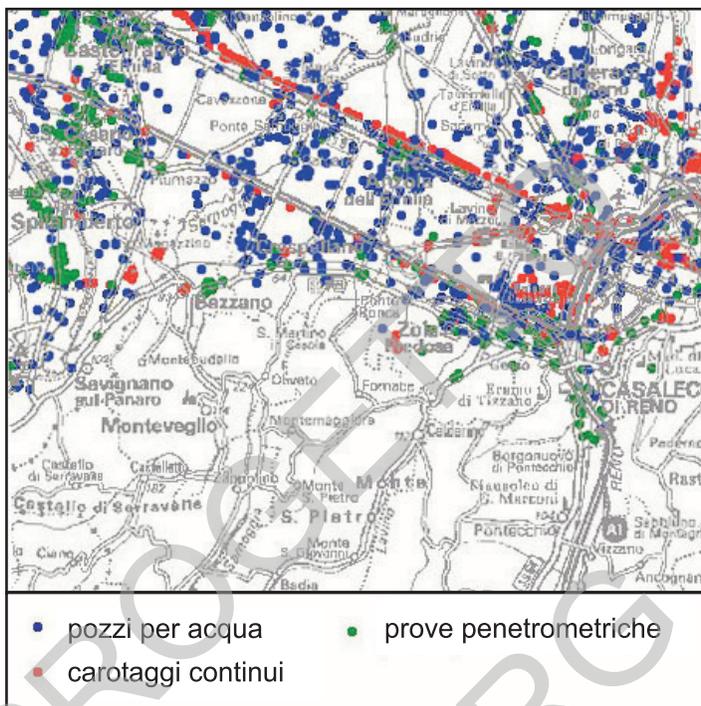


Fig. 4 - Ubicazione dei dati geognostici recuperati.

emiliano-romagnolo le due unità stratigrafiche principali, marcate alla base da superfici di discontinuità sismica, in cui è stata distinta l'intera successione alluvionale di sottosuolo (confronta cap.IVb, par.3.). La cartografia dell'andamento del limite basale di ciascuna di queste due unità ha rappresentato uno strumento molto efficace per guidare le correlazioni dei corpi alluvionali secondo criteri geometrici ben controllati.

Sulla scorta degli andamenti strutturali evidenziati nel citato lavoro, e grazie anche all'analisi di ulteriori linee sismiche rese disponibili da ENI-AGIP, è stata quindi realizzata una rete di sezioni geologiche costruite con tutti i dati geognostici disponibili, con particolare attenzione per i più profondi e/o dettagliati. All'interno dei vincoli geometrici dedotti dall'analisi delle linee sismiche, le correlazioni sono state facilitate dall'individuazione di orizzonti guida, quali ad esempio corpi grossolani (ghiaia e sabbia) o corpi pelitici tabulari e particolarmente estesi.

Questa fase di lavoro pertanto ha consentito di realizzare in via preliminare la ricostruzione tridimensionale dei depositi alluvionali sepolti del Foglio 220.

1.2.3. – Esecuzione di nuove indagini di sottosuolo

I sondaggi a carotaggio continuo rappresentano l'unico strumento di osservazione diretta delle unità di sottosuolo e sono quindi di fondamentale importanza per la loro caratterizzazione. Essi inoltre permettono il campionamento dei terreni per analisi stratigrafiche specifiche (datazioni ^{14}C , analisi palinologiche) che costituiscono strumenti indispensabili per la verifica delle correlazioni stratigrafiche proposte. Per questi motivi sono stati eseguiti 10 sondaggi a carotaggio continuo appositamente per la realizzazione di questo foglio (Appendice 1). Tra questi 8 sono serviti per analizzare i depositi alluvionali di pianura che sono specificamente oggetto della cartografia di sottosuolo, ed hanno una profondità compresa tra 50 e 70 metri. Due sondaggi sono invece stati realizzati nelle porzioni intravallive: uno (220 S8) ha investigato i depositi alluvionali affioranti dell'unità AES_6 ed ha una profondità di 9 metri, l'altro (220 S1) ha attraversato interamente le unità AES_5 ed IMO ed è profondo 74 metri. L'ubicazione di questi sondaggi è riportata in fig. 5.

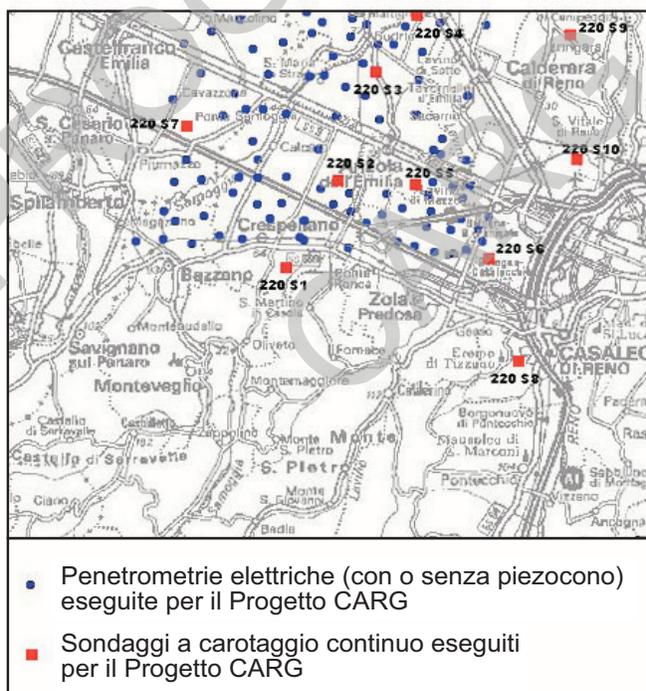


Fig. 5 - Ubicazione dei sondaggi e delle prove penetrometriche realizzate appositamente per il rilevamento di sottosuolo del Foglio 220.

TAB. 3 - *Datazioni al ¹⁴C effettuate.*

| CODICE | QUOTA SOND. | PROFONDITA CAMPIONE | UNITA | ETA ¹⁴ C | RANGE | MATERIALE | LAB |
|------------|-------------|---------------------|----------|---------------------|-------|------------------|------------------------------|
| 220 - S3 | 33 | 19,1 | AES8 | 8825 | 300 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S3 | 33 | 24,1 | AES8 | 13930 | 300 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S3 | 33 | 28,6 | AES7 | 20425 | 500 | Legno | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S3 | 33 | 39 | AES7 | >=35000 | | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S3 | 33 | 58,1 | AES7 | >44000 | | Legno | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S2 | 44 | 5,33 | AES8 | 4500 | 80 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S2 | 44 | 8,45 | AES8 | 5475 | 100 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S2 | 44 | 11,8 | AES8 | 5665 | 80 | Legno | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S2 | 44 | 15,8 | AES8 | 7060 | 40 | Legno | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S2 | 44 | 44,1 | AES7 | >35000 | | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S2 | 44 | 51,1 | AES7 | >40000 | | Legno | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S4 | 29 | 18,67 | AES8 | 7575 | 75 | Legno | E.T.H (ZURIGO) |
| 220 - S4 | 29 | 37,7 | AES7 | 28840 | 390 | Argilla organica | E.T.H. (ZURIGO) |
| 220 - S4 | 29 | 41,7 | AES7 | 33480 | 780 | Argilla organica | E.T.H. (ZURIGO) |
| 220 - S5 | 44 | 22,27 | AES8 | 11220 | 95 | Argilla organica | E.T.H. (ZURIGO) |
| 220 - S6 | 60 | 19,9 | AES8 | 14970 | 120 | Argilla organica | E.T.H (ZURIGO) |
| 220 - S9 | 24 | 19,05 | AES8 | 12510 | 200 | Legno | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S10 | 36 | 57,7 | AES7 | >35000 | | Legno | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220080P476 | 24 | 18,5 | AES8 | 8825 | 120 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220120A513 | 61 | 3 | AES8 | 8455 | 225 | Argilla organica | KRUEGER ENTER- PRISES USA |
| 220120A511 | 60 | 7,9 | AES8 | 10020 | 70 | Argilla organica | ENEA (BOLOGNA) |
| 220120A511 | 60 | 9,6 | AES8 | 12150 | 75 | Argilla organica | ENEA (BOLOGNA) |
| 220160A503 | 121 | 3 | AES8 | 6550 | 200 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220160A502 | 110 | 3 | AES8 | 8400 | 300 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220150A501 | 220 | 7 | AES7 (*) | 19600 | 1000 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220120A512 | 166 | 5 | AES7(*) | 25350 | 1000 | Argilla organica | L.O.D.Y.C. (PARIGI) |
| 220 - S8 | 166 | 4,2 | AES7(*) | 30720 | 480 | Argilla organica | E.T.H. (ZURIGO) |
| 220100A501 | 150 | 2 | AES8 | 7900 | 130 | Argilla organica | ENEA (BOLOGNA) |

(*) L'età è relativa a depositi colluviali o alluvionali del reticolo idrografico minore non cartografati. Questi depositi poggiano in discordanza sulle ghiaie e sabbie di un terrazzo alluvionale attribuito ad AES₆.

Durante i lavori di rilevamento si sono anche resi disponibili alcuni sondaggi realizzati dall'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna nell'ambito di un progetto sulla geologia delle aree urbane (ARTIOLI *et alii*, 1997); si tratta di 4 sondaggi ubicati nell'area urbana bolognese, di profondità compresa tra 30 e 80 metri circa. Sono pure stati analizzati vari altri sondaggi, perforati da enti diversi per scopi di tipo geotecnico.

Oltre ai carotaggi sono state realizzate anche 92 prove penetrometriche, sia con punta elettrica (35) che con punta elettrica e piezocono (57), che hanno raggiunto una profondità media di circa 20 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 la profondità del tetto dei depositi ghiaiosi e le litologie dei terreni attraversati, grazie alle tature fatte con sondaggi a carotaggio continuo perforati a fianco di alcune prove penetrometriche.

L'ubicazione delle prove penetrometriche realizzate è riportata in fig. 5.

Durante la perforazione dei sondaggi si sono inoltre prelevati campioni per analisi di tipo geotecnico, paleontologico e paleobotanico.

Nelle carote disponibili sono stati inoltre campionati alcuni orizzonti ricchi in sostanza organica per la datazione radiometrica al ^{14}C . Tutti i dati disponibili sono riportati in tabella 3, mentre le ubicazioni dei campioni datati sono indicate in fig. 6.

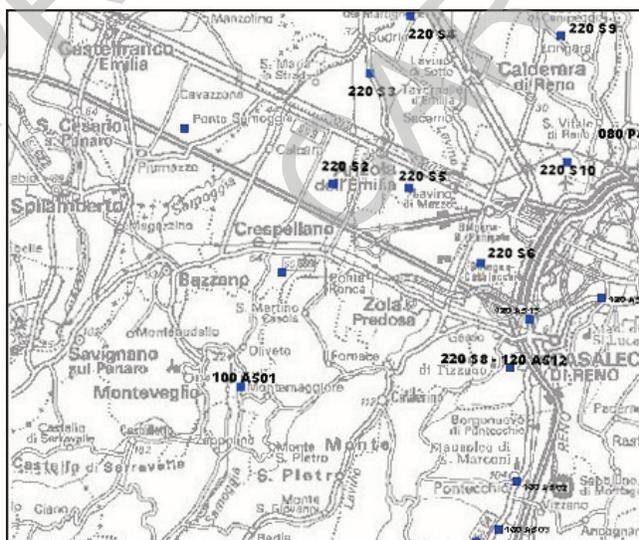


Fig. 6 - Ubicazione dei sondaggi e degli affioramenti in cui sono state effettuate le datazioni al ^{14}C riportate nella tabella 3.

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* e unità allostratigrafiche, NACSN, 1983, POAG & WARD, 1993; SALVADOR, 1994) o comunque legate a cicli di eventi, come le unità stratigrafico-deposizionali (VAIL, 1987; POSAMENTIER & VAIL, 1988).

Le linee guida per il rilevamento e la cartografia dei depositi quaternari nelle aree di pianura facendo propri i concetti sopracitati, stabiliscono che per la descrizione di questi depositi devono essere utilizzate le unità stratigrafiche a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, SALVADOR, 1987).

Il rilevamento dei depositi alluvionali affioranti nelle porzioni vallive e nel margine appenninico dell'Emilia-Romagna effettuato nell'ambito del presente progetto di cartografia geologica, ha portato all'istituzione del Supersistema Emiliano-Romagnolo, coincidente con il ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii* (1982). Questa unità raggruppa tutti i depositi alluvionali affioranti, ed è caratterizzata alla sua base da una superficie di discontinuità che la separa da tutti i depositi marini sottostanti.

All'interno del Supersistema è stata riconosciuta una superficie di discontinuità erosiva che separa tra loro due unità alle quali è stato dato il rango di sistema. Quella inferiore è denominata Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) ed affiora solamente allo sbocco in pianura di alcune aste vallive, dove è costituita da depositi di piana alluvionale o di conoide alluvionale. Quella superiore è denominata Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES), essa affiora estesamente sia nei settori intravallivi che in quelli di pianura ed è costituita da depositi di piana intravalliva, di conoide e piana alluvionale.

Queste unità corrispondono a quelle descritte in "Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna" (RER & ENI-AGIP, 1998).

All'interno di AES il rilevamento di terreno ha permesso di distinguere alcune unità di rango inferiore (subsistemi) corrispondenti, nei settori intravallivi, a depositi alluvionali di un singolo terrazzo o di un gruppo di terrazzi.

La stratigrafia dei depositi alluvionali di sottosuolo della pianura emiliano-romagnola è stata recentemente proposta in "Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna" (RER & ENI-AGIP, 1998), attraverso l'interpretazione della sismica industriale e l'analisi delle stratigrafie di pozzi per la ricerca di idrocarburi e di acqua (fig. 7).

L'analisi delle linee sismiche ha permesso di individuare tre unità idrostratigrafiche (dal basso: Gruppo acquifero C, B ed A), separate tra loro da due superfici di discontinuità. Queste superfici sono particolarmente evidenti in corrispondenza

dei fronti strutturali sepolti, mentre non si esclude che nelle parti depresse del bacino, entrambe le superfici di discontinuità possano passare a superfici di continuità stratigrafica. I Gruppi Acquiferi A e B sono costituiti prevalentemente da depositi alluvionali, mentre il Gruppo Acquifero C è costituito prevalentemente da depositi costieri e marini; la discordanza che divide il Gruppo acquifero C dal B risulta meglio espressa rispetto a quella che divide il Gruppo B dal A.

La posizione stratigrafica e il significato geologico di queste superfici di discontinuità ha suggerito la correlazione tra esse e quelle sopra descritte osservate in affioramento. Pertanto, con riferimento al lavoro “Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna” (RER & ENI-AGIP, 1998), è possibile correlare nel sottosuolo le Sabbie di Imola al “Gruppo Acquifero C”, il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore al “Gruppo Acquifero B” e il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore al “Gruppo Acquifero A” (fig. 7).

| UNITA' STRATIGRAFICHE | SEQUENZE DEPOSIZIONALI | ETA' (milioni di anni) | SCALA CRONOSTRATIGRAFICA (milioni di anni) | UNITA' IDROSTRATIGRAFICHE | | |
|--------------------------------------|------------------------|----------------------------|--|---------------------------|---------------------|-------------------|
| | | | | GRUPPO ACQUIFERO | COMPLESSO ACQUIFERO | SISTEMA ACQUIFERO |
| SUPERSISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO | Qc | ~0.12 | PLEISTOCENE SUPERIORE-OLOCENE | A | A1 | |
| | | | | | A2 | |
| | | | | | A3 | |
| | | | | | A4 | |
| SISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE | Qc ₂ | | | | | |
| | | | | | | |
| | | | | | | |
| | | | | | | |
| SISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE | Qc ₁ | ~0.35-0.45 | PLEISTOCENE MEDIO | B | B1 | |
| | | | | | B2 | |
| | | | | | B3 | |
| | | | | | B4 | |
| SABBIE DI IMOLA | Qm | ~0.65 | | C | C1 | |
| | | | | | C2 | |
| GRUPPO DEL SANTERNO | P2 | ~0.8 | PLEISTOCENE INFERIORE | C | C3 | |
| | | ~1.0 | | | C4 | |
| | | ~2.2 | PLIOCENE MEDIO-SUPERIORE | | C5 | |
| | | ~3.3-3.6 | | | | |
| | ~3.9 | PLIOCENE INFERIORE MIOCENE | | | | |
| | | | | ACQUITARDO BASALE | | |

— Superficie di discontinuità principale

— Superficie di discontinuità minore

Fig. 7 - La figura mostra le unità idrostratigrafiche proposte in RER & ENI-AGIP (1998) e le loro relazioni con le unità sintemiche qui utilizzate.

Il lavoro prodotto da RER & ENI-AGIP (1998) mostra che i due sintemi nel sottosuolo sono caratterizzate al loro interno dalla presenza di alternanze cicliche, di spessore pluridecimetrico di corpi fini e grossolani, già evidenziate in alcuni lavori di dettaglio (AMOROSI & FARINA, 1994a, 1994b, 1995; AMOROSI *et alii*, 1996a, 1997), e riconosciute anche nel rilevamento del sottosuolo realizzato nell'ambito del presente progetto di cartografia geologica nella pianura emiliano-romagnola.

In RER & ENI-AGIP (1998), questi cicli vengono interpretati come sequenze deposizionali che per la loro durata temporale (dell'ordine dei centomila anni) e la loro estensione a scala regionale, vengono considerati il prodotto della ciclicità elementare climatico-eustatica di quarto ordine che caratterizza l'evoluzione del periodo Quaternario (MARTINSON *et alii*, 1987).

Il lavoro condotto per la realizzazione della carta geologica nella pianura costiera emiliano-romagnola ha confermato questa interpretazione, riconoscendo le sequenze deposizionali più recenti come il prodotto sedimentario di cicli trasgressivo-regressivi (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000: F. 223 Ravenna, 2002; F. 256 Rimini, 2005). Ognuno di questi cicli inizia con una porzione basale caratterizzata da facies francamente trasgressive (depositi marino marginali) nelle zone costiere, che passano verso la catena a sedimenti alluvionali fini, variamente arricchiti in sostanza organica. Segue una porzione intermedia, che marca l'inizio della parte regressiva del ciclo, costituita da prevalenti depositi di piana alluvionale in cui si interpongono rari copri ghiaiosi con andamento generalmente nastriforme. La porzione sommitale del ciclo è costituita prevalentemente da sedimentazione grossolana, le ghiaie sono qui organizzate in copri tabulari molto estesi ad indicare il momento di massima attività ed avanzamento nella pianura delle conoidi alluvionali. L'inizio del nuovo ciclo è nuovamente marcato da facies costiere o palustri, spesso poggianti direttamente sulle ghiaie sommitali del ciclo sottostante.

I rilevamenti condotti per la realizzazione del foglio 220 confermano il quadro regionale sopra illustrato, segue pertanto la descrizione delle varie unità riconosciute in questo foglio.

Nell'illustrazione delle singole unità si è preferito descrivere separatamente le porzioni affioranti e le porzioni sepolte. Ciò al fine di facilitare la lettura delle presenti note, anche alla luce delle differenti metodologie di indagine per i due settori così individuati (confronta cap.IVb, par.1.). La descrizione dei limiti e delle caratteristiche interne delle unità sono pertanto descritti separatamente per la superficie ed il sottosuolo; l'età è invece riferita ad entrambi i settori.

3. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

Costituisce la parte alta della "Successione post-evaporitica del margine pa-

dano-adriatico". E' suddiviso nel Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI), e nel Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES).

Porzione affiorante

Comprende tutti i depositi alluvionali quaternari affioranti nel foglio 220. In affioramento il limite inferiore è sempre erosivo e discordante, su tutti i terreni marini di età precedente.

Porzione sepolta

Comprende tutti i depositi quaternari alluvionali che poggiano al di sopra dei depositi costieri, o lagunari interpretati come proseguimento nel sottosuolo di IMO. Il limite inferiore del supersintema è individuato in RER & ENI-AGIP (1998) come una superficie di discontinuità particolarmente evidente in corrispondenza dei fronti strutturali sepolti, e meno, o per nulla, percettibile nelle parti depresse del bacino. L'analisi dei pozzi per acqua permette a volte di individuare la natura discordante di questo limite, come ad esempio quando a sabbie marine fossilifere interpretabili come IMO si sovrappongono delle ghiaie alluvionali. In questo caso è possibile ipotizzare, sulla base del brusco cambiamento ambientale, che il contatto tra le due unità sia discontinuo.

Le sezioni C-C' (conoide del F. Panaro) e F-F' (conoide del F. Reno) della carta geologica permettono di osservare l'andamento del limite basale del supersintema.

La sezione C-C' mostra che il limite basale del supersintema è deformato da un'anticlinale posizionata poco a monte della Linea di Ca di Sola, questo andamento del limite è interpretato sulla base dei dati di pozzo e dei dati di affioramento, tenuto conto anche dei rilevamenti disponibili nel foglio limitrofo (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, F. 219 Sassuolo, 2005). Più verso nord il limite basale di AEI si mantiene su inclinazioni molto blande di circa un grado, la sezione mostra una piccola flessura individuata nelle linee sismiche in cui l'inclinazione sale a 2 gradi e mezzo per poi tornare nel settore finale della sezione a valori di poco superiori ad un grado.

Lungo la traccia della sezione F-F' il limite basale del supersintema si presenta deformato da faglie inverse ad alto angolo, che costituiscono delle ramificazioni sommitali del *Pede-Apenninic Thrust Front* (BOCCALETTI *et alii* 1985, si veda anche il cap.V, par.1 delle presenti note). Queste deformazioni, osservate nelle linee sismiche, sono sia di tipo disgiuntivo, con rigetto di alcune decine di metri, che plicativo, con sviluppo di blande anticlinali e sinclinali. Nella parte più settentrionale della sezione il limite basale di AEI è inclinato di un valore di poco superiore ad un grado.

I depositi del supersintema costituiscono complessivamente un cuneo sedimentario con un fianco interno a prevalente sedimentazione grossolana di conoide alluvionale, ed una zona più distale caratterizzata da depositi più fini, di piana alluvionale. Tutti questi depositi sono caratterizzati dall'alternanza ciclica

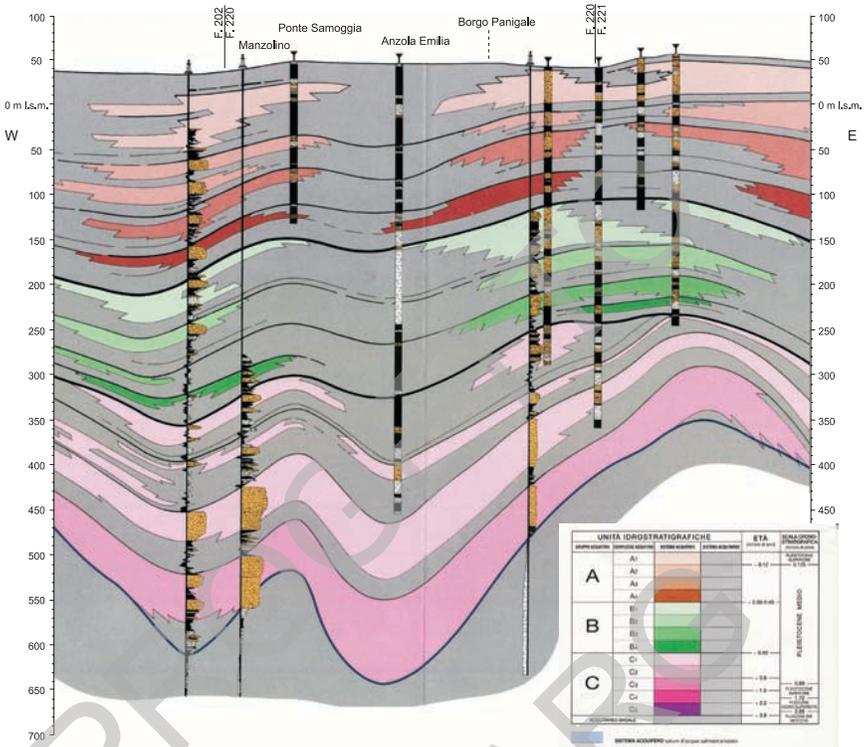


Fig. 8 - Sezione geologica del sottosuolo della pianura bolognese, modificato da RER & ENI-AGIP (1998). Le aree grigie corrispondono alle principali barriere di permeabilità che separano i sistemi acquiferi (in colore).

di corpi fini e grossolani di spessore pluridecamentrico, ben evidenziati nella fig. 8 e nelle sezioni C-C' e F-F' della carta geologica.

Le porzioni inferiori dei cicli sono costituite prevalentemente da limi ed argille di piana alluvionale cui si interpongono rare ghiaie. Le porzioni superiori sono invece costituite prevalentemente da ghiaie molto continue lateralmente, costituenti le conoidi alluvionali dei corsi d'acqua qui presenti.

