

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

foglio 281

SENIGALLIA

A cura di:

F. Guerrera¹, M. Tramontana¹,

con contributi di:

Rilevatori: **S. Galdenzi², F. Guerrera¹, S. Mazzoli³, E. Pistolesi², D. Savelli⁴,**

M. Tramontana¹

Geologia del Quaternario: **D. Savelli⁴**

Analisi micropaleontologiche-petrografiche: **R. Franchi⁴, G. Raffaelli¹**

area marina

Interpretazione: **E. Campiani⁵, A. Correggiari⁵, F. Fogliani⁵, F. Trincardi⁵**

Macropaleontologia: **L. Angeletti³, A. Ceregato³, M. Taviani³**

Micropaleontologia: **A. Asioli⁶**

Sedimentologia e Radionuclidi: **A. Gallerani⁵, L. Langone⁵, F. Lorenzini⁵**

(1) Istituto di Scienze della Terra, Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo"

(2) Libero professionista

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II"

(4) Istituto di Geologia, Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo"

(5) CNR-ISMAR, Bologna

(6) CNR-IGG, Padova

*Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M. Siclari***

*Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: **M. Lettieri***

*Responsabile del Progetto CARG per la Regione Marche: **M. Principi***

DIPARTIMENTO PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro (aree emerse)

S. D'Angelo, A. Fiorentino (aree sommerse)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**†

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento amministrativo:

M. Lettieri

REGIONE MARCHE:

Allestimento editoriale cartografico:

L. Tentoni (aree emerse)

E. Campiani - CNR-ISMAR Sede di Bologna (aree sommerse)

Informatizzazione dei dati geologici:

F. Guerrera, L. Tentoni, M. Tramontana (aree emerse)

F. Foglini - CNR-ISMAR Sede di Bologna (aree sommerse)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

A. Bucci, C. Bettucci, A. Lacerra - P.F. Informazioni Territorio Ambiente e Piano Paesaggistico

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
Litografia Artistica Cartografica s.r.l. - Firenze*

Stampa: Varigrafica Alto Lazio, 2023

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag.	7
1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	»	7
2.	- PRECEDENTI EDIZIONI DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA UFFICIALE ALLA SCALA 1:100.000 .	»	8
3.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO	»	8
4.	- PROCEDURE INFORMATICHE.....	»	12
5.	- STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA.....	»	12
II	- STUDI PRECEDENTI	»	15
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	23
IV	- STRATIGRAFIA	»	25
1.	- BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA.....	»	26
2.	- SUCCESSIONE MARINA	»	29
2.1.	- SCHLIER (SCH)	»	29
2.2.	- FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA (GES)	»	30
2.3.	- FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO).....	»	32
2.3.1.	- <i>Litofacies pelitico-arenitica</i> (FCO_e)	»	34
2.4.	- ARGILLE AZZURRE (FAA).....	»	34
2.4.1.	- <i>Membro delle Arenarie di Borello</i> (FAA₂).....	»	40
3.	- SEQUENZE DEPOSIZIONALI DELLA SUCCESSIONE MIO-PLIO-PLEISTOCENICA.....	»	43
4.	- DEPOSITI QUATERNARI.....	»	45
4.1.	- SINTEMA DI URBISAGLIA (URS).....	»	45
4.1.1.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> (URS_{bn}).....	»	46
4.2.	- SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO (AC).....	»	47
4.2.1.	- <i>Sintema di Selvatorla</i> (ACF).....	»	48
4.2.1.1.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> (ACF_{bn}).....	»	48
4.3.	- SINTEMA DI MATELICA (MTI)	»	49
4.3.1.	- <i>Coltre eluvio-colluviale</i> (MTI_{b2})	»	50
4.3.2.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> (MTI_{bn}).....	»	50
4.4.	- SINTEMA DEL FIUME MUSONE (MUS).....	»	52
4.4.2.	- <i>Deposito di frana</i> (MUS_{a1a}).....	»	53
4.4.3.	- <i>Coltre eluvio-colluviale</i> (MUS_{b2})	»	54
4.4.4.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> (MUS_{bn}).....	»	54
4.4.5.	- <i>Depositi alluvionali attuali</i> (MUS_b).....	»	55
4.4.6.	- <i>Depositi di spiaggia antica</i> (MUS_{g2b}).....	»	55
4.4.7.	- <i>Depositi di spiaggia</i> (MUS_{g2a}).....	»	56
4.4.8.	- <i>Unità deposizionali</i>	»	57

4.5.	SISTEMA DEPOSIZIONALE DI STAZIONAMENTO ALTO DEL LIVELLO DEL MARE (HST).....»	57
4.5.1.	- <i>Depositi di spiaggia sommersa (g₈)</i>»	57
4.5.2.	- <i>Depositi di transizione alla piattaforma, prisma litorale (g₁₁)</i> ..»	57
V	- GEOLOGIA MARINA»	59
1.	- INTRODUZIONE»	59
2.	- METODI DI INDAGINE»	59
2.1.	- POSIZIONAMENTO»	60
2.2.	- BATIMETRIA»	60
2.3.	- STRATIGRAFIA SISMICA»	60
2.4.	- CAMPIONATURA»	61
2.5.	- ANALISI GRANULOMETRICHE»	62
2.6.	- ANALISI PALEONTOLOGICHE»	62
3.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO ADRIATICO.....»	62
4.	- STRATIGRAFIA»	63
4.1.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA»	63
4.1.1.	- <i>Sistema di stazionamento alto (HST)</i>»	66
4.1.2.	- <i>Correlazioni tra carotaggi e profili sismici</i>»	66
4.2.	- BIOSTRATIGRAFIA»	66
4.2.1.	- <i>Cronologia</i>»	69
4.3.	- ANALISI MACROFAUNISTICHE.....»	69
4.4.	- STIMA DEI TASSI DI SEDIMENTAZIONE MEDIANTE ²¹⁰ Pb.....»	72
4.5.	- ANALISI SEDIMENTOLOGICA DEI DEPOSITI.....»	72
5.	- SEZIONI GEOLOGICHE»	75
6.	- CARTE DEGLI SPESSORI»	74
7.	- TASSONOMIA.....»	75
8.	- ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA.....»	76
VI	- TETTONICA»	79
1.	- ASSETTO STRUTTURALE GENERALE.....»	79
2.	- TETTONICA PRE-OROGENICA»	80
3.	- STRUTTURE COMPRESSIVE OROGENICHE.....»	81
4.	- EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA E CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE.....»	82
VII	- ANALISI MINERALOGICHE E PETROGRAFICHE »	85
1.	- ANALISI MINERALOGICHE»	85
2.	- ANALISI PETROGRAFICHE.....»	90
2.1.	- METODOLOGIA E RISULTATI.....»	90

VIII	- ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA, GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	»	99
1.	- GEOMORFOLOGIA.....	»	99
2.	- IDROGEOLOGIA.....	»	101
3.	- FRANE E DISSESTI.....	»	103
4.	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE.....	»	103
4.1.	- CAVE.....	»	103
	BIBLIOGRAFIA	»	105

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il F 281 “Senigallia” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto di Cartogra a Geologica Nazionale (CARG) a seguito delle convenzioni stipulate tra il Servizio Geologico d’Italia (Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali), la Regione Marche e l’Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”.

La carta geologica alla scala 1:50.000 è stata prodotta sulla base di rilevamenti ex-novo alla scala 1:10.000, effettuati nel periodo gennaio-dicembre 2002.

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il F 281 “Senigallia” ricade nel settore centro-settentrionale dell’Appennino Marchigiano che rappresenta la porzione esterna dell’Appennino settentrionale. L’area del foglio si colloca geologicamente lungo la fascia pedemontana e non comprende i rilievi carbonatici più interni.

Per quanto riguarda la sua collocazione geogra ca, il foglio con na a nord con il F 269 “Fano”, a sud con il F 292 “Jesi”, a ovest con il F 280 “Fossombrone” e ad est con il F 282 “Ancona”; il settore di nordest del foglio è occupato dal Mare Adriatico. La parte emersa compresa nel F 281 “Senigallia” è pari a 435 Km².

Le coordinate dei vertici del F 281 “Senigallia” sono le seguenti:

vertice di NO:	Lat. 43° 48' 00”	Long. 13° 00' 00”
vertice di NE:	Lat. 43° 48' 00”	Long. 13° 20' 00”
vertice di SE:	Lat. 43° 36' 00”	Long. 13° 20' 00”
vertice di SO:	Lat. 43° 36' 00”	Long. 13° 00' 00”

2. - PRECEDENTI EDIZIONI DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA UFFICIALE ALLA SCALA 1:100.000

L'area del F 281 “Senigallia” alla scala 1:50.000 ricade all'interno dei precedenti F 110 “Senigallia” e F 117 “Jesi” della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:100.000 (AA.VV., 1966).

Le Note Illustrative dei suddetti fogli alla scala 1:100.000 sono state pubblicate successivamente accorpando, in un unico volume, il F 110 “Senigallia” e il F 117 “Jesi” e anche il F 109 “Pesaro” (CARLONI *et al.*, 1971).

3. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

La cartografica utilizzata per il rilevamento geologico alla scala 1:10.000 è costituita dalle nuove basi topografiche numeriche realizzate dalla Regione Marche. Per la redazione della cartografia geologica a scala 1:25.000 sono state utilizzate, come base topografica, le sezioni dell'Istituto Geografico Militare Italiano (I.G.M.I.) della serie cartografica 25. Per la redazione della cartografia geologica a scala 1:50.000 è stato invece utilizzato, come base topografica, il foglio I.G.M.I. della serie cartografica M 792.

Le attività di terreno, per il rilevamento geologico, sono iniziate nel mese di gennaio del 2002 e si sono concluse nel mese di dicembre 2002.

Per quanto riguarda i criteri adottati per il rilevamento geologico si è fatto riferimento ai Quaderni della serie III editi dal Servizio Geologico Nazionale come supporto alla nuova cartografia geologica nazionale alla scala 1:50.000 (SERV. GEOL. NAZ., 1992; 1994; 1995a; 1995b; 1996; 1997) e successivi aggiornamenti.

Per ciò che concerne le indagini di tipo analitico connesse al rilevamento sono stati utilizzati i sistemi previsti negli standard internazionali con eventuali rielaborazioni ed aggiornamenti (es. schemi biozonali), resi necessari dalle particolari esigenze emerse.

Il rilevamento geologico alla scala 1:10.000 è stato condotto secondo la metodologia “per affioramenti” che rappresenta l'approccio metodologico più avanzato nel campo della cartografia geologica. Esso, infatti, permette di

distinguere le aree in affioramento da quelle per le quali la definizione geologica deve essere interpolata o estrapolata per mancanza di esposizione delle rocce. Questa metodologia permette la schedatura sistematica dei caratteri d'ogni singolo affioramento (secondo parametri standardizzati) e costituisce la base per una digitalizzazione dei dati di terreno e la relativa costruzione di una banca dati aggiornabile nel tempo (dinamica). Per la raccolta dei dati di terreno sono state utilizzate apposite e già sperimentate schede tematiche, opportunamente elaborate e predisposte dallo staff scientifico del Carg/Marche, oltre a quelle previste dai Quaderni/S.G.N. (Schede "Campione", "Insieme di campioni", "Micropaleontologia").

Più precisamente le schede utilizzate sono le seguenti:

- 1 - Scheda campione;
- 2 - Scheda insieme campioni
- 3 - Scheda micropaleontologia
- 4 - Scheda affioramento;
- 5 - Scheda frane;
- 6 - Scheda cave;
- 7 - Scheda idrogeologica;
- 8 - Scheda stato degli alvei e delle opere di difesa idraulica.

In certi casi si è cercato di ovviare alla sistematica scarsità di affioramenti utilizzando, quando possibile, dati di sottosuolo per quanto, spesso, non particolarmente significativi.

La successione marina (unità del substrato), presente nel foglio in esame, è stata suddivisa in conformità ai criteri litostratigrafici integrati, quando possibile, con altri caratteri di tipo sedimentologico, paleontologico e mineralogico-petrografico. Per l'individuazione dei limiti geologici delle nuove unità stratigrafiche, infatti, sono stati utilizzati: composizione e spessore dell'unità, tessitura e struttura (interna ed esterna) delle rocce, eventuale facies deposizionale, ecc.

Un ulteriore e importante criterio adottato per la distinzione delle unità stratigrafiche di tipo terrigeno è rappresentato, oltre che dai caratteri delle singole *litofacies*, dal rapporto "Arenite/Pelite", secondo i seguenti valori da cui derivano le denominazioni relative:

- a) rapporto A/P minore del 30/70% = unità pelitica;
- b) rapporto A/P compreso tra 30/70% e 40/60% = unità pelitico-arenitica;
- c) rapporto A/P compreso tra 40/60% e 70/30% = unità arenitico-pelitica;
- d) rapporto A/P maggiore del 70/30% = unità arenitica;

A questo criterio sono stati associati anche lo spessore medio degli strati arenitici, la composizione delle areniti (quando evidente con le normali osservazioni di terreno), la presenza di livelli guida (anche locali), le caratteristiche sedimentologiche più tipiche e facilmente riconoscibili sul terreno, le paleocorrenti e la provenienza degli apporti.

Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di CAMPBELL (1967), leggermente modificata secondo le indicazioni di BOSELLINI *et al.* (1989). In ogni caso, le terminologie e i criteri adottati sono conformi a quanto riportato nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia sopra citati.

L'uso di questi caratteri ha consentito di riconoscere e mappare unità litostratigrafiche anche di rango inferiore alla formazione (membri, *litofacies*, livelli guida, ecc.). Per meglio caratterizzare le nuove unità sono state misurate diverse sezioni stratigrafiche di dettaglio nella prevalente successione plio-pleistocenica, utilizzando le migliori esposizioni, peraltro assai limitate.

All'interno delle successioni, inoltre, si è cercato di individuare superfici sincrone, riconoscibili sul terreno quali: (a) livelli caratteristici e strati guida a livello bacinale e/o locale; (b) brusche variazioni verticali di facies; (c) significative superfici di discontinuità (erosione e/o non deposizione) secondo il concetto di *unconformity*. Tali superfici, quando possibile, sono state utilizzate per distinguere e cartografare nuove unità informali ed hanno così assunto un carattere cronostatigrafico locale.

La successione miocenica, la più vecchia affiorante nell'area in esame, comprende solo lo *Schlier* e la *Formazione Gessoso-solfifera* (Successione Umbro-Marchigiana). Queste unità sono state riconosciute solamente in un'area limitata del foglio, in corrispondenza di una struttura anticlinale piuttosto complessa. Questa struttura, orientata in direzione NW-SE, è ubicata nei pressi della fascia costiera ed è caratterizzata, in superficie, da terreni supra-miocenici. L'analisi dettagliata di queste unità ha anche permesso di riconoscere alcune loro caratteristiche locali, meno note in precedenza.

I sedimenti marini del Plio-Pleistocene, appartenenti al Bacino Marchigiano Esterno (o Bacino Periadriatico *Auct.*), mostrano aspetti molto variabili verticalmente (nel tempo) ed arealmente in relazione all'attività tettonica sinsedimentaria che ha articolato il bacino condizionandone la sedimentazione. Nonostante le difficoltà connesse con la variabilità delle *litofacies* e con la marcata diffusione di coperture detritiche e frane, la definizione delle nuove unità ha raggiunto un buon livello di attendibilità che ha permesso una più chiara e completa ricostruzione dell'evoluzione della sedimentazione nell'avanfossa, migrante verso l'esterno. I rapporti fra le differenti unità stratigrafiche dei depositi plio-pleistocenici sono definiti da transizioni verticali ma più spesso da passaggi laterali per eteropia di facies, anche se la carenza sistematica d'affioramenti ha talora reso difficoltose le correlazioni stratigrafiche. Sono state, inoltre, messe in evidenza alcune superfici di discontinuità che hanno permesso di suddividere la colonna geologica locale in unità stratigrafico-sequenziali ben correlate con quelle di tipo litostratigrafico.

Le superfici di discontinuità riconosciute nell'ambito dell'intera successione marina e, in particolare, nell'intervallo Messiniano-Pleistocene (cfr. schema dei rapporti stratigrafici, Fig. 2 e 3) corrispondono, spesso, a limiti di trasgressione.

I depositi continentali quaternari sono stati mappati adottando i criteri delle UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) come suggerito dai Quaderni del Servizio Geologico (SERV. GEOL. NAZ., 1992). Tale scelta è stata dettata dalla concreta possibilità di riconoscere la natura dei loro limiti inferiori e superiori e di poterli correlare con depositi analoghi, presenti negli altri fogli dell'area marchigiana. Il rilevamento di questi terreni è stato svolto utilizzando criteri lito-, morfo- e pedo-stratigrafici indispensabili per la caratterizzazione, il riconoscimento e la correlazione delle diverse unità cartografate. I depositi continentali quaternari, molto diffusi nelle principali valli presenti nel foglio in esame, sono costituiti, in prevalenza, da Depositi alluvionali terrazzati che presentano una superficie inferiore netta e giacciono in discordanza sul substrato costituito dai termini della successione marina o, dove i depositi terrazzati sono incastrati, sui depositi alluvionali più antichi. Il limite superiore è spesso rappresentato da una superficie deposizionale generalmente ben preservata nelle unità più recenti ma, in vari casi, è costituito da una superficie erosiva prodotta dalla re-incisione dei depositi. Inoltre, la scarpata di terrazzo che separa ogni unità dalla successiva è spesso preservata e cartografabile. Infine, le UBSU più antiche conservano, generalmente al tetto, dei suoli relitti che sono talora distinguibili per i loro caratteri pedologici che costituiscono dei *marker* pedo-stratigrafici. Le attribuzioni cronologiche sono state effettuate tenendo in considerazione l'ampia letteratura presente in materia e, soprattutto, le acquisizioni più recenti (anche in termini di datazioni al radiocarbonio, v. Note Illustrative del F 292 "Jesi", GUERRERA & TRAMONTANA, 2002) nell'ambito delle nuove ricerche realizzate per il progetto CARG/Marche. Tuttavia, bisogna tenere presente la difficoltà di ottenere età radiometriche su sedimenti alluvionali a causa del limitato *range* di tempo che può essere datato con il radiocarbonio. Dalla letteratura, infatti, si evince che la totalità dei dati radiometrici è riferita alla parte alta del Pleistocene superiore e all'Olocene. Per quanto riguarda le unità più antiche, l'assenza di materiali adatti per la datazione radiometrica ha vincolato l'attribuzione cronologica ai dati relativi estrapolabili da osservazioni morfo- e pedo-stratigrafiche oltre che da dati archeologici.

Il contesto geologico-strutturale ricostruito nel F 281 "Senigallia" si presta a fornire un contributo alla risoluzione di alcune importanti problematiche legate alla: (a) migliore identificazione delle unità stratigrafiche soprattutto dell'intervallo plio-pleistocenico marino; (b) moderna suddivisione dei depositi quaternari continentali in sintemi e supersintemi; (c) migliore analisi delle facies delle successioni plio-pleistoceniche, con particolare riguardo ad analisi di bacino e alle relazioni tra tettonica e sedimentazione; (d) ridefinizione delle strutture nell'ambito delle nuove conoscenze sull'evoluzione tettonica e neotettonica dell'area.

E' opportuno rilevare che le problematiche del foglio in esame trovano una migliore definizione se inquadrata nell'ambito delle caratteristiche geologiche delle aree limitrofe.

4. - PROCEDURE INFORMATICHE

Per quanto riguarda le procedure d'informatizzazione si è fatto riferimento alle linee guida del SGN (Quaderni, serie III, n. 6) e successivi aggiornamenti, sia per l'elaborazione informatica della cartografia geologica che per la realizzazione della banca dati. Tutti i dati della carta geologica sono stati organizzati in un Data Base (DB). Il percorso realizzato è il seguente:

1. georeferenziazione delle basi cartografiche;
2. produzione di un archivio grafico gestibile da strumenti CAD;
3. predisposizione dell'archivio grafico alla gestione attraverso strumenti G.I.S.

L'obiettivo dell'informatizzazione è quello di fornire un DB topografico e geologico realizzato su ARCINFO (versione 8), con files formato E 00 e copia cartacea delle cartografie a scala 1:10.000, 1:25.000 e 1:50.000.

Tutte le procedure di elaborazione informatica (carte geologiche alle varie scale, banca dati, ecc.) sono state affidate allo Studio "ArchiGEO" di Morciano di Romagna (RN).

5. - STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA

La successione stratigrafica rappresentata nella legenda del F 281 "Senigallia" è stata suddivisa in due intervalli principali: "Successione marina" (unità del substrato) e "Depositi quaternari".

La "successione marina" comprende unità dell'intervallo Miocene superiore *p.p.* - Pleistocene *p.p.*, contraddistinte da sigle in parte già note (CARIMATI *et al.*, 1981) e, in parte, di nuova istituzione (SERV. GEOL. NAZ., 2000). La "successione marina" comprende depositi miocenici (Formazione dello *Schlier* e *Formazione Gessoso-Solfifera*) e plio-pleistocenici (*Marne di Cella* e *Argille Azzurre*). I "depositi quaternari" comprendono i depositi di spiaggia e vari tipi di depositi continentali, inseriti in diversi Sintemi e Supersintemi.

La parte di legenda relativa ai depositi quaternari è stata strutturata in tre sintemi (di Urbisaglia, di Matelica e del Fiume Musone) e un supersintema (di Colle Ulivo) che nel F 281 "Senigallia", data l'omogeneità lito-morfologica dei relativi Depositi alluvionali terrazzati, non è stato possibile suddividere ulteriormente nei Sintemi di Colonia Montani e di Selvatorra riconosciuti nel contiguo F 292 "Jesi" del CARG/Marche. In particolare il Supersintema di Colle Ulivo è stato istituito come Supersintema di Colle Ulivo-Colonia Montani nel F 292 "Jesi" (GUERRERA & TRAMONTANA, 2002), data la presenza di due unità terrazzate ben distinguibili, già segnalate e cartografate in letteratura (COLTORTI & NANNI, 1987). A causa della impossibilità di distinguere i due sintemi, nell'area del F 281 "Senigallia" i

Depositi alluvionali terrazzati sono stati riferiti al più rappresentativo Sintema di Selvatorla la cui presenza, nel bacino del F. Misa, è stata già segnalata nel F 292 “Jesi”. La nomenclatura delle unità UBSU è stata assegnata in base alle località tipo della regione marchigiana a cui fanno riferimento i dati in letteratura o alle località tipo che durante il rilevamento hanno permesso la loro differenziazione (CALDERONI *et al.*, 1991a; 1991b; COLTORTI & NANNI, 1987; COLTORTI, 1997a; 1997b; GUERRERA & TRAMONTANA, 2002). All’interno dei sintemi e supersintemi sono state definite le diverse unità relative ai depositi alluvionali terrazzati e attuali, alle coltri eluvio-colluviali, ai depositi di frana e di spiaggia.

La legenda comprende anche una parte relativa a “Forme e processi e segni convenzionali”.

L’impostazione adottata ha permesso di uniformare la legenda di tutti i fogli alla scala 1:50.000 del CARG/Marche e di fornire, nel contempo, tutte le innovazioni riscontrate. Per quanto riguarda la simbologia adottata si è fatto riferimento a quanto esposto nella documentazione più aggiornata edita dal SGN (Quaderni e note successive).

PROGETTO

CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Lo sviluppo delle conoscenze geologiche relative alle Marche settentrionali, riferendosi prevalentemente alla realizzazione delle cartografie geologiche, può essere inquadrato in tre differenti periodi.

Un primo periodo comprende varie ricerche già attive durante il 1800 e culmina con la pubblicazione della prima edizione del F 110 “Senigallia” (scala 1:100.000) della Carta Geologica d’Italia (SACCO, 1933) e con quella delle Note Illustrative del F 109 “Pesaro” e del F 110 “Senigallia” (SACCO, 1937, cum bibl.).

Un secondo periodo, ricco in contributi scientifici, inizia con il classico lavoro di RENZ (1936) riguardante la stratigrafia della “Scaglia”. Si deve a SELLI (1951) un quadro più completo della stratigrafia e della tettonica dell’area marchigiana. Lo studio più importante relativo a quest’area è quello di SELLI (1954, *cum bibl.*) che fornisce un quadro stratigrafico aggiornato ed una nuova evoluzione tettonica, unitamente all’esame delle risorse minerarie, dell’idrogeologia, ecc., di tutto il Bacino del Metauro e delle aree limitrofe. Il lavoro di SELLI (1954) pone anche le basi moderne per lo sviluppo delle ricerche successive che si sono orientate in diversi settori delle scienze della Terra. L’attività di ricerca di questo secondo periodo si può far concludere con la pubblicazione della 2° edizione del F 109 “Pesaro”, F 110 “Senigallia” e F 117 “Jesi”, alla scala 1:100.000 (AA.VV., 1966) e delle relative Note Illustrative nelle quali è presente un’adeguata bibliografia alla quale si rimanda per una visione storica delle principali conoscenze acquisite (CARLONI et al., 1971, *cum bibl.*).

Un terzo periodo comprende l'attività di ricerca successiva al 1971 che si conclude con la realizzazione di questo nuovo F 281 "Senigallia" e dei fogli limitrofi alla scala 1:50.000. In questo terzo periodo gli studi nell'area marchigiana si sono sviluppati abbracciando moltissimi aspetti della ricerca nel campo delle scienze della Terra.

Informazioni di carattere generale sulla geologia, sulla paleogeografia e sull'evoluzione dell'area sono, infatti, assai diffuse in letteratura. Tralasciando le ricerche che non interessano direttamente le problematiche geologiche dell'area del F 281 "Senigallia", lo sviluppo delle conoscenze di questo settore dell'area marchigiana si è orientato, in particolare, verso l'analisi stratigrafica e sedimentologica dei terreni mio-pliocenici nel quadro dell'evoluzione dei bacini sintettonici dell'Appennino (CENTAMORE *et al.*, 1972; RICCI LUCCHI, 1975; 1986; ORI *et al.*, 1991). Tra i numerosi contributi si ricordano quelli di DUBBINI *et al.* (1991) su uno studio regionale dello *Schlier*; di BORSETTI *et al.* (1975a) sul limite Tortoniano/Messiniano, tematica questa successivamente riesaminata ad una scala più ampia, con nuove datazioni radiometriche derivanti dall'analisi di livelli vulcanogenici, da CIPOLLARI *et al.* (1998); di CARLONI *et al.* (1974) e di BORSETTI *et al.* (1975a) sul limite Miocene/Pliocene; di BORSETTI *et al.* (1975b) e di GAUDANT *et al.* (1988) sulla paleogeografia dei bacini periadriatici messiniani. BASSETTI *et al.* (1994) applicano i concetti della stratigrafia fisica ai depositi messiniani post-evaporitici dell'area marchigiana centro-meridionale ed evidenziano la presenza di due cicli sedimentari corrispondenti a due sequenze deposizionali, separate da una discontinuità correlabile con una fase tettonica tardo-messiniana. I lavori di MONACO (1983), CANTALAMESSA *et al.* (1986a; 1986b) e CENTAMORE *et al.* (1991) riesaminano la successione miocenica e plio-pleistocenica marchigiana, evidenziandone la stratigrafia, le facies e la diversificazione laterale delle unità, in relazione alla migrazione del sistema catena-avanfossa appenninica. Importanti prodotti vulcanogenici diffusi nella successione neogenica dell'Appennino sono stati messi in evidenza da GUERRERA (1983; 1984), GUERRERA *et al.* (1986) e GUERRERA & VENERI (1989a; 1989b).

CASTELLARIN & STEWART (1989) analizzano i ciottoli vulcanici, plutonici e metamorfici presenti nel Pliocene medio-superiore affioranti nell'area del F 109 "Pesaro" e del F 281 "Senigallia". Essi ipotizzano, per l'area sorgente di questi clasti, le Alpi Meridionali e considerano che il loro trasporto sia avvenuto in più cicli: nel Tortoniano (tramite flussi torbiditici), nel Messiniano (con trasporto fluviale) e nel Messiniano superiore-Pliocene inferiore per successiva rimobilizzazione.

I terreni della successione plio-pleistocenica marina dell'Avanfossa Marchigiana Esterna (diffusi anche nel F 281 "Senigallia") sono da considerarsi successivi alla strutturazione e al sollevamento supramiocenico-infrapliocenico delle "dorsali" appenniniche (BALLY *et al.*, 1988; CALAMITA *et al.*, 1990; 1991), in con-

nessione con l'abbassamento dell'area peri-adriatica, che è stata sede di sedimentazione marina sino al Pleistocene inferiore *p.p.*

ORI *et al.* (1991) propongono un quadro di riferimento, per i sedimenti pliocenici, nel quale si descrivono la stratigrafia, i sistemi deposizionali e l'assetto tettonico dell'avanfossa peri-adriatica nelle ultime fasi della sua storia.

Per la successione plio-pleistocenica dell'area anconetana e zone limitrofe, COLALONGO *et al.* (1979) individuano cinque cicli trasgressivo-regressivi pleistocenici (confermati da NANNI, 1981) discordanti sui sedimenti del Pliocene inferiore e del Pliocene medio basale. Ciascun ciclo sarebbe caratterizzato, alla base, da peliti (unità informali A1, A2, A3) di ambiente poco profondo (*offshore* neritico in corrispondenza del livello di base delle onde) e, al tetto, da corpi arenaceo-pelitici (unità informali S1, S2) legati alla progradazione di un ramo deltizio (S1) o di una barra di foce (S2). NANNI *et al.* (1986) confermano la presenza dei cinque cicli trasgressivo-regressivi pleistocenici discordanti e precisano che lo *hiatus* sedimentario della parte alta del Pliocene medio-Pliocene superiore sarebbe stato causato da un sollevamento (con emersione) seguito da un ulteriore approfondimento a partire dal Pleistocene inferiore. L'area di sedimentazione marina sarebbe caratterizzata da un'ampia depressione appenninica bordata, all'esterno, da una "dorsale" parzialmente emersa e fisiograficamente complicata da alti strutturali connessi alla culminazione di anticlinali plioceniche. La successione pleistocenica sarebbe interessata da faglie appenniniche dislocate da faglie trasversali (NE-SO ed E-O) lungo le quali si sono impostate le principali valli fluviali marchigiane. Riguardo l'influenza della tettonica trasversale recente sulle pianure alluvionali dell'Avanfossa marchigiana dati analoghi sono stati presentati fra gli altri da BOCCALETTI *et al.* (1983), da NANNI & VIVALDA (1987) e da DRAMIS *et al.* (1991).

Marcate diversificazioni dei caratteri sedimentologici della sedimentazione marina plio-pleistocenica sono state messe in relazione alle diverse fasi climatiche (oscillazioni del livello marino) e all'influenza tettonica (CANTALAMESSA *et al.*, 1986a; NANNI *et al.*, 1986).

CANTALAMESSA *et al.* (1986a), studiano la successione plio-pleistocenica marchigiana con la stratigrafia sequenziale correlata con dati di sottosuolo (sismica a riflessione), mettendo in evidenza le principali superfici di discontinuità stratigrafica. Questi Autori raggruppano i cinque cicli (A1, S1, A2, S2, A3), precedentemente definiti da COLALONGO *et al.* (1979), in un'unica sequenza (Qm) e precisano che l'unità A1 si è depositata a profondità non inferiore a 500 m durante il Pliocene superiore (parte alta) o Pleistocene basale (sino all'Emiliano); le unità S1, A2, S2, A3 sarebbero invece riferibili esclusivamente all'Emiliano. Le argille A2, inoltre, si sarebbero depositate tra 200 e 300 m di profondità, le argille A3 tra 100-120 m, le sabbie S1 e S2 in ambiente di piattaforma a profondità tale da risentire delle onde di tempesta.

AA.VV. (1986b) individuano, in alcune aree, il limite Plio-Pleistocene e attribuiscono i depositi pelitici di quest'intervallo ad un ambiente epibatiale e quelli arenaceo-pelitici e pelitici (eteropici) ad un ambiente di piattaforma e di transizione.

CENTAMORE *et al.* (1991) distinguono una sequenza quaternaria (Qm) che sovrasta terreni pelitici riferibili al Pliocene medio-Pleistocene inferiore, accorpati in un'unica unità e non distinguendo più il bacino pliocenico da quello pleistocenico e modificando, così, quanto pubblicato precedentemente da AA.VV. (1986b).

Alcuni lavori hanno fatto notare aspetti diversi dell'evoluzione sedimentaria e strutturale dell'avanfossa neogenica marchigiana (ANTINORI *et al.*, 1983; ARGNANI *et al.*, 1991; BIGI *et al.*, 1999; BOCCALETTI *et al.*, 1987; 1990a; 1990b). MATTIOLI *et al.* (1999) riconoscono la presenza di cicli regressivi pliocenici nel settore centrale dell'Avanfossa Marchigiana.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale e l'evoluzione tettonica dell'area umbro-marchigiana, le ricerche hanno avuto un impulso considerevole soprattutto negli ultimi due decenni e sono state spesso rivolte allo studio delle modalità e dei tempi di strutturazione della catena piuttosto che all'analisi di settori specifici del F 281 "Senigallia".

Un assetto strutturale generale dell'area marchigiana è ricostruito tramite sezioni geologiche bilanciate (BALLY *et al.*, 1988), in cui si evidenziano le strutture a pieghe e a *thrust*, scollate in corrispondenza delle Anidriti di Burano.

Significativi contributi relativi alle deformazioni neogeniche sono forniti da CALAMITA & DEIANA (1986, 1988), MENICHETTI (1991), MAZZOLI (1994) e MAZZOLI *et al.* (2001). In CALAMITA *et al.* (1989; 1990; 1991) si affronta il problema dell'età della deformazione compressiva, attraverso l'analisi di dati geologici di superficie, di sottosuolo e di alcuni profili sismici, definendo modalità e tempi di strutturazione delle zone esterne del settore centrale del sistema a *thrust* umbro-marchigiano. SCISCIANI (1999) evidenzia l'importanza delle faglie distensive mioceniche nella strutturazione neogenica; SAVELLI *et al.* (2002), BORACCINI *et al.* (2002) evidenziano la presenza di un fagliamento quaternario post-*thrusting* nel bacino del Fiume Metauro. Lungo la costa adriatica delle Marche settentrionali le strutture compressive sindeposizionali collegate alla crescita delle pieghe mostrano età più recenti del Pliocene inferiore-medio; tuttavia, i depositi post-Pleistocene inferiore delle aree *off-shore* (cioè la parte frontale della catena), non appaiono coinvolti nel *thrusting* (BALLY *et al.*, 1988; ARGNANI *et al.*, 1997; COWARD *et al.*, 1999; DI BUCCI & MAZZOLI, 2002). Sulla base di dati geologici, strutturali e geomorfologici (MAYER *et al.*, 2002) integrati con dati sismologici (BORACCINI *et al.*, 2002; DI BUCCI *et al.*, 2003) questi ultimi affermano che l'attività del *thrusting* e del piegamento correlato, cessano a partire da circa 800 ka anche nell'entroterra. Altri Autori (cfr. BASILI *et al.*, 2002), invece, riaffermano l'idea della presenza nell'area

di *blind thrusts* accompagnati da crescita delle anticlinali tuttora attiva, considerandi come elementi di potenziale rischio sismico (VANNONI *et al.*, 2002).

Qualunque sia la loro natura, comunque, importanti sollevamenti quaternari dell'area appenninica associati a una migrazione della subsidenza nei settori più esterni (adriatici), evidenziati da GUERRERA *et al.* (1979), AMBROSETTI *et al.* (1981; 1982), DUFAURE *et al.* (1989) e DRAMIS (1992), hanno condizionato l'evoluzione del paesaggio e del reticolo idrografico, determinando il modellamento degli attuali rilievi collinari. Numerosi dati geomorfologici (incremento dell'incisione valliva, attivazione di grandi frane, ecc.) hanno evidenziato un incremento del tasso di sollevamento dell'area a partire dalla fine del Pleistocene inferiore (cfr. BISI & DRAMIS, 1992; FANUCCI *et al.*, 1996; CALAMITA *et al.*, 1999). Un incremento del tasso di sollevamento a partire dal Pleistocene medio è stato dedotto nel bacino del Metauro (NESCI *et al.*, 1993) e in vari altri settori dell'Appennino marchigiano-romagnolo (cfr. SAVELLI *et al.*, 1994; NESCI *et al.*, 2002) anche sulla base della distribuzione areale ed evoluzione dei corpi alluvionali pedemontani.

Fra i depositi quaternari continentali, i depositi alluvionali terrazzati sono quelli meglio conosciuti e da lungo tempo oggetto di studio. Storicamente, SACCO (1933) riconobbe depositi alluvionali antichi, da lui definite "*Diluvium*" e caratterizzate da colori di alterazione rossicci; a quote inferiori individuò le alluvioni dell'"*Alluvium*" e, a livello degli attuali alvei, i termini alluvionali del "Recente". In seguito, LIPPARINI (1938, pp. 6-7) riconobbe "tre ordini di terrazzi, i cui «salti» furono determinati da riprese erosive, conseguenza prima e diretta di movimenti eustatici negativi" e interpretò l'aggradazione come dovuta a "innalzamenti del livello di base, cioè a movimenti eustatici positivi". LIPPARINI (pag. 21), in particolare, riconobbe tre principali scarpate e due maggiori livelli ghiaiosi "di attribuzione *mindel-rissiana* e *riss-würmiana*", oltre a un "vasto ripiano di fondovalle entro il quale è assoltato *il thalweg*". VILLA (1942) riconobbe quattro terrazzi principali, mettendo in relazione incisione e aggradazione innanzitutto con le oscillazioni eustatiche, rispettivamente positive e negative, legate ai cicli glaciali-interglaciali del classico schema di PENCK & BRÜCKNER (1909) del glacialismo alpino. Egli, in particolare (pp. 62-63), riconoscendo un sovralluvionamento nei tratti terminali delle valli "sul terzo e quarto livello" dei terrazzi, ritenne le oscillazioni eustatiche necessarie per spiegare la genesi dei terrazzi marchigiani. Rendendosi comunque conto della convergenza verso valle dei terrazzi, egli la interpretò come "naturalmente dovuta ad un maggior sollevamento subito dalla parte più interna dei vari bacini fluviali rispetto alle [parti] più esterne", ponendo così le basi per interpretazioni più complesse dei meccanismi genetici dei terrazzi marchigiani. VILLA (pp.65-68) legò il terrazzo più antico a "*una prima trasgressione marina*" durante il Siciliano; una seconda trasgressione durante il Siciliano, corrispondente all'innalzamento eustatico Mindel-Riss, determina la formazione di una seconda piana alluvionale; un "enorme sovralluvionamento nel terzo livello

di sedimentazione alluvionale” viene attribuito al Tirreniano (*Riss-Würm*); infine, il “quarto piano alluvionale” viene ricollegato alla “trasgressione fiandriana”.