La sezione C-C' mostra che nella conoide del F. Panaro la separazione tra le porzioni fini e grossolane è ben evidente solamente nella parte più settentrionale, mentre a sud le ghiaie occupano quasi interamente i cicli. La presenza di orizzonti fini più continui è, alla grande scala, guidata dalla blanda flessura che deforma seppur di poco il limite basale del supersistema, difatti le porzioni fini più evidenti si aprono a valle di tale struttura.

La sezione F-F' mostra che nella conoide del F. Reno le porzioni inferiori dei

cicli a valle della Via Emilia sono costituite quasi esclusivamente da limi e argille, esse su ampi tratti del presente foglio hanno uno spessore 10-20 metri circa. Le porzioni superiori ghiaiose hanno invece uno spessore variabile tra 20 e 50 metri circa. Esse tendono ad occupare l'intero spessore del ciclo nelle porzioni più prossimali, dove le peliti non sono più presenti, e le ghiaie dei diversi cicli si amalgamano tra loro. Al contrario, le ghiaie si riducono di spessore verso nord, dove vengono localmente sostituite da sabbie.

La sedimentazione grossolana di questi cicli ha un aspetto complessivamente progredente, come evidenziato nelle sezioni presenti nel foglio allegato alla carta geologica.

Lo spessore massimo dei depositi nel sottosuolo è di 500 metri circa; esso si sviluppa a valle del fronte di accavallamento sepolto posto alcuni chilometri a nord di Bologna (vedi lo schema tettonico riportato nella carta geologica).

L'età dell'unità è attribuita, per posizione stratigrafica, al Pleistocene medio; in RER & ENI-AGIP (1998), l'unità è compresa tra circa 650.000 anni e l'attuale.

3.1. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE (AEI)

Porzione affiorante

Affiora esclusivamente nell'alveo del F. Panaro all'altezza di Savignano sul Panaro, in località Bocchirolo (vedi Appendice 1). E' formato da una successione di strati ghiaiosi o ghiaioso-sabbiosi spessi da 2 ai 6 metri, intercalati da rari strati argilloso-limosi spessi da 1 a 4 metri. Complessivamente questi depositi sono indicativi di un ambiente di conoide alluvionale.

Le ghiaie, talora cementate, sono organizzate in set a stratificazione incrociata concava. I ciottoli sono generalmente ben cerniti, hanno un diametro medio di 6 centimetri e massimo di 40 centimetri; sono embriciati, sostenuti da matrice sabbiosa e sabbiosa limosa, oppure privi di matrice. La direzione delle paleocorrenti è sud-nord.

I livelli argilloso-limosi sono presenti solamente nella porzione inferiore della successione affiorante, a tratti essi sono arricchiti in orizzonti organici, resti vegetali e fossili continentali.

Lo spessore totale della successione è di 40 metri circa. Il limite inferiore, coincidente con il limite di supersintema, è erosivo e discordante su IMO.

AEI è correlabile con la parte inferiore dell'unità di *Ca di Sola* (GASPERI *et alii*, 1987) e con parte della *Formazione Fluviale Pedepenninica* (CREMASCHI, 1982).

Porzione sepolta

I dati di sottosuolo che permettono di descrivere AEI in tutto il suo spessore sono pochi e arealmente mal distribuiti. Essi infatti si addensano lungo la conoide

del F. Reno (dove è stata allestita la sezione F-F'), ma altrove sono sporadici. Lungo la sezione F-F' si può osservare che in AEI sono riconoscibili quattro cicli di depositi fini e grossolani la cui descrizione interna è stata illustrata al paragrafo precedente. In questa sezione i cicli hanno uno spessore massimo di una cinquantina di metri ciascuno. Questi cicli corrispondono in toto a quelli presenti nelle figure 7 e 8, qui indicati come B1, B2, B3 e B4. In questa sezione i cicli hanno uno spessore massimo di una cinquantina di metri ciascuno.

Nel settore del F. Panaro (sezione C-C') si osserva che AEI è costituito prevalentemente da ghiaie nel settore più meridionale, mentre a valle i pochi dati disponibili indicano la presenza di alcuni dei cicli riconosciuti nella sezione tracciata lungo il F. Reno.

Spostandosi dalla zona del F. Reno e del F. Panaro i pochi dati disponibili testimoniano che AEI è caratterizzata da depositi prevalentemente fini di piana alluvionale. In questi settori la quasi totale assenza di ghiaie non permette di riconoscere in modo chiaro le alternanze cicliche presenti in questo intervallo stratigrafico lungo gli assi dei fiumi principali.

Lo spessore massimo dell'unità è di 200 metri circa.

L'età dell'unità è attribuita, per posizione stratigrafica, al Pleistocene medio. In RER & ENI-AGIP (1998), l'unità è datata tra 350-450.000 anni e 650.000 anni.

3.2. – SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Porzione affiorante

È composto da depositi di piana intravalliva, conoide e piana alluvionale, corrispondenti alla quasi totalità dei terreni alluvionali quaternari affioranti nel foglio 220. Nelle porzioni collinari il limite inferiore è sempre erosivo e discordante su tutti i terreni sottostanti.

Nelle porzioni intravallive e di margine appenninico AES è costituito da diversi ordini di depositi alluvionali terrazzati. Il rilevamento di dettaglio di questi depositi ha evidenziato una quantità maggiore di ordini di terrazzo rispetto a quelli riportati in letteratura (Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, F. 87 Bologna, LIPPARINI, 1963; Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:10.000, sezz. 220150 e 220160). Si è inoltre osservato che il numero dei terrazzi presenti nelle diverse vallate è diverso da fiume a fiume e che, in alcuni casi, depositi di terrazzo comuni a due sbocchi fluviali in pianura, rientrano nelle rispettive valli con un numero d'ordine diverso. Per questi motivi, non potendo correlare uno ad uno i singoli terrazzi, si è cercato di riconoscere quegli elementi comuni che permettessero di raggruppare i depositi intravallivi terrazzati in unità di rango superiore. Uno studio condotto in tutto il settore orientale dell'Appennino emiliano-romagnolo (SARTI *et alii* 1997), riprendendo metodologie propo-

ste precedentemente nel settore intravallivo bolognese (AMOROSI *et alii*, 1996a), ha mostrato che è possibile riconoscere cinque unità corrispondenti ad altrettanti depositi alluvionali terrazzati o gruppi di depositi alluvionali terrazzati. Le unità così individuate sono state utilizzate (con un adeguamento di nomi rispetto al lavoro citato), nell'ambito della realizzazione del presente progetto di cartografia geologica nazionale lungo tutto il margine appenninico emiliano-romagnolo.

Gli elementi che hanno permesso di distinguere queste unità sono:

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

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

Anche nelle vallate del F. 220 sono state riconosciute le unità in questione che corrispondono a cinque subsintemi (AES₄, AES₅, AES₆, AES₇ ed AES₈), dei quali si dirà in dettaglio ai paragrafi seguenti. Questi subsintemi sono stati individuati sulla base degli elementi sopra esposti, e corrispondono a uno o, più spesso, ad alcuni ordini di terrazzo, come illustrato nei profili longitudinali delle figure 9 e 10.

Questi profili sono realizzati proiettando i depositi alluvionali presenti in entrambi i fianchi vallivi lungo la traccia della sezione posta al centro della valle. Nei profili i depositi di terrazzo vengono schematizzati con una linea che corrisponde generalmente al tetto del deposito fluviale ghiaioso del terrazzo stesso. Queste ghiaie sono spesse generalmente due o tre metri, e sovrastano il substrato marino con un contatto erosivo e discordante. Al di sopra delle ghiaie sono presenti depositi fini di natura alluvio-colluviale, le datazioni radiometriche riportate nelle sezioni sono state realizzate su materiale campionato in questi depositi fini.

I profili di figg. 9 e 10 illustrano le geometrie di affioramento dei depositi di terrazzo nelle valli del F. Reno e del T. Samoggia, sulla base di queste geometrie è stato possibile distinguere in AES fino a cinque diversi subsintemi.

In particolare, lungo la valle del F. Reno (fig. 9) si percepiscono abbastanza bene alcuni intervalli caratterizzati dall'assenza di depositi fluviali. Questi individuano gruppi di terrazzi con un'inclinazione leggermente diversa tra loro, che corrispondono alle unità AES₄, AES₅ e AES₆. Anche tra AES₆ e AES_{7b} è presente un intervallo con pochi terrazzi, questi sono stati attribuiti dubitativamente ad AES_{7a}. La differenza tra AES_{7a} ed AES_{7b} è evidente presso Casalecchio di

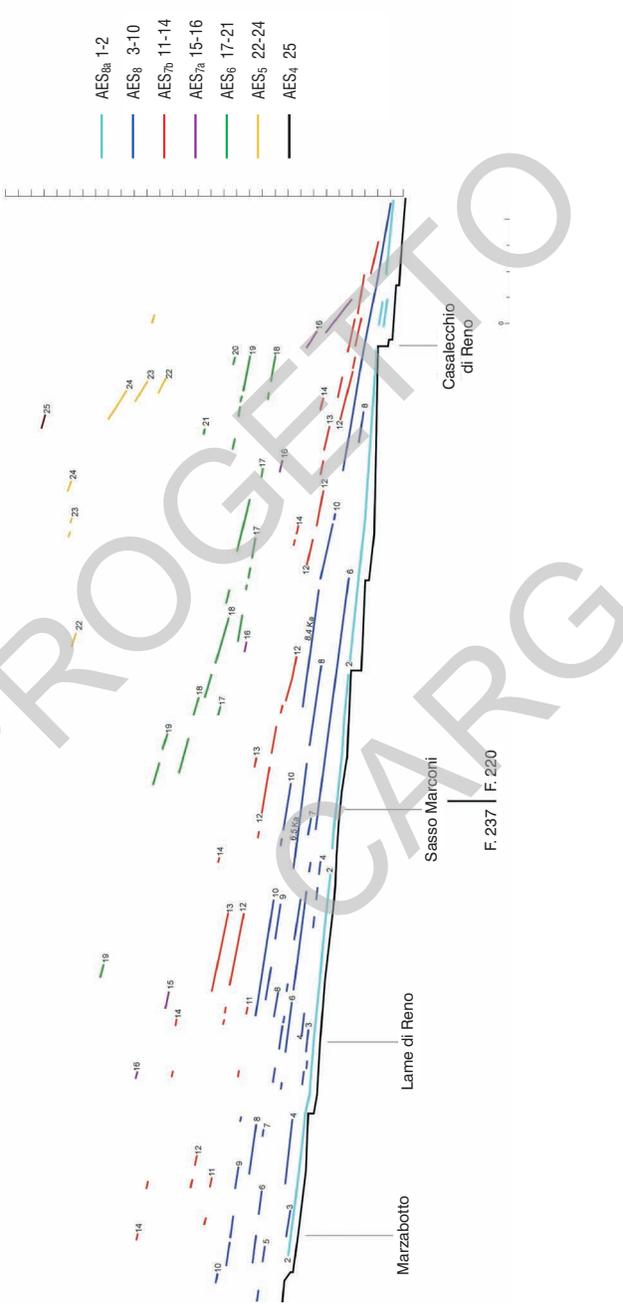


Fig. 9 – Profilo longitudinale di terrazzi fluviali indicante i depositi alluvionali terrazzati presenti lungo la valle del F. Reno. Le linee colorate indicano il tetto delle ghiate dei terrazzi rilevati, con la diversa colorazione sono indicati gruppi di terrazzi appartenenti a diversi subsistemi. I numeri a fianco delle linee colorate indicano l'ordine relativo ad ogni terrazzo (ordine 1 = terrazzo più recente), i numeri in grassetto indicano le età radiometriche disponibili.

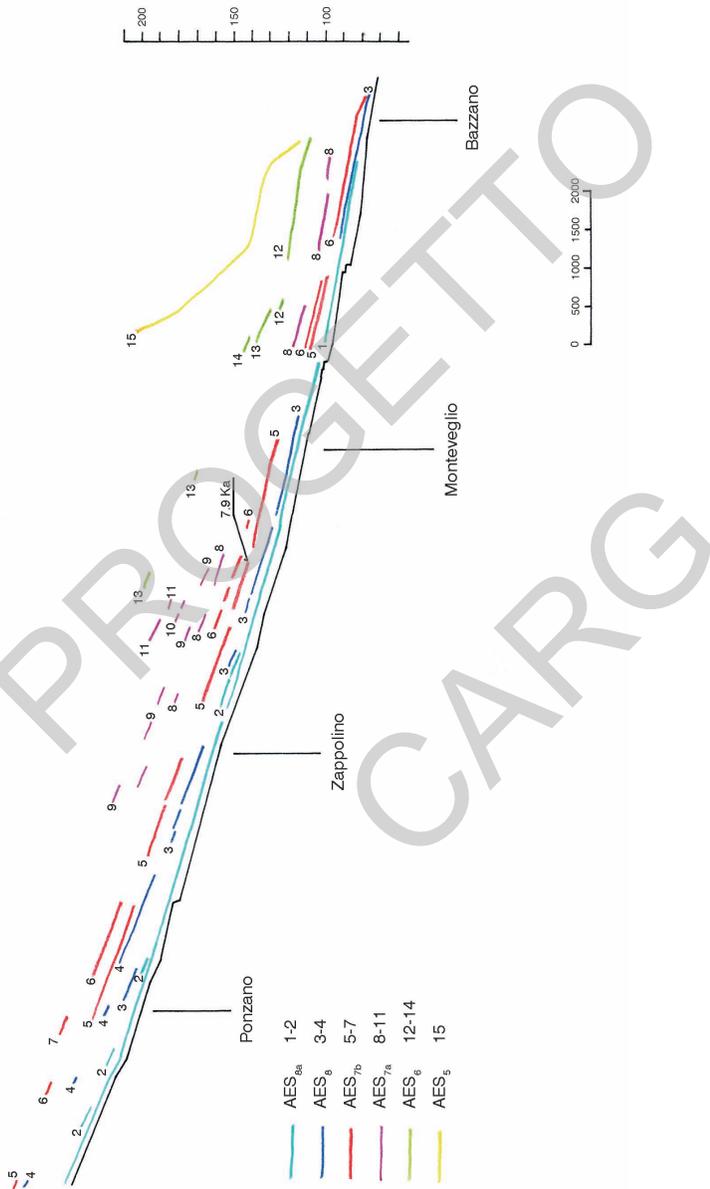


Fig. 10 - Profilo longitudinale di terrazzi fluviali indicante i depositi alluvionali terrazzati presenti lungo la valle del T. Samoggia. Le linee colorate indicano il tetto delle ghiate dei terrazzi rilevati, con la diversa colorazione sono indicati gruppi di terrazzi appartenenti ai diversi subsistemi. I numeri a fianco delle linee colorate indicano l'ordine relativo ad ogni terrazzo (ordine 1 = terrazzo più recente), i numeri in grassetto indicano le età radiometriche disponibili.

Reno dove le due unità sono caratterizzate da giaciture decisamente diverse. La distinzione tra le unità AES_{7b}, AES₈ e AES_{8a} si basa invece su caratteri pedologici come verrà illustrato nei relativi paragrafi. Come si vede dalla fig. 9 le unità AES₄, AES₅, AES₆ e AES_{7a} sono fisicamente scollegate dalla pianura. Per correlare questi depositi con quelli di sottosuolo ad essi tempo equivalenti è pertanto indispensabile supporre una loro brusca immersione verso la pianura immediatamente a nord di Casalecchio di Reno. In quest'ottica l'inclinazione relativamente alta che caratterizza i terrazzi 15 e 16 (unità AES_{7a}) a Casalecchio di Reno testimonia la geometria che le unità intravallive devono avere per raccordarsi con gli omologhi temporali nel sottosuolo.

Lungo la valle del T. Samoggia (fig. 10) è possibile osservare che in prossimità del margine appenninico le unità AES₅, AES₆ e AES_{7a} sono separate tra loro da scarpate prive di terrazzi. In questa zona è inoltre evidente l'andamento discordante di AES₅ rispetto alle unità sottostanti. Le differenze tra le unità AES_{7a}, AES_{7b}, AES₈ e AES_{8a} si basa invece su caratteri pedologici come verrà illustrato di seguito.

In una parte del margine appenninico compreso tra le aste fluviali del T. Samoggia ad ovest, e il T. Lavino a est, la distinzione di AES in subsistemi non è facilmente eseguibile. Qui infatti non sono più ben riconoscibili le scarpate di erosione fluviale che nelle aste vallive separano i diversi subsistemi di AES. Per questo motivo in questo settore si è provveduto a una generica attribuzione dei depositi ad AES. In queste aree l'unità è caratterizzata da depositi fini prevalentemente argillosi, al tetto si sviluppano suoli non calcarei molto evoluti (alfisuoli) di colore bruno giallastro o bruno scuro, di spessore fino a cinque-sei metri. L'ambiente di sedimentazione di questi depositi è costituito dalle conoidi alluvionali dei piccoli torrenti che solcano la zona di interfluvio; il loro spessore massimo è poche decine di metri. Il limite inferiore su IMO₂ non è mai stato osservato direttamente, esso è interpretato come erosivo e discordante sulla base del quadro regionale sopra descritto. Tale limite consiste in un contatto tra litologie fini, la principale differenza tra questi depositi ed i sottostanti di IMO₂ è rappresentata dalla colorazione, grigiastrea per IMO₂, e più screziata su toni giallastri e bruni per AES. Dal punto di vista dell'età sulla base dei rapporti geometrici di affioramento, è probabile che i depositi di AES indifferenziata, corrispondano ad AES₄, AES₅, AES₆ ed AES₇.

Porzione sepolta

Nel sottosuolo di pianura del F. 220 AES è caratterizzata complessivamente da depositi più grossolani rispetto all'unità sottostante. Nelle conoidi alluvionali del F. Panaro e del F. Reno la sedimentazione ghiaiosa mostra un generale avanzamento verso la pianura rispetto a quanto osservabile in AEI. Si sviluppano inoltre i sistemi grossolani di conoide anche allo sbocco in pianura dei T. Samoggia e del T. Lavino. L'area non interessata dalla sedimentazione ghiaiosa è costituita

da una stretta fascia di pianura limitata rispettivamente tra la destra e la sinistra idrografica di questi ultimi corsi d'acqua.

La base di AES nel sottosuolo è marcata da una discontinuità osservabile nei profili sismici in prossimità dei principali alti strutturali presenti nel sottosuolo della pianura. Come si vede dall'analisi della sezione C-C' ed F-F' il limite basale di AES è deformato in modo analogo, ma con intensità minore, rispetto al limite basale di AEI.

Lo studio dei pozzi che attraversano interamente AES e l'analisi dei carotaggi eseguiti ex novo, hanno permesso di individuare chiaramente le già citate (confronta paragrafo precedente) alternanze cicliche di spessore pluridecamentrico, costituite da depositi prevalentemente fini di piana alluvionale passanti a depositi prevalentemente grossolani di conoide alluvionale (si vedano tutte le sezioni presenti nel foglio allegato alla carta geologica). I cicli riconosciuti nel sottosuolo in AES sono quattro ed hanno uno spessore massimo di 70 – 80 metri ciascuno, essi corrispondono ai quattro complessi acquiferi (A1, A2, A3 e A4) descritti in RER & ENI-AGIP (1998). Il primo dal basso è caratterizzato da un livello fine particolarmente esteso e potente (sino a 40 metri). Tale livello è composto da limi ed argille di piana alluvionale che proseguono verso monte fin in prossimità del margine appenninico (si veda in particolare la sezione F-F'). La base di questo livello poggia in contatto netto sui depositi ghiaiosi di conoide o delta conoide di AEI, e costituisce quindi il limite inferiore di questa unità. Nella conoide del fiume Reno (sezione F-F') lo spessore delle porzioni ghiaiose dei cicli passa da 20 metri circa per il ciclo più basso, a 50 metri circa per il ciclo più alto, ciò conferisce all'unità in questione un aspetto complessivamente progredente, osservabile anche nella sezione C-C'.

Come già anticipato al paragrafo precedente, i cicli individuati corrispondono a quelli descritti in RER & ENI-AGIP (1998), e sono tentativamente correlabili con i cicli trasgressivo-regressivi cartografati nei settori più distali del bacino. Le porzioni limoso argillose basali dei cicli individuati nel sottosuolo del F. 220 possono essere pertanto correlate con i depositi marino marginali trasgressivi e di stazionamento alto presenti nelle porzioni basali dei cicli riconosciuti nel sottosuolo della piana costiera (RER & ENI-AGIP, 1998; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000: F. 223 Ravenna, 2002; F. 256 Rimini, 2005). Sulla scorta di questa correlazione i cicli così individuati possono, se pur tentativamente, essere considerati delle unità a limiti inconformi, infatti nei settori costieri è ben documentata alla base del più recente dei cicli trasgressivo-regressivi riconosciuti, una lacuna stratigrafica dell'ordine di 10.000 anni (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000: F. 223 Ravenna, 2002; F. 256 Rimini, 2005).

Lo spessore massimo di AES nel sottosuolo è di circa 300 metri.

Correlazione tra porzione affiorante e porzione sepolta

Sulla base dei dati relativi ai depositi alluvionali terrazzati presenti nel tratto

montano del fiume Reno (si veda la fig. 9), e dei dati di sottosuolo relativi alla conoide di questo stesso fiume (sezione F-F' del foglio allegato), è stato realizzato lo schema di correlazione riportato in fig. 11.

La correlazione tra le unità è fondata sulle geometrie di affioramento nel settore montano e nel settore di pianura, dedotte sulla base di tutto quanto esposto nei precedenti paragrafi.

Questa correlazione è complicata dal fatto che generalmente non esiste continuità di affioramento tra i depositi attribuiti alla stessa unità a monte ed a valle del limite tra la pianura e la catena. L'unica unità che prosegue indisturbata attraverso tale limite è infatti l'unità più recente (AES₈), per la quale esiste inoltre la possibilità di datazione con il metodo del ¹⁴C, che rende la correlazione molto più affidabile.

Per la correlazione tra le altre unità presenti in catena (AES₇, AES₆, AES₅ e AES₄) ed il loro omologo in pianura, è quindi solo possibile affidarsi a criteri

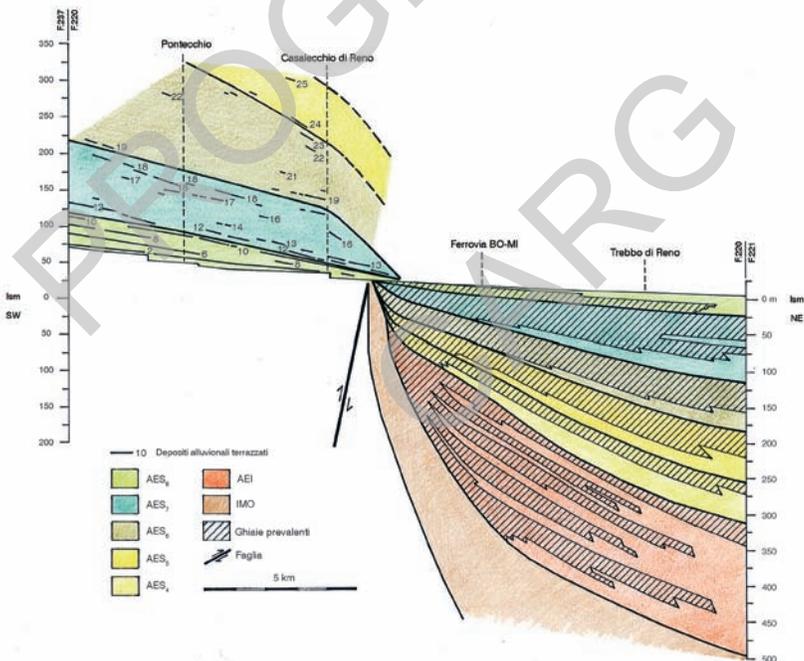


Fig. 11 - Schema di correlazione delle unità pleistoceniche alluvionali e marino costiere tra il settore montano e di pianura del F. Reno. Nella parte montana il colore della unità rappresenta l'intervallo spaziale in cui si trovano i depositi alluvionali terrazzati attribuiti a quella stessa unità. Viene riportato inoltre il numero di ordine dei depositi alluvionali terrazzati (ordine 1 = terrazzo più recente).

geometrici, infatti la continuità di queste unità è interrotta per erosione a livello del margine appenninico.

Dal punto di vista geometrico la correlazione è guidata dal ruolo di fulcro svolto dal margine appenninico, a monte del quale c'è sollevamento ed a valle del quale c'è subsidenza. Lungo il margine appenninico avviene quindi una sorta di inversione della stratigrafia, infatti a monte del margine le unità più vecchie sono le più sollevate topograficamente, mentre le stesse unità a valle del margine sono le più profonde nel sottosuolo della pianura.

Sulla base di queste considerazioni è stata proposto lo schema di correlazione di fig. 11, dove, come si vede, la correlazione tra i settori vallivi e quelli di pianura per l'unità AES₇ è supposta avvenire attraverso una piegatura a livello del margine appenninico, mentre per le unità più vecchie (AES₆, AES₅ e AES₄), la stessa correlazione pare più problematica senza invocare la presenza di una rottura di queste unità a livello del margine appenninico.

Si suppone quindi che il sollevamento del margine appenninico ed il concomitante abbassamento della pianura abbia provocato la rottura delle unità più vecchie di AES₇ grazie alla faglia indicata in figura.

Nella porzione intravalliva della fig. 11 viene proposta una interpretazione della stratigrafia dei terrazzi diversa rispetto a quella di fig. 9, ed a quella riportata in carta. In particolare gli ordini 17 e 18 in fig. 11 sono attribuiti all'unità AES₇, mentre in fig. 9 ed in carta sono indicati come AES₆; e gli ordini 22 e 23 in fig. 11 sono attribuiti all'unità AES₆, mentre in fig. 9 ed in carta sono indicati come AES₅.

La fig. 11 propone un'interpretazione concettualmente diversa, che si basa sulle seguenti considerazioni.

Si prenda a riferimento l'unità AES₇ che comprende in fig. 11 gli ordini dal 18 all'11. A questa unità corrisponde nel sottosuolo un ciclo costituito da una porzione basale di depositi alluvionali fini, sovrastati da depositi alluvionali grossolani. I depositi fini basali si sono sedimentati nell'intervallo caldo di un ciclo climatico-eustatico; questi depositi fini sono l'equivalente laterale di sedimenti di spiaggia presenti nei settori costieri della pianura emiliano-romagnola, come specificato al punto "*porzione sepolta*" di questo stesso paragrafo. I depositi grossolani si sono invece depositati durante tutto il successivo deterioramento climatico.

L'equivalente intravallivo dei depositi fini basali del ciclo di pianura possono essere ricercati negli ordini 18 e 17. Durante questo intervallo caldo infatti la valle si comportava in modo analogo all'attuale (così come documentato dall'unità AES₈), caratterizzato da buona preservazione di ampi terrazzi estesi su buona parte della valle.

L'equivalente intravallivo dei depositi grossolani presenti nel sottosuolo corrisponde principalmente alla porzione di valle in cui i terrazzi sono presenti quasi esclusivamente come lembi isolati (ordini dal 16 al 14 compresi). In questo intervallo di tempo nei settori intravallivi prevale infatti l'erosione: i terrazzi si

formano, ma vengono completamente o quasi erosi dagli eventi successivi. Tutto il materiale eroso forma in pianura un esteso e spesso lobo composito di conoide alluvionale.

La parte terminale dell'unità, che in pianura corrisponde al tetto dei depositi grossolani, dentro valle marca la fine del lungo periodo in cui ha prevalso l'erosione, e quindi vede preservarsi nuovamente gli ordini di terrazzo che non vengono più erosi dai successivi (ordini 12 e 13).

In modo del tutto analogo il ragionamento può essere ripetuto per l'unità AES₆ ed AES₅.

Questa interpretazione pare concettualmente più solida di quella proposta in carta; tuttavia essa è frutto di considerazioni speculative, non suffragate da dati, ma principalmente da modelli. Per questo motivo si è preferito cartografare le unità in modo più semplice, come riportato in carta, ed illustrato al punto “*porzione affiorante*” di questo stesso paragrafo.

L'età dell'unità va dal Pleistocene medio all'attuale. Secondo RER & ENI-AGIP (1998) l'età è compresa tra 350-450.000 anni e l'attuale.

3.2.1. – *Subsistema di Liano (AES₄)*

Porzione affiorante

L'unità affiora esclusivamente in prossimità del margine appenninico, sullo spartiacque che divide le valli del F. Reno e del T. Lavino, dove da origine al deposito di terrazzo di ordine più alto (n. 25 di fig. 9). Qui l'unità è costituita da ghiaie che poggiano sopra una superficie pianeggiante di erosione fluviale posta alla quota di 320 metri s.l.m. L'assenza di terreni che confinano lateralmente questi depositi suggerisce una loro origine al di fuori delle porzioni intravallive (conoide e/o piana alluvionale).

Il subsistema è caratterizzato dall'assenza di continuità laterale con i corrispondenti depositi di piana alluvionale, da cui è separato tramite scarpate allineate al margine della catena. Lo spessore è di pochi metri.

Il suolo al tetto non è preservato per erosione; il limite inferiore è erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

Porzione sepolta

Questa unità, per posizione stratigrafica, dovrebbe corrispondere al ciclo più profondo tra quelli individuati in AES nel sottosuolo, equivalente al complesso acquifero A4 di RER & ENI-AGIP (1998).

Pleistocene medio (posizione stratigrafica).

3.2.2. – *Subsistema di Torre Stagni (AES₅)*

Porzione affiorante

E' costituito da depositi francamente intravallivi molto erosi e presenti solo nella valle del F. Reno, e da depositi di conoide alluvionale affioranti lungo la fascia collinare prossima al margine pedeappenninico. Questi ultimi sono ben rappresentati in destra idrografica del T. Samoggia.

Questi depositi corrispondono ad alcuni ordini di terrazzo presenti nel F. Reno (ordini dal 22 al 24 vedi fig. 9); nel T. Lavino (ordine 12) e nel T. Samoggia (ordine 15, fig. 10). AES₅ non affiora in destra idrografica del F. Panaro.

L'unità è costituita da ghiaie di piana intravalliva e conoide alluvionale spesse sino a cinque metri, ricoperte da sabbie limose e limi sabbiosi di origine alluvionale o colluviale per uno spessore massimo di una decina di metri circa.

La porzione sommitale di AES₅ è interessata da una profonda e complessa alterazione, che si manifesta con suoli sviluppati sia sui depositi fini sommitali e sia sulle ghiaie ad essi sottostanti. Sulle porzioni fini si sviluppano suoli non calcarei molto evoluti (alfisuoli) di colore bruno giallastro o bruno scuro, spesso tra loro saldati, con sviluppo di vari orizzonti Bw, Bk, Bss e Bt in cui possono ritrovarsi sparse o concentrate grandi concrezioni calcaree e ferromanganesifere. Sulle ghiaie, specialmente in destra idrografica del T. Samoggia, si sviluppano suoli non calcarei molto evoluti (alfisuoli) di colore bruno scuro rossastro o bruno rossastro. Nella località tipo di questa unità, posta circa 1 chilometro a sud ovest di Pragatto nel Comune di Crespellano, AES₅ è stato interamente attraversato da un sondaggio (220 S1, vedi Appendice). Qui l'unità si presenta pedogenizzata per tutto il suo spessore (che qui è di 12 metri), la pedogenesi si sviluppa in modo distinto sia sui depositi fini sommitali e sia sulle ghiaie ad essi sottostanti.

Il suolo rossastro presente in destra idrografica del T. Samoggia al tetto della porzione inferiore grossolana indica una discontinuità stratigrafica, pertanto i depositi fini che sovrastano le ghiaie pedogenizzate potrebbero anche appartenere a subsistemi più recenti di AES₅, oppure potrebbero costituire delle sue suddivisioni interne. Il limitato areale di affioramento di questi depositi, la cattiva qualità degli affioramenti e, soprattutto, la difficoltà di una loro datazione, rende problematica la scelta tra l'una o l'altra ipotesi. In questa sede si è scelto di interpretare i terreni fini presenti al di sopra del suolo rosso brunastro come appartenenti ad AES₅, che quindi risulterebbe suddiviso in almeno due unità a limiti inconformi di rango inferiore, non distinte in carta. La presenza di distinzioni interne a AES₅ è peraltro evidente nel F. Reno dove a questa unità corrispondono 3 ordini di terrazzo.

I depositi di AES₅ sulla destra idrografica del T. Samoggia sono interpretati, per la loro posizione di affioramento e la loro facies come una conoide alluvio-

nale relitta di questo torrente. Tale conoide si trovava quindi in una posizione decisamente più interna rispetto all'attuale sbocco in pianura del T. Samoggia. Ciò testimonia che dopo la sedimentazione di AES₅, il sollevamento della catena appenninica ha spostato lo sbocco vallivo di questo torrente verso nord di circa 3 chilometri.

I depositi intravallivi di AES₅ non mostrano continuità laterale con i depositi di piana alluvionale, poiché sono separati da questi ultimi tramite scarpate allineate al margine della catena, ben osservabili nei pressi di Crespellano. Tali scarpate sono ubicate sul prolungamento in superficie della linea tettonica sepolta che individua il limite tra Pianura ed Appennino (*Pede-Appenninic Truht Front* di BOCCALETTI *et alii* 1985; vedere anche lo schema tettonico riportato in carta), e sono pertanto interpretabili come scarpate di origine strutturale, se pur sicuramente rimodellate dall'erosione fluviale (vedi schema tettonico della carta geologica, e la fig. 13).

L'unità è caratterizzata dalla presenza in superficie da reperti archeologici costituiti da ciottoli scheggiati secondo la tecnica Clactoniana e Levallois (paleolitico inferiore, LENZI & NENZIONI, 1996, vedi anche la fig. 3).

Limite inferiore erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

Porzione sepolta

Questa unità, per posizione stratigrafica, dovrebbe corrispondere al terzo ciclo (partendo dall'alto) tra quelli individuati nel sottosuolo in AES, equivalente al complesso acquifero A3 di RER & ENI-AGIP (1998).

Pleistocene medio (attribuzione archeologica e per posizione stratigrafica).

3.2.3. – *Subsistema di Bazzano (AES₆)*

Porzione affiorante

E' costituito da depositi francamente intravallivi ben affioranti in sinistra idrografica del F. Reno, per tutta l'estensione del F. 220, e da depositi di conoide alluvionale, affioranti agli sbocchi vallivi in pianura del T. Lavino, T. Samoggia e F. Panaro. Sullo sbocco vallivo del T. Samoggia in pianura, in sinistra idrografica, è presente la località tipo di questa unità.

Questi depositi corrispondono ad alcuni ordini di terrazzo presenti nel F. Reno (ordini dal 17 al 21 vedi fig. 9); nel T. Lavino dove sono scarsamente preservati (ordini dal 9 al 11), nel T. Samoggia (ordini dal 12 al 14, vedi fig. 10), e nel F. Panaro (ordini 7 e 8).

Nelle zone intravallive sono presenti depositi fluviali dati da ghiaie spesse sino a tre metri circa sovrastate da limi più o meno sabbiosi pedogenizzati spessi circa un metro. Al di sopra di essi si rinvengono notevoli spessori (sino a oltre 10 metri), di depositi limoso sabbiosi alluvio-colluviali. Questi depositi sono interessati al tetto da suoli non calcarei di colore bruno scuro a profilo Bw, Bk, Bss e Bt;

al di sotto dei quali sono generalmente presenti altri suoli non calcarei, che in toto danno origine a complessi profili pedogenetici ⁽¹⁾.

Agli sbocchi vallivi gli spessori delle ghiaie crescono fino ad una decina di metri. Qui sui depositi fini si sviluppano suoli non calcarei di colore bruno giallastro o bruno scuro, sovrastanti un suolo sviluppato su ghiaie non calcareo molto evoluto (a tratti sono presenti Alfisuoli) di colore bruno scuro o bruno scuro rossastro o bruno rossastro. Il profilo di alterazione è profondo complessivamente sino a sette metri circa.

L'unità è caratterizzata dalla presenza in superficie di reperti archeologici del paleolitico inferiore costituiti da ciottoli scheggiati secondo la tecnica Clactonia e Levellois, (LENZI & NENZIONI, 1996, vedi anche la fig. 3). L'analisi comparata dei dati stratigrafici ed archeologici condotta in FARABEGOLI & ONOREVOLI (1996), mostra che AES₆ (corrispondente all'unità b6 di questo lavoro), può essere datata alla parte terminale del pleistocene medio. Analoga datazione si è ricavata dall'analisi integrata dei dati di superficie e di sottosuolo condotta durante la realizzazione del F. n. 256 – Rimini (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, F. 256 Rimini, 2005). Qui infatti i depositi di sottosuolo di AES₆ si trovano immediatamente sottostanti le sabbie marine attribuite al Tirreniano (stadio isotopico 5e in MARTINSON *et alii*, 1987), e quindi riferibili alla porzione basale del Pleistocene superiore.

La posizione di affioramento di AES₆ sul margine appenninico denota che, diversamente rispetto ad AES₄ e ad AES₅, la posizione dello sbocco vallivo in epoca AES₆ è praticamente uguale a quella odierna. Ciò indica che il sollevamento della catena appenninica da AES₆ ad oggi non ha più modificato in modo significativo la posizione del limite tra la pianura e la collina.

Nei pressi di Bazzano e di Casalecchio di Reno AES₆ è caratterizzato dall'assenza di continuità laterale con i corrispondenti depositi di piana alluvionale, da cui è separato tramite scarpate allineate al margine della catena. Per tali scarpate vale quanto detto relativamente ad AES₅.

Limite inferiore erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini.

Porzione sepolta

Nel sottosuolo questa unità corrisponde ad un ciclo formato da una porzione

⁽¹⁾ Alcuni di questi suoli sono stati datati con il metodo del ¹⁴C. Le età ottenute variano tra i 19.600 ed i 30.700 anni circa B.P. (vedi fig.6 e tabella 3). Queste datazioni sono più recenti rispetto all'età che si attribuisce ad AES₆ nel quadro stratigrafico qui proposto; esse possono indicare che, come peraltro già sottolineato in precedenza, questi depositi colluviali siano successivi e quindi discordanti, rispetto alla sedimentazione del deposito fluviale del terrazzo. In alternativa queste datazioni potrebbero essere poco attendibili, come a volte succede campionando terreni a profondità non molto elevate rispetto al piano campagna; questi campioni potrebbero infatti essere stati contaminati da sostanza organica più recente. Viste queste problematiche i depositi colluviali presenti sopra al deposito fluviale non sono stati distinti in carta in alcun modo.

inferiore prevalentemente fine sovrastata da una porzione grossolana. Dalle sezioni C-C', E-E' ed F-F' si può osservare che la porzione fine è costituita da limi e argille di piana alluvionale spessi da zero a venti metri circa proseguendo da sud verso nord. La porzione grossolana è costituita da prevalenti ghiaie di conoide alluvionale che costituiscono dei corpi di spessore pluridecametrico e di notevole estensione laterale, tendenti a sfrangiarsi verso nord. Tali depositi grossolani occupano interamente l'intervallo stratigrafico di questa unità nelle porzioni più prossimali alla catena. Con riferimento a RER & ENI-AGIP (1998), questo ciclo corrisponde al complesso acquifero A2. Il limite superiore è dato dal contatto netto con i sovrastanti depositi fini di base AES₇, il limite inferiore corrisponde al contatto netto tra i depositi fini costituenti la porzione inferiore di questa unità con depositi grossolani sottostanti. Lo spessore massimo nel sottosuolo è di 70 metri circa.

Parte finale del Pleistocene medio (attribuzione archeologica e per posizione stratigrafica).

3.2.4. – *Subsintema di Villa Verucchio (AES₇)*

Porzione affiorante

È costituito da depositi di piana intravalliva e di conoide alluvionale.

Sulla base di elementi morfologici (quota topografica di affioramento) e di caratteristiche pedologiche (spessore del fronte di alterazione al tetto dei depositi) è stato possibile riconoscere in AES₇ due unità a limiti inconformi di rango inferiore ben documentate nei settori più occidentali dell'Emilia (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, F. 219 Sassuolo, 2005), dal basso: l'unità di Niviano (AES_{7a}) e l'unità di Vignola (AES_{7b}) (GASPERI *et alii*, 1987).

A differenza di quanto avviene nei settori più occidentali, nel presente foglio il riconoscimento delle due unità non è tuttavia molto evidente, causa la non continuità di affioramento tra i settori intravallivi e quelli di margine appenninico. In modo particolare l'attribuzione di alcuni terrazzi all'unità di Niviano è a tratti un po' incerta.

I depositi intravallivi di queste due unità non sono molto preservati, molto meglio sviluppati sono invece i depositi di conoide alluvionale presenti negli sbocchi vallivi, specialmente quelli attribuiti all'unità di Vignola, che ha in questo foglio la sua località tipo.

Sulle superfici meglio conservate, specialmente al di sopra di AES_{7b}, sono presenti reperti archeologici di età dal Mesolitico all'età del Ferro (vedi fig. 3), sono invece del tutto assenti di reperti paleolitici di tecnica Levellois in giacitura primaria.

Porzione sepolta

Nel sottosuolo AES₇ nel suo complesso corrisponde ad un ciclo caratterizzato da una porzione inferiore prevalentemente limoso argillosa di piana alluvionale passante verso l'alto ad una porzione prevalentemente ghiaiosa di conoide alluvionale.

Lo spessore della porzione fine del ciclo nelle conoide dei due fiumi maggiori (sezioni C-C' e F-F') è generalmente compreso tra zero ed una ventina di metri circa, escludendo le zone più a nord dove lo spessore aumenta. Questa porzione fine è stata quasi completamente attraversata nella conoide del F. Reno dal sondaggio 220 S10, qui l'unità è costituita da limi ed argille a tratti arricchiti in sostanza organica (vedi Appendice 1) di piana inondabile e palude. Questo livello fine si pone nella stessa posizione stratigrafica in cui nei settori costieri sono documentati i depositi di spiaggia attribuiti al Tirreniano (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000, : F. 223 Ravenna, 2002; F. 256 Rimini, 2005), dei quali sembrerebbe pertanto costituire un equivalente laterale. Analoghi passaggi di facies tra depositi di sabbie marine tirreniane e depositi argillosi palustri sono stati osservati più volte nella pianura emiliano-romagnola, nell'ambito delle perforazioni eseguite per la presente edizione della carta geologica (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000: F. 256 Rimini, 2005; F. 240 Forlì, 2005; F. 204 Portomaggiore, in prep.).

Lo spessore della porzione fine si riduce fino a scomparire nei settori più prosimali, dove le ghiaie si amalgamano sulle sottostanti attribuite ad AES₆ (si vedano tutte le sezioni del foglio allegato alla carta geologica).

Nei settori laterali al F. Reno questi depositi fini si ispessiscono sino ad occupare buona parte dell'intero ciclo, qui sono presenti a tratti corpi ghiaiosi lenticolari che interrompono la notevole continuità laterale di questa porzione fine inferiore di AES₇ (vedi sezione E-E' parte settentrionale, e sezione D-D'). In queste zone l'unità è stata parzialmente attraversata da alcuni sondaggi (Appendice 1, si vedano in particolare i sondaggi 220 S2, 220 S3, 220 S4 e 220 S5), che hanno permesso di osservare i sedimenti fini presenti nella porzione inferiore di AES₇. L'unità è qui costituita da limi più o meno argillosi variamente arricchiti in sostanza organica alternati a limi sabbiosi o sabbie limose. Gli strati hanno generalmente spessore decimetrico, a vari livelli sono presenti suoli generalmente poco evoluti (entisuoli o inceptisuoli). I livelli più fini sono caratterizzati da colori grigio verdastri. I relativi valori di compattazione misurati al pocket penetrometro si presentano generalmente piuttosto alti (4 o 5 km/cm²). A tratti sono presenti corpi ghiaiosi (sondaggio S2, da 52 a 54 metri dal piano campagna).

Le datazioni al ¹⁴C in questo intervallo hanno dato valori oltre il limite di risoluzione del metodo (da > 35.000 nel 220 S2 a > 44.000 nel 220 S3).

La porzione grossolana superiore di AES₇ è costituita prevalentemente da ghiaie a geometria tabulare, che rappresentano i lobi di conoide alluvionale dei

principali corsi d'acqua presenti in questo foglio. I depositi grossolani di tetto di AES₇ sono stati attraversati da gran parte dei sondaggi realizzati appositamente (vedi appendice 1 : 220 S2, S3, S4, S5, S6, S7, S9, S10). Questi depositi sono costituiti da ghiaie poligeniche in matrice sabbiosa, le ghiaie passano da molto grossolane a fini procedendo dai settori meridionali a quelli settentrionali del foglio. Gli strati ghiaiosi, spessi generalmente 2 – 4 metri circa, sono sovrastati da depositi sabbiosi e poi limoso sabbiosi, a volte pedogenizzati al tetto (sondaggi 220 S6 e 220 S2), che testimoniano il riempimento ed il successivo abbandono del canale. In corrispondenza dei fiumi principali i singoli corpi di ghiaia si amalgamano tra loro costituendo strati spessi sino ad alcune decine di metri (ad esempio nel F. Panaro, sondaggio 220 S7, e nel F. Reno, sondaggio 220 S10).

Sulla conoide del F. Reno e sulla conoide del F. Panaro (sezioni C-C' e F-F') questa porzione ha uno spessore massimo di una cinquantina di metri. Lateralmente lo spessore diminuisce e le ghiaie occupano in maniera continua solamente la porzione sommitale del ciclo per uno spessore di un 15 – 20 metri circa (vedi sezione E-E' e sezione D-D'). Questo livello sommitale ghiaioso rappresenta quindi la fase di massima progradazione delle conoidi alluvionali nella pianura di tutti i corsi d'acqua presenti nel foglio 220. In sedimenti fini arricchiti in sostanza organica sottostanti o forse laterali a tale livello, alcune datazioni al ¹⁴C hanno fornito un'età maggiore o uguale a 35000 anni B.P. nel sondaggio 220 S3, ed età di 28.840 anni B.P. e 33.480 anni B.P. nel sondaggio 220 S4 (vedi appendice 1 e sez. E-E'). Questo livello fine arricchito in sostanza organica ha una discreta continuità laterale, esso è presente in alcuni casi anche nei settori di pertinenza del F. Reno (vedi sondaggio 220 S9) e F. Panaro dove bipartisce a tratti la porzione grossolana superiore del ciclo.

Per quel che riguarda invece l'età del tetto di questi depositi grossolani, una datazione al ¹⁴C effettuata in un legno compreso dentro l'intervallo grossolano sommitale ha fornito un'età di 20.425 anni B.P. (220 S3).

La sedimentazione grossolana a volte si conclude con depositi limoso sabbiosi pedogenizzati (appendice 1, sondaggi 220 S2 e 220 S6); una datazione effettuata su un paleosuolo abbastanza evoluto (sondaggio 220 S6) ha fornito un'età di 14.970 anni B.P. (220 S6). Trattandosi di una datazione effettuata su di un suolo, l'età reale del sedimento dovrebbe essere più vecchia di quella misurata, a questa occorrerebbe infatti sommare l'età di esposizione sulla superficie topografica del deposito. Durante la sua esposizione, il sedimento avrebbe infatti continuato ad arricchirsi di sostanza organica più recente di esso, che avrebbe quindi potuto ringiovanire la sua datazione anche di alcune migliaia di anni. In altri casi al di sopra della sedimentazione grossolana di tetto di AES₇ si sovrappone, con un passaggio netto, una sedimentazione prevalentemente fine spesso costituita da limi argillosi ricchi in sostanza organica, che marca il passaggio all'unità successiva (vedi appendice, sondaggi 220 S3, S4 ed S5). L'età più vecchia dei sedimenti fini

attribuiti all'unità AES₈ che ricoprono il tetto delle ghiaie di AES₇ è di 13930 B.P. (220 S3).

Lo studio integrato tra le porzioni affioranti e i dati disponibili per il sottosuolo ha permesso di correlare geometricamente le ghiaie che costituiscono la parte sommitale della porzione grossolana di AES₇ con i depositi affioranti dell'Unità di Vignola (vedi oltre). In quest'ottica il paleosuolo abbastanza evoluto intercettato nel sondaggio 220 S6 potrebbe forse essere la prosecuzione sottocorrente del suolo di tetto dell'Unità di Vignola.

La cartografia elaborata nel foglio allegato alla carta geologica mostra la distribuzione del tetto delle ghiaie di AES₇ sull'intero areale del F. 220 (vedi par.5. di questo capitolo).

Il sondaggio 220 S3 (vedi Appendice 1) è stato oggetto di un apposito studio palinologico, l'analisi è stata condotta su 41 campioni (di cui 10 campioni sterili), distribuiti omogeneamente su tutta la carota la cui profondità è di 60 metri. La parte inferiore di questa carota sino a 26 metri circa di profondità è stata attribuita ad AES₇, mentre la parte superiore ad AES₈. Sulla base del lavoro svolto è quindi possibile avere un'idea dell'evoluzione climatica sia all'interno di una porzione di AES₇, che su tutta AES₈. Di seguito vengono commentati i risultati dell'analisi effettuata sui campioni attribuiti all'unità di Villa Verucchio, mentre i campioni relativi all'unità di Ravenna saranno trattati nel capitolo IVb, par.3.2.4.).

La porzione inferiore del sondaggio, nell'intervallo compreso tra i 60 e 39 metri, mostra una copertura forestale ben sviluppata, mentre gli elementi steppici sono presenti in percentuali relativamente più basse. Nella parte più profonda (dalla base fino a 56 metri circa) sono ben evidenti culminazioni di *Fagus*, *Abies*, i quali coesistono con elementi temperati (es. *Carpinus*). Successivamente si nota un ritiro graduale degli elementi termofili, anche se si continua ad osservare la presenza di *Quercus* e *Tilia*, i quali mostrano un picco a 42 metri circa. In generale, in tale intervallo si osserva una distribuzione di taxa a contrastanti esigenze ecologiche: la presenza di *Ulmus*, *Fagus* e *Picea* indicano precipitazioni relativamente alte, ma anche temperature basse per la abbondante presenza di *Abies*. Tali elementi coesistono con piante di ambiente semi-steppico e alcuni elementi termofili. Tali considerazioni suggeriscono l'attribuzione allo stadio isotopico 3 caratterizzato, in generale, da alternanza di periodi stadiali/interstadiali, questi ultimi caratterizzati da rapida espansione forestale in ambienti vegetali ancora aperti (vedi presenza di piante non arboree, probabilmente ai margini dei boschi).