SELLI (1954, pp. 207-209) fece propria la distinzione per l’area marchigiana di “quattro ordini di terrazzi le cui superfici segnano le ultime quattro stasi più importanti dell’approfondimento vallivo”. Basandosi sulle allora “nuove conoscenze sul Quaternario marino”, egli mise in discussione le attribuzioni cronologiche di LIPPARINI e VILLA, basate “essenzialmente sulle oscillazioni eustatiche quaternarie”, ringiovanendo l’intera serie dei terrazzi, secondo lui di “età non più antica dell’interglaciale *Mindel-Riss* (Milazziano)” per i terrazzi del “*I livello*” e prospettando come i “vari movimenti di sollevamento delle catene sono stati determinatori essenziali del terrazzamento fluviale vallivo del Quaternario”, in un contesto in cui “le oscillazioni eustatiche del livello marino, di indubbia importanza (...) non possono che aver modificato l’effetto dei primi”. Con la monografia del 1954, SELLI pone le basi per le attribuzioni cronologiche e interpretazioni dei meccanismi genetici dei terrazzi. Egli, invocando un’interazione fra sollevamento tettonico ed eustatismo e sulla base della suddivisione degli ultimi due glaciali in Riss I e II e in Würm I, II e III, ricollegò agli “intergalaciali” relativi le fasi d’alluvionamento dei quattro ordini di terrazzi. Proprio questo modello nei due successivi decenni costituirà un riferimento imprescindibile per gran parte della letteratura riguardante i terrazzi marchigiani (cfr. AA. VV. 1966; CARLONI *et al.*, 1971).

L’acquisizione di datazioni radiometriche e di dati pedostratigrafici, insieme a considerazioni sulle industrie litiche e al riconoscimento di depositi löessici, condusse in seguito a modificare sostanzialmente il quadro delle conoscenze, permettendo di attribuire le maggiori fasi di aggradazione non tanto a motivi eustatici e/o tettonici, quanto a cause climatiche (cfr. ALESSIO *et al.*, 1979; COLTORTI, 1979; CREMASCHI *et al.*, 1979; COLTORTI, 1981). Da questo punto in poi, le maggiori fasi di aggradazione, estese alle intere aste fluviali e in genere correlabili da un bacino all’altro, sono state collegate con periodo freddi (cfr. COLTORTI *et al.*, 1991; NESCI & SAVELLI, 1990 e 1991b, *cum bibl.*), evidenziando così una forte connotazione climatica nella genesi dei terrazzi marchigiani. Si è in seguito riconosciuta una notevole complessità dell’aggradazione dei fondi vallivi, con comportamenti spesso antagonisti, espressi da ripetuti fenomeni di “*cut-and-fill*” (CALDERONI *et al.*, 1991a). Dettagliati studi dei depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene superiore del Fiume Esino, supportati da numerose datazioni radiometriche, hanno attribuito gli episodi di aggradazione a fasi interstadiali dell’ultimo glaciale, ponendo in risalto per la prima volta possibili correlazioni fra le vicende erosivo-deposizionali del versante adriatico dell’Appennino e fasi stadiali e interstadiali riscontrate nelle sequenze nord-europee (CALDERONI *et al.*, 1991b). L’estensione delle indagini ai vicini bacini dei fiumi Tenna e Potenza, corredate da una serie di nuove importanti datazioni radiometriche, ha condotto CILLA *et al.* (1996) a individuare per l’Olocene antico ulteriori fasi d’incisione e aggradazione.

Nelle complesse vicende erosive e deposizionali che hanno prodotto i terrazzi olocenici più recenti, va considerata anche l'azione antropica, responsabile di modificazioni nelle geometrie dei canali e d'importanti episodi di aggradazione. Proprio a tale riguardo COLTORTI (1991a) e COLTORTI *et al.* (1995 e 1997a) trattano ampiamente, con raccolta di dati storici, le modificazioni morfologiche delle piane dei fiumi Misa, Cesano e Musone durante l'Olocene e analizzano gli effetti dell'impatto antropico sui sistemi idrografici delle Marche fino ai giorni nostri. Lo studio delle aree di foce, appoggiandosi anche a dati di sottosuolo, ha inoltre evidenziato su base morfologico-stratigrafica, radiometrica, storica ecc., come la deposizione di molti corpi alluvionali recenti, anche di considerevole spessore, si collocasse chiaramente nell'Olocene e potesse essere spiegato, oltre che con cause antropiche anche con fenomeni eustatici (cfr. ELMI *et al.*, 1981 e 1983; NESCI *et al.*, 1995; MENCUCCI *et al.*, 2003). Le cause eustatiche del terrazzamento, enfatizzate dai vecchi Autori, sono state pertanto riconosciute efficaci nell'evoluzione dei tratti inferiori delle valli, tanto da non poter essere trascurate in ricostruzioni degli episodi di aggradazione e incisione valliva che comprendono i segmenti terminali delle stesse.

SAVELLI *et al.* (1984) riconoscono depositi di vasti apparati di conoide alluvionale poggiati in continuità sui depositi alluvionali fluviali "del III ordine" del Fiume Metauro. In seguito, NESCI & SAVELLI (1986, 1990, 1991b) evidenziano come questi tipi di depositi siano estremamente diffusi e i rapporti di sovrapposizione stratigrafica con i depositi fluviali dei tradizionali "I, II e III ordine dei terrazzi" rappresentino una regola, almeno nei tratti mediani dei maggiori corsi d'acqua nord-marchigiani.

Anche numero e gerarchia dei terrazzi alluvionali sono stati, di recente, variamente riveduti e messi in discussione. In particolare, si tende attualmente a considerare il "IV ordine" dei vecchi Autori come sostanzialmente diverso dai precedenti quanto a meccanismi genetici e significato morfoevolutivo (cfr. NESCI & SAVELLI, 1991a, 1991b; BISI & DRAMIS, 1992). Il numero dei principali eventi di aggradazione e terrazzamento si ridurrebbe quindi a tre, comprendendo i tradizionali I, II e III ordine, ma non il IV (cfr. SAVELLI *et al.*, 1984; NESCI & SAVELLI 1986 e 1991b; BISI & DRAMIS, 1992). Tuttavia, NESCI *et al.* (1992 e 1995) hanno evidenziato come il tradizionale "I ordine" possa essere in realtà ricondotto a due eventi principali e distinti di terrazzamento, elevando così di una unità il numero dei terrazzi, senza bisogno per questo di invocare dislocazioni tettoniche o altri meccanismi connessi con la tettonica, che resterebbe comunque responsabile di varie differenziazioni locali nelle altezze dei gradini fra un terrazzo e l'altro. Meccanismi legati alla tettonica, responsabili di più o meno locali sfalsamenti di quote e di un aumento del numero dei terrazzi, sono invece documentati per le Marche centro-meridionali (cfr. COLTORTI & NANNI, 1987; BISI & DRAMIS, 1992, pp. 100-101).

In un quadro evolutivo generale, anche il ruolo della tettonica, già affermato da VILLA (1942) e soprattutto da SELLI (1954), è stato considerato dalla successiva letteratura. Questo ruolo, ribadito fra gli altri da GUERRERA *et al.* (1979, p. 589) con l'affermazione "che l'attività tettonica eserciti il controllo principale" è da ritenersi responsabile della distribuzione dei terrazzi (sia d'erosione che con deposito) su dislivelli di 150-350 m (cfr. CALAMITA *et al.*, 1999; MAYER *et al.*, 2002 *cum bibl.*). Più in particolare, SAVELLI *et al.* (1984) imputano al clima l'aggrada-zione dei fondi vallivi, ma riconducono la profonda escavazione dei solchi vallivi nelle rocce del substrato agli effetti combinati del sollevamento, che divengono più efficaci fra una fase fredda e l'altra. Più recentemente, NESCI *et al.* (1992 e 1995) e FANUCCI *et al.* (1996) riconoscono la presenza di terrazzi d'erosione precedenti le forme con deposito e distribuiti su vari livelli, imputandoli essenzialmente a controlli tettonici e attribuendoli ad un Pleistocene inferiore-medio non meglio precisabile. Inoltre, BISI *et al.* (1988) e MAYER *et al.* (2002), fra gli altri, evidenziano un forte controllo dei vari sistemi di *joints* nello sviluppo del reticolo del bacino del Metauro. NANNI & VIVALDA (1987), DRAMIS *et al.* (1991) e COLTORTI *et al.* (1996), tra gli altri, segnalano anche evidenze geomorfologiche della presenza di faglie a direzione SW-NE (antiappenniniche).

Uno studio sull'evoluzione dei litorali marchigiani è stato proposto da DAL CIN & SIMEONI (1987). COLTORTI (1991a, 1991b) descrive dettagliatamente i tratti geomorfologici della piana costiera fra i fiumi Cesano e Misa. ELMI *et al.* (1994) forniscono nuovi dati sull'evoluzione olocenica della linea di riva dell'area marchigiana, ricostruendo la posizione della linea di riva romana e di quella flandriana.

Contemporaneamente allo sforzo culturale che ha prodotto numerosi contributi scientifici riguardanti differenti tematiche geologiche dell'area marchigiana, sono state pubblicate diverse carte geologiche, carte strutturali e carte tematiche, a scala e con finalità molto diverse (AA.VV., 1982; 1986a; 1986b; 1989a; 1989b; PRINCIPI, 1984; PRINCIPI *et al.*, 1988; COLTORTI & PRINCIPI, 1999) come pure la pubblicazione di volumi tematici (AA.VV., 1986a; 1989c; 1991a; 1991b; AQUATER, 1982; 1984; GABUCCI *et al.*, 1993) e l'edizione di Guide geologiche regionali (AA. VV., 1994 e 2001).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del F 281 "Senigallia" si colloca nel settore centro-settentrionale dell'Appennino Umbro-Marchigiano, all'interno dell'Avanfossa mio-pliocenica ed all'esterno delle principali dorsali carbonatiche che costituiscono i tratti più marcati di questo settore dell'Appennino. Essa, pertanto, rappresenta uno dei settori "chiave" per la comprensione dell'evoluzione delle zone esterne dell'orogene appenninico principalmente per quanto riguarda l'evoluzione geologica nell'intervallo compreso tra il Miocene superiore e il Plio-Pleistocene.

Più in generale, la Successione Stratigrafica Umbro-Marchigiana riflette l'evoluzione del Margine "Adria", ad iniziare dal Trias. La porzione inferiore triassico-paleogenica della successione, essenzialmente carbonatica e non affiorante nell'area del foglio, è connessa all'individuazione e all'evoluzione di un margine passivo, come suggerito dalla ricostruzione delle facies le quali indicano un passaggio da un ambiente di tipo neritico ad uno di tipo pelagico. I terreni più antichi affioranti nell'area in esame sono rappresentati dallo *Schlier* (Miocene medio-superiore) che chiude la sedimentazione pre-evaporitica. Non è infatti presente la *Formazione Marnoso-Arenacea* s.l. (sedimentazione silicoclastica di avanfossa) che invece caratterizza le aree più interne.

Prescindendo dalla tettonica estensionale che durante il Giurassico ha assottigliato il Margine Insubrico Adriatico (VAI & CASTELLARIN, 1992, *cum bibl.*) con la creazione del Bacino Ligure-Piemontese, l'Appennino Umbro-Marchigiano deve la sua formazione a due principali fasi deformative neogeniche. La prima,

compressiva, è associata alla crescita della catena a pieghe e sovrascorrimenti durante il Miocene medio-Pliocene; la seconda è in relazione ad un processo di fagliamento transtensivo (post-*thrusting*), attivo nel Quaternario (BOCCALETTI *et al.*, 1983). Le deformazioni formano una famiglia di strutture che, a grande scala, è costituita da pieghe parallele e sovrascorrimenti (avanvergenti e retrovergenti), faglie trascorrenti, faglie normali e transtensive.

Per quanto concerne la tettonica quaternaria più recente, SAVELLI *et al.* (2002), BORRACCINI *et al.* (2002) e DI BUCCI *et al.* (2003) hanno evidenziato per il basso bacino del Metauro la presenza di faglie recenti, post-*thrusting*, appartenenti a un sistema consistente in segmenti orientati circa nord-sud (distensivi) e faglie di trasferimento con rigetto obliquo (sinistro-transtensivo) orientate nordest-sudovest.

L'Appennino Umbro-Marchigiano costituisce una catena arcuata, convessa verso oriente, che è stata classicamente considerata come una catena di copertura (BALLY *et al.*, 1988), caratterizzata da una successione sedimentaria mesozoico-terziaria deformata, scollata in corrispondenza di un'unità evaporitica del Triassico superiore (Anidriti di Burano), considerata il principale livello di scollamento dell'intera successione. In corrispondenza di quest'unità è ubicata una faglia basale dalla quale si dipartirebbero verso l'alto, con geometria a gradinata, i sovrascorrimenti principali.

Negli ultimi anni, anche grazie ai sempre più numerosi dati di sottosuolo, è stato evidenziato il coinvolgimento nell'edificio strutturale del basamento ercinico (BARCHI *et al.*, 1998 e COWARD *et al.*, 1999, *cum bibl.*). Pertanto, la deformazione della successione sedimentaria, oltre ad essere controllata dalla presenza del suddetto livello di scollamento, è anche condizionata dalla deformazione che si verifica nel sottostante basamento.

Altri livelli di scollamento caratterizzano la successione sedimentaria della copertura a livelli stratigrafiche differenti e condizionano, a loro volta, la geometria della catena; i principali si collocano in corrispondenza delle Marne a Fucoidi (Cretacico inferiore *p.p.*), della Scaglia Variegata (Eocene medio *p.p.*-Eocene superiore *p.p.*) e Cinerea (Eocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*) e nello *Schlier*.

I dati acquisiti negli ultimi anni, sia di superficie che profondi (tra i quali quelli relativi all'esecuzione di Profili CROP; PIALI *et al.*, 1998), hanno consentito di disporre di un quadro conoscitivo idoneo ad affrontare i principali problemi stratigrafici, sedimentologici e tettonici della regione nell'ambito dell'evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale.

IV - STRATIGRAFIA

Le unità litostratigrafiche cartografate appartengono alla ben nota Successione Umbro-Marchigiana marina che, in quest'area, affiora nella sua porzione miocenica *p.p.* e plio-pleistocenica. Più precisamente, la formazione più antica affiorante è rappresentata dallo *Schlier* che in quest'area è riferibile al Serravalliano. Questa unità costituisce il substrato sul quale si è depositata durante il Messiniano la *Formazione Gessoso-Solfifera* (affiorante solo in un settore della fascia costiera). Da notare che, l'assenza di depositi marnoso-arenitici torbiditici (*Formazione Marnoso-Arenacea s.l.*), normalmente interposti tra lo *Schlier* e la *Formazione Gessoso-Solfifera*, costituisce un elemento di diversità, rispetto alle aree limitrofe più interne, con evidenti implicazioni di ordine paleogeografico.

Segue la successione plio-pleistocenica marina rappresentata dalla Formazione delle *Argille Azzurre*, prevalentemente pelitica, all'interno della quale sono stati individuate nuove unità litostratigrafiche di rango minore (membri e *litofacies*) caratterizzate da corpi arenitico-pelitici e pelitico-arenitici presenti a più livelli nella colonna geologica. La suddivisione di quest'intervallo stratigrafico ha messo in evidenza un'inedita organizzazione verticale e laterale dei differenti corpi geologici che in parte sono stati correlati con corpi corrispondenti, già definiti nell'ambito del F 292 "Jesi" confinante col F 281 "Senigallia". Successivamente vengono illustrate le sequenze deposizionali della successione Mio-Plio-Pleistocenica.

Segue, nel capitolo successivo, la descrizione dei Depositi Quaternari che comprendono, in generale, le coperture detritiche e alluvionali e i depositi di spiaggia.

Escludendo questi ultimi, i depositi in questione sono analoghi a quelli dell'intera fascia sub-appenninica marchigiana e si prestano a confronti a scala più ampia.

La descrizione delle unità litostratigrafiche segue l'ordine deposizionale, dai termini più antichi a quelli più recenti.

1. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

Nel quadro delle analisi biostratigrafiche relative al Progetto CARG-Marche e allo scopo di conferire uniformità ai dati biostratigrafici sono stati definiti, insieme ai biostratigrafi operanti nel progetto, i criteri generali per l'elaborazione dei vari schemi zonali a cui fare riferimento.

Gli schemi utilizzati per le attribuzioni biostratigrafiche nell'ambito del F 281 "Senigallia" sono due (Tab. 1 e 2) e si riferiscono alla successione miocenica (Tab.1) e alla successione pliocenica-pleistocenica (Tab. 2).

Si tratta di schemi biozonali precedentemente elaborati per l'area umbro-marchigiana e ampiamente collaudati a più ampia scala. In essi sono stati indicati gli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici e che, quindi, permettono di evidenziare le variazioni apportate agli schemi zonali originali.

In tutti gli schemi con il tratteggio sono stati riportati i bioeventi con un'età cronometrica incerta, cioè che non risultano correlati direttamente con la scala delle inversioni di polarità paleomagnetica o che non hanno una taratura con le variazioni astronomiche.