Da 39 metri sino a 26 metri circa predomina il *Pinus*, assieme agli elementi non arborei, l'associazione che si delinea è tipica di un quadro climatico caratterizzato da condizioni rigide, da temperato fredde a fredde aride. Tuttavia condizioni di umidità oscillanti sono suggerite dalla sopravvivenza di alcuni elementi mesofili, che resistono a condizioni climatiche rigide, probabilmente confinati in rifugi. Tale intervallo è stato attribuito, anche sulla base delle datazioni al ¹⁴C, all'ultima glaciazione (stadio isotopico 2).

Sulla base dei dati sopra esposti risulta evidente che la porzione sommitale di AES₇, caratterizzata su ampi settori della pianura dalla presenza di depositi ghiaiosi delle conoidi alluvionali di tutti i corsi d'acqua presenti nel F. 220, corrisponde all'espressione deposizionale in ambiente alluvionale dell'ultima glaciazione.

La base dell'unità è posta in corrispondenza del brusco passaggio tra i sottostanti depositi ghiaiosi di conoide alluvionale attribuiti ad AES₆ ed i sedimenti fini di piana alluvionale di questa unità, lo spessore massimo del ciclo è di 90 metri circa.

Con riferimento a RER & ENI-AGIP (1998), l'unità corrisponde al Complesso Acquifero A1 (dalla correlazione sono state escluse i depositi fini sopra il tetto delle ghiaie, corrispondenti ad AES₈).

Pleistocene Superiore (attribuzione archeologica, radiometrica e per posizione stratigrafica).

Unità di Niviano (AES_{7a})

Porzione affiorante

L'unità è costituita da depositi di piana intravalliva e di conoide alluvionale. Nelle porzioni intravallive l'unità è scarsamente preservata; nel F. Reno essa comprende gli ordini di terrazzo dal 15 al 16 (vedi fig. 9), nel T. Lavino gli ordini 7 e 8, nel T. Samoggia (vedi fig. 10) dal 8 al 11, nel F. Panaro l'ordine 6.

Questi depositi, sempre mal studiabili, sono costituiti da un deposito fluviale dato da ghiaie spesse sino a tre metri circa sovrastate da limi più o meno sabbiosi pedogenizzati spessi circa un metro. Al di sopra di essi si rinvergono alcuni metri di depositi limoso sabbiosi alluvio-colluviali con suoli intercalati, al tetto sono presenti suoli non calcarei di colore bruno scuro.

In prossimità del margine appenninico l'unità affiora con maggiore continuità, su ampie superfici lateralmente agli sbocchi vallivi del F. Reno e del T. Lavino. Qui sono presenti depositi sabbioso limosi spessi alcuni metri, interpretati come conoidi alluvionali del reticolo idrografico minore. Questi depositi sono interessati al tetto da un suolo non calcareo di colore bruno scuro potente sino a cinque metri circa.

L'unità è inoltre presente nella conoide del T. Samoggia, presso Bazzano, qui AES_{7a} è caratterizzata da ghiaie ricoperte da depositi fini. Sui depositi fini si sviluppano suoli non calcarei di colore bruno scuro, sovrastanti un suolo sviluppato su ghiaie non calcareo molto evoluto (a tratti sono presenti Alfisuoli) di colore bruno scuro rossastro o bruno rossastro. Il profilo di alterazione è profondo complessivamente cinque metri circa.

Nel sottosuolo questa unità non è stata distinta.

Unità di Vignola (AES_{7b})

Porzione affiorante

L'unità è costituita da depositi di piana intravalliva e di conoide alluvionale.

Nelle porzioni intravallive l'unità è scarsamente preservata; nel F. Reno comprende gli ordini di terrazzo dall'11 al 14 (vedi fig. 9, nel F. 220 non affiorano i depositi relativi all'ordine 11), nel T. Lavino gli ordini 5 e 6, nel T. Samoggia gli ordini dal 5 al 7 (vedi fig. 10); nel F. Panaro comprende l'ordine 5.

Qui i depositi, sempre mal studiabili, sono costituiti da un deposito fluviale dato da ghiaie spesse sino a tre metri circa, sovrastate da limi più o meno sabbiosi pedogenizzati spessi circa un metro. Al di sopra di essi si rinvengono alcuni metri di depositi limoso sabbiosi alluvio-colluviali con suoli intercalati, al tetto sono presenti suoli non calcarei di colore bruno scuro.

Agli sbocchi vallivi l'unità affiora con maggiore continuità; specialmente sulla conoide del F. Panaro, dove è presente la località tipo di questa unità (GASPERI *et alii*, 1987), e sulla conoide del T. Samoggia.

Qui l'unità è composta da ghiaie prevalenti spesse sino ad una decina di metri, generalmente affioranti direttamente sulla superficie topografica. In queste zone i depositi sono interessati da un fronte di alterazione spesso fino a 2 metri costituito da un suolo non calcareo di colore bruno scuro rossastro, al limite tra un Inceptisuolo molto evoluto e un Alfisuolo, a profilo A-Bw-t-Bk-C.

Lungo la valle del T. Samoggia è possibile seguire questo suolo sino a circa Montevoglio. Qui, in località Vecchia, è presente al di sopra di esso un deposito di circa 2 metri di natura alluvio-colluviale, alla cui base è presente un suolo datato a 7.900 anni B.P. Questa età è congruente con il quadro stratigrafico qui proposto, e conferma che i depositi alluvio-colluviali sono discordanti rispetto alle ghiaie fluviali pedogenizzate. Vista la loro età questi depositi colluviali sarebbero da attribuire all'unità AES₈, tuttavia visto il loro spessore esiguo non è stato possibile operare in carta questa suddivisione.

In generale, si nota una diminuzione del grado di alterazione, passando dalle zone apicali delle conoidi a quelle distali.

La continuità laterale del suolo al tetto di AES_{7b} nel sottosuolo della pianura è osservabile anche a notevole distanze dagli sbocchi fluviali. Esso affiora nell'alveo del F. Panaro, tra Spilamberto e San Cesario sul Panaro, dove è ricoperta da sedimenti fluviali contenenti vari reperti Neolitici (CREMASCHI, 1984). Lo stesso suolo è anche rilevabile nel primo sottosuolo della conoide del F. Reno (due – quattro metri di profondità), in sinistra idrografica per poco meno di un chilometro a valle dello sbocco vallivo.

Nel sottosuolo questa unità non è stata distinta.

3.2.5. – *Subsintema di Ravenna (AES₈)*

Porzione affiorante

AES₈ è costituito da depositi di piana intravalliva, conoide e di piana alluvionale.

Affiora con continuità attraverso tutti gli ambienti deposizionali considerati, dalle zone intravallive sino alla pianura alluvionale più aperta.

Nelle zone intravallive l'unità è costituita da depositi di terrazzo alluvionale organizzati in numerosi ordini; nella valle del F. Reno, corrispondono ad AES₈ gli ordini dal 1 al 10 (vedi fig. 9, nel F. 220 affiorano solamente i depositi relativi agli ordini 1, 2, 6, 8 ed 10), nel T. Lavino, nel T. Samoggia (vedi fig. 10) e nel F. Panaro gli ordini da 1 a 4.

I depositi intravallivi sono costituiti da ghiaie potenti sino a tre metri sovrastate da limi sabbiosi spessi sino a tre metri di natura alluvionale o colluviale. I suoli al tetto (Entisuoli o Inceptisuoli) variano da non calcarei a calcarei, lo spessore del fronte di alterazione è variabile tra 0.5 ed 1.5 metri, il colore degli orizzonti superficiali dei suoli non calcarei è bruno scuro e bruno scuro giallastro, i suoli calcarei appartengono all'unità di Modena. I profili di alterazione che interessano questi terreni sono variabili da A-C ad A-Bw-C, fino ad A-Bw-Bk-C.

Sui terrazzi più bassi, attribuiti all'unità di Modena (vedi oltre), le ghiaie spesso affiorano direttamente sulle superficie topografica.

Sugli ordini di terrazzo più antichi di AES₈ la sedimentazione ghiaiosa è spesso chiusa direttamente da un suolo nerastro fortemente arricchito in sostanza organica che nella valle del F. Reno (località San Michele, al tetto delle ghiaie dell'ordine 10 di terrazzo) ha fornito un'età di 8.400 anni B.P.

Oltre lo sbocco delle valli appenniniche AES₈ affiora estesamente occupando tutta la superficie della pianura. L'unità è qui costituita da ghiaie, sabbie, limi e argille di canale, argine, rotta fluviale, e piana inondabile. I corpi ghiaiosi sono rari ed affiorano limitatamente agli sbocchi vallivi del F. Panaro e F. Reno, molto più estesamente affiorano invece le tessiture relative ai depositi di argine, rotta e piana inondabile.

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

Sulle superficie topografica dei depositi terrazzati di piana intravalliva sono stati ritrovati insediamenti Romani e dell'età del Ferro e del Bronzo (vedi fig. 3). In pianura la porzione affiorante coincide su ampi tratti con il piano di frequentazione Romano (tranne che per AES_{8a}, vedi oltre), su cui spesso si rinvengono insediamenti di varia natura e/o le tracce della centuriazione romana.

Porzione sepolta

In sottosuolo, analogamente a quanto riscontrato nell'area tipo (AMOROSI *et alii*, 1999a; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:50.000: F. 223 Ravenna, 2002),

la base di AES₈ è caratterizzata da una superficie di discontinuità corrispondente a una lacuna stratigrafica di entità variabile. Questa lacuna è evidente nel margine appenninico, dove la base di AES₈ poggia sul suolo bruno rossastro già descritto al tetto delle ghiaie di AES₇. In questo caso depositi scuri ricchi in materia organica, datati a circa 8.4 ka B.P. (vedi tabella 3 e fig. 6, codice 220120A513), poggiano direttamente in discordanza sui depositi pre-olocenici di tetto AES₇, riferibili all'ultimo acme glaciale. Qui l'entità della lacuna è paragonabile a quella registrata nell'area ravennate (F. 223 Ravenna, PRETI *et alii*; AMOROSI *et alii*, 1999a). Spostandosi dal margine appenninico verso la pianura aperta, la lacuna stratigrafica alla base di AES₈ non è ben documentata da datazioni radiometriche sulla verticale di un singolo sondaggio. Sulla base dei dati a disposizione, la lacuna stratigrafica sembra diminuire e la base di AES₈ è localizzata generalmente a profondità di circa 20 m dal piano campagna e indica età anche pre-oloceniche, fino a 13.9 ka B.P. (sondaggio 220 S3).

A differenza dell'area tipo, dove il limite basale di AES₈ è marcato da un netto contrasto di facies tra depositi alluvionali di età pleistocenica (parte sommitale di AES₇) e sovrastanti depositi di ambiente paralico e marino-marginale riconducibili all'ultimo ciclo trasgressivo-regressivo di età olocenica, nel settore bolognese la base di AES₈ è localizzata all'interno di depositi alluvionali ed è per questo meno facilmente riconoscibile di quanto non avvenga per i settori di piana costiera. Considerato il possibile utilizzo, in qualità di ottimo *marker* stratigrafico, dei corpi ghiaioso-sabbiosi ad elevata estensione laterale situati nella porzione sommitale di AES₇, in assenza di correlazioni fisiche con le aree costiere la base di AES₈ viene convenzionalmente posizionata al tetto di tali corpi.

La parte inferiore di AES₈ si contraddistingue, specie nei settori più distali della pianura (vedi Appendice 1, sondaggi 220 S3, 220 S4, 220 S5 e 220 S9), per la presenza di un orizzonte di origine palustre prevalentemente limoso argilloso, ricco in sostanza organica, di colore grigio e localmente nerastro, spesso alcuni metri e caratterizzato da una elevata persistenza laterale. Questo orizzonte tende a chiudersi a cuneo verso il margine appenninico, esso è localizzato stratigraficamente pochi metri al di sopra dei corpi ghiaioso-sabbiosi al tetto di AES₇. In particolare l'orizzonte organico pare aver riempito per colmata, con rapporti geometrici di *onlap*, le depressioni presenti nella topografia costituita dal tetto dei depositi grossolani sommitali di AES₇; questi rapporti sono mostrati nella parte più settentrionale della sezione D-D'. Le datazioni in questo intervallo ricco in sostanza organica hanno dato età comprese tra i 13.9 e 7.4 Ka B.P. circa (vedi tabella 3).

Al di sopra di questi depositi riprende la sedimentazione ghiaiosa (vedere in Appendice 1 i sondaggi 220 S2, S5, S6 ed S7), che però si espande su una superficie inferiore rispetto a quella relativa alle ghiaie al tetto di AES₇ (vedi par.5. di questo capitolo). La disattivazione di questi depositi ghiaiosi è datata su base radiometrica a 5.5 Ka B.P. circa (vedi sondaggio 220 S2). Al di sopra di queste ghiaie

la sedimentazione di AES₈ prosegue, fino alla superficie topografica con 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 4 sequenze gradate, 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.

Più verso la pianura sono presenti, a diverse altezze stratigrafiche, alcuni orizzonti argillosi ricchi in sostanza organica (vedi Appendice 1 sondaggio 220 S2).

Lo studio eseguito nel sondaggio 220 S3 (vedi Appendice) ha permesso di caratterizzare interamente dal punto di vista palinologico questa unità, che in questo sondaggio affiora dalla superficie sino a circa 26 metri di profondità.

Nella porzione inferiore ricca in sostanza organica, che in questo sondaggio ha datato 13.9 ka., sono ben rappresentati *Pinus* e *Betula*, ciò potrebbe far corrispondere la porzione basale di AES₈ agli ultimi picchi freddi del periodo glaciale (Older Dryas). I successivi campioni analizzati mostrano che da 17 metri in poi sono presenti palinoflore decisamente oloceniche, evidenziate dalla presenza di abbondanti elementi arborei termofili (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* e *Corylus*). A 11 metri di profondità, in corrispondenza della massima espansione di *Corylus*, *Quercus* e *Tilia* è stato individuato l'“optimum” climatico.

Lo spessore massimo di AES₈ nel sottosuolo è di circa 25 metri.

Pleistocene terminale-Attuale (attribuzione radiometrica).

Unità di Modena (AES_{8a})

La porzione sommitale di AES₈ è costituita da una unità a limiti inconformi di rango gerarchico inferiore: l'Unità di Modena (AES_{8a}), la quale contiene i depositi più superficiali (sempre affioranti) e più recenti del foglio (si veda il lavoro di CREMASCHI & GASPERI, 1989 per quanto riguarda la descrizione dei depositi rilevati nella località tipo). Essa affiora con continuità dalla piana intravalliva fino alla pianura alluvionale.

Nei settori intravallivi comprende gli ordini di terrazzo più bassi, dal 1 al 2 nel F. Reno (vedi fig. 9), nel T. Lavino, nel T. Samoggia (vedi fig. 10) e nel F. Panaro. Questi terrazzi sono costituiti prevalentemente da ghiaie spesso direttamente affioranti sulla superficie topografica. Lo spessore massimo di queste ghiaie è di circa 3 metri.

Oltre lo sbocco delle valli appenniniche AES_{8a} è costituita da ghiaie, sabbie, limi e argille di canale, argine, rotta fluviale, e piana inondabile. I corpi ghiaiosi sono presenti esclusivamente nelle zone limitrofe agli alvei dei corsi d'acqua principali, molto più estesamente affiorano invece le tessiture relative ai depositi di argine, rotta e piana inondabile.

Nelle zone di piana alluvionale AES_{8a} è caratterizzata da buona preservazione delle forme deposizionali originarie; gli alvei ed i paleoalvei mostrano spiccati

caratteri di pensilità con formazione di apparati morfodeposizionali molto evidenti (si veda la sezione B-B' nel foglio geologico). La pedogenesi di AES_{8a}, in tutti i contesti deposizionali, è di modesta entità: i depositi sono interessati al tetto da Entisuoli calcarei di colore bruno olivastro e bruno grigiastro, a profilo A-C, A-B/C e subordinatamente A-Bw-C, calcarei. Lo spessore del profilo di alterazione è generalmente inferiore ai 50 centimetri.

In pianura questa unità si appoggia, in discontinuità, sul suolo di epoca romana (o su suoli precedenti, nelle porzioni più prossimali alla catena); al suo interno si ritrovano spesso reperti romani rimaneggiati. Nella sezione B-B' nel foglio geologico lo spessore massimo di AES_{8a} è di sette metri circa e corrisponde all'apparato di canale e argine formato dall'attuale corso del F. Reno.

La deposizione di AES_{8a} è assai probabilmente da mettere in relazione all'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).

Post IV sec. d.C.- Attuale (attribuzione archeologica).

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

Per depositi continentali sotto descritti, depositi alluvionali in formazione e depositi di versante, sono stati usati criteri distintivi basati sulla litologia e sui processi morfogenetici e non sono state effettuate delle specifiche analisi volte ad identificarne in modo preciso l'età, che è stata quindi attribuita esclusivamente su base geomorfologica.

Deposito di conoide. Si tratta di depositi detritici generalmente incoerenti e caotici, talora debolmente coesivi. Sono costituiti da clasti eterometrici ed eterogenei, talora arrotondati, in matrice sabbiosa, e vengono rinvenuti allo sbocco di impluvi e delle valli secondarie dove costituiscono conoidi morfologiche. Tali conoidi attualmente non sono in evoluzione, essendo fissati da vegetazione; spesso questi depositi sono inoltre reinci e terrazzati.

L'età è presumibilmente riferibile all'intervallo Pleistocene superiore – Oloocene. Tali depositi di conoide in carta sono riportati alla voce segni convenzionali.

Detrito di versante (a₃). Si tratta di depositi detritici dovuti all'alterazione in posto del substrato roccioso o accumulati per l'azione mista della gravità e del ruscellamento superficiale diffuso.

Apparentemente non sembrano avere subito un importante trasporto. Si trovano generalmente alla base delle scarpate o costituiscono coltri lungo i versanti.

Per lo più sono accumuli eterogenei costituiti da una matrice fine sabbioso-limoso che contiene blocchi e frammenti eterometrici di strati; di frequente questa matrice si presenta arrossata per ossidazione e pedogenizzazione.

In questo foglio hanno una scarsa diffusione, limitata alle zone dove affiorano terreni più resistenti.

L'età è presumibilmente riferibile all'intervallo Pleistocene superiore-Olocene.

Corpi di frana (a₁, a₂). Si tratta di depositi detritici e caotici costituiti da litotipi eterogenei ed eterometrici, in matrice prevalentemente limoso-sabbiosa, accumulati per gravità. Sono stati distinti in *corpo di frana in evoluzione (a₁)* e in *corpo di frana senza indizi di evoluzione (a₂)*.

Il riconoscimento delle frane in evoluzione, definite come frane con evidenti segni di attività (presenza di crepacciature sul terreno o sulle strade, danni ai manufatti o alle colture, etc....), non comporta particolari problemi, mentre la distinzione sul terreno tra frane senza indizi di evoluzione e frane antiche o stabilizzate è molto più difficile.

Secondo la "Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti" (GNGFG, 1987), gli accumuli di frana senza indizio di evoluzione sono quei "depositi non attivi al momento del rilevamento, per le quali però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto esse non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione"; si tratta, cioè, di depositi attualmente non in movimento ma per i quali non si esclude una riattivazione in caso, per esempio, di eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma annuale o in presenza di eventi sismici di elevata energia. In pratica, la cartografia delle frane comporta un elevato grado di soggettività in quanto dipende dall'esperienza del rilevatore e dalle informazioni disponibili che, in un rilevamento geologico classico, sono di solito scarse in quanto non esiste la possibilità di osservazioni strumentali (che richiedono tempi lunghi). Per ovviare a questi inconvenienti e per una maggiore oggettività, nella definizione di frana senza indizio di evoluzione rientrano in generale tutte le frane che non presentano evidenze di movimenti in atto, sia quelle con possibilità di riattivarsi che quelle antiche e stabilizzate.

L'età dei corpi di frana in evoluzione è ovviamente Olocene attuale, quella dei corpi di frana senza indizi di evoluzione è attribuita all'intervallo Pleistocene superiore-Olocene.

Depositi alluvionali in evoluzione (b₁). Si tratta di sabbie e ghiaie generalmente embriicate e subordinati limi argillosi attualmente in evoluzione all'interno degli alvei e nelle zone golenali stagionalmente interessate da piene. Allo sbocco di impluvi e nelle valli secondarie sono presenti depositi detritici, generalmente

incoerenti e caotici, costituiti da clasti eterometrici ed eterogenei, talora arrotondati, spesso in matrice sabbiosa (depositi di conoide attiva).

L'età è ovviamente riferibile all'Olocene attuale.

4. - TESSITURE E AMBIENTI DEPOSIZIONALI

Le unità a limiti inconformi per definizione possono contenere al loro interno depositi di diversa tessitura e diverso ambiente deposizionale. Secondo la normativa sul rilevamento e la cartografia geologica dei depositi quaternari continentali le unità a limiti inconformi devono essere caratterizzate anche sulla base delle loro tessiture (CNR-CCGG, 1992), che nella carta geologica sono rappresentate con l'ausilio di sovrassegni che si accompagnano alla tradizionale colorazione delle unità.

La base dati che ha permesso di cartografare queste distinzioni tessiturali è qui di seguito elencata (si veda anche il par.1. di questo capitolo).

- I dati prodotti dall'Ufficio Pedologico della Regione Emilia-Romagna, ovvero trivellazioni manuali e osservazioni in scavi di trincee appositamente realizzati. Questi dati sono spesso corredati da analisi granulometriche effettuate in laboratorio ed hanno quindi permesso raffinate distinzioni in base al contenuto di argilla, limo, sabbia, sabbia fine, e ghiaia.
- Di minor dettaglio sono invece le stime visive condotte durante le trivellate o l'osservazione degli scavi che sono stati visionati per il rilevamento del presente foglio.
- Ancora meno dettagliate sono le informazioni sulla litologia di superficie che si possono ricavare dall'analisi della banca dati geognostici.
- Dati sulle tessiture superficiali sono stati dedotti anche dall'analisi fotogeologica.

Il risultato finale è quindi frutto dell'utilizzo di dati di qualità molto variabile, esso ha permesso tuttavia di ricostruire la distribuzione areale delle tessiture e di attribuire ad esse un significato ambientale. La ricostruzione di dettaglio della distribuzione litologica è stata effettuata solo per le unità più recenti e affioranti estesamente in pianura: AES_{7b} e AES₈; le unità più antiche non presentano una distribuzione di dati sufficiente alla mappatura di dettaglio di tale distribuzione. Per la descrizione delle tessiture relative a queste unità si rimanda pertanto alla loro descrizione nei paragrafi relativi. Anche i settori intravallivi di affioramento di AES_{7b} e AES₈ non sono stati oggetto di attribuzioni tessiturali tramite retinatura in carta. Ciò è dovuto al fatto che questi terreni nelle porzioni intravallive non sono soggetti ad alcuna variazione in termini tessiturali, e pertanto si è preferito non apporre il retino che avrebbe appesantito la lettura della carta, senza aumentare le informazioni rispetto a quanto descritto nei paragrafi che illustrano la stratigrafia di queste unità.

4.1. - PIANA INTRAVALLIVA, CONOIDE E PIANA ALLUVIONALE

Tutti i depositi quaternari continentali per i quali le informazioni relative alla litologia sono state espresse in carta tramite le retinature sono costituiti da depositi di piana intravalliva, conoide e piana alluvionale. Più in particolare le retinature si riferiscono alle sottoelencate litologie e ambienti deposizionali.

4.1.1. - *Ghiaie di canale fluviale*

Ghiaie prevalenti più o meno sabbiose alternate a rare sabbie che sottocorrente aumentano a discapito della ghiaia; le ghiaie sono eterometriche, con diametro medio dei ciottoli di 6 centimetri e massimo di 30 centimetri, con matrice sabbiosa, a volte embriciate; frequenti i depositi di lag basale con ciottoli di grandi dimensioni, privi di matrice. Presenti a tratti, come inclusi, brandelli di paleosuoli di dimensioni anche metriche. La stratificazione può variare da incrociata a massiva in strati prevalentemente amalgamati. Le intercalazioni sabbiose sono costituite da sabbie medie e fini con ciottoli dispersi o allineati e con intercalazioni subordinate di sabbie limose e limi sabbiosi; presenti anche frustoli vegetali e di frammenti di legno. La stratificazione è incrociata, a piccola e media scala, e piano-parallela. Al tetto, possono essere presenti sabbie limose e limi argillosi.

I contatti laterali e basali di queste ghiaie sono sempre di tipo erosivo.

Lo spessore di queste ghiaie è generalmente variabile da 2 a 4 metri, a seconda della grandezza del bacino di alimentazione. Sulle porzioni apicali delle conoidi alluvionali lo spessore può aumentare sensibilmente per amalgamazione con ghiaie sottostanti.

Sono state considerate affioranti le ghiaie comprese tra il piano campagna e 1 m di profondità, le ghiaie possono quindi essere sepolte da depositi più fini rappresentanti il deposito di abbandono del canale o, per le aree intravallive, anche depositi di versante.

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

I depositi di canale sono costituiti da sabbie fini e medie, debolmente limose, in strati spessi e medi; rari i ciottoli presenti soprattutto nelle porzioni basali (e quindi non affioranti). Questi depositi sono spessi sino ad un massimo 7 metri circa (vedere la sezione B-B' nel foglio geologico). I contatti inferiori sono di tipo erosivo.

I depositi di argine e rotta fluviale sono costituiti da sabbie limose in strati medie e sottili, passanti sottocorrente, in modo rapido (nel giro di poche centinaia di metri dal canale), a intercalazioni di limi più o meno sabbiosi e sabbie limose,

in strati sottili e sottilissimi che costituiscono la grande maggioranza dei depositi cartografati con questo sovrassetto.

All'interno di questi depositi di argine o rotta fluviale il rapporto tra i limi e le sabbie varia ulteriormente anche in relazione alla dimensioni dei bacini idrografici che sottendono i diversi apparati deposizionali. In tal senso le zone di pertinenza del reticolo idrografico secondario sono caratterizzate quasi esclusivamente da limi e subordinati limi sabbiosi.

I contatti basali e laterali sono di tipo eteropico.

4.1.3. - *Limi e argille di piana inondabile*

Limi argillosi e argille limose prevalenti con rare intercalazioni di limi sabbiosi. La percentuale di argilla nel sedimento si mantiene sempre su valori decisamente elevati, maggiori o uguali al 30% del totale. Si rinvencono frequentemente arricchimenti di sostanza organica e gasteropodi continentali.

La stratificazione è generalmente poco distinguibile per bioturbazione.

I contatti basali e laterali sono di tipo eteropico, in particolare questi depositi costituiscono la prosecuzione laterale sottocorrente dei depositi di argine e rotta fluviale descritti al paragrafo precedente.

5. - ILLUSTRAZIONE DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLA PIANURA

Sulla base di quanto previsto dalle vigenti normative (CNR-CCGG, 1992; SGN, 1999), nella carta geologica le unità quaternarie continentali sono rappresentate attraverso una colorazione che ne indica l'attribuzione stratigrafica. Visto che le unità geologiche affioranti nelle zone di pianura sono poche e arealmente molto distribuite, risulta che in pianura la carta geologica sia omogenea o quasi dal punto di vista cromatico. Le normative citate dicono inoltre che i caratteri tessiturali e gli ambienti deposizionali delle unità cartografate devono essere rappresentati attraverso apposite retinature.

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 fasci di isolinee (principalmente isobate e isopache), che finirebbero inevitabilmente col confondersi con i simboli relativi alla geologia di superficie.

Da qui, sulla scorta anche 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 Alle-

gato 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

Nell’ambito della pianura alluvionale e delle pianure intravallive la Carta Geologica in scala 1:50.000 descrive distribuzione e caratteristiche tessiturali delle unità stratigrafiche contenute nel Supersistema Emiliano-Romagnolo, affioranti nell’area del F. 220. Essa è basata su rilevamenti di terreno, integrati dall’interpretazione di dati provenienti da fotointerpretazione, trivellate a mano, sondaggi a carotaggio continuo e prove penetrometriche (vedi il paragrafo 1 di questo capitolo).

I depositi cartografati si riferiscono per la quasi totalità al Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) e solo in minima parte al Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore (affiorante esclusivamente nell’alveo del F. Panaro). All’interno di AES i subsistemi più antichi (AES₄, AES₅, AES₆ ed AES₇) affiorano esclusivamente nelle zone intravallive e di margine appenninico, sotto forma di depositi alluvionali terrazzati. Nel restante settore della pianura affiorano esclusivamente i depositi del subsistema più recente: il subsistema di Ravenna (AES₈), e dell’unità di rango minore in esso distinta (l’unità di Modena, AES_{8a}). All’interno dei due subsistemi più recenti (AES₇ ed AES₈) ed esclusivamente nelle zone di margine appenninico e di pianura, vengono distinte le tessiture che li costituiscono, rappresentate in carta mediante sovrassegni.

Dalla carta geologica è possibile osservare che le ghiaie di canale fluviale sono concentrate nelle zone prospicienti gli alvei fluviali, specie del F. Reno e del F. Panaro. Sulla sinistra idrografica di quest’ultimo è presente anche un ampio settore di ghiaie affioranti relativo ad un deposito terrazzato di conoide alluvionale attribuito ad AES_{7b}. Affioramenti di ghiaie sono pure presenti sul fondo delle cave segnate in carta, si tratta in questo caso di depositi portati in affioramento attraverso gli scavi, che diversamente sarebbero stati sepolti da alcuni metri di tessiture più fini. La gran parte della pianura del F. 220 è occupata da depositi sabbiosi e limosi di canale argine e rotta fluviale, e, in modo leggermente subordinato, da limi ed argille di piana inondabile. Le tessiture più fini tendono ad essere più rappresentate nei settori più settentrionali, costituendo la naturale transizione sottocorrente, sia in senso longitudinale che trasversale dei depositi sabbioso-limosi di argine e rotta fluviale.

Tra le informazioni aggiuntive presenti sulla Carta Geologica figurano l’ubi-

cazione dei sondaggi a carotaggio continuo eseguiti dalla Regione Emilia-Romagna nell'ambito del Progetto CARG e le scarpate di terrazzo presenti sia tra unità diverse che all'interno della stessa unità.

La carta geologica riporta anche due sezioni geologiche pellicolari che illustrano i depositi del primo sottosuolo di AES₈, AES_{8a} e, della parte più alta di AES₇ (sezioni C-C' e D-D'). Queste sezioni sono costruite con un'esagerazione verticale molto spinta (100x), che permette di osservare in modo evidente gli apparati deposizionali formati dagli attuali corsi d'acqua (si veda in particolare il sistema di canale e argine legato al corso del F. Reno, nella sezione C-C').

La carta riporta anche le scarpate fluviali che bordano i depositi alluvionali sia nelle zone appenniniche che, localmente, nella pianura alluvionale.

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 all'identificazione delle relazioni spaziali tra corpi sedimentari. L'obiettivo delle carte di sottosuolo è la definizione dell'architettura stratigrafica di una data area, attraverso l'identificazione delle unità stratigrafiche presenti e delle tessiture che le compongono. La definizione dettagliata dell'assetto stratigrafico nel sottosuolo riveste un'importanza fondamentale a fini pratici, costituendo la base scientifica per studi legati a subsidenza, protezione del suolo, ricerca e sfruttamento delle risorse idriche.

Il contenuto informativo della carta geologica di sottosuolo può essere utilizzato per la pianificazione territoriale a grande scala, mentre è del tutto 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, è di gran lunga superiore rispetto alla possibilità di prevedere con successo la localizzazione nel sottosuolo di un corpo sedimentario a geometria nastriforme.

L'acquisizione di nuovi dati di sottosuolo, in seguito ad esempio all'esecuzione di una nuova campagna di sondaggi o prove penetrometriche, è probabilmente destinata a modificare la cartografia qui realizzata. In questo senso, le carte geologiche di sottosuolo devono essere intese come prodotti suscettibili di modifiche, soprattutto in aree relativamente povere di informazioni, qualora nuovi dati vadano ad integrare l'insieme dei dati pregressi.

Nel Foglio Allegato alla Carta Geologica sono riportati due tipi di elaborati:

n. 4 sezioni geologiche, e la carta del “Tetto delle ghiaie – Subsintemi di Ravenna e di Villa Verucchio, a scala 1:50.000”. Le sezioni geologiche sono state costruite con esagerazione verticale di scala di 25x per le sezioni siglate con C-C’ e F-F’, e con esagerazione verticale di 50x, per le sezioni siglate con D-D’ e E-E’.

Le sezioni C-C’ e F-F’ sono longitudinali rispetto agli assi deposizionali fluviali del F. Panaro (C-C’) e del F. Reno (F-F’). Esse descrivono tutte le unità stratigrafiche relative al Supersintema Emiliano-Romagnolo, con un grado di dettaglio progressivamente minore mano a mano che si va in profondità nella successione stratigrafica. Nelle sezioni sono anche riportate alcune informazioni schematiche relative alle unità marine sottostanti o giustapposte tettonicamente ai depositi alluvionali. Nelle sezioni, oltre alle unità stratigrafiche utilizzate, sono riportate delle indicazioni sulla geometria dei principali corpi litologici di rilevanza stratigrafica, e le stratigrafie molto schematizzate delle indagini geognostiche della Banca Dati Geologici e dei sondaggi appositamente realizzati per il progetto CARG. Queste due sezioni hanno beneficiato di dati provenienti dai profili sismici e stratigrafie di pozzi per idrocarburi ENI-AGIP, soprattutto per ciò che riguarda l’andamento dei limiti fra IMO, AEI e AES.

Nell’ambito del F. 220 le due sezioni illustrate sopra costituiscono la rappresentazione fondamentale che descrive l’intelaiatura stratigrafica dei sintemi e dei subsintemi del Supersintema Emiliano-Romagnolo e le geometrie dei principali corpi deposizionali in esso contenuti.

Le sezioni D-D’ e E-E’ descrivono principalmente le unità stratigrafiche dell’immediato sottosuolo (ovvero il subsintema di Ravenna - AES₈, qui rappresentato congiuntamente ad AES_{8a}, e il subsintema di Villa Verucchio - AES₇) in termini di geometrie dei principali corpi litologici in esse presenti. Le sezioni illustrano in particolare l’andamento dei corpi ghiaiosi delle conoidi del F. Reno e del F. Panaro, procedendo dai settori prossimali a quelli distali, o laterali.

Altre informazioni riportate in queste sezioni riguardano le stratigrafie schematizzate delle indagini geognostiche disponibili e le età radiometriche ottenute sui campioni di materiale organico.

Data la scala di rappresentazione queste sezioni costituiscono un supporto fondamentale per la comprensione dei rapporti geometrici dei corpi ghiaiosi riportati nelle carte del Foglio allegato alla Carta Geologica.

Per quanto riguarda la cartografia in pianta del sottosuolo è stato scelto di dare grande enfasi ai copri litologicamente più grossolani realizzando la carta del “Tetto delle ghiaie – Subsintemi di Ravenna e di Villa Verucchio”. Questa descrive la geometria della superficie sommitale dei principali depositi ghiaiosi dell’immediato sottosuolo riferiti alle unità più superficiali presenti nel foglio ovvero tutta l’unità AES₈ e la parte sommitale più marcatamente grossolana di AES₇. La carta del tetto delle ghiaie rappresenta la distribuzione, in pianta, dei primi depositi ghiaiosi di canale fluviale intercettati nel sottosuolo dalle indagini

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

La carta quindi è costruita interpolando, in pianta, le quote relative a dati puntuali che si riferiscono a depositi di canale di varie generazioni sovrapposti verticalmente e giustapposti lateralmente. Essa quindi rappresenta, di fatto, le aree e le quote in cui vi è la probabilità massima di intercettare i primi depositi ghiaiosi dalla superficie, in base al *set* di dati disponibili al momento del suo allestimento.

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

La carta si basa sulla rappresentazione dei seguenti elementi:

- la distinzione fra ghiaie sepolte riferite ad AES₈ e ghiaie sepolte riferite alla porzione sommitale di AES₇.
- La rappresentazione dei depositi ghiaiosi affioranti in pianura e nelle zone intravallive delle unità AES₈ ed AES₇. La presenza di questi elementi consente di comprendere i rapporti geometrici tra i settori intravallivi e di pianura per le due unità in questione, e fornisce il collegamento fra la cartografia di superficie e quella di sottosuolo.

Nella carta sono riportati anche i settori intravallivi anche se spesso in essi le ghiaie non sono direttamente affioranti per la presenza di una copertura sabbioso-limoso di spessore variabile tra 1 e 4 metri; tale copertura è segnalata in carta da un apposito sovrassetto.

- La rappresentazione dell'area di amalgamazione delle ghiaie di AES₈ con quelle di AES₇. Questa corrisponde alla zona in cui le ghiaie basali di AES₈ sono in contatto diretto con le ghiaie sommitali di AES₇, senza alcuna interposizione di depositi fini. Verso monte la zona di amalgamazione termina nel punto in cui le ghiaie di AES₈ poggiano direttamente sul substrato marino.
- La rappresentazione della quota del tetto delle ghiaie sepolte sotto forma di isobate riferite al livello del mare (la quota delle ghiaie affioranti non viene riportata perchè coincide con buona approssimazione con la quota topografica).
- La carta contiene inoltre un'unica area in cui, all'interno di una cava poco a Ovest di Bazzano, sono presenti in affioramento delle ghiaie che per la loro

posizione geometrica e la loro alterazione pedogenetica sono state attribuite ad AES₆

Dalla lettura della carta del tetto delle ghiaie e dall'osservazione delle sezioni geologiche presenti nel Foglio allegato, si possono fare alcune osservazioni sui caratteri generali dei primi depositi ghiaiosi di superficie e di sottosuolo del F. 220.

I depositi ghiaiosi di AES₈ e della porzione sommitale di AES₇ occupano quasi interamente la pianura alluvionale del F. 220, ad esclusione di una zona triangolare compresa grossomodo tra Crespellano, Anzola dell'Emilia e Zola Predosa. Le ghiaie sono pure assenti nel tratto terminale in cui scorre attualmente il T. Samoggia, nei pressi della località Budrie.

La superficie occupata dai depositi di AES₈ è parecchio inferiore rispetto a quella occupata dai depositi ghiaiosi sommitali di AES₇. Quest'ultima si estende infatti sia lateralmente che sottocorrente ben oltre la zona occupata dalle ghiaie AES₈, e si protende quasi ovunque oltre il limite settentrionale del F. 220.

Per quel che riguarda le ghiaie di AES₈, nel F. 220 esse occupano nel sottosuolo una superficie di circa 143 chilometri quadrati, di cui circa 90 chilometri quadrati nelle conoidi in parte coalescenti del F. Panaro e T. Samoggia, circa 50 nella conoide del F. Reno, e circa 3 in quella del T. Lavino.

Complessivamente si può notare che queste ghiaie, dopo una zona di coalescenza più o meno sviluppata, tendono sottocorrente a ramificarsi e si separano fisicamente dalle ghiaie sottostanti uscendo dalla zona di amalgamazione delle ghiaie. La distribuzione in pianta permette di osservare che assai probabilmente in questo intervallo di tempo esisteva una coalescenza tra la conoide del F. Panaro e quella del T. Samoggia. La carta mostra pure una ramificazione dei depositi ghiaiosi del T. Lavino verso quelli del F. Reno. Le ghiaie del F. Panaro proseguono a nord oltre il limite del foglio, così come quelle del F. Reno proseguono verso est, oltre il limite del F. 220.

Lo spessore di queste ghiaie, oltre la zona di amalgamazione è generalmente compreso tra 5 e 10 metri circa.

Nel sottosuolo le ghiaie sommitali di AES₇ sono ampiamente rappresentate, esse occupano una superficie di circa 260 chilometri quadrati, di cui 140 costituiscono le conoidi (in parte coalescenti) del F. Panaro e del T. Samoggia, e circa 120 le conoidi (in parte coalescenti) del F. Reno e del T. Lavino.

La carta evidenzia che in questo periodo parte dei depositi ghiaiosi del T. Samoggia e del T. Lavino andavano a confluire con i depositi del F. Reno, mentre una parte dei depositi del T. Samoggia confluivano con quelli del T. Lavino o viceversa.

A partire dagli sbocchi vallivi le ghiaie sommitali di AES₇ si amalgamano con le ghiaie dell'unità AES₈, per un tratto che nel F. Panaro e nel F. Reno arriva ad essere quasi 10 chilometri a valle del margine appenninico. Dopo la zona di

amalgamazione le ghiaie di AES₇ proseguono verso nord sino ad oltre il limite settentrionale del F. 220.

Lo spessore di queste ghiaie, oltre la zona di amalgamazione è generalmente compreso tra 5 e 10 metri circa.

L'andamento delle isobate illustra una geometria del tetto delle ghiaie molto articolata, con depositi ghiaiosi a diverse quote stratigrafiche ma sostanzialmente caratterizzati da una buona continuità laterale. La complessità della superficie di tetto deriva principalmente dal fatto che essa è almeno in parte una superficie dia-crona, e quindi involupa il tetto di depositi che a tratti possono avere un diverso livello stratigrafico (pur sempre all'interno della parte alta di AES₇).

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

L'evoluzione strutturale dell'Appennino settentrionale si inserisce in un modello a falde caratterizzato dall'impilamento di elementi tettonici, spesso con significato paleogeografico.

Il principale elemento morfologico del foglio, il margine appenninico-padano, spesso coincide con la struttura più interna del *Pede-Appenninic Thrust Front* (abbrev. PTF) (BOCCALETTI *et alii*, 1985).

In questo settore, a monte del PTF, affiorano i terreni appartenenti alle falde alloctone apicali dell'edificio orogenico, formato per accrezione di prismi sedimentari durante e successivamente la fase di collisione ensialica (subduzione tipo A, BALLY *et alii*, 1985), nello svolgimento dell'orogenesi alpina iniziata nell'Eocene Medio; si tratta di terreni del dominio ligure esterno (vedere ad esempio ELTER & MARRONI, 1991) assieme a quei depositi su di esso sedimentati. Come precedentemente esposto (capitoli II e IVa), questi terreni sono riconducibili a 3 unità tettoniche liguri di importanza regionale. In posizione geometricamente superiore, nell'angolo sud-ovest, si ritrovano scaglie riconducibili all'unità tettonica Cassio, e in particolare alla sottounità Panaro costituita prevalentemente da lembi dei "complessi di base" Auctt., mentre nel margine meridionale affiorano lembi dell'unità tettonica Monghidoro; in posizione geometrica inferiore, rispetto alle due unità citate, affiorano litotipi riconducibili all'unità Samoggia del modenese, correlabile all'unità Sporno del parmense.

Al di sotto delle unità alloctone, i sondaggi per la ricerca di idrocarburi e le prospezioni sismiche indicano la presenza di terreni appartenenti alla porzione basale della successione post-evaporitica (Messiniano superiore - Pliocene inferiore, zona a *G. margaritae*) del margine appenninico-padano e alla successione

miocenica umbro-marchigiano-romagnola, ben affioranti più ad sud-est. Da ciò si evince che anche qui la messa in posto principale della coltre alloctona è riferibile, come lungo gran parte del margine appenninico padano, al Pliocene inferiore (zona a *G. puncticulata*). Anche i dati di terreno indicano che la sovrapposizione delle unità alloctone è suturata dai depositi pliocenici riferibili alla zona a *G. puncticulata*. Pertanto, i rapporti geometrici tra le unità alloctone e i terreni pliocenici e le facies sedimentarie prevalentemente continentali e marino marginali dei depositi plio-pleistocenici indicano che già nel Pliocene inferiore (zona a *G. puncticulata*) questo settore dell'Appennino aveva raggiunto una configurazione simile all'attuale.

Ciò nonostante, deformazioni, anche importanti (pieghe, faglie inverse e trascorrenti), si ritrovano anche nelle Sabbie di Imola del Pleistocene medio e, talora, anche nei depositi del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) (GASPERI *et alii*, 1987; GHISELLI & MARTELLI, 1997) (vedere ad esempio le sezioni dei torrenti Tiepido e Panaro), che risultano piegati in maniera concordante con i terreni sottostanti (FAA e IMO). Anche la presenza di depositi alluvionali a quote molto elevate rispetto all'alveo attuale e i dati di sottosuolo indicano che questo settore dell'Appennino è stato interessato recentemente da importanti sollevamenti (vedere ad esempio AMOROSI *et alii*, 1996a). Il rilevamento, l'analisi e la cartografia dettagliata dei depositi alluvionali intravallivi e del settore pedecollinare della pianura hanno permesso di ricostruire in dettaglio i movimenti recenti di questo tratto del margine appenninico-padano (vedere paragrafi 1 e 2 di questo capitolo). I primi depositi tabulari che suturano in discordanza angolare i terreni piegati più recenti (IMO e AEI) sono quelli del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) e quindi è ipotizzabile che l'ultima importante fase tettonica sia collocabile cronologicamente tra la deposizione di AEI e AES, cioè nel Pleistocene medio, circa 0,35-0,45 MA.

Questa attività tettonica tardo-pliocenica e quaternaria sovrainposta alla messa in posto delle falde ha complicato notevolmente l'assetto di questo settore; evidenze di attività tettonica polifasica sono riscontrabili in ogni formazione. La difficoltà nel comprendere i rapporti stratigrafico-strutturali tra le varie unità e formazioni è quindi proporzionale all'età dei depositi.

Oltre alle evidenze di tettonica regionale appena descritte, e che verranno riprese successivamente, nelle colline bolognesi (fogli 220, 221 e 238) sono presenti terreni con caratteri deformativi che suggeriscono deformazioni pseudo-diapiriche (vedere anche CAZZOLI *et alii*, 1988). In particolare, questi aspetti sono l'assetto caotico (tipo *mélange*) e i contatti tettonici verticalizzati, talora retrovergenti, di materiali duttili, prevalentemente argille, compresi tra le placche rigide di successione epiligure e della sinclinale intrappenninica del Pliocene.

Inoltre, osservando le sezioni geologiche, in particolare la sezione dal crinale toscano-emiliano al bolognese di fig. 12, tratta da RER & ENI-AGIP (1998), è evi-

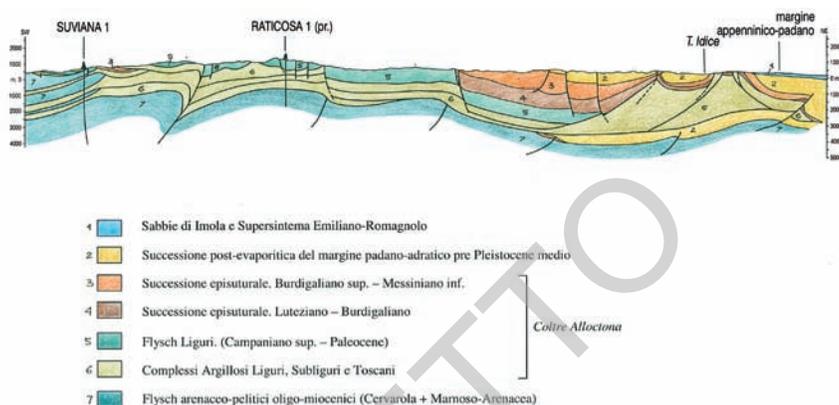


Fig. 12 - Sezione geologica attraverso l'Appennino Bolognese, semplificata da sez. 4 di RER & ENI AGIP (1998); si noti l'ispessimento della coltre alloctona nel basso Appennino.

dente la rapida sostituzione, verso nord, di gran parte dei termini della successione epiligure con *mélanges*; questi ultimi, che talvolta sostituiscono quasi tutta la successione, considerata la notevole continuità a scala regionale delle formazioni epiliguri, difficilmente possono essere spiegati come il risultato solo di eventi di deposizione in massa sottomarina. Nella sezione appare evidente come le strutture al margine delle placche epiliguri e plioceniche.

La risalita di argille con meccanismi pseudodiapirici è probabilmente favorita anche dal forte ispessimento di terreni dei "complessi di base" Auct.; si noti come dal crinale al margine appenninico gli spessori della coltre alloctona vadano aumentando verso il basso Appennino. In corrispondenza del crinale i terreni duttili risultano assottigliati, con spessori talora inferiore ai 1000 m, mentre più a valle superano i 5000 metri, con particolari ispessimenti proprio a carico di terreni argillosi.

Questo ispessimento, i carichi isostatici e le spinte orizzontali, sia tettoniche che gravitative, possono avere provocato l'estrusione verso l'alto dei materiali più duttili e avere contribuito alla formazione dei *mélanges* che comunemente si ritrovano lungo il margine appenninico. Considerando la presenza di scarpate subverticali in terreni argillosi facilmente erodibili e instabili è probabile che la risalita diapirica di queste argille sia anche recentissima o da considerarsi tuttora in atto.

A valle del PTF la catena appenninica prosegue sepolta dai depositi quaternari padano-adriatici.

Le principali strutture sepolte di questo foglio appartengono alla porzione nord-occidentale delle Pieghe Romagnole (PIERI & GROPPi, 1981). Tali strutture,

che mostrano geometrie da piega-faglia, determinano gli alti di Spilamberto e di Castelfranco Emilia.

Dai rapporti geometrici con le varie unità stratigrafiche, osservabili grazie alle prospezioni geofisiche (cortesia ENI S.p.A. – Divisione AGIP), emerge che queste strutture sono state attive principalmente nel Pliocene e sono sigillate da gran parte dello spessore dei depositi del Pleistocene inferiore (vedere schema tettonico e sezioni a corredo della carta).