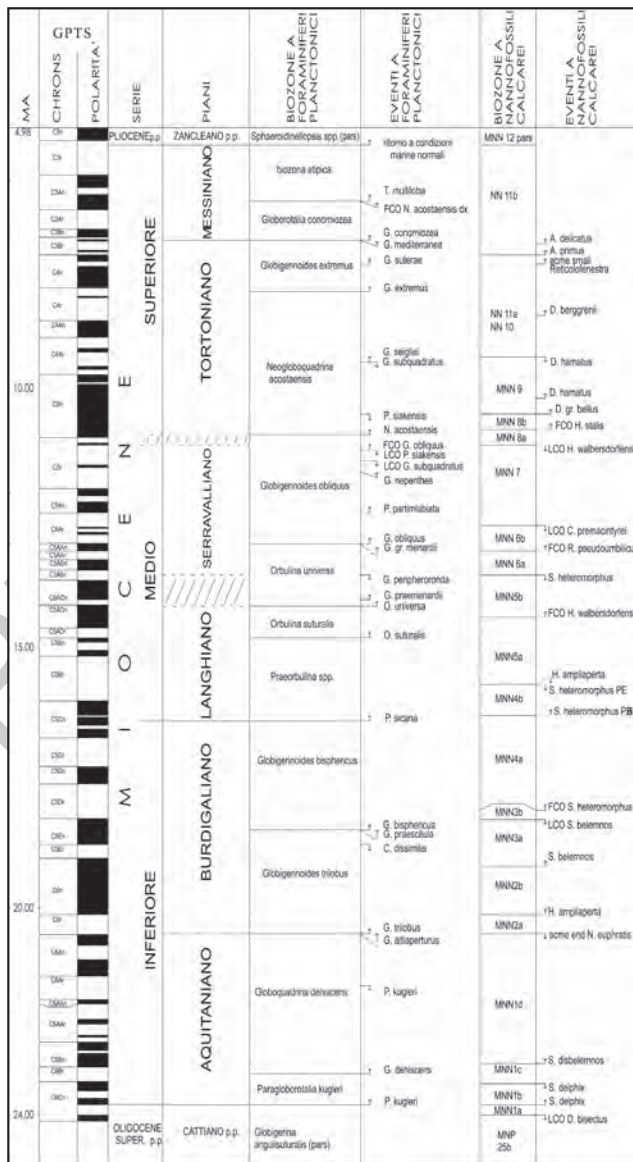
Per le attribuzioni cronostratigrafiche delle unità si è fatto riferimento alla più recente scala cronostratigrafica standard (SCS) e alle indicazioni più recenti della Commissione Internazionale di Stratigrafia (ICS). Tuttavia, come è noto, la posizione di molti limiti cronostratigrafici risulta ancora incerta e, in mancanza di sezioni stratotipiche del limite di validità globale, gli specialisti di ogni gruppo fossile usano criteri differenti per individuare le unità cronostratigrafiche. Per gli intervalli relativi al Miocene e al Pliocene, dove le analisi sono state condotte sia sui foraminiferi sia sul nannoplancton calcareo, negli schemi elaborati sono indicati gli intervalli di incertezza.

Le principali modifiche, apportate agli schemi precedenti, riguardano:

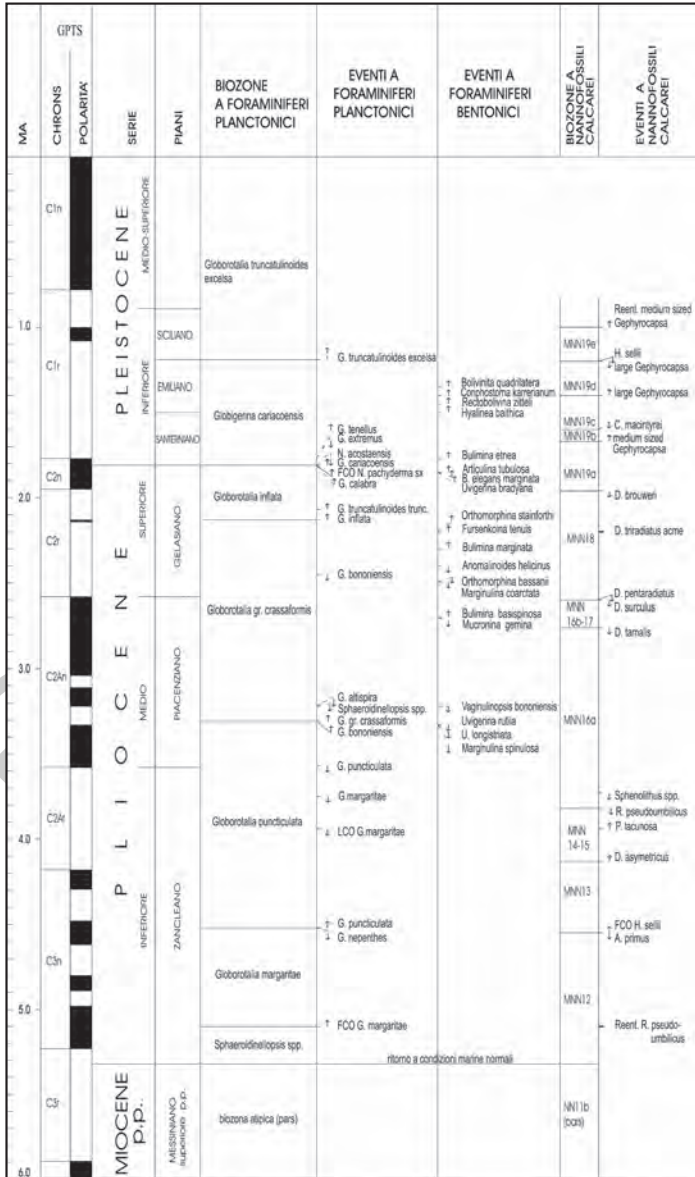
- la denominazione e la definizione di alcune biozone (variazioni tassonomiche dei *taxa* indice o scelta di *taxa* più facilmente riconoscibili nelle aree mediterranee);
- l'estensione di alcune biozone legate alle nuove conoscenze sulla distribuzione stratigrafica dei *taxa*;
- la biocronologia di alcuni eventi rivista in funzione delle nuove conoscenze relative ai limiti cronostratigrafici.

Per quanto riguarda il foglio in esame, le analisi biostratigrafiche hanno riguardato esclusivamente i foraminiferi (responsabile Simone Galeotti). Negli schemi

stratigrafici che seguono sono state correlate: la scala cronometrica in milioni d'anni (Ma), la scala delle inversioni di polarità (GPTS), la scala cronostratigrafica, la scala biostratigrafica basata sui foraminiferi planctonici e, per confronto con le scale standard basate sul plancton calcareo, dei nannofossili calcarei.



Tab. 1 - Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostatigrafia (GPTS) da Cande & Kent (1995). Biozonologia e cronostratigrafia da Berggren et al. (1995); Montanari et al., Eds. (1997); Sprovieri et al. (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici da Micarelli & Potetti (1985), in parte modificate. Biozone a nannofossili calcarei da Fornaciari & Rio (1996) per il Miocene inferiore; da Fornaciari et al. (1996) fino al Tortoniano inferiore; da Martini (1971) fino al Messiniano con eventi supplementari di Negri et al. (1999). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti. PB = Paracme Beginning PE = Paracme End.



Tab. 2 - Schema stratigrafico del Pliocene-Pleistocene inferiore. Magnetostratigrafia (GPTS) da CANDE & KENT (1995). Biocronologia da Sprovieri (1993). Biozone a nannofossili calcarei da Rio et alii (1990). Biozone a foraminiferi planctonici da CANTALAMESSA et alii (1986a). Cronostratigrafia da Rio et alii (1994). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.

2. - SUCCESSIONE MARINA

2.1. - SCHLIER (SCH)

Questa formazione è caratterizzata da marne e marne argillose, di colore grigio o grigio chiaro e con stratificazione poco evidente, con intercalati calcari marnosi biancastri in strati sottili (fig. 1).

Gli affioramenti presenti nel F281 “Senigallia” sono limitati al settore orientale del foglio e permettono di ricostruire un intervallo stratigrafico di circa 150-180 metri di spessore. Gli affioramenti più estesi di *Schlier* sono presenti al nucleo della struttura anticlinale di S. Angelo-Scapezano.

La formazione è spesso interessata da un intenso clivaggio che può mascherare la stratificazione. Quest’ultima, generalmente sottile, spesso non è visibile anche a causa dell’elevata degradabilità dei litotipi.



Fig. 1 - Schlier in località Scapezano.

Lo *Schlier* è ben visibile nella zona di S. Angelo, all'interno delle ex cave Italcementi; le marne sono sempre caratterizzate da un elevato contenuto fossilifero in foraminiferi planctonici. Nelle altre aree non si hanno buone sezioni naturali e gli affioramenti dell'unità sono mascherati da coltri d'alterazione.

Nella zona delle cave di S. Gaudenzio l'unità è interessata da un'intensa fraturazione e da un diffuso clivaggio che ne mascherano l'originaria stratificazione; per questo motivo non è facile riconoscere l'assetto geometrico, né sono determinabili gli spessori parziali e totali della formazione che, comunque, dovrebbero aggirarsi sui 150-180 m.

Il limite inferiore dello *Schlier* non è osservabile in quanto i livelli più antichi affioranti sono riferibili ad un livello stratigrafico più giovane della base dell'unità. In mancanza, nell'area del foglio, della *Formazione Marnoso-Arenacea* s.l. il limite superiore si colloca alla base dei primi strati di marne tripolacee e diatomitiche della *Formazione Gessoso-Solfifera*.

Sulla base delle associazioni a foraminiferi dei campioni analizzati è possibile riferire la parte alta della formazione al Messiniano inferiore *p.p.* Studi precedenti condotti nell'area di Senigallia (BORSETTI *et al.*, 1975a) riferiscono l'età dello *Schlier* al Tortoniano e quella dei sovrastanti "Ghioli di letto" (non distinti nel foglio ma accorpati alla *Formazione Gessoso-Solfifera*) al Messiniano pre-evaporitico.

Alla scala del Bacino Umbro-Marchigiano, la sedimentazione di questa formazione è caratterizzata da un marcato diacronismo dell'età del tetto (lo *Schlier* più interno si arresta al Langhiano, mentre arriva al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore nelle aree più esterne) e da un'ampia variabilità di facies. Questa variabilità si manifesta sia in senso longitudinale (SE-NW) che trasversale (SW-NE) rispetto alle aree di sedimentazione (DUBBINI *et al.*, 1991; DELLE ROSE *et al.*, 1994). Le *litofacies* marnose e marnoso-argillose prevalgono in tutte le successioni e, ad esse, si associano *litofacies* marnoso-calcaree e calcareo-marnose (più frequenti nelle zone esterne); intercalazioni di calcareniti torbiditiche, sono esclusive dei settori meridionali del bacino. Le *litofacies* marnose sono caratterizzate da una prevalente componente pelagica che è costituita da foraminiferi planctonici ben conservati e da minerali argillosi che spesso derivano dalla trasformazione di cenere vulcanica.

L'ambiente deposizionale, di mare aperto, è riferibile ad una rampa di avampaese, ubicata in posizione esterna e non raggiunta dall'apporto di tipo silicoclastico che invece alimentava l'avanfossa appenninica più interna.

L'età della formazione è riferibile al Tortoniano *p.p.* - Messiniano inferiore *p.p.*

2.2. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA (GES)

Questa unità, che comprende la locale successione evaporitica messiniana, nei fogli geologici che verranno realizzati in futuro sarà ridefinita ed elevata al rango di gruppo (APAT, 2007).

Nell'area del foglio tale formazione affiora lungo l'anticlinale S. Angelo-Scapezzano ed è costituita da marne argillose fogliettate di colore bruno ed ocraceo, marne tripolacee, calcari solfiferi, gessi, gessareniti e arenarie gessose (fig. 2). L'esiguità degli spessori dell'unità e la scarsità degli affioramenti non hanno permesso di cartografare le differenti *litofacies*. Tuttavia sembra definibile una certa prevalenza di calcari evaporitici che sono caratterizzati da strati sottili con una diffusa laminazione piano-parallela. Le *litofacies* della *Gessoso-Solfifera* si collegano alla ben nota crisi di salinità riconosciuta in tutta l'area mediterranea. Gli affioramenti principali sono ubicati nell'area a sud-ovest della frazione di S. Angelo, lo spessore della formazione è variabile e, comunque, si aggira sui 50-60 m.



Fig. 2 - Formazione *Gessoso-Solfifera* a nord di C. Gaggiottini.

Il limite inferiore della formazione, che poggia sullo *Schlier*, non è visibile in affioramento e corrisponde, in analogia con le aree limitrofe, con una superficie di discontinuità stratigrafica che è legata alle variazioni del livello marino correlate alla crisi di salinità suddetta.

La *Formazione Gessoso-Solfifera* passa stratigraficamente, ma con limite inconforme, alla *Formazione a Colombacci*. Da notare che nell'area del F 281 "Senigallia" è assente la *Formazione di San Donato*, costituita da una successione torbiditica silicoclastica, di norma interposta nelle Marche centro-settentrionali tra *Formazione Gessoso-Solfifera* e *Formazione a Colombacci*.

L'analisi biostratigrafica di questa formazione non ha fornito risultati significativi ai fini di una attribuzione biozonale.

L'ambiente deposizionale di questa formazione anche se con facies incomplete, ridotte di spessore e limitate arealmente, è rappresentato da aree di mare poco profondo contrassegnato da una paleotopografia complessa caratterizzata da aree in rilievo, talora emerse e da aree bacinali adiacenti.

L'età della formazione è riferibile al Messiniano *p.p.*

2.3. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)

Questa formazione affiora nelle aree a nord di Scapezzano, verso Montedoro. Essa è caratterizzata da una successione prevalentemente arenitica (fig. 3) nella quale si intercalano alcuni orizzonti pelitici, di alcuni metri di spessore e che si ripetono a più livelli stratigrafici. All'interno di ciascun intervallo pelitico, è presente un orizzonte calcareo costituito da strati sottili di natura evaporitica (Colombacci s.s.). Le areniti, mediamente cementate (fig. 4), si presentano in strati di spessore da 50 a 70 cm, separate da sottili livelli marnosi. Lo spessore della formazione varia da 50 a 100 m.

La formazione poggia, attraverso un limite inconforme, sulla *Formazione Gessoso-solfifera* e su di essa poggiano, in discontinuità stratigrafica i sedimenti pliocenici.

Le microfaune sono prevalentemente rappresentate da foraminiferi planctonici ricristallizzati, di ridotte dimensioni e, per lo più, costituite da forme rimaneggiate mioceniche più antiche. Le faune bentoniche sono assenti. L'associazione è costituita da: *Globigerina ciperoensis* (BOLLI), *G. bulloides* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides immaturus* (LE ROY), *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES & BRADY), *Paragloborotalia continua* (BLOW), *P. cfr. mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR), *P. siakensis* (LE ROY), *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND). Sono presenti anche Ostracoda (*Ciprideis* sp.). La formazione è pertanto riferibile alla parte superiore della *biozona atipica*.

L'ambiente di deposizione è di mare poco profondo, presumibilmente riferi-

bile ad un'area litorale, marcato da un consistente apporto silicoclastico. Ciclicamente si ha una evoluzione verso aree lagunari, in periodica connessione con il mare aperto, a sedimentazione pelitica e con episodi di deposizione evaporitica (livelli "a colombacci"). Questa ricostruzione ben si accorda con quella stabilita in altri settori dell'area marchigiano-romagnola dove, tuttavia, le facies sono più differenziate e anche con diffuse litologie arenitico-conglomeratiche associabili, almeno nelle zone interne, ad ambienti di delta-conoide.

L'età della formazione è riferibile al Messiniano *p.p.*



Fig. 3 - Areniti della Formazione a Colombacci in località Scapezano.



Fig. 4 - Areniti massive della *Formazione a Colombacci* in località Scapezzano.

2.3.1. - *Litofacies pelitico-arenitica* (**FCO_e**)

Nell'ambito della *Formazione a Colombacci* è stato possibile distinguere e mappare una *Litofacies pelitico-arenitica* spessa circa 40-50. Essa è costituita da prevalenti peliti con intercalazioni arenitiche di spessore variabile ed affiora principalmente a nord-ovest di Scapezzano.

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

Sulla *Formazione a Colombacci* poggiano i terreni plio-pleistocenici marini (*Argille Azzurre* e, localmente, le *Marne di Cella*) che sono i più diffusi nell'area del foglio e sono correlabili con quelli delle aree limitrofe (es. F 292 "Jesi"). Malgrado la loro limitata esposizione, l'analisi di terreno ha permesso di riconoscere all'interno delle *Argille Azzurre* alcune unità litostratigrafiche di rango inferiore. Il loro riconoscimento si è basato sulle caratteristiche litologiche, sul rapporto A/P (Arenite/Pelite), sulla composizione (macroscopica) delle areniti e sulla posizione stratigrafica. Le unità di rango inferiore hanno un'estensione limitata e sono di difficile correlabilità (*litofacies*); il *Membro delle Arenarie di Borello* (**FAA₂**), invece, è più diffuso e sempre ben riconoscibile.

La successione plio-pleistocenica esprime il locale riempimento delle aree deposizionali che caratterizzavano l'evoluzione del Bacino Marchigiano Esterno e le sue peculiari caratteristiche hanno suggerito l'adozione di una terminologia originale nell'identificazione delle unità litostratigrafiche di differente rango.

Le *Argille Azzurre* rappresentano, come già detto, la formazione più diffusa nel foglio e raggiungono uno spessore complessivo di almeno 1.000 m anche se variabile lateralmente. Essa è rappresentata da una successione di terreni prevalentemente pelitici (fig. 5, 6 e 7), all'interno dei quali sono intercalati, nella porzione inferiore, corpi più grossolani arenitici e arenitico-conglomeratici e, nella porzione superiore, corpi arenitico-pelitici e soprattutto pelitico-arenitici. Questi corpi più grossolani sono stati mappati come membri, *litofacies* o lenti, a seconda della loro distribuzione areale e verticale.

La base delle successione pliocenica è localmente rappresentata dalle *Marne di Cella* che sono più diffuse in aree limitrofe (es. F 254 "Modigliana" - Emilia Romagna - e F 292 "Jesi"). Questa unità raggiunge uno spessore di alcune decine di metri ed è costituita da marne e argille plastiche grigio-azzurrognole, ricche in foraminiferi planctonici e di norma non stratificate. Le peliti sono prive di strutture sedimentarie e mostrano, talora, evidenze di bioturbazione a piccola scala. Nell'ambito del F 281 "Senigallia" le *Marne di Cella* sono state riconosciute in piccoli affioramenti presso C. Serenelli e in Località S. Caterina nella zona di Sapezzano (sezione 281060 "Fiume Cesano"). A causa della loro limitata esten-



Fig. 5 - Argille Azzurre in località Costa delle Balze, nella zona di S. Costanzo.



Fig. 6 - Argille Azzurre in località Caminate, nei pressi di S. Costanzo.

sione verticale e areale, non è stato possibile mappare questa formazione che è stata quindi accorpata alle Argille Azzurre. L'età delle Marne di Cella è riferibile al Pliocene inferiore *p.p.* (biozona a *Globorotalia sphaeroidinellopsis*).

Nella porzione inferiore delle Argille Azzurre è presente un membro arenitico denominato “Membro delle Arenarie di Borello” (FAA₂) caratterizzato da un rapporto A/P compreso tra 40/60% e 70/30%. Questo membro, già riconosciuto nel F 254 “Modigliana” (Regione Emilia Romagna) e nel F 292 “Jesi” (Regione Marche) per le analogie relativamente alle caratteristiche litologiche e per la corrispondente età riferibile all'intervallo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene medio *p.p.*, è costituito da una successione prevalentemente arenitica in cui s'intercala una “Litofacies arenitico-conglomeratica” (FAA_{2a}).

Le peliti che prevalentemente caratterizzano le Argille Azzurre sono rappresentate da argille e argille marnose di colore grigio-azzurrognolo e subordinatamente nocciola, talora laminate, fossilifere e in strati da sottili a medi. Esse sono estremamente fratturate e presentano diffusi livelli millimetrici di patine di ossidazione rossastre. Localmente si osservano addensamenti di frammenti organogeni e noduli diagenetici giallo-rossastri di diametro centimetrico, formati da ossidi di ferro e solfuri. Sono inoltre presenti rari livelli di silt e/o sabbia fine e medio-fine, di color nocciola e più raramente grigiastre, con evidenti strutture gradate e laminate (laminazione piano-parallela e talora incrociata). Questa lito-



Fig. 7 - Argille Azzurre in località Caminate, nell'area di S. Costanzo.

facies argillosa è presente nella grande maggioranza dell'area ad eccezione, come già detto, delle zone di San Costanzo, Mondolfo e S. Angelo dove predominano *litofacies* relativamente più arenitiche. Gli affioramenti delle peliti sono piuttosto limitati, di spessore ridotto e per lo più degradati dall'alterazione superficiale. A Costa delle Balze si rinviene l'affioramento di maggiore ampiezza; le peliti sono state spesso osservate durante scavi temporanei di cantiere. Si tratta, anche in questi affioramenti, di argille e argille marnose prevalentemente grigio-azzurro-

gnole con le caratteristiche sopra illustrate. Ad esse s'intercalano rari livelli di silt o sabbia a granulometria medio-fine e fine, brunastri e grigiastri, il cui spessore varia da qualche centimetro a qualche decimetro. La geometria di questi strati è piano-parallela, la base è netta e talvolta erosiva e la loro continuità laterale, per quanto poco controllabile, appare piuttosto modesta. Essi presentano spesso anche strutture interne del tipo gradazione, laminazione piano-parallela e laminazione incrociata a piccola scala che denotano una probabile origine torbidityca. Questi livelli sabbiosi presentano, localmente (es. cresta "La Croce di Cerasa-Il Solfanuccio", versanti ovest e sud-ovest di M. Schiantello e zona di cresta "Cerasa-C. Guerriri") e a differenti livelli stratigrafici, una maggiore diffusione; tuttavia, la loro frequenza percentuale rimane con un rapporto A/P inferiore al 30% (associazione pelitica). Questa maggiore frequenza di livelli sabbiosi, seppur modesta, comporta un piccolo risalto morfologico.

Le *Argille Azzurre* poggiano, con una probabile eteropia di facies, sulle *Marne di Cella* oppure, in assenza di queste ultime (come di norma), sui terreni del Miocene superiore attraverso una superficie di discontinuità. Verso l'alto, i terreni di questa formazione concludono la sedimentazione marina e su di essi si depositano i terreni del Quaternario continentale.

L'età delle *Argille Azzurre* è stata determinata attraverso numerose analisi biostratigrafiche. I campioni analizzati mostrano associazioni abbondanti e generalmente ben preservate ma sono anche evidenti diffusi rimaneggiamenti. Il contenuto micropaleontologico ha permesso di riconoscere diverse biozone: *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia puncticulata*, *Globorotalia* gr. *crassaformis*, *Globorotalia inflata* e *Globigerina cariacensis*, le quali permettono di riferire la formazione, con un notevole grado di affidabilità, all'intervallo Pliocene inferiore p.p. (Zona a *Globorotalia margaritae*) - Pleistocene inferiore p.p. (Zona a *Globigerina cariacensis*).

Nella parte alta delle *Argille Azzurre* sono presenti alcune intercalazioni più grossolane, lenticolari, spesso riconosciute su base morfologica, essendo gli affioramenti piuttosto rari. Una delle principali è rappresentata da una *Litofacies arenitico-pelitica* (**FAAb**) (rapporto A/P compreso tra 40/60% e 70/30%) che è costituita da un'alternanza di areniti e argille siltose e con spessore variabile intorno a 10-15 m.

A più livelli stratigrafici si osservano, inoltre, *Litofacies pelitico-arenitiche* (**FAAa**) (rapporto A/P compreso tra 30/70% e 40/60%), di spessore individuale compreso tra 20 e 40 m (fig. 8). Un affioramento significativo si può osservare in località Sant'Angelo dove essa presenta uno spessore di circa 30-40 m e tende lateralmente ad assottigliarsi fino a scomparire. Verso sud, infatti, essa sfrangia in più sottili strati arenitici che costituiscono uno degli arricchimenti arenitici all'interno delle *Argille Azzurre*, precedentemente descritti (Croce di Cerasa-Solfanuccio).

La *Litofacies pelitico-arenitica* affiorante nell'area di Sant'Angelo è costituita da un'alternanza di argille siltose grigiastre e nocciola e sabbie giallastre, di granulometria da media a fine, con rapporto sabbia/pelite di poco inferiore all'unità. Gli strati sono da sottili a medi e le superfici di strato sono nette. Il rapporto con le peliti sottostanti sono di continuità stratigrafica con passaggio graduale per alternanze mentre il passaggio con le peliti sovrastanti non è visibile.

Le *litofacies* appena descritte, anche se di difficile attribuzione biostratigrafica, sono riferibili al Pliocene superiore e, quindi, probabilmente correlabili con il membro dell'Ascensione (FAA₄), riconosciuto in fogli più meridionali (es. F 314 "Montegiorgio").

L'ambiente di deposizione della successione plio-pleistocenica è variabile nel tempo e nello spazio. In generale si può ritenere che si tratti di una sedimentazione in ambiente di mare aperto, inizialmente caratterizzato da facies pelagiche-emipelagiche (*Marne di Cella*), a cui seguono sedimenti torbiditici, prevalentemente pelitici, con associati subordinati depositi emipelagici. I corpi deposizionali più grossolani (*litofacies* arenitiche e pelitico-arenitiche e occasionalmente conglomeratiche) presenti a più livelli stratigrafici denotano un controllo e un cambiamento nella sedimentazione legato a variazioni del livello marino connesse all'attività tettonica.

L'età delle *Argille Azzurre* è riferibile al Pliocene inferiore *p.p.* - Pleistocene inferiore *p.p.*



Fig. 8 - *Litofacies pelitico-arenitica* nella parte alta delle *Argille Azzurre*, in località S. Costanzo.

2.4.1. - *Membro delle Arenarie di Borello (FAA₂)*

Questo membro affiora diffusamente lungo l'allineamento S. Costanzo-Staccola-Mondolfo con uno spessore variabile lateralmente che può arrivare sino ad un massimo di 450 m. Esso è costituito da prevalenti areniti giallo-ocracee da molto spesse (fig. 9), a medie e sottili, spesso gradate e laminate, con granulometria da medio-fine a grossolana e con superfici basali generalmente erosive. Alle areniti, che si presentano spesso da debolmente cementate a cementate, si intercalano subordinati livelli centimetrici di peliti grigio-azzurre. Nei dintorni di Madonna delle Grazie, nei pressi di Vallone, affiorano depositi arenitici che sono riferibili al *Membro delle Arenarie di Borello*.

Gli strati arenitici sono spessi, molto spessi e massivi e, più raramente, medi o sottili, talvolta con geometria marcatamente lenticolare. Le superfici di strato sono spesso erosive, ossidate e sedi di concrezioni carbonatiche (Calcinelli), globose o allungate. Spesso è ben visibile la gradazione e strutture sedimentarie come laminazioni piano-parallela e ondulata. Localmente, all'interno del membro sono presenti intervalli più pelitici, raramente visibili in affioramento ma che condizionano la morfologia.

Al tetto di questo membro è presente una discordanza geometrica e, in corrispondenza di questo contatto inconforme (base della porzione superiore delle *Argille Azzurre*), si riscontra una lacuna stratigrafica la cui estensione verticale resta ancora da precisare.

Lo studio micropaleontologico di campioni provenienti da questo membro ha permesso di riconoscere le Zone a *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia puncti-*



Fig. 9 - *Membro delle Arenarie di Borello* in località *Le Grotte*, a nord di S. Costanzo.

culata e *Globorotalia crassaformis* (?) per cui l'età di questo membro è riferibile al Pliocene inferiore *p.p.* - Pliocene medio *p.p.*

All'interno del *Membro delle Arenarie di Borello* è stata riconosciuta una *Litofacies arenitico-conglomeratica* (FAA_{2a}). Questa *litofacies* (fig. 10) ha uno spessore dell'ordine di una decina di metri o poco più ed è seguibile, con continuità laterale, in numerosi affioramenti. I principali si rinvengono in località F.na Nuova, Cerreto, subito a nord di C. Girolamini, in una fascia piuttosto continua a nord di Mondolfo e, verso sud-ovest, sul versante ovest della valle dell'Inferno, a Monte Perello, a Monte Beccaro e a Stacciola. Si tratta di conglomerati poligenici, costituiti da clasti derivanti prevalentemente da calcari, dolomie, areniti, graniti, porfidi, scisti e gneiss (fig. 11). I clasti sono eterometrici, con lunghezza dell'asse maggiore variabile da 1-3 cm a 30 cm, anche se prevalgono le dimensioni inferiori ai 10 cm (fig. 12). Hanno forma per lo più discoidale e, subordinatamente, lamellare, sono immersi in un'abbondante matrice sabbiosa (*matrix supported*) e sono raramente embricati. Inoltre, essi sono arrotondati e molto arrotondati (SHEPARD, 1963). A S. Costanzo, in località Stacciola, in alcuni ciottoli si osservano fori di Litodomi (fig. 12). I conglomerati di questa *litofacies* passano, a letto e a tetto, a depositi arenitico-sabbiosi e il contatto con quelli sottostanti, quando visibile (come a Stacciola e Mondolfo), è di tipo erosivo.

Questi conglomerati sono stati già studiati, con un approccio interdisciplinare, da CASTELLARINI & STEWART (1989) che individuano clasti di calcari e dolomie, rocce ignee e rocce metamorfiche di provenienza dalle Alpi meridionali. Per giustificare la grande distanza delle aree d'origine, questi Autori avanzano un'interpretazione secondo la quale i ciottoli sarebbero stati messi in posto



Fig. 10 - *Litofacies arenitico-conglomeratica* nel *Membro delle Arenarie di Borello*, a nord di S. Costanzo.

attraverso un trasporto compiuto in più cicli. Dopo una loro prima immissione nell'avanfossa appenninica durante il Tortoniano, attraverso meccanismi di trasporto torbido, nel Messiniano sarebbero stati trasportati, da nord verso sud, attraverso divagazioni fluviali e, dopo le fasi deformative del Messiniano superiore e del Pliocene inferiore finale questi sarebbero stati rimobilizzati all'interno della successione pliocenica.



Fig. 11 - *Litofacies arenitico-conglomeratica nel Membro delle Arenarie di Borello, in località Stacciola.*



Fig. 12 - *Clasti eterometrici della Litofacies arenitico-conglomeratica nel Membro delle Arenarie di Borello in località Stacciola., con evidenti fori di litodomi.*

3. - SEQUENZE DEPOSIZIONALI DELLA SUCCESSIONE MIO-PLIO-PLEISTOCENICA

Lo stile ed il tipo di sedimentazione che hanno caratterizzato i bacini marini mio-plio-pleistocenici di questo settore esterno dell'Avanfossa Adriatica sono stati fortemente condizionati: (a) dalle interazioni tra subsidenza, eustatismo e tasso di sedimentazione; (b) dalla cinematica legata allo sviluppo dei thrusts, con i relativi riflessi sulla paleotopografia.

Lo studio della successione marina miocenico-pleistocenica affiorante nel F 281 "Senigallia" ha messo in evidenza la presenza di alcune superfici di discontinuità, localmente marcate da discordanze geometriche (cfr. fig. 13). Pertanto, la successione può essere suddivisa in sequenze deposizionali definite da precise caratteristiche in termini di architettura interna e tipologia dei sistemi deposizionali. Esse sono state denominate: M2a, M3, P1 e P2 in accordo con la nomenclatura adottata nell'ambito del Progetto CARG/Marche.

La più antica di queste superfici è ubicata alla base della Formazione Gessoso-Solfifera. Sempre all'interno del Messiniano, una seconda discontinuità si trova alla base della Formazione a Colombacci. Tra queste due superfici di discontinuità è compresa la sequenza deposizionale M2a. La discontinuità principale, invece, si colloca alla base della successione plio-pleistocenica. Questa discontinuità delimita, al tetto, la sequenza M3. All'interno della successione plio-pleistocenica si riconosce un'ulteriore superficie di discontinuità al tetto del Membro delle Arenarie di Borello. Essa separa le due sequenze P1 e P2 in cui risulta suddivisa l'intera successione.

Sequenza M2a: corrisponde alla *Formazione Gessoso-Solfifera* (Messiniano *p.p.*) che poggia direttamente ed esclusivamente sulla Formazione dello *Schlier* d'età Tortoniano *p.p.* - Messiniano inferiore *p.p.* La sequenza è delimitata alla base da una probabile *paraconformity* in analogia a quanto osservabile in aree più settentrionali (es. Fogli "Urbino" e "Pesaro").

Sequenza M3: comprende la Formazione a Colombacci che poggia sulla Formazione Gessoso-Solfifera; l'età è Messiniano *p.p.* Essa è delimitata alla base da una superficie erosiva che marca l'inizio dell'apporto silicoclastico successivo alla fase deposizionale evaporitica.

Sequenza P1: la discontinuità che la delimita inferiormente è localizzata alla base delle "Argille Azzurre" o alla base delle *Marne di Cella*, ove quest'ultime sono presenti. La sequenza comprende, oltre alle *Marne di Cella* la porzione inferiore delle *Argille Azzurre*, riferibile all'intervallo Pliocene inferiore *p.p.* - Pliocene medio *p.p.* Essa poggia, in discordanza, su formazioni pre-plioceniche e la superficie di discontinuità che la delimita alla base è rappresentata da una evidente discordanza geometrica legata alla trasgressione marina del Pliocene inferiore.

Sequenza P2: è delimitata alla base da una superficie di *angular unconformity* che è visibile nei settori nord-occidentali del F 281 “Senigallia”. Questa superficie è ubicata al tetto del *Membro delle Arenarie di Borello*. La sequenza, in analogia con quanto riscontrato nel limitrofo F 292 “Jesi”, comprende sedimenti riferibili al Pliocene medio *p.p.* - Pliocene superiore *p.p.* In realtà, le *Argille Azzurre* del F 281 “Senigallia” si estendono sino al Pleistocene inferiore *p.p.* e comprendono, quindi, anche un intervallo superiore che dovrebbe essere riferibile alla nota **Sequenza Qm** la quale, nel F 292 “Jesi” chiude la sedimentazione marina. Tuttavia, nell’area del F 281 “Senigallia” la superficie di separazione tra queste due ultime sequenze non è osservabile.

Nell’ambito della successione pleistocenica COLALONGO *et al.* (1979) e NANNI (1981) hanno segnalato, nell’area anconetana, diversi cicli di difficile correlabilità con i dati qui emersi.

Alle unità di ambiente deposizionale marino seguono i depositi quaternari continentali che costituiscono un ciclo deposizionale separato dai precedenti per le caratteristiche intrinseche a questi depositi.

EPOCA	ETA'	LITOSTRATIGRAFIA	UNITA'	SEQUENZE DEPOSIZIONALI
Pleistocene inferiore/medio - Olocene			Depositi quaternari	Sistema del Fiume Musone (MUS) - Olocene
				Sistema di Matelica (MTI) - Pleistocene superiore <i>p.p.</i> Sistema di Salvatorina (ACF) - Supersistema di Colle Ulivo Pleistocene medio, parte sommitale Sistema di Urbisaglia (URS) Pleistocene inferiore/medio - medio
Pliocene medio <i>p.p.</i> - Pleistocene inferiore <i>p.p.</i> - Olocene	Piacenziano <i>p.p.</i> - Gelasiano - Santerniano Emiliano <i>p.p.</i> ?		Litofacies pellico-arenitica (FAA ₁) a più livelli e Litofacies arenitico-pellica (FAA ₂)	"Qm" ↑ ? "P2" Pliocene medio <i>p.p.</i> - Pleistocene inferiore <i>p.p.</i>
Pliocene inferiore <i>p.p.</i> - Pliocene medio <i>p.p.</i>	Zancleano <i>p.p.</i> - Piacenziano <i>p.p.</i>		Membro delle Arenarie di Borello (FAA ₃) con intercalata la Litofacies arenitico-conglomeratica (FAA _{2a})	ARGILLE AZZURRE (FAA) - 1000m angular unconformity "P1" Pliocene inferiore - medio <i>p.p.</i>
Pliocene inferiore <i>p.p.</i>	Zancleano <i>p.p.</i>	50-100 m		
Pliocene inferiore <i>p.p.</i>	Zancleano basale	50-60 m	Marne di Cella	
Miocene superiore <i>p.p.</i>	Messiniano <i>p.p.</i>		Formazione a Colombacci (FCC) Litofacies pellico-arenitica (FCC ₁)	"M3" Messiniano <i>p.p.</i>
Miocene superiore <i>p.p.</i>	Messiniano <i>p.p.</i>	50-60 m	Formazione a Colombacci Gessoso - Solifera (GES)	"M2a" Messiniano <i>p.p.</i>
Miocene superiore <i>p.p.</i>	Tortoniano <i>p.p.</i> - Messiniano inferiore <i>p.p.</i>	150-180 m	Schlier (SCH)	-

Fig. 13 - Schema cronostratigrafico delle unità marine e continentali distinte nel F 281 “Senigallia”.

4. - DEPOSITI QUATERNARI

Questi depositi nell'ambito del F 281 "Senigallia" sono stati suddivisi e cartografati seguendo i criteri delle UBSU (cfr. fig. 13) e assumendo come base di riferimento i corpi alluvionali, spesso terrazzati, che nell'area sono certamente i più noti, maggiormente continui e meglio correlabili. I più significativi fra questi appartengono alle valli dei cinque maggiori fiumi dell'area (Metauro, Cesano, Misa, Nevola ed Esino), ma sedimenti alluvionali sono diffusi anche lungo un po' tutti i corsi d'acqua dell'area (in particolare, Rio Triponzo, Rio Maggiore, ecc.). I fiumi principali sfociano in mare attraversando un'ampia fascia costiera, dove sono molto diffusi depositi litorali e di transizione, anche se purtroppo vi mancano quasi completamente affioramenti significativi. Depositati eluvio-colluviali e corpi di frana, compaiono estesamente nelle zone collinari dell'intero territorio considerato, ricoprendo talora interi versanti su estensioni anche chilometriche.

4.1. - SINTEMA DI URBISAGLIA (URS)

Nel F 281 Senigallia questo sintema è rappresentato esclusivamente da depositi alluvionali terrazzati, riferibili al 1° ordine tradizionale. Il limite inferiore del sintema coincide con la superficie erosiva che pone a contatto i corpi alluvionali col substrato. La superficie dei depositi è spesso profondamente rimodellata e mostra tracce diffuse di suoli rubefatti. La distribuzione dei corpi alluvionali su almeno due principali livelli separati da una importante discontinuità erosiva, che nei tratti più a monte è espressa morfologicamente da una alta scarpata in roccia, permette di riferire queste unità alluvionali ai due distinti ordini di terrazzi (T1a e T1b) già riconosciuti da NESCI *et al.* (1992) e FANUCCI *et al.* (1996) per le Marche settentrionali. Pertanto, con ogni probabilità, le unità alluvionali in oggetto (come per il vicino F 279 "Urbino") dovrebbero andarsi a inquadrare in una UBSU di rango gerarchico superiore (supersintema), piuttosto che in un sintema. Tuttavia, data la notevole discontinuità di questi depositi nell'ambito del foglio e considerando la locale mancanza di precisi riscontri stratigrafici e, non ultimo, per motivi di omogeneità con il confinante F 292 "Jesi" si preferisce mantenere in questa sede un'inquadramento nel "Sistema di Urbisaglia".