Grazie alle stratigrafie dei pozzi e alle prospezioni geofisiche è anche possibile tracciare il fronte della coltre alloctona (vedere schema tettonico).

Il PTF mostra geometrie complesse, con scaglie minori al fronte e back-thrusts, e presenta evidenze di movimenti, anche importanti, fino al Pleistocene superiore. E' quindi evidente la strutturazione fuori sequenza, in particolare nelle zone più interne, di questa struttura, probabilmente determinata dal sollevamento recente della catena, dovuto, secondo ARGNANI *et alii* (1997) a raddoppi del basamento della catena e alla conseguente riattivazione della falda alloctona (in sezione A-A' è evidente il raddoppio della coltre alloctona documentato dalle prospezioni geofisiche e dal pozzo Monteveglio 1 e la sua attività fino al Pleistocene superiore).

1. - PRINCIPALI STRUTTURE TARDO-QUATERNARIE

I rilievi effettuati sulle unità geologiche più recenti (Sabbie di Imola e Super-sistema Emiliano-Romagnolo) hanno permesso di individuare, con vario grado di interpretazione, la presenza di strutture tettoniche attive nel Pleistocene medio e superiore.

Innanzitutto sembra che l'evoluzione del principale elemento strutturale affiorante, il fronte della catena emersa coincidente con il PTF, risenta di svincoli trasversali con andamento antiappenninico (linea del Reno, linea del Lavino e linea del Panaro), che avrebbero frammentato il margine in settori caratterizzati da diversa velocità di sollevamento e diverso grado di deformazione. Si possono così riconoscere:

- 1) il settore Reno-Lavino;
- 2) il settore Lavino-Panaro;
- 3) il settore Panaro-Tiepidò (che ricade soprattutto nel F. 219 Sassuolo, confinante ad ovest con il presente foglio).

Questi svincoli trasversali, siano essi interpretati come faglie trascorrenti o rampe laterali dei vari rami del PTF, sembrano avere avuto una componente traslativa sinistra che ha permesso un maggiore avanzamento verso nord dei settori orientali, con il risultato che in questo tratto il margine pedeappenninico ha direzione circa est-ovest. Queste strutture sono anche responsabili della diversa preservazione della successione stratigrafica in affioramento.

Anche la distribuzione delle facies grossolane e fini nella pianura alluvionale, oltre il margine appenninico, appare influenzata dalla prosecuzione dei lineamenti trasversali sopra citati. Il condizionamento di queste linee sulla sedimentazione alluvionale sembra proseguire sino al fianco meridionale della sinclinale di Bologna di FRANCAVILLA *et alii* (1980) che recentemente è stato indicato anche come depocentro di AEI (RER & ENI-AGIP, 1998). Occorre tuttavia sottolineare che la prosecuzione delle linee trasversali a nord del margine appenninico non è osservabile nelle prospezioni geofisiche messe a disposizione da ENI-AGIP, per questo nella fig. 13 le linee trasversali in pianura sono solamente accennate per un breve tratto a nord del limite collina- pianura.

Ciascun settore, al suo interno, è caratterizzato dalle linee longitudinali e trasversali di seguito descritte (fig. 13); la denominazione data a queste linee ha valore locale; è probabile che rappresentino segmenti di strutture di importanza regionale.

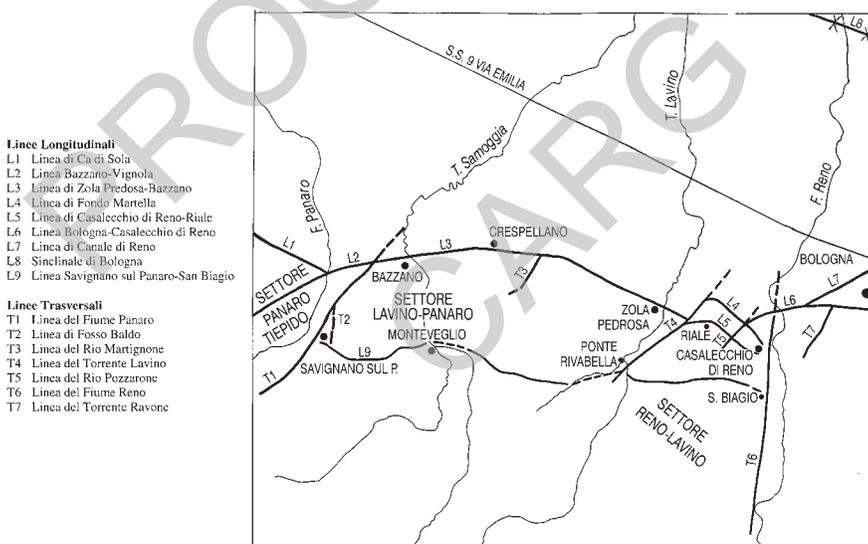


Fig. 13 - Ubicazione delle strutture dedotte sulla base del rilevamento dei terreni appartenenti ad IMO e al Supersintema Emiliano-Romagnolo. La linea Savignano sul Panaro – San Biagio rappresenta il margine appenninico all'epoca di AES5, le linee longitudinali più a nord di quest'ultima rappresentano invece il margine appenninico in età successiva ad AES5.

Settore Reno-Lavino

Linee longitudinali

- LINEA CASALECCHIO DI RENO-BOLOGNA: coincide con il PTF, ed è marcato dall'attuale limite morfologico collina-pianura, presente immediatamente a monte dell'area urbana di Bologna; a tratti coincide con alcune scarpate di terrazzo fluviale. Questa struttura continua verso occidente sotto le alluvioni oloceniche del conoide del Reno, dove, qualche centinaio di metri a nord ovest del cimitero di Casalecchio di Reno sono state intercettate, in scavi di fondazione, Sabbie di Imola verticalizzate o fortemente immergenti a nordovest. In base all'analisi strutturale di questi scavi (oggi non più esistenti) e all'analisi di dati di sottosuolo (linee sismiche e stratigrafie di sondaggi), questa struttura è stata interpretata come una piega-faglia (si veda la sezione geologica F-F' del foglio allegato). Nelle zone sudoccidentali, in corrispondenza del Rio Pozzaronne, il fronte sepolto sembra interferire, con qualche complicazione, con la Linea di Fondo Martella.
- LINEA DEL CANALE RENO: decorre parallelamente al canale omonimo; coincide con una scarpata di erosione fluviale individuabile dalla Chiesa di Casalecchio di Reno fin oltre il cimitero di Bologna (Certosa). Nel sottosuolo, rappresenta il limite tra la conoide ghiaiosa sepolta del F. Reno e la grande area d'interconoide della città di Bologna, per tutto il tempo di sedimentazione del Supersistema Emiliano-Romagnolo. Per la sua posizione, sembra indicare un fronte sepolto più esterno di quello precedente.
- LINEA DI FONDO MARTELLA: decorre parallelamente all'Autostrada del Sole a partire dalla Linea trasversale del Lavino fino a rientrare, con direzione sud-est, verso la valle del F. Reno e chiudersi probabilmente contro l'omonima Linea trasversale. A sud di questa Linea, i depositi di conoide dell'Unità di Niviano sono incorporati nella catena ed incisi dal reticolo idrografico minore.
- LINEA CASALECCHIO DI RENO-RIALE: è ipotizzata sulla base di un allineamento di bordi di scarpata che limitano a nord gli affioramenti dell'unità di Bazzano, dalla zona di Riale fino alla parte sud dell'abitato di Casalecchio di Reno; non essendo compatibili con scarpate di erosione fluviale per la loro direzione trasversale agli sbocchi vallivi, queste scarpate potrebbero suggerire la presenza di un'antica struttura, più arretrata di quella attuale, che ha limitato a nord la prosecuzione delle facies di piana intravalliva dell'Unità di Niviano.

Linee trasversali

- LINEA DEL RAVONE: costituisce il limite orientale dell'area di affioramento delle Sabbie di Imola.
- LINEA DEL RENO: corre con andamento nord-sud parallelamente al tratto finale della valle F. Reno e divide in due zone principali il settore Reno-Lavino; può interferire con le rampe laterali sia del fronte longitudinale occidentale (Linea di Fondo Martella), sia dei due fronti longitudinali orientali (Linea Casalecchio di Reno-Bologna e Linea del Canale Reno). Nel sottosuolo, sembra

limitare per un breve tratto a nord l'area di amalgamazione delle litofacies di conoide del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

- LINEA DEL RIO POZZARONE: coincide con il fosso omonimo nell'abitato di Ceretolo; si riconosce per il rapido abbassamento nella parte nordoccidentale del substrato marino con sedimentazione delle litofacies ghiaiose di AES₇; sembra costituire il prolungamento intravallivo della porzione occidentale della Linea Casalecchio di Reno-Bologna; potrebbe avere dislocato la Linea Casalecchio-Riale.

Settore Lavino-Panaro

Linee longitudinali

- LINEA ZOLA PREDOSA-BAZZANO: costituisce il tratto più continuo e indisturbato del PTF, coincidente con l'attuale margine pedeappenninico. Qui, le Sabbie di Imola s'immergono verso la pianura, con valori di 20 gradi circa, con una flessura frontale che, in alcuni blocchi strutturali minori, potrebbe essere accentuata fino ad assumere il significato di piega-faglia. A Bazzano, questa struttura rientra nella valle del F. Panaro, in corrispondenza della omonima Linea trasversale. L'ultimo periodo della sua attività è sicuramente riconducibile ad un momento successivo alla deposizione dei depositi ghiaiosi del Subsintema di Torre Stagni compresi in questo settore (si veda a questo proposito quanto indicato al cap.IVb, par.3.2.2. relativo alla descrizione di AES₅). Ha funzionato da cerniera strutturale per tutte le unità alluvionali successive, definendo per esse il limite tra depositi intravallivi e depositi di pianura.

Altra evidenza della presenza e attività di questa struttura deriva dall'osservazione delle sezioni geologiche di fig. 10, grazie alle quali si nota che in destra Samoggia, immediatamente a ovest di Crespellano, i terrazzi di AES₇ (AES_{7a}, in particolare) non presentano la classica geometria convergente verso il margine appenninico ma, a circa 1,5 km dal margine, cambiano giacitura, diventando paralleli tra loro e con le unità più recenti. Per questo assetto suborizzontale, i terrazzi di AES₇ non sono in continuità fisica con l'antistante pianura, dalla quale sono separati da scarpate parallele al margine appenninico.

- LINEA SAVIGNANO SUL PANARO-SAN BIAGIO: si tratta probabilmente del più antico lineamento di paleomargine ancora riconoscibile nell'area; sembra avere agito da cerniera strutturale per tutto il tempo della deposizione dei Subsintemi di Liano e di Torre Stagni di cui limita, a sud, i depositi privi di un confinamento laterale e pertanto riconducibili ad una paleogeografia di conoide alluvionale. Costituisce anche il limite meridionale dell'area di affioramento delle Sabbie di Imola. Tale struttura è formata da una fascia, più o meno stretta, di deformazione a pieghe e/o pieghe-faglie che, segmentata in più punti da vari svincoli trasversali, decorre, con direzione prevalente est-ovest, alcuni chilometri a sud del margine attuale. E' compresa tra la Linea trasversale del fiume Reno e quella del fiume Panaro, a partire dalla quale prosegue verso occidente

come anticlinale di Vignola (si veda anche il F. 219, GASPERI *et alii*, 2005). Può essere scomposta in vari segmenti che hanno come estremi Monteveglio, Oliveto, Ponte Rivabella, Monte Rocca, Tizzano e San Biagio. Essa interessa vari termini della successione marina fino a quelli di età plio-pleistocenica inferiore compresa.

Linee trasversali

- linea del rio martignone: rappresenta l'unica evidente discontinuità trasversale con componente sinistra, presente in questo settore, rigettando di qualche centinaio di metri il fronte della catena. Quest'ultimo è caratterizzato da una blanda deformazione plicativa che coinvolge le Sabbie di Imola e il Subsintema di Torre Stagni (si veda la fig. 10).
- linea del fosso baldo: è interpretata sulla base della cattura fluviale della testata del rio Fiumma da parte del Fosso Baldo nei pressi di Savignano sul Panaro. Essa separa la continuità di affioramento dei depositi del Subsintema di Bazzano. Si chiude contro lo svincolo trasversale principale del fiume Panaro; per le sue relazioni geometriche con quest'ultimo potrebbe essere interpretata come una struttura sintetica.

Settore Panaro-Tiepido

Questo settore si sviluppa in gran parte nel F. 219. Nel presente foglio sono presenti due linee longitudinali interpretabili come una ramificazione della linea Zola Predosa-Bazzano, e quindi del PTF, ad ovest della linea trasversale del F. Panaro.

- LINEA BAZZANO-VIGNOLA: ubicata poco a valle della flessura riconoscibile nell'alveo del fiume Panaro, nei pressi di Bocchirolo, dove gli strati delle Sabbie di Imola e del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore s'immergono, in maniera conforme, verso la pianura con valori d'inclinazione passanti da circa 25 a 8 gradi; è riconoscibile anche dalle prospezioni geofisiche e costituisce probabilmente una rampa laterale della linea Zola Predosa-Bazzano.
- LINEA DI CA' DI SOLA (GASPERI *et alii*, 1987): è la prosecuzione della omonima struttura individuata nel F. 219 dove costituisce l'attuale margine pedecollinare. Questa linea è stata interpretata come responsabile della strutturazione ad anticlinale di IMO ed AEI osservabile nella parte meridionale della sezione C-C' e costituisce probabilmente il fronte più avanzato del PTF.

2. - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA QUATERNARIA

Il dettagliato studio dei depositi alluvionali delle valli intramontane e della pianura e la loro rappresentazione cartografica hanno permesso di ipotizzare l'evoluzione tettono-stratigrafica quaternaria di questo settore del margine appenninico-padano.

Pleistocene Inferiore- Medio (> di 650.000 B.P.).

Alla fine del Pleistocene Inferiore si ha un'importante fase di sollevamento del margine appenninico-padano. Un'ampia porzione del margine interno del bacino plio-pleistocenico viene incorporata nella catena e sottoposta ad erosione con movimenti differenziali in corrispondenza dei principali svincoli trasversali. L'entità della discontinuità stratigrafica alla base di IMO aumenta procedendo da ovest verso est: infatti, lungo il margine tra il T. Lavino e il F. Reno, mancano i termini marini del Pleistocene Inferiore e, ad est del F. Reno, anche quelli del Pliocene medio-superiore sono poco rappresentati.

A questo sollevamento segue una generale subsidenza; lungo il margine s'instaurano nuove condizioni di sedimentazione che portano alla deposizione delle facies marino-marginali delle Sabbie di Imola e, in posizione più esterna, alla rapida progradazione delle facies clinostratificate di scarpata-piana sottomarina del *Subsistema Quaternario Marino 3' e 3''* (RER & ENI-AGIP, 1998). Alcune rapide oscillazioni del livello marino, probabilmente innescate da variazioni glacio-eustatiche, condizionano la sedimentazione policiclica delle Sabbie di Imola. Pleistocene Medio (da 650.000 a 350.000-450.000 anni B.P.)

Nel Pleistocene medio una nuova fase tettonica regionale interessa le strutture sepolte della dorsale Ferrarese e le aree interne del bacino padano-adriatico (PIERI & GROPPI, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1985; RER & ENI-AGIP, 1998).

Nelle parti centrali dell'attuale pianura s'instaura il primo bacino di sedimentazione alluvionale del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, con asse depocentrale compreso tra il fronte della catena esterna e l'alto delle Pieghe Ferraresi.

La natura ghiaiosa dei depositi di AEI e la loro distribuzione, indicano che la catena appenninica era già sottoposta ad erosione con sviluppo di reticolo fluviale ben sviluppato e che, probabilmente, ampie superfici d'erosione subaerea si estendevano fino ai bordi del crinale appenninico. Alcuni loro lembi potrebbero essere riconosciuti in quelle *paleosuperfici di peneplazione sommitale* (CLERICI, 1988), tuttora conservate nelle zone montane, comprese tra i fiumi Secchia e Reno.

Lungo il margine appenninico, in corrispondenza degli svincoli trasversali, persistono movimenti verticali differenziali, che probabilmente condizionano la distribuzione dei principali sistemi deposizionali continentali.

Ad ovest della Linea del Panaro, si depositano sedimenti di piana alluvionale passanti verso l'alto a litofacies di conoide. In tutto il settore bolognese, invece, si può ritenere che il bacino di sedimentazione alluvionale si allargasse gradualmente in trasgressione sul substrato marino almeno fino all'altezza della Linea di Savignano sul Panaro-San Biagio. In particolare, una sedimentazione fine di interconoide doveva insistere in tutto il settore bolognese occidentale: in questo periodo, infatti, i bacini idrografici dei torrenti Lavino e Samoggia possono essere considerati ancora embrionali. Mentre, nel settore bolognese orientale, un'alternanza di litofacies fini di piana alluvionale e di conoide ghiaiosa denunciano la

presenza di un sistema fluviale attivo riconducibile ad un paleo-fiume Reno.

Pleistocene Medio-Attuale (< 350.000-450.000 anni B.P.)

La discordanza angolare tra AEI e AES indica che l'ultima importante fase tettonica si colloca cronologicamente tra 0,45 e 0,35 MA. Quest'ultima fase fa migrare, a scala regionale, la linea di cerniera strutturale tra la catena e la pianura in corrispondenza dell'attuale margine appenninico, coincidente con il PTF. I sistemi deposizionali di conoide migrano completamente all'esterno di questo lineamento, mentre una ristrutturazione generale del reticolo idrografico interessa l'Appennino con la formazione dei bacini fluviali dei torrenti Samoggia e Lavino. Le valli montane si approfondiscono e si formano i depositi di piana intravalliva terrazzati. I depositi alluvionali precedenti vengono incorporati alla catena e quasi ovunque completamente erosi ad esclusione del settore strutturale Panaro-Tiepi-do. In bacino, al di sopra di un orizzonte pelitico di estensione regionale (PELLEGRINI *et alii*, 1976; AMOROSI & FARINA, 1994a, 1994b), si depone il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

Successivamente a quest'ultima fase di sollevamento regionale si individua un evento minore che si colloca tra la sedimentazione di AES₅ e quella di AES₆. In questo periodo nel settore tra il Lavino e il Panaro un ulteriore sollevamento della catena causa lo spostamento della cerniera strutturale in corrispondenza dell'attuale margine appenninico, precedentemente posto alcuni chilometri più a monte (linea Savignano sul Panaro-San Biagio). Durante questo sollevamento gli sbocchi vallivi principali si prolungano fino alla nuova linea di margine e contemporaneamente si sviluppano i reticoli idrografici minori tra essi compresi. I depositi alluvionali di AES₄ e AES₅ vengono coinvolti nella deformazione frontale della catena e sono parzialmente erosi e/o profondamente pedogenizzati, mentre si depone il Subsintema di Bazzano.

Successivamente la posizione del margine non subisce ulteriori spostamenti, mentre il costante sollevamento della catena continua a produrre spazio per nuove incisioni nelle piane intravallive che quindi vengono occupate da nuovi terrazzi (AES₇ ed AES₈), mentre i depositi più vecchi vengono inclinati in modo crescente con l'età (si vedano le figure 9 e 10).

I depositi di AES₇ ed AES₈ s'immergono verso la pianura, con stretti rapporti di convergenza sul margine ma senza subire significative flessure frontali. Fanno eccezione quelli di AES_{7a}, che si raccordano con i relativi depositi di conoide subendo un leggero piegamento (vedi fig. 9), e i depositi alluvionali di AES_{7b} allo sbocco vallivo del T. Samoggia (vedi fig. 10), che sembrano coinvolti in una struttura anticlinale locale, compresa tra il margine e le linee trasversali del Panaro e del Rio Martignone.

VI - GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE

La franosità della fascia pedemontana e collinare compresa in questo foglio è molto articolata a causa della peculiarità dei litotipi affioranti ed al loro variabilissimo grado di fratturazione. Nelle aree dominate da litotipi argilloso-marnosi, o anche più competenti ma con un elevato grado di fratturazione, l'area percentuale del territorio interessato da fenomeni franosi è sempre alta anche se, per ovvi motivi di scala, non è stato possibile rappresentare tutte le frane riconosciute.

Le frane sono state distinte, secondo il grado di attività, in evoluzione e senza indizio di evoluzione (vedere IVb.3.3).

Le aree dove affiorano rocce prevalentemente argillose sono interessate dal maggior numero di frane; in queste stesse zone l'indice di franosità (IF: definito come il rapporto fra la superficie in frana e la superficie di affioramento della formazione) è sempre molto alto e varia in funzione del grado di fratturazione. Ad esempio, i calanchi su formazioni argillose e intensamente tettonizzate, come ad esempio AVS o MVT, hanno uno sviluppo rapido e arealmente esteso per la presenza di una fitta rete di fratture (talora anche pervasive, fino a foliazione e scistosità) che determina una permeabilità secondaria delle argille e quindi il loro rigonfiamento. Di conseguenza la testata di questi calanchi tende ad arretrare più velocemente e al piede si hanno accumuli più consistenti rispetto a quanto succede nei calanchi delle rocce argillose plioceniche.

In generale, in queste aree si sviluppano principalmente colate di fango e di detrito, piuttosto superficiali. Talora sono parte di frane più articolate e complesse che possono interessare l'intero versante con superfici di scivolamento ben più

profonde (frane con superfici rotazionali che evolvono al piede in colate allungate o a ventaglio).

Anche dove affiorano unità arenaceo-pelitiche (MOH, SAG, CIG, TER₂ e ADO_{2a}) IF è generalmente elevato ($\geq 20\%$) per la presenza di interstrati pelitici ed un'elevata fratturazione e un basso grado di cementazione che determina permeabilità primaria e secondaria. In questi casi si hanno colate superficiali che possono evolvere in frane con superficie di scivolamento rotazionale quando l'estensione areale è ragguardevole; in versanti a franapoggio sono presenti scorrimenti traslazionali in cui i blocchi di roccia mantengono la loro coerenza interna e lo scivolamento avviene lungo le superfici di strato.

Per le formazioni prevalentemente marnose (ANT, CIG, FAA) IF è generalmente $\leq 20\%$. La tipologia più comune è data da colate di fango e detrito che in versanti interessati da dissesti diffusi evolvono in frane rotazionali con superficie di scorrimento talora anche profonda. Localmente, si possono sviluppare aree calanchive anche estese.

Nelle aree di affioramento di formazioni arenacee e conglomeratiche (LOI, PAT, RUM₁ e ADO₂) IF è di solito molto basso, minore del 5%. Generalmente si hanno crolli da pareti molto inclinate o subverticali dovuti all'erosione alla base della scarpata da parte di rii o fiumi. Talora sono presenti anche scorrimenti e movimenti profondi come traslazioni in massa o frane complesse articolate.

In questo gruppo, per la tipologia dei movimenti franosi, possono essere comprese anche le aree di affioramento di CTG, con la differenza di un maggiore valore di IF.

2. - IDROGEOLOGIA

2.1. - PREMESSA

La conoscenza geologica del sottosuolo delle aree di pianura rappresenta uno strumento ineludibile per una corretta pianificazione del territorio e delle sue risorse. In particolar modo, l'acqua ed i serbatoi naturali in cui essa è contenuta, costituiscono un fattore fisico di primaria importanza per lo sviluppo socio-economico di tutte le popolazioni che vi s'interfacciano come soggetti utilizzatori.

La pianura padana, in questo senso, rappresenta un dominio sedimentario sovraregionale in cui qualsiasi studio a carattere locale deve necessariamente integrarsi con una conoscenza globale dell'intero bacino idrogeologico.

Per questo motivo, i paragrafi seguenti sono impostati facendo riferimento al lavoro di più ampio respiro sulle "Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia Romagna", frutto della collaborazione fra la Regione Emilia Romagna e l'ENI-AGIP (RER & ENI-AGIP, 1998).

2.2. - INQUADRAMENTO IDROSTRATIGRAFICO

Il sottosuolo della pianura del F. 220 si colloca all'interno della porzione meridionale, marginale del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola.

Le Unità Idrostratigrafiche Sequenziali che lo compongono, denominate Gruppi Acquiferi A, B e C, coincidono rispettivamente, come in precedenza più volte ricordato, con le unità stratigrafiche del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, Inferiore e delle Sabbie di Imola. Quest'ultima comprende soltanto la parte più alta del Gruppo Acquifero C, relativamente ai Subsistemi Quaternari marini Qm3' e Qm3'' di RER & ENI-AGIP (1998).

Ciascun Gruppo Acquifero è stato ulteriormente suddiviso in varie unità minori, chiamate Complessi Acquiferi. Come illustrato nei capitoli precedenti, alcuni di questi Complessi acquiferi sono stati correlati con i subsistemi più recenti del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

Ciascun Complesso Acquifero, al suo interno, è scomposto in un Sistema Acquifero, costituito da ghiaie e sabbie prevalenti e, in un Sistema Acquitardo, formato da peliti prevalenti. Il primo è formato da serbatoi acquiferi, separati da barriere di permeabilità locali; il secondo, è parte integrante delle barriere di permeabilità regionali.