La presenza sulla sommità dei depositi alluvionali terrazzati più antichi dell'Esino di reperti litici ne ha permesso l'attribuzione al Pleistocene medio (cfr. COLTORTI, 1981; COLTORTI & NANNI, 1987); età analoga è presumibile per i depositi terrazzati omologhi delle valli adiacenti (cfr. NESCI *et al.*, 1990 e 1992; COLTORTI *et al.*, 1991) e, pertanto, anche quelle comprese nel territorio del F 281 "Senigallia". L'età dei depositi del Sintema di Urbisaglia è quindi riferibile al Pleistocene medio.

4.1.1. - Depositi alluvionali terrazzati (URS_{bn})

I depositi alluvionali attribuibili a questo sistema sono organizzati in lembi terrazzati piuttosto discontinui, presenti sul solo versante sinistro delle valli dei fiumi Cesano, Misa, Nevola ed Esino. Si tratta delle unità poste a quote più elevate sugli attuali fondi vallivi (p. es. Monte S. Vito, Mondolfo). Le superfici dei terrazzi, in particolare, sempre profondamente rimodellate, si trovano a quote comunque molto variabili, comprese tra 60-120 m al di sopra degli alvei attuali nelle aree più interne e digradanti fino a meno di 30 m verso le aree di foce dei fiumi Cesano e Misa. Le altezze minori che si osservano verso le aree di foce, sono dovute a fenomeni di convergenza fra le varie unità (fatto riscontrato anche per i terrazzi del Supersistema di Colle Ulivo e quelli del Sistema di Matelica), più o meno evidenti da fiume a fiume (cfr. ELMI *et al.*, 1987). Le massime altezze in prossimità delle foci fluviali, si riscontrano nell'area di Monte S. Vito (Fiume Esino), dove è verosimile l'intervento di sensibili comportamenti differenziati nel sollevamento tettonico del territorio, fatto peraltro ampiamente documentato in letteratura per questo bacino. Anche in singole sezioni trasversali della valle si osservano variazioni di quota significative (p. es. Monte S. Vito, Mondolfo), ma queste sono imputabili alla presenza di più di un livello di terrazzamento e/o al rimodellamento delle originarie superfici del terrazzo. Gli sfalsamenti di quota lungo la valle del Fiume Esino, in particolare, vengono interpretati in letteratura come dovuti a faglie dirette che dislocano la superficie del terrazzo con rigetti dell'ordine di poche decine di metri.

Lo spessore dei depositi in genere oscilla fra i 25 e 40 m; locali variazioni sono senz'altro imputabili a fenomeni erosivi post-deposizionali, anche se sembra evidente una certa tendenza ad un incremento di spessore verso valle.

I depositi sono in genere prevalentemente ghiaiosi, soprattutto nella loro porzione basale; alcuni corpi, analogamente alle unità più recenti, mostrano una sensibile diminuzione granulometrica verso l'alto. In particolare, fatta eccezione per i terrazzi più alti dell'Esino, rappresentati quasi interamente da ghiaie associate a sabbia più o meno abbondante, la porzione superiore della maggior parte dei corpi terrazzati mostra prevalenti *litofacies* sabbioso-pelitiche.

Le ghiaie sono eterometriche, da fini a molto grossolane, di composizione prevalentemente calcarea (termini carbonatici giurassico-cretacici della Successione umbro-marchiagiana), ma con abbondanti elementi silicei e presenza di subordinati ciottoli arenitici. La matrice sabbiosa è per lo più relativamente scarsa negli intervalli ghiaiosi basali, ma tende in genere ad aumentare verso l'alto. Il grado di arrotondamento è generalmente buono (clasti da arrotondati a subarrotondati) e quasi sempre migliore per gli elementi calcarei rispetto a quelli silicei o arenitici. La superficie dei clasti presenta, spesso, evidenze di dissoluzione e rideposizione di carbonato di calcio e, a luoghi, verso la sommità dei depositi compaiono orizzonti blandamente cementati (p. es. Monte S. Vito; Mondolfo). La sommità dei

depositi terrazzati è a luoghi ricoperta da tipici suoli bruno-rossastri, spesso coluviati e il cui spessore aumenta verso la base dei versanti. La presenza di suoli rossastri, pur essendo indubbiamente significativa, è riscontrabile soprattutto nei punti in cui i terrazzi presentano maggior estensione areale. La superficie di molti depositi (soprattutto sulle serie di terrazzi posti alle quote più elevate), non mostra infatti evidenze di suoli simili, a causa dell'intenso rimodellamento in tempi relativamente recenti.

Gli affioramenti sono molto rari, limitando pertanto l'osservazione delle geometrie/architetture deposizionali. Sulla base degli elementi osservati, tuttavia, si possono attribuire le *litofacies* ghiaiose ad ambiente fluviale con canali intrecciati ampi e poco profondi, in un quadro che concorda con quanto già noto in letteratura. Maggiori problemi pone l'attribuzione dei sedimenti fini caratterizzanti la porzione sommatiale di molti corpi terrazzati. Per parte di essi, si può ipotizzare una deposizione su aree esondabili delle antiche piane alluvionali; parte può derivare da apporto laterale di tributari drenanti bacini impostati su peliti.

4.2. - SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO (AC)

Nelle aree considerate, è rappresentato esclusivamente da depositi alluvionali terrazzati riferibili al 2° ordine della precedente cartografia. Il limite inferiore dei depositi appartenenti a questo supersintema coincide con la superficie d'erosione che separa i sedimenti alluvionali dal substrato; non si hanno evidenze dirette d'appoggio erosivo su depositi alluvionali del precedente sintema, anche se verso le aree di foce dei fiumi Cesano, Misa ed Esino, non si può escludere questa possibilità. La superficie dei terrazzi, più o meno rimodellata, presenta spesso suoli rubefatti e, talora, orizzonti compattati o cementati da carbonato di calcio.

Lungo la Vallesina, la presenza di superfici multiple di terrazzamento in continuità laterale con quelle identificate più a monte nel confinante F 292 "Jesi", consente di inquadrare i depositi alluvionali terrazzati in oggetto nel supersintema di Colle Ulivo riconosciuto e formalizzato proprio nell'ambito di questo foglio (con il nome di Supersintema di Colle Ulivo-Colonia Montani). Tuttavia la difficoltà di tracciare e correlare le stesse superfici di terrazzamento negli adiacenti bacini dei fiumi Misa-Nevola e Cesano, così come l'impossibilità oggettiva di seguire lateralmente le discontinuità delimitanti i rispettivi corpi alluvionali, hanno impedito di scendere in maggior dettaglio, non consentendo pertanto il riconoscimento e la distinzione cartografica dei Sintemi di Colonia Montani e Selvatorra già identificati e formalizzati nel F 292 "Jesi". Quindi nel F 281 "Senigallia", per motivi di opportunità, i depositi alluvionali terrazzati sono stati riferiti al Sintema di Selvatorra.

I depositi alluvionali del supersintema in oggetto, qui vengono attribuiti alla fase glaciale del Pleistocene medio finale, sulla base di rinvenimenti di manu-

fatti litici tardo-Acheulani e del Musteriano antico (COLTORTI, 1981; COLTORTI & NANNI, 1987); analoghe attribuzioni sono state avanzate per i terrazzi dei bacini del Cesano e Metauro (cfr. NESCI & SAVELLI, 1986, 1991b). L'età dei depositi del Supersistema di Colle Ulivo è pertanto riferibile al Pleistocene medio, parte sommitale.

4.2.1. - *Sintema di Selvatorata* (ACF)

Questo sintema è caratterizzato esclusivamente da Depositi alluvionali terrazzati, riferibili al Pleistocene medio, parte sommitale.

Nella porzione sud-orientale del foglio in esame, al confine con il F 292 "Jesi", in questo Sintema sono state comprese anche i Depositi alluvionali terrazzati che nel solo F 292 "Jesi" sono stati riferiti al Sintema di Colonia Montani.

L'età dei depositi del Sintema di Selvatorata è riferibile alla parte sommitale del Pleistocene medio.

4.2.1.1. - Depositi alluvionali terrazzati (ACF_{bn})

I Depositi alluvionali attribuibili a questo sintema sono distribuiti su una fascia relativamente continua sul versante sinistro delle valli dei fiumi Cesano, Misa-Nevola ed Esino. Sul versante destro della valle del Cesano, sono rappresentate da un modestissimo lembo ghiaioso terrazzato, la cui sommità è in continuità morfologica con alcuni terrazzi d'erosione. Come le unità terrazzate precedenti, sono marcatamente convergenti verso valle, scendendo verso le foci dei fiumi Cesano e Misa a quote di circa 10 m sugli alvei attuali, contro i 40-80 metri che si osservano nelle aree più interne. Spesso si osservano differenze locali di quota dovute alla presenza di terrazzamenti minori, a volte occultati dagli effetti del rimodellamento e dalla colluviazione. In alcuni casi, incrementi locali di quota sembrano legati a cospicui apporti laterali da tributari minori; in altri casi, come nell'area di Passo di Ripe-Brugnetto restano di dubbia interpretazione (e attribuzione). La superficie dei terrazzi è spesso ricoperta (o presenta evidenti tracce) di suolo relitto rubefatto, talora parzialmente colluviato.

Lo spessore dei depositi è in genere compreso fra 15 e 35 metri. I caratteri litologici sono molto simili a quelli descritti per gli analoghi depositi del Sintema di Urbisaglia. In particolare, la porzione inferiore dei corpi alluvionali terrazzati è costituita da prevalenti ghiaie, mentre verso l'alto compaiono intervalli di spessore talora rilevante (anche oltre la metà di quello complessivo) di *litofacies* fini, sabbioso-limoso-argillose.

Analogamente ai depositi del precedente sintema, le ghiaie sono ben arro-

tondate, per lo più con alto indice di appiattimento e marcatamente poligeniche, provenienti per la maggior parte dai termini carbonatici della Successione umbromarchigiana, associate a matrice sabbiosa via via più abbondante verso l'alto.

I rari affioramenti mostrano geometrie deposizionali riconducibili a sedimentazione in canali intrecciati (stratificazioni incrociate planari e a truogolo di riempimenti di canali larghi e poco profondi). Anche in questo caso, i sedimenti fini della porzione sommitale dei corpi terrazzati sono attribuibili a depositi di aree esondabili e, localmente, all'apporto laterale di tributari drenanti bacini impostati su peliti.

4.3. - SINTEMA DI MATELICA (MTI)

Sono attribuibili a questo sintema sedimenti alluvionali terrazzati dei Fiumi Metauro, Cesano, Misa, Nevola ed Esino e di alcuni corsi d'acqua minori (Fosso Triponzio e Rio Grande). Sono stati attribuiti a questo sintema anche particolari depositi eluvio colluviali affioranti sulla sommità di due rilievi (S. Angelo, sul versante destro della Valle del Metauro e una collina in destra della confluenza fra i fiumi Misa e Nevola) e riconducibili a contesti morfologici sensibilmente diversi dall'attuale.

Il limite inferiore del sintema è costituito dalla superficie d'erosione che separa i corpi alluvionali dal substrato roccioso e/o dai depositi alluvionali del precedente Supersintema di Colle Ulivo. Verso le foci dei fiumi principali e lungo i maggiori affluenti, i sedimenti alluvionali del sintema in oggetto sono ricoperti da sequenze francamente oloceniche (Sintema del Fiume Musone) di spessore più o meno rilevante, in molti casi senza che il contatto fra questi differenti corpi alluvionali abbia significativi riscontri litologici o morfologici. Lungo molti corsi d'acqua minori, inoltre, pur essendo verosimile la presenza al di sotto di sottili coperture colluviali e/o alluvionali recenti di depositi appartenenti a questo sintema, sono stati rappresentati cartograficamente solo i materiali superficiali francamente olocenici. Dato questo margine di incertezza, in assenza di ulteriori riscontri stratigrafici, vari limiti sono pertanto da considerare indicativi.

Le unità alluvionali sono generalmente continue o ben correlabili, anche se le superfici dei terrazzi presentano quasi sempre tracce più o meno vistose di rielaborazioni superficiali prodotte dal corso d'acqua e terrazzamenti minori che conferiscono alla superficie terrazzata aspetti blandamente gradinati o, più frequentemente, una debole inclinazione della stessa verso gli alvei attuali (cfr. NESCI & SAVELLI, 1991a). Sulla base di correlazioni morfologico-stratigrafiche integrate con vari elementi utili per una attribuzione cronologica, prime fra tutte le numerose datazioni *radiocarbon* disponibili per i bacini dei corsi d'acqua ricadenti nel F 281 "Senigallia" (cfr. ALESSIO *et al.*, 1987; CALDERONI *et al.*, 1991a, 1991b,

1994; NESCI *et al.*, 1995; GUERRERA & TRAMONTANA, 2002), i depositi di questo sintema sono attribuibili al Pleistocene superiore. Data l'oggettiva impossibilità di "appoggiare" ovunque sul terreno un limite Pleistocene superiore-Olocene ad *unconformity* chiare e seguibili e considerando la continuità fisica di molte superfici di terrazzamento che impongono di cartografare i depositi ad esse sottesi in una medesima unità, in diverse aree rientrano, di fatto, fra i depositi di questo sintema anche sedimenti dell'Olocene più antico.

L'età dei depositi del Sintema di Matelica è riferibile al Pleistocene superiore.

4.3.1. - *Coltre eluvio-colluviale (MTI_{b2})*

Sono stati attribuiti al Sintema di Matelica particolari depositi colluviali osservabili sul colle di S. Angelo, sulla sponda destra del Fiume Metauro (settore di S. Costanzo) e sulla sommità del colle di Case Bruciate, sul versante destro del Fiume Misa, circa 2 km a valle della confluenza di questo col Fiume Nevola. Entrambi i depositi appoggiano tramite una superficie erosiva irregolare su peliti e arenarie del substrato pliocenico e sono rappresentati da sedimenti sabbiosolimosi a luoghi ben compattati, mostrandoci una blanda stratificazione da piano parallela, inclinata di pochi gradi verso i quadranti nord-orientali, a lenticolare. A Monte S. Angelo, nella parte medio alta del deposito, ai colluvi si intercala un suolo bruno sepolto di circa 20-30 cm di spessore. L'attribuzione a questo sintema è basata sulla considerazione che si tratta di una spessa coltre colluviale (oltre 10 m di spessore affiorante) sull'apice di un rilievo e con giacitura degli strati detritici e dei suoli visibili in affioramento che indicano una topografia piuttosto diversa da quella attuale. Non sono stati attribuiti a un sintema ancora più antico data la presenza di suoli bruni sepolti, ma non dei tipici suoli rubefatti che caratterizzano le unità più antiche.

4.3.2. - *Depositi alluvionali terrazzati (MTI_{bn})*

Il Sintema di Matelica comprende i Depositi alluvionali del tradizionale 3° ordine dei terrazzi, arealmente molto più continui dei precedenti. Le superfici dei terrazzi, nelle aree più interne si trovano a quote generalmente comprese fra i 20 e i 30 m sull'alveo attivo; le quote diminuiscono progressivamente procedendo verso le aree di foce, mettendo in evidenza fenomeni di convergenza analoghi a quelli osservabili per le unità più antiche. Verso le aree di foce dei fiumi Misa ed Esino, in particolare, i gradini dei terrazzi di questo sintema si annullano e i relativi depositi sono ricoperti da una spessa coltre alluvionale olocenica. Più complessa sembra la situazione della foce del fiume Cesano, dove la superficie

più o meno rimodellata dei terrazzi pleistocenici scende a 5-10 m di quota (riferite al livello marino) e sembra “fondersi” morfologicamente con depositi costieri attribuibili almeno in parte all’Olocene (cfr. CALDERONI *et al.*, 2007). Molto varie sono anche le altezze dei gradini che si osservano nei depositi di questo sintema all’interno di valli minori: qui, in genere, si nota una progressiva diminuzione del loro spessore procedendo verso monte. Qui i gradini si annullano perché si annullano gli effetti dei processi di erosione regressiva che ha prodotto certi gradini e/o, più spesso, per effetto di un consistente apporto detritico fine dalle testate dei bacini, molto recente o tuttora attivo, ridistribuito verso valle sia sotto forma di colluvi che di depositi alluvionali.

Lo spessore dei depositi deducibile direttamente da dati di superficie si aggira sui 30-35 m, per i fiumi Metauro, Cesano ed Esino-Fosso Triponzio; spessori minori, non superiori a 25 m, sembrano invece caratterizzare il bacino del Misa-Nevola. Gli spessori tendono ad aumentare verso la foce, dove dati di letteratura indicano valori maggiori di 40 m (cfr. ELMI *et al.*, 1981). Spessori minori, a volte di pochi metri, si osservano lungo gli altri corsi d’acqua, anche se nel caso di Rio Maggiore, dati di sondaggio indicano spessori maggiori di 15 m.

I depositi alluvionali delle valli minori (Rio Grande, Fosso delle Camminate, Fosso Triponzio, ecc.), a causa della natura litologica dei bacini drenati sono prevalentemente argilloso-sabbioso-limosi. I depositi alluvionali dei fiumi Metauro, Cesano e Misa-Nevola, sono invece prevalentemente ghiaiosi, con intercalazioni di lenti limoso-sabbiose o sabbioso-ghiaiose generalmente più frequenti ed estese verso l’alto o in vicinanza dello sbocco di tributari. Questi ultimi, in particolare, al loro sbocco nella valle principale hanno edificato a luoghi (p. es. area di Monte Porzio, su entrambi i fianchi della valle del Cesano) ampi apparati di conoide alluvionale costituiti da materiali prevalentemente argilloso-limosi. Le ghiaie, analogamente a quelle dei terrazzi più antichi, sono ben arrotondate e con indici d’appiattimento generalmente elevati, alimentate in prevalenza dai termini carbonatici giurassico-cretacici affioranti nei settori più interni dei bacini fluviali.

Affioramenti significativi dei depositi alluvionali di questo sintema si possono osservare lungo la valle del Cesano, nei dintorni di Monte Porzio. Qui si riconosce uno spesso intervallo pelitico basale, già noto in letteratura sia per questo bacino (NESCI *et al.*, 1995., pag. 304) che per gli adiacenti bacini dell’Esino (CALDERONI *et al.*, 1991b) e Metauro (ALESSIO *et al.*, 1987; CALDERONI *et al.*, 1994). Grazie all’abbondanza di resti lignei, a volta radicati, questo intervallo è stato attribuito all’ultimo glaciale (cfr. NESCI *et al.*, 1995) e, in particolare, all’Interstadiale di Hengelo (CALDERONI *et al.*, 1991b). Questo intervallo è troncato superiormente da una superficie d’erosione e ricoperto in discontinuità da ghiaie con intercalati livelli e lenti argilloso-limoso-sabbiose più o meno abbondanti e contenenti spesso resti lignei. Assetto litostratigrafico e caratteristiche dei depositi

sono le stesse descritte in dettaglio e illustrate da CALDERONI *et al.* (1991a, con Figg. 3-5) per il margine occidentale del foglio (area di S. Michele al Fiume e aree più interne). Per la valle del Fiume Cesano, dove gli affioramenti sono più abbondanti e meglio documentati, geometrie deposizionali indicative di sedimentazione in corsi d'acqua a canali intrecciati si associano variamente geometrie indicanti “sviluppo di canali a maggior indice di sinuosità” (NESCI *et al.*, 1995, pag. 300) forse, analogamente a quanto riscontrato nell'alto Esino (CALDERONI *et al.*, 1991b), anastomizzati.

4.4. - SINTEMA DEL FIUME MUSONE (MUS)

Il limite inferiore del sintema è costituito dalla superficie d'erosione che separa i corpi alluvionali, i sedimenti costieri e gli altri depositi dal substrato roccioso e/o dai depositi alluvionali del precedente Sintema di Matelica o, talora, dai depositi di cicli ancora più antichi. I sedimenti alluvionali del sintema in oggetto, tuttavia, poggiano in molti luoghi sulla superficie superiore dei corpi alluvionali terrazzati del Pleistocene superiore (Sintema di Matelica) con confini poco evidenti, non corrispondenti con discontinuità evidenti e, pertanto, non sempre agevolmente identificabili e ricostruibili. In particolare, in certe aree il contatto fra i depositi alluvionali olocenici e quelli pleistocenici non è contraddistinto da chiare evidenze morfologiche, non essendo espresso da scarpate distinte di terrazzi, ma al massimo da blande flessure e, soprattutto in presenza di corpi prevalentemente ghiaiosi, può essere talvolta riconoscibile con difficoltà persino all'affioramento. Un caso particolarmente significativo a tale riguardo, documentato da varie datazioni *radiocarbon* (cfr. CALDERONI *et al.*, 1991a; DELL'AGLIO *et al.*, 2004), si osserva nel tratto del Fiume Cesano compreso fra S. Michele al Fiume e Monte Porzio. Qui sottili corpi alluvionali ghiaioso-sabbiosi del Sintema del Musone (locali età *radiocarbon* fra c.ca 4.250 b.p. e c.ca 600 a.D.) ricoprono in discontinuità sia il substrato che depositi alluvionali ricchi di resti vegetali del Sintema di Matelica (Pleistocene superiore, locali età *radiocarbon* da 32.500 ±1200 b.p. a >44.000 b.p.) senza possedere peraltro particolari riscontri morfologici e, a luoghi, senza particolare evidenza all'affioramento.

Le unità alluvionali possono essere terrazzate o meno e presentano sempre forme di superficie ben preservate o rimodellate quasi esclusivamente dall'azione dei relativi corsi d'acqua. A volte, le forme terrazzate mancano di continuità da monte verso valle a causa di meccanismi genetici del terrazzamento collegati a cause locali (nei casi più comuni, migrazione di anse in graduale approfondimento). Alle quote più elevate sul fondovalle (non oltre 10-15 m), le unità alluvionali, oltre che formare terrazzi minori, possono giacere su superfici inclinate

sino a oltre 10° che raccordano il livello dei terrazzi del sintema di Matelica con il fondovalle (cfr. NESCI & SAVELLI, 1991a). Il sintema del Fiume Musone, comprende anche tutto l'insieme eterogeneo e complesso di eventi di aggradazione e terrazzamento minori che si osserva alle quote più basse al di sopra degli alvei attivi, inclusi i letti di piena ordinaria e le aree golenali, in parte fissate dalla vegetazione e in parte influenzata da interventi antropici.

Sulla base di correlazioni morfologico-stratigrafiche e di varie datazioni disponibili nell'ambito dei bacini considerati, i depositi alluvionali possono essere riferiti all'intero arco dell'Olocene (cfr. COLTORTI, 1991b; NESCI *et al.*, 1995; GUERRERA & TRAMONTANA, 2002; DALL'AGLIO *et al.*, 2004).

L'età dei depositi del Sintema del Fiume Musone è riferibile all'Olocene.

4.4.2. - *Deposito di frana* (MUS_{ala})

Si tratta di depositi generalmente caotici di fango e/o detriti fortemente eterometrici, prodotti da processi di colamento, scorrimento (sia traslativo che rotazionale) e/o da processi complessi o misti. Sul terreno si riconoscono in base a caratteri prettamente morfologici, quali nicchie di distacco, contropendenze, rigonfiamenti e ondulazioni, fessure nel terreno e trincee e altre evidenze di movimenti della superficie del terreno. Spesso le masse caotiche s'alternano o s'affiancano a settori, anche di grandi dimensioni (su superfici di centinaia di metri quadri), costituiti da pacchi di strato traslati e/o ruotati senza che gli stessi abbiano subito importanti deformazioni o siano stati significativamente frantumati dal movimento. Gli accumuli mostrano chiare evidenze di movimento in atto dell'intero corpo o di porzioni significative di esso: gli indizi di movimento sono ricavati dall'osservazione diretta sul terreno di danni alle cose, di lacerazioni tuttora aperte e/o di gradini, contropendenze e altre deformazioni di aspetto fresco. Sono state considerate prove d'attività anche tutti gli elementi ricavati da informazioni d'archivio, dagli abitanti del luogo e anche quegli elementi ottenuti attraverso analisi aerofotogrammetrica indicativi di movimenti in atto o di una particolare freschezza delle forme.

Nei depositi di frana sono compresi anche quelli senza indizi di evoluzione in atto. La differenza risiede nel fatto che gli accumuli sono blandamente rimodellati e le eventuali tracce di movimento osservate sul terreno, anche se a luoghi abbondanti, sono da riferirsi a fenomeni corticali generalmente legati alle scendenti proprietà meccaniche dell'accumulo di frana, ma non implicano un movimento recente dell'intero corpo di frana o di sue porzioni significative. Lacerazioni, gradini, contropendenze o altre deformazioni, ove presenti sono, anche se ben riconoscibili, almeno parzialmente colmate e/o rimodellate.

4.4.3. - *Coltre eluvio-colluviale* (MUS_{b2})

I depositi eluvio-colluviali si sviluppano ovunque, ma presentano estensioni e spessori maggiori alle spalle dei terrazzi alluvionali sui fianchi vallivi e/o in presenza di substrati arenitico-pelitici o arenitici. Sono prodotti dalla concomitante azione del dilavamento e ruscellamento e di movimenti di massa corticali. Sono rappresentati da sedimenti eterometrici, prevalentemente sabbioso-limoso-argillosi con subordinate lenti ghiaiose. Gli spessori dei singoli corpi variano da pochi decimetri (ovviamente, in questi casi i corpi non sono stati cartografati) a oltre 10 metri. Possono essere privi d'evidenti strutture interne o caratterizzati da grossolani accenni a stratificazione e da laminazioni più o meno discontinue, evidenziate da lievi cambiamenti cromatici e/o dalla presenza di granulometrie e/o tessiture lievemente diverse. In presenza di litotipi arenacei, questi depositi contengono spesso quantità subordinate di clasti angolari da millimetrici a centimetrici; nei corpi che si sviluppano sulle scarpate fra terrazzi alluvionali, si osservano in genere subordinate lenti ghiaiose, con ciottoli fluviali arrotondati derivanti dallo smantellamento delle coltri alluvionali retrostanti. In molti casi i colluvi ricoprono o si associano a depositi di frana, obliterandoli in modo più o meno marcato o alternandosi a essi senza che né l'uno né l'altro risulti nettamente delimitabile.

Nonostante che, salvo eccezioni, questi depositi siano stati ascritti in toto al Sintema del Fiume Musone, la loro età è sempre piuttosto difficile da definire, a causa della generale assenza di elementi utili per correlazioni e attribuzioni cronologiche. Per quanto riguarda i corpi più sottili e meno estesi, si tratta quasi sempre di sedimenti dell'Olocene più o meno recente e spesso tuttora in evoluzione. Tuttavia, come documentato nel vicino F 279 "Urbino" sulla base di alcune datazioni radiometriche, molti fra i depositi colluviali più spessi sono attribuibili al Pleistocene superiore (Sintema di Matelica) nelle loro porzioni inferiori o intermedio-inferiori e all'Olocene nelle porzioni più superficiali, in molti casi tuttora in evoluzione. In mancanza di elementi utili a una loro più precisa collocazione cronologica, si è comunque tenuto conto dell'età della porzione più superficiale di detti corpi, ascrivendoli pertanto al Sintema del Fiume Musone.

4.4.4. - *Depositi alluvionali terrazzati* (MUS_{bn})

Al Sintema del Fiume Musone (Olocene) appartiene l'insieme dei sedimenti alluvionali terrazzati e non, affioranti in modo discontinuo in prossimità dell'alveo e formati durante la reincisione dei depositi alluvionali del Pleistocene. Il Sintema del Fiume Musone comprende quindi i depositi alluvionali tradizionalmente attribuiti al 4° ordine dei terrazzi. Le superfici dei terrazzi, ove presenti, sono distribuite a quote sempre inferiori ai 10-15 m al di sopra dell'alveo attuale

e sono riferibili a una serie complessa e diacrona di fasi minori oloceniche di terrazzamento (cfr. NESCI & SAVELLI, 1990, 1991a, 1991b).

Lungo i fiumi Metauro e Cesano, i depositi sono rappresentati da ghiaie anche molto grossolane e notevolmente eterometriche intercalate a livelli sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi o argilloso-sabbiosi, questi ultimi più frequenti verso l'alto. Lungo questi due principali fiumi, i depositi alluvionali appartenenti a questo sintema, rappresentano spesso depositi di barra di meandro e di esondazione di canali con sinuosità relativamente elevata. Lungo il Fiume Nevola e lungo il tratto più interno del Fiume Misa si osservano litologie ghiaioso-sabbiose, mentre verso l'area di foce del Fiume Misa divengono predominanti limi e argille. Lungo tutti i corsi d'acqua minori i depositi alluvionali sono prevalentemente argilloso-limoso-sabbiosi. I depositi fini dei tributari, inoltre, spesso si estendono nella valle principale, talora formando conoidi alluvionali e/o ricoprendo per vaste superfici, a luoghi in apparente continuità, i depositi del precedente Sintema di Matelica.

Lo spessore complessivo del materasso alluvionale olocenico va da meno di 2-3 m (aree più interne e tributari) a oltre 20 m, tendendo in linea generale ad aumentare man mano che ci si sposta verso la foce come effetto della risalita olocenica del livello marino.

4.4.5. - *Depositi alluvionali attuali (MUS_b)*

Sono i depositi che si trovano all'interno del letto di magra o, occasionalmente, all'interno del letto di piena ordinaria dei corsi d'acqua principali. Si tratta prevalentemente di ghiaie e sabbie con lenti sabbioso-limoso-argillose, ad eccezione del basso corso del Fiume Misa, dove si osservano facies prevalentemente argilloso-limose, probabilmente a causa di una forte alimentazione dalle aree di affioramento dei terreni pelitici della successione marina plio-pleistocenica. Lo spessore è sempre piuttosto esiguo, non superiore ai 2-3 metri.

4.4.6. - *Depositi di spiaggia antica (MUSg_{2b})*

Occupano l'intera fascia costiera per un'ampiezza che raggiunge circa 1 km. Dal punto di vista morfologico corrispondono a un'ampia piana caratterizzata da una blandissima inclinazione verso mare e interrotta a luoghi da gradini per lo più modesti. Fra questi, fa eccezione una falesia inattiva, di 5-7 m di altezza massima che corre parallelamente alla costa a circa 200-400 m di distanza da essa. La falesia in oggetto non è continua e si sviluppa maggiormente a cavallo delle aree di foce dei fiumi Cesano e Metauro, quest'ultimo ricadente nel limitrofo F 269 "Fano". A sud-est della foce del Cesano, sembra arretrare in posizione molto più interna, descrivendo l'ampio "golfo" già illustrato in COLTORTI (1991a e 1991b).

Analoghe rientranze sembrano essere descritte da scarpate minori nel settore compreso fra le foci dei fiumi Metauro e Cesano. Sulla base di considerazioni morfologiche e di dati storici, alla falesia in oggetto è stata attribuita una “età romana” (cfr. COLTORTI, 1991a; ELMI *et al.*, 1994). La falesia in oggetto, si interrompe in corrispondenza della foce del Fiume Cesano, dove si fonde con scarpate fluviali che per alcuni chilometri rientrano verso monte (cfr. COLTORTI, 1997a).

La falesia si interrompe anche in corrispondenza della foce del Torrente Arzilla (v. F 269 “Fano”), dove fra l’attuale porto di Fano e la foce stessa è “sostituita” dal bordo esterno del paleomeandro di un antico tracciato dello stesso Arzilla.

Sabbie e subordinate ghiaie d’ambiente litorale si possono osservare in affioramento unicamente alle spalle dell’abitato di Cesano, sul fronte di un vecchio sbancamento che intacca in profondità il terrazzo bordato dalla falesia sopra descritta. Va notato che la superficie di questo terrazzo si fonde lateralmente, con apparente continuità, con la parte terminale della piana alluvionale terrazzata del Fiume Cesano, qui attribuibile a un Pleistocene superiore-Olocene antico *p.p.* (cfr. CALDERONI *et al.*, 2007), ponendo comunque alcuni problemi interpretativi circa i rapporti stratigrafici e genesi dei depositi. Altri affioramenti in corrispondenza della falesia sopra citata o alle spalle di essa sono stati osservati nella cava presso l’area di foce del Fiume Metauro (F 269 “Fano”), dove però sono state riconosciute solo facies alluvionali poggianti sui limi cui competono le età *radio-carbon* non calibrate di 10.700 *B.P.* più sopra citate.

Fatta eccezione per i casi sopra descritti, la fascia costiera manca quasi completamente di affioramenti. Tuttavia, dati di sondaggio e osservazioni di superficie rivelano una litologia composita, con ghiaie e sabbie variamente associate a limi e argille, a luoghi con livelli torbosi. I sedimenti della fascia costiera più esterna, si sono depositati in ambienti di sedimentazione vari, da cordoni litorali, a dune e stagni costieri, fino a piccoli corpi alluvionali intercalati ai depositi di cui sopra. Antiche bonifiche e l’attuale antropizzazione hanno cancellato questi ambienti, oggi non più riconoscibili sulla sola base d’indagini geologiche di superficie, ma identificabili sulla base sia della documentazione storica, che dei dati di sotto-suolo. In particolare, ambienti costieri costituiti da sistemi di spiaggia-duna-stagni/paludi e piccoli corsi d’acqua provenienti dalle aree retrostanti la falesia, sono ben noti dalla documentazione storica e sono sopravvissuti fino al XIX secolo.

4.4.7. - *Depositi di spiaggia (MUSg_{2a})*

L’attuale spiaggia è costituita da sabbie e ghiaie, variamente distribuite lungo il litorale, che rappresentano l’elaborazione da parte del moto ondoso dei sedimenti portati come carico di fondo dai fiumi. Verso l’interno, l’attuale spiaggia è “confinata” da strutture antropiche di vario genere che, almeno in parte, si appoggiano sulla retrospiaggia o su vecchie dune costiere.

4.5 - SISTEMA DEPOSIZIONALE DI STAZIONAMENTO ALTO DEL LIVELLO DEL MARE (HST)

Nella carta principale i depositi di HST sono rappresentati in due unità distinte.

4.5.1.- *Depositi di spiaggia sommersa (g8)*

Costituiti da sabbie da fini, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina*

4.5.1.- *Depositi di transizione alla piattaforma, prisma litorale (g11)*

Costituiti da silt medio e grossolano intercalato a livelli di sabbia fine negati vada centimetrici a decimetrici a base netta;

I depositi di spiaggia sottomarina (**g8**) si estendono lungo una fascia parallela alla costa. I depositi di transizione al prodelta (**g11**) sono caratterizzati da diffuse impregnazioni di gas che raggiungono la profondità minima (pochi metri) sotto il fondo, in corrispondenza della rottura di pendenza del clinoforme. Analisi geochimiche dei campioni prelevati in quest'area dimostrano che il gas che impregna i sedimenti superficiali è biogenico e dovuto al decadimento dell'abbondante materia organica portata dai fiumi (ORANGE *et alii*, 2005).

La direzione di trasporto dominante è verso SE con una componente verso il bacino rinforzata durante gli eventi di tempesta che contribuisce anche al trasporto di sedimento attraverso l'unità g11 e verso mare.

PROGETTO

CARG

V - GEOLOGIA MARINA

1. - INTRODUZIONE

Il Foglio 281 Senigallia, a scala 1:50.000, comprende nel quadrante NE un'area marina che è stata cartografata seguendo le indicazioni fornite dalle linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine dei fogli CARG (AA.VV., 2009). La carta mette in luce le caratteristiche principali dei depositi superficiali quali l'età, la composizione granulometrica, il contenuto faunistico e il contesto ambientale fino ad una profondità di circa 20 m.

Nell'area affiora soltanto la porzione più prossimale del cuneo di stazionamento alto olocenico (*HST*), che è un prisma di sedimento fine esteso a tutto l'Adriatico (CATTANEO *et alii*, 2003) e composto da sotto-unità progradazionali che possono essere definite in base a dati sismo-stratigrafici e carotaggi che mettono in evidenza variazioni del contenuto faunistico, della composizione magnetica e dell'età dei sedimenti (OLDFIELD *et alii*, 2003; CATTANEO *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008; VIGLIOTTI *et alii*, 2008).

2. - METODI DI INDAGINE

I rilievi eseguiti hanno permesso di ricostruire in dettaglio la batimetria (con linee di livello a 1 m) e l'assetto sismo-stratigrafico dell'area, dalla zona costiera

fino al limite del foglio verso mare. E' stato inoltre possibile rappresentare la distribuzione della granulometria dei sedimenti superficiali all'interno del foglio e definire le principali biocenosi che caratterizzano i depositi a fondo mare.

2.1. - POSIZIONAMENTO

Tutti i dati geofisici e le stazioni di campionatura sono stati posizionati mediante GPS differenziale. Nell'esecuzione dei rilievi sottocosta si è dovuto tenere conto di alcune limitazioni alla navigazione dovute alla presenza di aree di attività estrattiva e di coltivazione di mitili.

2.2. - BATIMETRIA

La carta batimetrica, che riporta isobate spaziate di 1 m su tutta l'area, è derivata dall'integrazione di dati provenienti da tre tipi di rilievi: 1) rilievo dell'Istituto Idrografico della Marina (IIM) a profondità inferiori a circa 10 m; 2) rilievo con ecoscandaglio a fascio singolo (*singlebeam*) tramite Echosounder DESO 20 lungo tutti i profili sismici distribuiti all'interno del foglio a profondità maggiori di 10 m; 3) rilievo ex novo della Regione Marche con ecoscandaglio a fascio singolo (*singlebeam*) del tipo Honeywell Elac LAZ-4700 su tutta l'estensione del Foglio e fino a pochi metri di profondità sottocosta (tipicamente 4-6 m) lungo le rotte dei profili CHIRP sonar. I dati acquisiti attraverso i vari rilievi hanno permesso la costruzione di una griglia regolare da cui sono state interpolate le curve batimetriche ogni metro.