La struttura fisica tridimensionale delle zone marginali del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola può essere efficacemente rappresentata da un cuneo, allungato parallelamente al bordo appenninico, in cui si distingue la fascia delle conoidi e la piana alluvionale.

Nella fascia delle conoidi i Sistemi Acquiferi si ritrovano prevalentemente saldati lungo la verticale, a formare un serbatoio unico di circa 100 metri di profondità. Lateralmente a questi corpi, si giustappongono le aree d'interconoide che comprendono le barriere di permeabilità regionale e si confondono sottocorrente con la piana alluvionale.

2.3. - AREE DI RICARICA DIRETTA

Alcuni degli elaborati prodotti nel presente foglio, possono essere utilizzati per individuare la ricarica diretta di una determinata unità idrostratigrafica, ovvero quella zona caratterizzata da flusso idrico proveniente dalla superficie, a forte componente verticale, che alimenta i serbatoi acquiferi dell'unità considerata.

Nelle zone di conoide prossimale, in prossimità degli sbocchi vallivi, i serbatoi acquiferi dei gruppi A e B si trovano frequentemente amalgamati su vaste aree. La proiezione verticale sul piano campagna del punto in cui a partire dalla superficie, s'intercala il primo sistema acquitardo regionale costituisce il limite verso valle dell'area di ricarica diretta dei Gruppi A e B. Nella sezione F-F' presente

nel foglio allegato alla carta geologica, questo acquitardo corrisponde al livello prevalentemente argilloso che separa l'unità AES dall'unità AEI nel sottosuolo della conoide del F. Reno.

Ad una scala di maggiore dettaglio, nella carta del tetto delle ghiaie presente nel foglio allegato il limite delle aree di ricarica diretta è rappresentato dall'area di amalgamazione tra le ghiaie di AES₈ e di AES₇. Questa area costituisce il limite esterno massimo della ricarica della porzione più alta del gruppo acquifero A, ovvero del sistema acquiferi A1. Scendendo in profondità, le aree di ricarica dei vari serbatoi acquiferi vanno cercate in posizione più interna a seconda del punto in cui ciascuno viene limitato al tetto da un sistema acquitardo regionale.

2.4. - VULNERABILITÀ DEI GRUPPI ACQUIFERI

La cartografia delle aree di ricarica costituisce un elemento indispensabile per gli studi di vulnerabilità delle risorse idriche nel sottosuolo padano. Queste aree sono state mappate a scala 1:250.000, e al loro interno sono state distinte delle zone in funzione del comportamento idrologico dei suoli rispetto all'infiltrazione verticale (RER & ENI-AGIP, 1998).

Un contributo significativo per una migliore definizione del problema di vulnerabilità può essere apportato da una maggiore conoscenza della struttura fisica del mezzo insaturo che separa lo strato superficiale del suolo dal livello di soggiacenza di una certa falda all'intero bacino idrogeologico padano.

In questa direzione, la cartografia di superficie e di sottosuolo del F. 220 costituisce l'anello di congiunzione per l'impostazione completa di uno studio di vulnerabilità, passando da una scala regionale a quella locale.

Infatti, attraverso la conoscenza del tipo, distribuzione e spessore della litologia del mezzo insaturo, la zonazione delle aree di ricarica può essere integrata, ad esempio, dal calcolo delle isocrone di arrivo di un potenziale inquinante proveniente dalla superficie.

3. – SUBSIDENZA

Tra i principali impatti ambientali che il forte prelievo idrico dal sottosuolo induce sul sistema naturale delle pianure alluvionali, quello degli abbassamenti del suolo rappresenta un'emergenza imprescindibile per le scelte pianificatorie di espansione urbana, industriale e agricola, soprattutto, delle aree metropolitane. In queste zone, infatti, sussiste un consumo molto elevato di acque sotterranee per sostenere i rapidi incrementi dello sviluppo.

Fenomeno in continua evoluzione, la subsidenza artificiale ha interessato di-

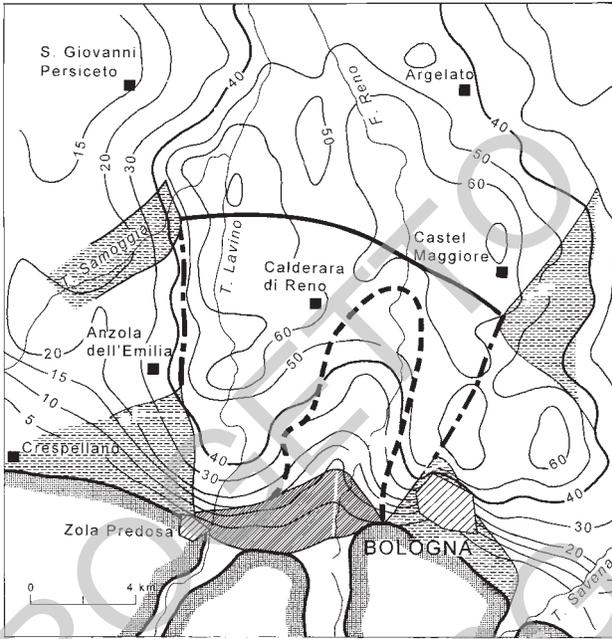
versi centri della Regione Emilia-Romagna: a partire dagli anni 30', nella provincia di Ferrara, per giungere, dopo i ben noti problemi che hanno colpito l'area litoranea tra Ravenna e Rimini tra il 1950 e il 1980, alle più recenti manifestazioni in corrispondenza delle conoidi pedemontane di Modena e Bologna (BONSIGNORE & DRAGHETTI, 1998).

Valori medi di 2 cm all'anno, registrati nel territorio bolognese, nel decennio 83'-93', con punte massime di 6 cm (FOLLONI *et alii*, 1996), non sono assolutamente confrontabili con quelli di subsidenza naturale di 2 mm all'anno, deducibili sia da letteratura (CASTELLARIN *et alii*, 1985), che dal tasso di sedimentazione facilmente calcolabile dalle datazioni al ^{14}C effettuate nei sondaggi realizzati per questo foglio (vedi tabella 3, e Appendice 1).

La fig. 14 tratta da DI DIO & CAPORALE (1998), mostra l'andamento delle isolinee di subsidenza nella zona bolognese relative agli ultimi 25 anni. La stessa figura contiene inoltre alcuni dati sintetici relativi alla geologia di sottosuolo della zona in studio, riferiti in particolare alla distribuzione dei depositi grossolani del F. Reno del gruppo acquifero A.

La sovrapposizione dei dati relativi alla subsidenza con i dati della geologia di sottosuolo permette di notare che le aree di maggior velocità di abbassamento del suolo, caratterizzate da valori di 40 o più millimetri annui, sono esterne alle zone in cui i depositi di sottosuolo sono prevalentemente ghiaiosi. Le zone più subsidenti coincidono con le aree in cui in sottosuolo è caratterizzato da alternanze grossolano / fine, in cui il rapporto depositi grossolani e depositi fini è circa del 50% o poco più.

Dal punto di vista idrogeologico, le zone a ridosso della catena con valori di subsidenza minori corrispondono ai settori in cui esiste un acquifero monostrato, freatico di notevole profondità, mentre le zone più a nord maggiormente subsidenti corrispondono ad un acquifero multifalda in pressione.



-  Area di amalgamazione dei Sistemi Acquiferi del Gruppo A. ACQUIFERO MONOSTRATO costituito da ghiaie prevalenti
-  Gruppo A suddiviso in Complessi Acquiferi. ACQUIFERO MULTISTRATO costituito da alternanze ghiaioso-pelitiche (Conoide Alluvionale) e sabbioso-pelitiche (Pianura Alluvionale)
-  Area priva di Sistemi Acquiferi significativi
-  Limite dell'area di amalgamazione dei Sistemi Acquiferi del Complesso A1
-  Limite tra la Conoide Alluvionale e la Pianura Alluvionale del F. Reno
-  Limite tra la Conoide Alluvionale del F. Reno e le Conoidi Alluvionali adiacenti con possibilità di scambio idrico
-  -50- Isolinee di subsidenza media annua in mm relativa agli ultimi 25 anni (RER-ARPA, 1998)
-  Limite morfologico montagna / pianura

Fig. 14 - Organizzazione tridimensionale dei depositi del gruppo acquifero A nella zona bolognese e isolinee di subsidenza media negli ultimi 25 anni (da DI DIO & CAPORALE, 1998, modificato).

APPENDICE 1

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.

Nelle stratigrafie riportate in appendice è illustrato il profilo granulometrico in termini di contenuto in 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) 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 presentate nella Carta Geologica e nel cap. IVb delle presenti note illustrative.

L'ubicazione dei sondaggi è illustrata in fig. 5.

Con lo stesso stile grafico e lo stesso contenuto informativo è inoltre stato rappresentato anche l'affioramento di IMO e AEI presente nell'alveo del F. Panaro.

LEGENDA DELLE STRATIGRAFIE DEI CAROTAGGI

simboli

| | |
|---|---|
|  | intervallo non recuperato o fortemente disturbato |
|  | abbondante sostanza organica diffusa e torbe |
|  | frustoli vegetali |
|  | frammenti di legno |
|  | fossili continentali |
|  | fossili marini |
| $\lambda \lambda$ | radici |
| ∇ | suolo evoluto (parzialmente o totalmente decarbonato) |
| 8736 \pm 150 | età 14C in ka b.P. non calibrata |
| A | argille |
| L | limi |
| S | sabbie |
| G | ghiaie |

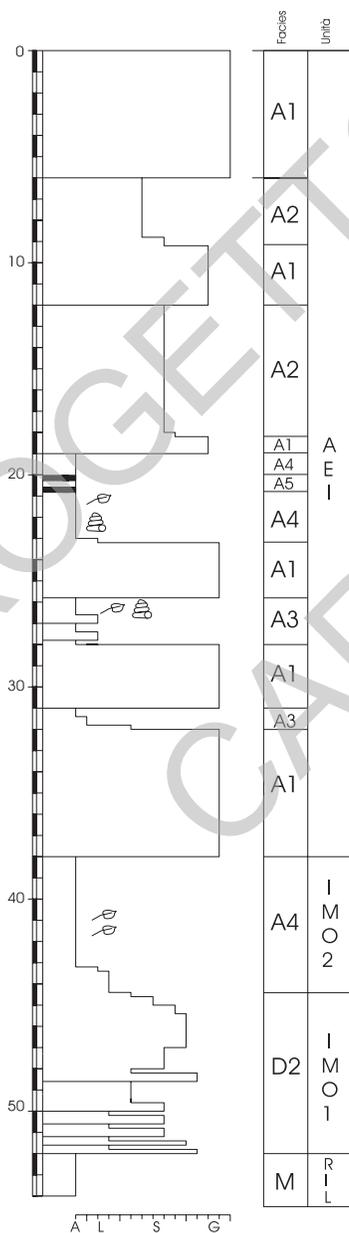
*associazioni di facies**DEPOSITI ALLUVIONALI*

| | |
|----|---|
| A1 | ghiaie di riempimento di canale fluviale |
| A2 | sabbie di riempimento di canale fluviale |
| A3 | alternanze di sabbie, limi ed argille di argine e di rotta fluviale |
| A4 | argille e limi di piana inondabile |
| A5 | argille e limi con sostanza organica palustri |

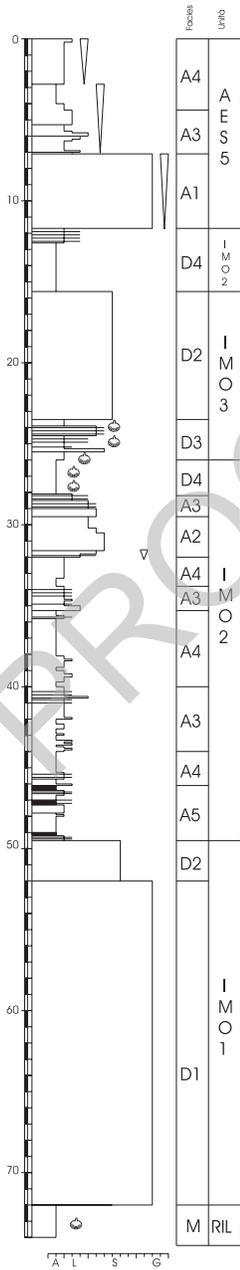
DEPOSITI DELTIZI, LITORALI E MARINI

| | |
|----|---|
| D1 | ghiaie di cordone litorale e di fronte deltizia (delta-conoide) |
| D2 | sabbie di cordone litorale e di fronte deltizia |
| D3 | sabbie e limi di canale distributore deltizio |
| D4 | argille e limi con sostanza organica di palude-laguna |
| M | alternanza di argille, limi e sabbie di prodelta e transizione alla piattaforma |

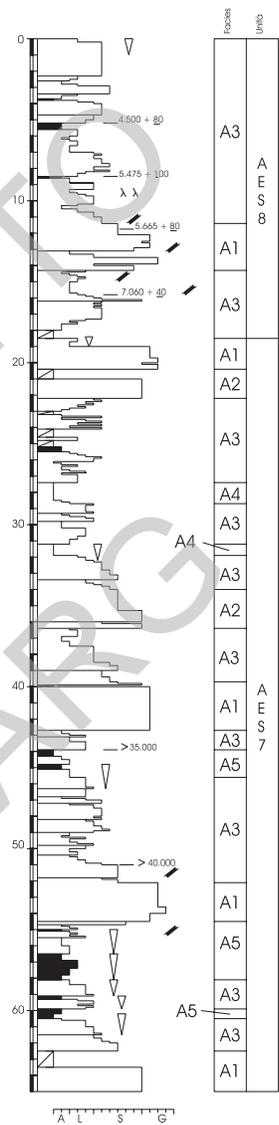
Log stratigrafico dell'affioramento
di IMO e AEI nell'alveo del f. Panaro



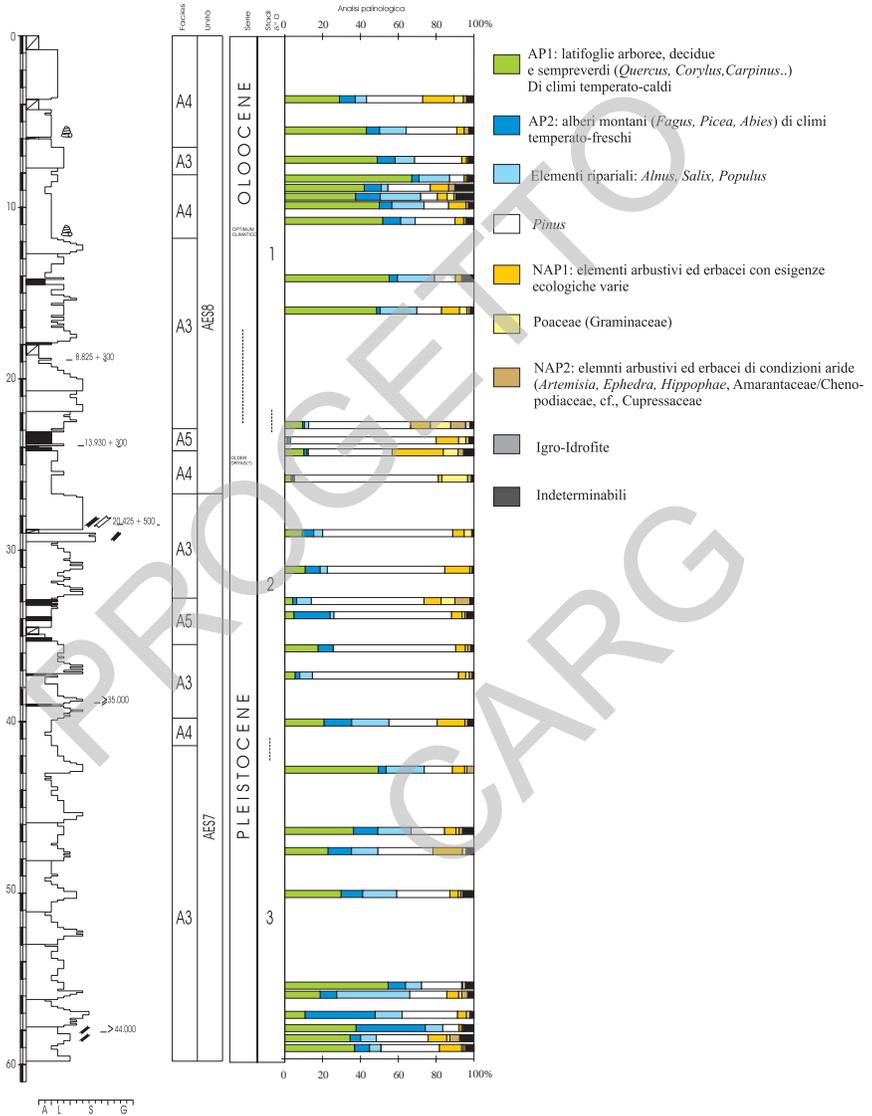
220-S1



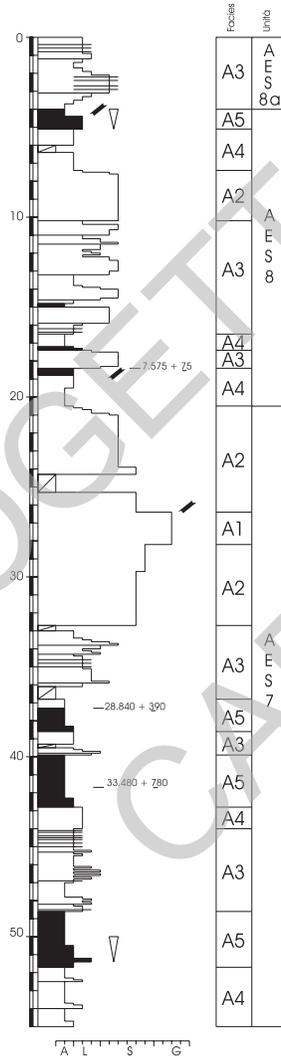
220-S2



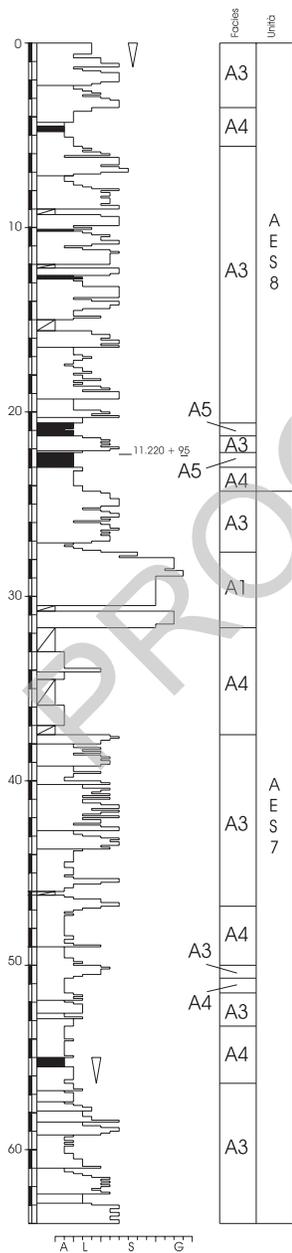
Bo 220- S3



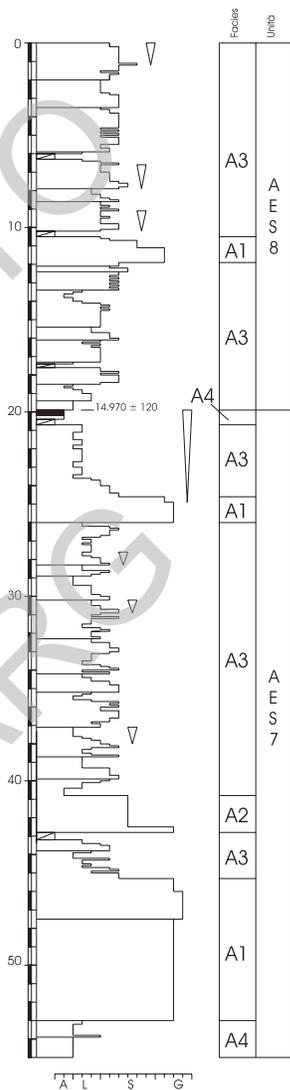
220-S4



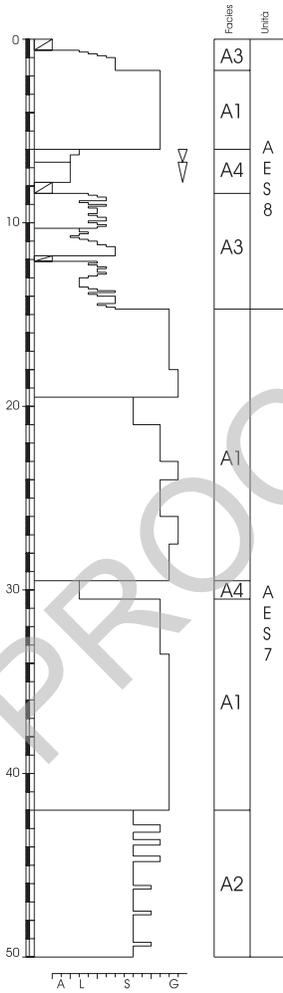
220-S5



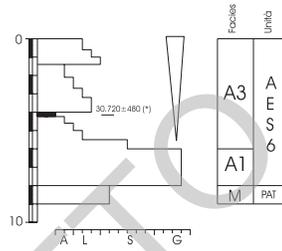
220-S6



220-S7

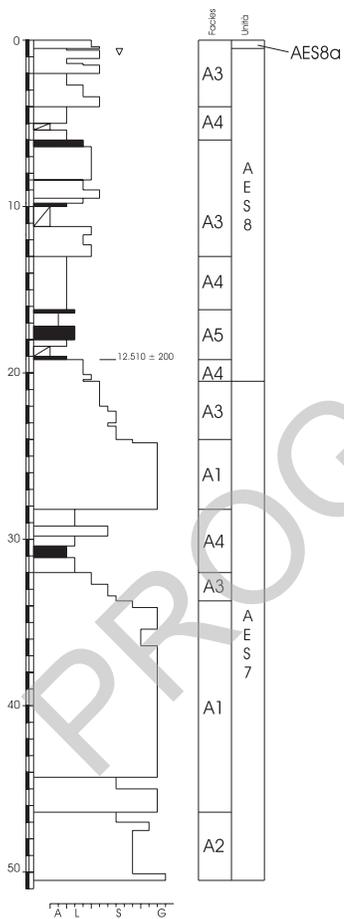


220-S8

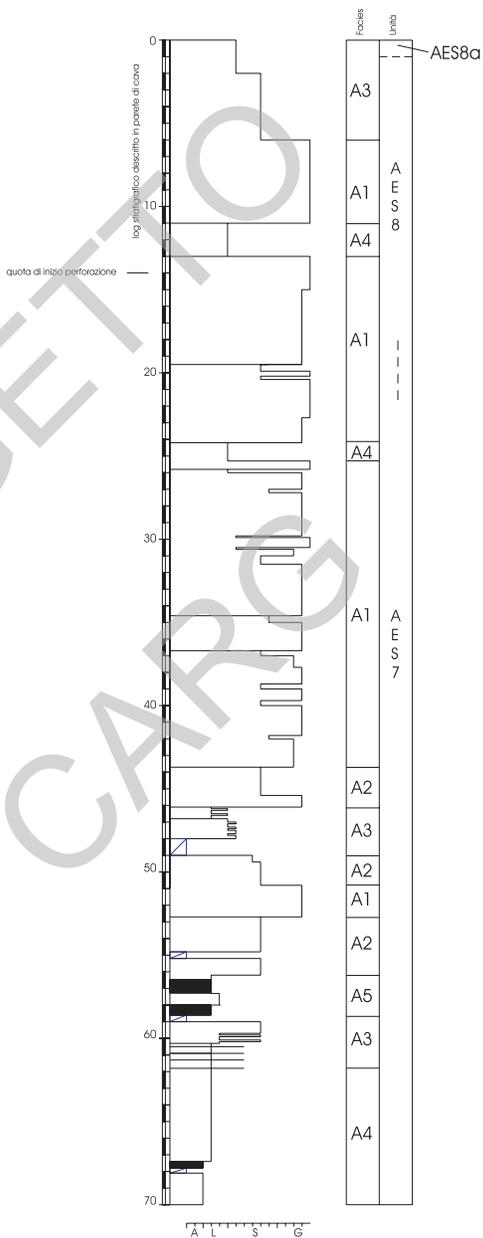


(*) per la validità di questa datazione si veda la nota a piè pagina contenuta nel paragrafo relativo ad AES6

220-S9



220-S10



BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1982) - *Lessico delle Formazioni del bacino padano*. In: G. Cremonini, F. Ricci Lucchi (Ed.) Guida alla Geologia del margine Appenninico-Padano. Guida Geol. Reg., Soc. Geol. It., 205-236
- AMBROSETTI P., BARTOLINI C., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1987) - *Neotectonic map of Italy (scale 1:500.000)*. C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica.
- AMOROSI A. (1992a) - *Stratigrafia e sedimentologia del Miocene epiligure tra le valli del Panaro e del Marecchia (Appennino Settentrionale)*. Tesi di dottorato inedita. Università di Bologna. 205 pp.
- AMOROSI A. (1992b) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S. Marino e M. Fumaiolo (Appennino Settentrionale)*. Gior. Geol., ser. 3, vol. **54/1**, 95-105.
- AMOROSI A. (1993) - *Use of glauconies for stratigraphic correlations: reviews and case histories*. Giorn. di Geol., ser. 3, **55/1**, 117-137.
- AMOROSI A., BARBIERI M., CASTORINA F., COLALONGO M.L., PASINI G. & VAIANI S.C. (1998b) - *Sedimentology, micropaleontology and strontium-isotope dating of a lower-middle Pleistocene marine succession ("Argille Azzurre") in the Romagna Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 789-806.
- AMOROSI A., CAPORALE L., CIBIN U., COLALONGO M.L., PASINI G., RICCI LUCCHI F., SEVERI P. & VAIANI S.C. (1998a) - *The Pleistocene littoral deposits (Imola Sands) of the northern Apennines piedmont*. Giornale di Geologia. Serie 3^a Vol. **60**, 1998, 83-118
- AMOROSI A., CAPORALE L., DI DIO G., FARINA M., PRETI D. & SEVERI P. (1994) - *A proposed methodology for geological surveying and mapping of alluvial plains: the example of the Po Plain in the Bologna area*. 1st European Congress on regional geological cartography and information systems. Bologna, June 13-16, 1994. Volume 5, Workshop 1 Survey methodologies for the geological and geotechnical cartography of alluvial plains, 1- 15.
- AMOROSI A., CAPORALE L., FARINA M., PRETI D. & SEVERI P. (1997) - *Late quaternary sedimentation at the southern margin of the Po basin*. Geol. Insubr., 2/2, 149-159.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., PASINI G. & PRETI D. (1999b) - *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy)*. Sedimentology, 46, 99-121.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri mioceniche nel settore emiliano dell'Appennino Settentrionale. Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche*. Paleopelagos, **3**, 209-241.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996b) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 355-366.
- AMOROSI A., DI DIO G. & RICCI LUCCHI F. (1999a) - *Sequence stratigraphy, stratal patterns and groundwater reservoirs of the southern Po Basin*. EAGE 61st Conference and Technical Exhibition, Helsinki, 7-11 June 1999, 540.
- AMOROSI A. & FARINA M. (1994a) - *Stratigrafia della successione quaternaria continentale della pianura bolognese mediante correlazione di dati di pozzo*. 1st European Congress on regional geological cartography and information systems. Bologna, June 13-16, 1994. Volume 5, Workshop 1 Survey methodologies for the geological and geotechnical cartography of alluvial plains, 16-34.
- AMOROSI A. & FARINA M. (1994b) - *Sequenze deposizionali nei depositi alluvionali quaternari del primo sottosuolo nell'area a est di Bologna, tra il t. Savena e il t. Idice*. 1st European Congress on regional geological cartography and information systems. Bologna, June 13-16, 1994. Volume 5, Workshop 1 Survey methodologies for the geological and geotechnical cartography of alluvial plains, 35-54.
- AMOROSI A. & FARINA M. (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, Vol. **57** n.1-2, 1995.

- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. & DI DIO G. (1996a) - *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**, 274-295.
- 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.
- ARGNANI A., BERNINI M., DI DIO G.M., PAPANI G. & ROGLEDI S. (1997) - *Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines (Italy)*. *Il Quaternario*, 10(2), 595-602.
- ARTIOLI G.P., BALDINI U., DE NARDO M.T., FARINA M., FRASSINETI G., ORTALLI J., MONTAGUTI M., PALUMBO A., PIGNONE R., TOMASSETTI C. & VIEL G. (1997) - *Area metropolitana di Bologna: stato di avanzamento delle ricerche*. *Geologia delle grandi aree urbane*. Progetto strategico CNR. Bologna, 4/5 novembre 1997, 3-48.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZOTTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale*. *Note illustrative*. *Boll. Soc. Geol. It.* 101, 523-549.
- BALLY A.W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice Bologna.
- BENINI A. & DE NARDO M. T. (1994) - The "chaotic units" between the Idice and Sillaro Valleys (Bologna Apennines). Post Congress field Trip No 3 - Excursion Guidebook "The "chaotic rocks in the southeastern sector of the Emilia Apennines". Ist. E.C.R.G.C.I.S., Bologna (Italy) 13-16 June 1994. Regione Emilia-Romagna between the Idice and Sillaro Valleys (Bologna Apennines)
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1987b) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39**, 215-246.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1987a) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39**, 91-126.
- BETTELLI G., FIORONI C., FREGNI P. & PANINI F. (1992) - *Nuovi dati stratigrafici sulla successione epiligure eo-oligocenica della Val di Setta (Appennino bolognese)*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **46**, 221-227.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1987) - *I mélanges dell'Appennino Settentrionale, dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39**, 187-214.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992) - *Liguridi, melanges e tettoniti nel complesso caotico lungo la "Linea del Sillaro" (Appennino Settentrionale, province di Firenze e Bologna)*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **46**, 387-416.
- BETTELLI G., PANINI F. & PIZZIOLLO M. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 236 Pavullo nel Frignano*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- BITELLI G., BUONSIGNORE F. & UNGUENDOLI M. (1997) - *Progetto di una rete per il controllo della subsidenza nella regione Emilia-Romagna*. Atti 1 Conferenza Nazionale ASITA, 117-130, Parma.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (Eds.) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale*. CNR, Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, pubbl. 429. S.EL.CA., Firenze.
- BOCCALETTI M., COLI M., DE CANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. *Mem. Soc. Geol. It.* **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. *Tectonophysics*, 117: 7-38.
- BOCCALETTI M., COLI M. & NAPOLEONE G. (1977) - *Nuovi allineamenti strutturali da immagini *land-sat* e rapporti con l'attività sismica negli Appennini*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**, 679-694.
- BOCCALETTI M., COLI M. & NAPOLEONE G. (1980) - *Landsat lineation pattern in the Apennines and its geodynamic significance*. *Mod. Geol.*, **7**, 95-103.
- BONAZZI U. & FREGNI P. (1987) - *Un livello a "Colombacci" nel basso Appennino reggiano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39**, 337-344.

- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI P. (1969) - *Geological Map of the Northern Apennines and adjoining areas, 1:500.000*. CNR. L.A.C., Firenze.
- CAPITANI M. (1993) - *Analisi microstrutturale della fascia di deformazioni trasversali dei Torrenti Lavino e Samoggia (Province di Bologna e Modena)*. Tesi di dottorato, Università di Bologna e Modena, pp. 104.
- CARLONI G.C., FRANCAVILLA F. & ZECCHI R. (1978) - *Neotettonica del Margine padano dell'Appennino bolognese in relazione agli indizi geomorfologici e alla strutture sismogenetiche*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 627-634, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 (2002) - *Foglio 223 - Ravenna*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. SystemCart, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 (2005) - *Foglio 219 - Sassuolo*. APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca., Firenze
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 (2005) - *Foglio 240/241 - Forlì-Cervia*. APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.EL.CA., Firenze
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 (2005) - *Foglio 256 - Rimini*. APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.EL.CA., Firenze
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (CON UN CONTRIBUTO DI RABBI E., PINI G.A. E CRESTANA G.) (1985) - *Analisi strutturale del fronte appenninico-padano*. Giornale di Geologia, Ser. **3**, 47/1-2, 47-76.
- CASTIGLIONI G.B., BONDESAN A., BONDESAN M., CAVALLIN A. & GASPERI G. (coord.) (1997) - *Carta geomorfologica della Pianura Padana*. Scala 1:250.000. M.U.R.S.T. S.El.Ca., Firenze.
- CAZZOLI M.A., TABARRONI & ZANNA (1988) - *Assetto tettonico della zona pedemontana tra Bazzano e Zola Predosa (Appennino Bolognese)*. Rendiconti della Soc. Geol. It., **11**, 321-324.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A. & OTTRIA G. con contributi di MARTELLI L. (2002) - *Tavole stratigrafiche*. In: CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. "Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000". CNR - Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca., Firenze.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Sci. Geol., v. **49**, 207-253.
- CERETTI E. & COLALONGO M.L. (1982) - *Pliocene e Liguridi nell'Alta Val Sellustra (appennino bolognese)*. In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (a cura di): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna, 159-160.
- CERRINA FERONI A., VESCOVI P. & OTTRIA G. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 217 Neviano degli Arduini*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.EL. CA. Firenze.
- CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (2002) - *Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000*. CNR - Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca., Firenze.
- CIABATTI M. (1984) - *Aspetti geografico-fisici e geomorfologici della Pianura bolognese e romagnola*. Giorn. Geol., (2), **45**, 295-301.
- CIBIN U. (1989) - *Petrografia e provenienza delle Arenarie di Loiano (Eocene sup. Oligocene inf., Appennino bolognese e modenese)*. Giornale di Geologia, **51**, 81-92.
- CLERICI A. (1988) - *Considerazioni morfoneotettoniche sul versante padano dell'appennino tra il fiume Secchia e il fiume Santerno in base all'analisi delle "soprifici pianeggianti"*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat. vol.1(1988), 89-106.
- CNR-CCGG (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1 :50.000. Guida al rilevamento*. A cura del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica. Quaderni del Serv. Geol. Naz., Serie III, volume 1. pp.203.
- COLALONGO M.L., PADOVANI A. & RAFFI S. (1982b) - *Osservazioni paleoambientali e biostratigrafiche sulla Sezione di rio Caurinziano (Val di Zena, Bacino intra-appenninico, Bologna)*. In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (a cura di): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, 155-158, Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna.

- COLALONGO M.L., RICCI LUCCHI F., GUARNIERI P. & MANCINI E. (1982a) – *Il Plio-Pleistocene del Santerno (Appennino romagnolo)*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna, 161-166.
- CREMASCHI M. (1982) - *La Formazione Fluvio-lacustre del Pleistocene Inf.-Medio nel pedeappennino emiliano*. In: G. CREMONINI, F. RICCI LUCCHI (a cura di): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, 145-149, Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- CREMASCHI M. (1984) - *Il quadro geostratigrafico dei depositi archeologici del fiume Panaro*. In *Archeologia a Spilamberto*. Gruppo Naturalisti di Spilamberto. Officine Grafiche Calderini Bo/Mi/Roma, 1984.
- CREMASCHI M. (1985) - *Depositi continentali pleistocenici del margine appenninico bolognese*. In: *Materiali e documenti per un museo della preistoria. S. Lazzaro di Savena e il suo territorio*. A cura di: LENZI F., NENZIONI G., PERETTO C., pp. 53-60. Nuova Alfa Editoriale, Bologna.
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and Vetusols in the central Po Plain (northern Italy)*. UNICOPLI ed., Milano, pp. 306.
- CREMASCHI M., BERNABO' BREA M., TIRABASSI J., D'AGOSTINO A., DALL'AGLIO P.L., MAGRI S., BARICCVI W., MARCHESINI A. & NEPOTI S. (1980) - *L'evoluzione della pianura emiliana durante l'età del bronzo, l'età romana e l'alto medio evo: geomorfologia ed insediamenti*. In "Padusa". Boll. del Centro Poles. di Studi Storici ed Arch. ed Etnogr. Rovigo, 1980.
- 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.
- CREMASCHI M. & SALA B. (1982) - *Resti di E. Meridionalis in sedimenti del Pleistocene inf.-medio del fiume Panaro*. Geog. Fis. Dinam. Quat., vol.5 (1), pp.256-257
- CREMONINI S. (1987) - *Alcuni problemi ed idee di geologia del recente relativi all'alta pianura bolognese. La stratigrafia del Tribunale Nuovo di Bologna*. In: *La formazione della città in Emilia - Romagna* (catalogo mostra xi Biennale d'Arte Antica) I, pp. 49-61 (edito per "Studi e documenti di Archeologia", III).
- CREMONINI S. (1991) - *Inquadramento geologico-ambientale della pianura bolognese in età romana*. In: *Civiltà padana*, III (1991), pp. 93-128.
- CREMONINI G., ANTOLINI P., PIALI G. & RICCI LUCCHI F. (2001) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio n. 254 Modigliana*. Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a colombacci in Romagna*. Giorn. Geol., s. 2, 42, 61-82, Bologna.
- DI DIO G. & CAPORALE L. (1998) - *Un modello fisico tridimensionale della conoide alluvionale del fiume Reno per la gestione degli acquiferi e lo studio della subsidenza*. In: *Problemi di geoingegneria: estrazione di fluidi e subsidenza*. Giornata di studio. GEOfluid 98. Piacenza 3 Ottobre 1998. GEO-GRAPH S.n.c. – Segrate, 67-76.
- DIECI G. (1965) – *Età luteziana delle "Argille di Rio Giordano" (Appennino settentrionale modenese)*. *Documentazione micropaleontologica*. Boll. Soc. Paleont., **4**, 9-27.
- DI GIULIO A., MANCINI N. & MARTELLI L. (in stampa) - *Geohistory of the ligurian orogenic wedge: first inferences from epiligurian sediments*. Mem. Soc. Geol. It.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, 205-236, Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- 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*. Giorn. Geol. (3), **46** (2), 127-152.
- ELMI C. & NESCI O. (1991) - *Forme e movimenti recenti dell'alta pianura emiliano-romagnola*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 497-502.-76.
- 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.
- ELMI C., SELLI R. & ZECCHI R. (1981) - *Sismotettonica dell'Emilia-Romagna*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 617-622.

- ELMI C. & ZECCHI R. (1974) - *Caratteri sismotettonici dell'Emilia-Romagna*. Quaderni della Mercanzia, Bologna.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le unità Liguridi dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **46**, 121-138.
- FAO (1967) - Aerial photo interpretation in soil survey, Soils Bulletin, 6, 54 pp.
- FARABEGOLI E. (1985) - *Note geologiche sul territorio di San Lazzaro di Savena*. In: Materiali e documenti per un museo della preistoria. S. Lazzaro di Savena e il suo territorio. A cura di: LENZI F., NENZIONI G., PERETTO C., p.13-26. Nuova Alfa Editoriale, Bologna.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1991) - *La sezione di San Mamante (Faenza) nel quadro evolutivo neotettonico ed eustatico del Quaternario dell'Appennino romagnolo*. Mem. descr. carta Geol. d'It., **46**, 417-432
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1996) - *Il margine appenninico emiliano-romagnolo durante il Quaternario: stratigrafia ed eventi*. In Lettere di Pietra. A cura di LENZI F. & NENZIONI G.. Ist. Beni Cult. Reg. Emilia-Romagna, Museo Arch. *Luigi Donini*, 1996. Editrice Compositori, 1996.
- FAZZINI P. & GASPERI G. (1996) - *Il sottosuolo della città di Modena*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi, 15-Miscellanea Geologica, 41-54.
- FAZZINI P., GASPERI G. & GELMINI R. (1976) - *Litologia di superficie dell'alta e media pianura modenese*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **107**, 37-51.
- FOLLONI G., RADICIONI F. & RUSSO P. (1996) - *La subsidenza del territorio bolognese dal 1983 al 1993*. In INARCOS, 571, Bologna.
- FORLANI L., MARVELLI S., MANCINI A. & MARCHESINI M. (1996) - *The Holocene sequence of the Cava Olmi (Calderara di Reno, Bologna-Northern Italy; 30 m a.s.l.)*. Allione, vol. **34**, 357-362.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, no. 1, 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996). *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, no. 1, 1-36.
- FRANCAVILLA F. & COLOMBETTI A. (1980) - *Lineamenti idrogeologici della Provincia di Bologna*. Quad. Ist. Ric. Acque, 51-1.
- FRANCAVILLA F., D'ONOFRIO S. & TONI G. (1980) - *Caratteri idrogeologici, strutturali e paleoecologici-stratigrafici del conoide del Fiume Reno*. Quad. Ist. Ric. Acque CNR, **51**-1, 81-95.
- FREGNI P. & PANINI F. (1988) - *Lacuna stratigrafica tra le Formazioni di Ranzano e Antognola nelle zone di Roteglia e Montebaranzone (Appennino reggiano e modenese)*. Riv. It. Paleont. Strat., **93**, 533-558.
- GASPERI G., BETTELLI G., BONAZZI U., PANINI F. & PIZZOLO M. (2005) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 219 Sassuolo*. APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca., Firenze
- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M.P., CARDARELLI A., CAFFANI M. & LABATE D. (1987) - *Evoluzione plio-quadernaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura. Note illustrative alla carta geologica*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 375-431.
- GAZZI P. & ZUFFA G.C. (1970) - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, **16**, 97-137.
- 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.
- GHISELLI F., OTTRIA G. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle Arenarie di Scabiazza in base ai nannofossili calcarei (Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic.Sc. Terra, **34**, Note brevi: 75-84.
- GNGFG (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. A cura di CARRARA A., CARTON A., DRAMIS F., PANIZZA M. & PRESTININZI A. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 199-221.
- IACCARINO S. & PAPANI G. (1980) - *Il Messiniano dell'Appennino Settentrionale dalla Val d'Arda alla*

- Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e con il Pliocene*. Vol. dedicato a S. Venzo, Univ. Parma, 15-46. STP, Parma.
- LENZI F. & NENZIONI G. (a cura di) (1996) - *Lettere di Pietra - I depositi pleistocenici: sedimenti, industrie e faune del margine appenninico bolognese*. Istituto Beni Culturali della Regione Emilia-Romagna, Museo Archeologico Luigi Donini. Editrice Compositori, Bologna, 867 pp.
- LEONI G. (1994) - *Idrografia e bonifica del bacino del Reno*. Consorzio della Bonifica renana. Bologna 1994.
- LIPPARINI T. (1963) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, II edizione, Foglio n. 87, "Bologna"*. Servizio Geologico d'Italia. L.A.C., Firenze.
- MANCIN N. (1999) - *Biostratigrafia delle successioni epiligruri tra l'Eocene medio ed il Miocene inf.* Tesi di Dottorato, XII ciclo, Università degli Studi di Pavia.
- MARTINI E. (1971) - *Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: Farnacci A. (Ed.) Proc. II Intern. Confer. Planktonic Microfossils, v. 2, 739-785, Roma.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYES J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the ice ages - development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy*. Quaternary Research, 27, 1-29.
- MUNSELL COLOR COMPANY (1954) - *Munsell Soil Color Charts*. Baltimore, USA.
- NACSN (1983) - *North American Stratigraphic Code*. North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. AAPG Bulletin, V. 67, No. 5 (May 1983), 841-875.
- NENZIONI G. & VANNELLI F. (1982) - *I depositi quaternari e le industrie del Paleolitico inf. tra i Torrenti Savena ed Idice (Bologna)*. In Atti della XXIII Riunione scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria (1980), Firenze, 273-292.
- ORI G.G. (1979) - *Barre di meandro nella alluvioni ghiaiose del fiume Reno (Bologna)*. Boll. Soc. Geol. Ital., 98: 35-54.
- ORI G.G. (1982) - *Braided to meandering channel patterns in humid-regional fan deposits, river Reno, Po plain (northern Italy)*. Sediment. Geol., 31: 231-248.
- ORI G.G. (1993) - *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po plain (northern Italy)*. Sedim. Geol., 83: 1-14.
- PANINI F., BETTELLI G. & PIZZIOLO M. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 237 Sasso Marconi*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- PAPANI G. (1971) - *La geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. It., 10 (2), 121-165.
- PAPANI G., DE NARDO M.T. & VERNIA L. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 218 Castelnovo ne' Monti*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L., VERNIA L. & IACCARINO S. (1987) - *Nuovi dati stratigrafici sulla Formazione di Bismantova e sui suoi rapporti con il substrato nell'Appennino reggiano*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 245-275.
- PAREA G.C. (1987) - *Paleogeografia e tettonica tardo-pleistoceniche del pedeappennino modenese*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 433-446.
- PAREA G.C. (1991) - *I terrazzi marini dell'Emilia Romagna nella stratigrafia sequenziale del Pleistocene superiore*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 46, 191-206.
- PELLEGRINI M., COLOMBETTI A., ZAVATTI A. (1976) - *Idrogeologia profonda della pianura modenese*. Quad. Ist. Ric. Acque, 28, 7.
- PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito negli anni 1955-1959 dai geologi dell'AGIP MINERARIA*. Boll. Soc. Geol. It., 80 (1), 3-34.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Pubbl. 414, P.F. Geodinamica, C.N.R., pp.23.
- PINI G.A. (1993) - *Geological Map of the Bologna area foothills, scala 1:50.000*. Università degli Studi di Bologna-CNR. CTF s.n.c. e Grafiche Step, Parma
- POAG C.W. & WARD L.W. (1993) - *Allostratigraphy of the U.S. Middle Atlantic Continental Margin - Characteristics, distribution, and depositional history of principal unconformity-bounded Up-*

- per Cretaceous and Cenozoic sedimentary units*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1542, pp. 81.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition II: sequence and system tracts models*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.St.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS AND J.C. VAN WAGONER (Editors), *Sea-level changes: An Integrated Approach*. S.E.P.M. Spec. Publ. **42**, 125-155.
- PRETI D., AMOROSI A., CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (2002) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 223 Ravenna*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. IPZS, Roma
- RAYMOND L.A. (1984) - *Classification of mélanges*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper. **198**, 7-20.
- 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.
- RER & ENI-AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. Bologna. A cura di G.M. Di Dio. S.EL.CA., Firenze, 120 pp.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S., & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, 17-46, Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G.G., OGLIANI F. & COLALONGO M.F. (1981) - *Pliocene fan deltas of the Intra-Appenninic Basin, Bologna*. In: F. RICCI LUCCHI (ed.): Exc. Guidebook, 2nd IAS Eur. Reg. Meeting, Bologna, 79-160.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland*. In: P.H. ALLEN, P. HOMEWOOD & G. WILLIAMS (Eds.) "Excursion Guidebook". Foreland Basins Symposium. Fribourg, 137-176.
- RIO D., MAZZEI R. & PALMIERI G. (1978) - *The stratigraphic position of the Mediterranean upper miocene evaporites, based on nannofossils*. Mem. Soc. Geol. It., **16**, 261-276.
- RIO D. & VILLA G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the M. Cassio flysch "Basal complex" (Northern Apennines, Parma Province)*. Giorn. Geol., **49**, 63-69.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. America Bull. **98**, 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide, second edition* - International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy. IUGS and GSA, pp. 214.
- SARTI G., PRETI D. & SEVERI P. (1997) - *Stratigrafia dei terrazzi intravallivi dei fiumi Savio, Bidente, Montone, Lamone, Senio e Santerno (margine romagnolo della catena appenninica): dati preliminari*. GeolItalia, I Forum FIST, Riassunti, **2**, 261-263.
- SEVERI P., MARTELLI L., CIBIN U. & QUAGLIERE S. (2005) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 256 Rimini*. APAT - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1999) - *La Carta Geologica di pianura in scala 1:50.000 - Linee guida per il rilevamento e la cartografia*, 1-13. Pre-stampa a cura della Regione Emilia-Romagna - Ufficio Geologico.
- SOIL SURVEY STAFF (1980) - *Tassonomia del suolo*. Ediz. italiana a cura di C. Giovagnotti. Edagricole, Bologna.
- SOIL SURVEY STAFF (1990) - *Keys to Soil Taxonomy*, (4a ediz.). SMSS Technical Monograph n. 19, Virginia Polytechnic Institute and State University.
- TOMASSETTI C. & SEVERI P. (1999) - *Banca dati geognostici*. Le pianure conoscenza e salvaguardia, il contributo delle scienze della terra - Atti del convegno. Ferrara 8-11 novembre 1999, 417 - 419.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) - *Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1992/2), CROP 1-1A, 171-185.
- VAIANI S.C. (1995) - *Micropaleontologia a foraminiferi e stratigrafia isotopica dello Stronzio nel Pleistocene mediterraneo*. Tesi di Dottorato, Università di Bologna, 123 pp.
- 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.
- VEGGIANI A. (1973) - *Prove e considerazioni su due periodi di dissesti idrogeologici nella Pianura Padana in epoca storica*. "Atti 3° Convegno Nazionale Studi Problemi Geologia Applicata". Firenze, 28-29-30 settembre 1973, 157-164.
- VEGGIANI A. (1974) - *Le variazioni idrografiche del basso corso del fiume Po negli ultimi 3000 anni*, "Padusa", n. 1-2, Rovigo, 39-60.
- VEGGIANI A. (1985) - *Il delta del Po e l'evoluzione della rete idrografica padana in epoca storica*. In: Atti Tavola rotonda "Il delta del Po" 24 Nov. 1982, Tipografia Compositori, Bologna, 37-68.
- VEGGIANI A. (1986) - *L'ottimo climatico medioevale in Europa. Testimonianze lungo la fascia costiera padano-adriatica*. Estratto da Studi Romagnoli, XXXVII. La Fotocromo Emiliana s.r.l., Bologna.
- 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.
- ZANZUCCHI G. & MARTINI A. (2000) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 198 Bardi*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, IPZS, Roma.

PROGETTO
CARG