2.3. - STRATIGRAFIA SISMICA

I rilievi sismo-stratigrafici eseguiti dalla Regione Marche nell'area del Foglio 281 Senigallia sono stati pianificati tenendo conto di tutti i dati geofisici e di campionatura acquisiti da ISMAR e utilizzati nella cartografia del Foglio NK33-1/2 Ancona, a scala 1:250.000 (TRINCARDI *et alii*, in stampa) acquisiti durante le campagne CM95, AN97, COSTA 2002. L'elaborazione della carta geologica si basa quindi sull'interpretazione di circa 60 km di profili sismici ad altissima risoluzione (CHIRP sonar Benthos a 16 trasduttori), e di 68 km di nuova acquisizione tramite CHIRP sonar (campagna RM08) a 2 trasduttori a traino (fig. 14). Il rilievo ex novo ha permesso di migliorare la copertura ottenuta con i rilievi precedenti e migliorare le correlazioni dei riflettori sismici.

La fascia prossima alla costa, del Foglio 281 Senigallia, è caratterizzata da locali impregnazioni di gas biogenico nei primi metri di sedimento (GARCIA-GAR-

CIA *et alii*, 2007; CATTANEO *et alii*, 2007), che tuttavia non limitano la penetrazione del segnale sismico e la correlazione dei riflettori in alcune aree. I nuovi profili acquisiti in acque basse e sottocosta sono distribuiti in modo da:

- 1) fornire una definizione dettagliata della chiusura verso terra delle unità stratigrafiche tardo-oloceniche;
- 2) stabilire correlazioni dei principali riflettori guida parallelamente alle isobate;
- 3) definire cambiamenti di facies sismica all'interno delle principali unità riconosciute.

2.4. - CAMPIONATURA

Il tratto di mare Adriatico rappresentato nel Foglio 281 Senigallia è stato indagato attraverso l'analisi e la correlazione di 2 carotaggi del fondo acquisiti utilizzando sistemi di campionatura a vibrazione. Sono stati inoltre raccolti 8

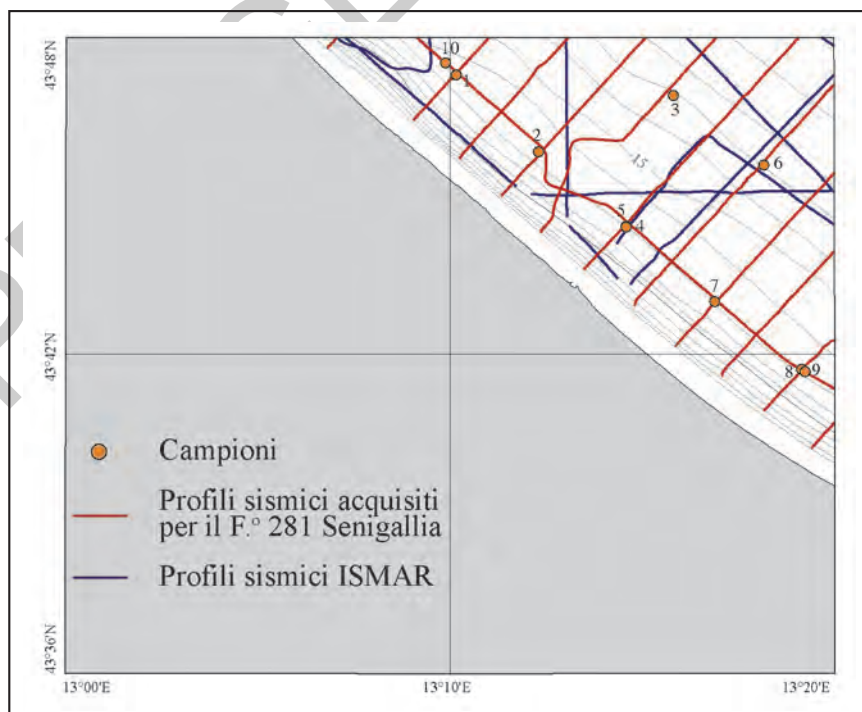


Fig. 14 - Campioni e linee sismiche CHIRP sonar nel Foglio 281 Senigallia. In blu i profili acquisiti da ISMAR nell'ambito di progetti precedenti ed utilizzate nel Progetto CARG della Cartografia Geologica dei Mari Italiani, a scala 1:250.000, in rosso i profili CHIRP sonar acquisiti dalla Regione Marche per il Foglio 281 Senigallia.

campioni superficiali tramite benna da 15 litri. A questi campioni si aggiungono carotaggi a pistone e a gravità, localizzati oltre i limiti del foglio, già inseriti nel progetto Cartografia Geologica dei Mari Italiani del Foglio NK33-1/2 Ancona, a scala 1:250.000, che sono stati utilizzati come controllo stratigrafico di unità più vecchie non raggiungibili da carotaggi nell'area del Foglio 281 Senigallia.

2.5. - ANALISI GRANULOMETRICHE

Le analisi granulometriche sono state eseguite su 8 campioni, prelevati all'interno del Foglio 281 Senigallia, tramite setacciatura per la frazione più grossolana ($> 63 \mu\text{m}$) e tramite sedigrafo a raggi X per la frazione fine ($< 63 \mu\text{m}$). I dati relativi alla frazione sottile, con quelli desunti dalla setacciatura, sono stati integrati ed elaborati tramite GRADISTAT (BLOTT & PYE, 2001) allo scopo di costruire le curve di distribuzione granulometrica (istogramma di frequenza semplice e curva cumulativa) e di calcolare i relativi parametri statistici secondo FOLK & WARD (1957).

I campioni sono stati suddivisi in classi granulometriche riferibili alla classificazione tipica (sabbie, silt, argilla), secondo la scala di WENTWORTH (1922) e sono stati classificati in base al diagramma ternario sabbia-limo-argilla di FOLK (1954) ed è stata derivata una carta delle granulometrie superficiali dei sedimenti tramite interpolazione secondo metodo Kriging combinato con IDW (*inverse distance weighting*).

2.6. - ANALISI PALEONTOLOGICHE

L'area del foglio 281 Senigallia non si presta all'analisi micropaleontologica essendo dominata da ambiente di mare basso e da depositi prevalentemente sabbiosi e sterili; l'inquadramento stratigrafico dei depositi olocenici è tuttavia possibile grazie alla correlazione sismostratigrafica verso depositi a profondità maggiore e in particolare alla carota AN97-2 descritta nel Foglio 269 Fano.

3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO ADRIATICO

Il bacino adriatico comprende la più estesa piattaforma epicontinentale del Mediterraneo. Questa piattaforma presenta la massima estensione a nord della Depressione Medio Adriatica (MAD), un piccolo bacino di scarpata profondo circa 250 m e localizzato al largo di Pescara (TRINCARDI *et alii*, 1994). La piattaforma continentale adriatica, dalla regione Marche a nord, è stata soggetta ad

esposizione subaerea durante l'ultima glaciazione, quando era occupata da un ambiente di piana alluvionale. Dopo il massimo glaciale e fino a circa 5.500 anni fa, il livello del mare globale si è innalzato di circa 120 m sommergendo l'Adriatico settentrionale (CATTANEO & TRINCARDI, 1999). Durante il successivo stazionamento alto del livello del mare, che si è protratto fino ad oggi, l'area è stata caratterizzata dalla deposizione di un prisma sedimentario clinostratificato fangoso, disposto parallelamente alla costa occidentale del bacino (CATTANEO *et alii*, 2004b). Questo deposito raggiunge uno spessore di 30 m nell'area del Gargano ed è caratterizzato da una porzione prossimale poco profonda e poco pendente verso mare (*topset*), fino al ciglio deposizionale che marca la transizione al fronte deposizionale (*foreset*), con pendenza media di circa 1°. A mare di questo elemento deposizionale si trova la parte distale del sistema (*bottomset*), dove la velocità di sedimentazione diminuisce per la distanza degli apporti e per l'effetto di correnti di fondo che si muovono parallelamente alle isobate da NO a SE (CATTANEO *et alii*, 2007).

La porzione marina del Foglio 281 Senigallia raggiunge la profondità di circa 20 m nel suo vertice di NE e non raggiunge la transizione al *foreset* del cuneo progradazionale tardo-olocenico. In quest'area il cuneo progradazionale non supera i 10 m di spessore ed è allungato parallelamente alla costa come nel resto del bacino adriatico.

4. - STRATIGRAFIA

Le unità litologiche rappresentate nella parte marina del Foglio 281 Senigallia costituiscono le facies tipiche degli ambienti che oggi caratterizzano il sistema di alto stazionamento (*HST*). Attraverso la stratigrafia sequenziale è stato possibile riconoscere le superfici di discontinuità che delimitano alla base e al tetto corpi litoidi tridimensionali; questo approccio consente di rappresentare i corpi deposizionali in base alla loro reciproca posizione stratigrafica.

4.1. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria presente nell'area del Foglio 281 Senigallia, composta da *systems tract* delimitati da superfici individuabili attraverso la sismica a riflessione, è compresa nei piani Tirreniano *p.p.* e Versiliano. In quest'area i depositi riferibili al piano Tirreniano *p.p.* comprendono parte della fase di caduta del l.m. e l'acme glaciale (stadi isotopici 3, 2) e subaffiorano nella porzione nordorientale del foglio. Il piano Tirreniano è oggetto di proposta di revisione (CITA & CASTRADORI, 1995; ASIOLI *et alii*, 2005); in attesa di decisioni

ufficiali da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia ci si attiene qui alle suddivisioni cronostratigrafiche in uso. L'ultima risalita del l.m. comprende gli stadi isotopici 2 *p.p.* e 1 *p.p.*; il Versiliano comprende la parte finale della risalita e lo stazionamento alto del livello del mare (stadio isotopico 1 *p.p.*). I depositi di stazionamento alto e parte di quelli trasgressivi sono dunque compresi nello stadio isotopico 1. Il limite Pleistocene-Olocene (11,5 ka BP, età calibrata) cade circa a metà della fase di risalita del livello del mare (fig. 15) e approssima la parte finale dell'evento freddo dello *Younger Dryas*.

Alla base dei depositi di stazionamento alto, la superficie di massima inondazione (*maximum flooding surface*; mfs), corrisponde ad un intervallo condensato caratterizzato dalla presenza di molluschi (soprattutto ostreae) (CORREGGIARI *et alii*, 2001); nella maggior parte del bacino adriatico questa superficie approssima la scomparsa (*last occurrence*) del foraminifero planctonico *Globorotalia inflata* (ASIOLI *et alii*, 1996; OLDFIELD *et alii*, 2003; PIVA *et alii*, 2008).

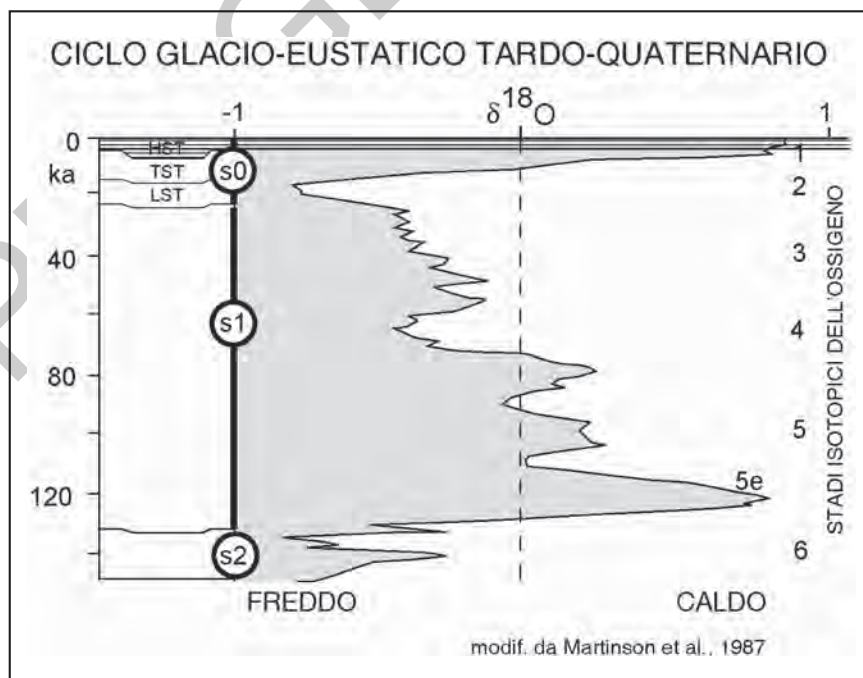


Fig. 15 - Schema dei rapporti stratigrafici lungo il margine appenninico che illustra la posizione dei depositi tardo-olocenici affioranti nel Foglio 281 Senigallia (area tratteggiata orizzontale). I vari systems tract della sequenza tardo-quadernaria (s0) sono riferiti alla curva isotopica dell'intero ciclo glacio-interglaciale degli ultimi 130 ka.

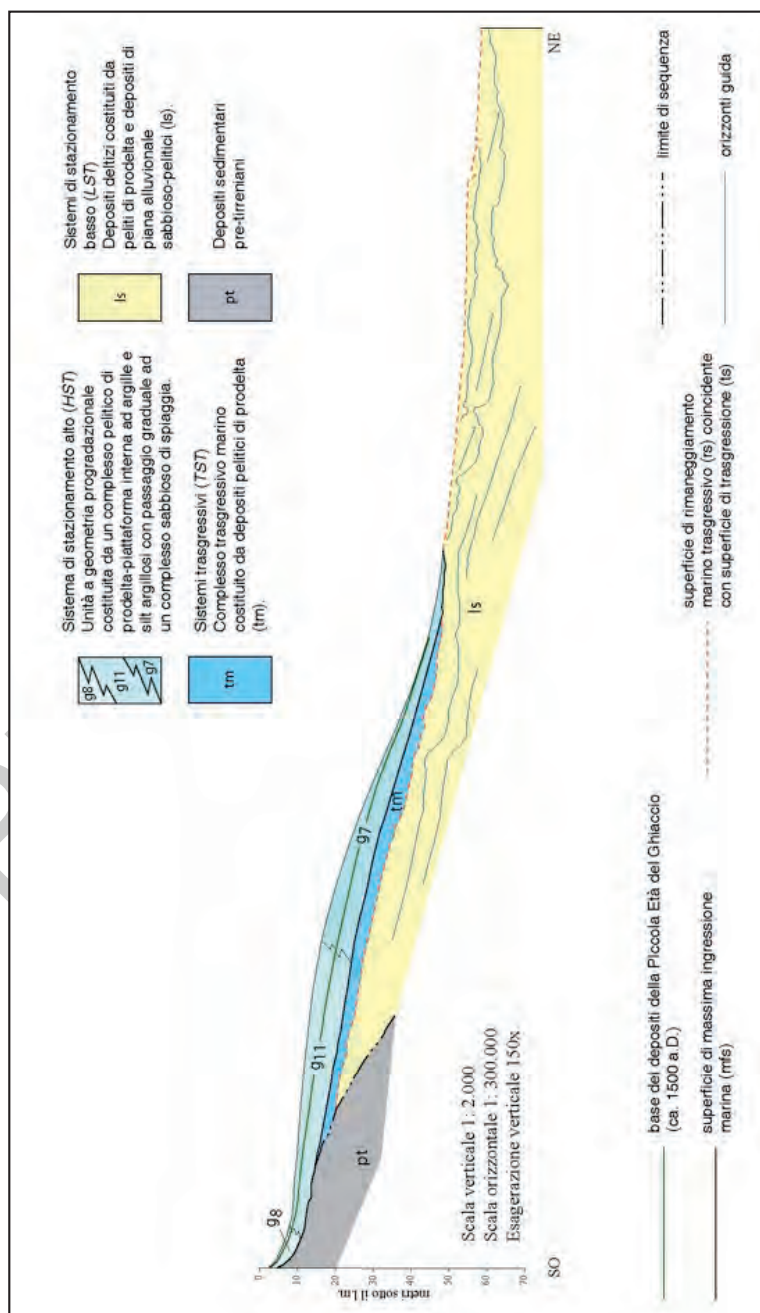


Fig. 16 - Schema dei rapporti stratigrafici tra systems tract. I depositi di stazionamento basso (LST) sono costituiti da depositi di piena alluvionale. I depositi trasgressivi (TST) sono di ambiente marino e si presentano piano-paralleli in onlap verso terra. Localmente, sono presenti depositi trasgressivi di ambiente costiero sabbioso-ghiaiosi. I depositi di stazionamento alto (HST) sono organizzati in un cuneo progradazionale subacqueo con ciglio deposizionale a circa 20 m.

4.1.1. - *Sistema di stazionamento alto (HST)*

Nella porzione marina del Foglio 281 Senigallia affiora la porzione prossimale del sistema deposizionale di stazionamento alto olocenico (*HST*), con geometria tabulare, costituito da un complesso pelitico ad argille e silt argillosi, che passa gradualmente a un complesso sabbioso di spiaggia sommersa.

I profili sismici ad altissima risoluzione acquisiti parallelamente alla costa, accompagnati dalla correlazione di carote tramite misura della suscettività magnetica, mettono in luce la natura composita del cuneo di stazionamento alto, influenzato dalla presenza di apporti fluviali di diverso calibro, posizione e regime idrologico (CATTANEO *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008; VIGLIOTTI *et alii*, 2008). La superficie di massima inondazione (mfs) e le suddivisioni interne all'unità di stazionamento alto sono correlabili a scala di bacino (PIVA *et alii*, 2008). La scomparsa di *G. sacculifer* marca la base dell'intervallo della Piccola Età del Ghiaccio. All'interno di questo intervallo due picchi di abbondanza del foraminifero bentonico *V. complanata* marcano gli intervalli più freddi e di maggior apporto fluviale (PIVA *et alii*, 2008).

4.1.2. - *Correlazione tra carotaggi e profili sismici*

Le figure 17 e 18 riportano su profili sismici le informazioni litologiche da due carotaggi in posizione prossimale (carote RM115 ed RM116, rispettivamente) nel Foglio 281 Senigallia. In entrambi i casi la deposizione sopra i depositi di stazionamento basso (*LST*) è stata condensata e le superfici di trasgressione (ts) e massima inondazione (mfs) coincidono. La carota RM115 attraversa l'unità più recente (ultimi 500 anni) all'interno dei depositi di *HST*, caratterizzata da valore molto basso e uniforme di suscettività magnetica dei sedimenti ed organizzata in livelli centimetrici di sabbie fini sterili a base netta. La carota RM116 presenta facies simili entro i depositi di *HST* ed ha raggiunto, sotto la superficie mfs, un deposito ghiaioso con ciottoli embriciati e alcuni molluschi, attribuito ad una spiaggia grossolana formatasi durante la risalita di livello del mare.

4.2. - BIOSTRATIGRAFIA

Per lo studio micropaleontologico dei sedimenti dell'Adriatico si fa riferimento alle informazioni sull'ecologia di foraminiferi disponibili in letteratura (si veda per una sintesi MURRAY, 2006 e SEN GUPTA, 1999) oltre che ad alcuni modelli: quello di JORISSEN (1987, 1988), per la distribuzione dei foraminiferi bentonici attuali in Adriatico, e quello di VAN DER ZWAAN & JORISSEN (1991), per le associazioni bentoniche caratteristiche di piattaforme a sedimentazione fine (come la moderna "fascia dei limi" adriatica). In base al modello di distribuzione di JORISSEN (1987, 1988) la biofacies dominante, tipica degli ambienti a profondità minori di 20-25 m, dove i

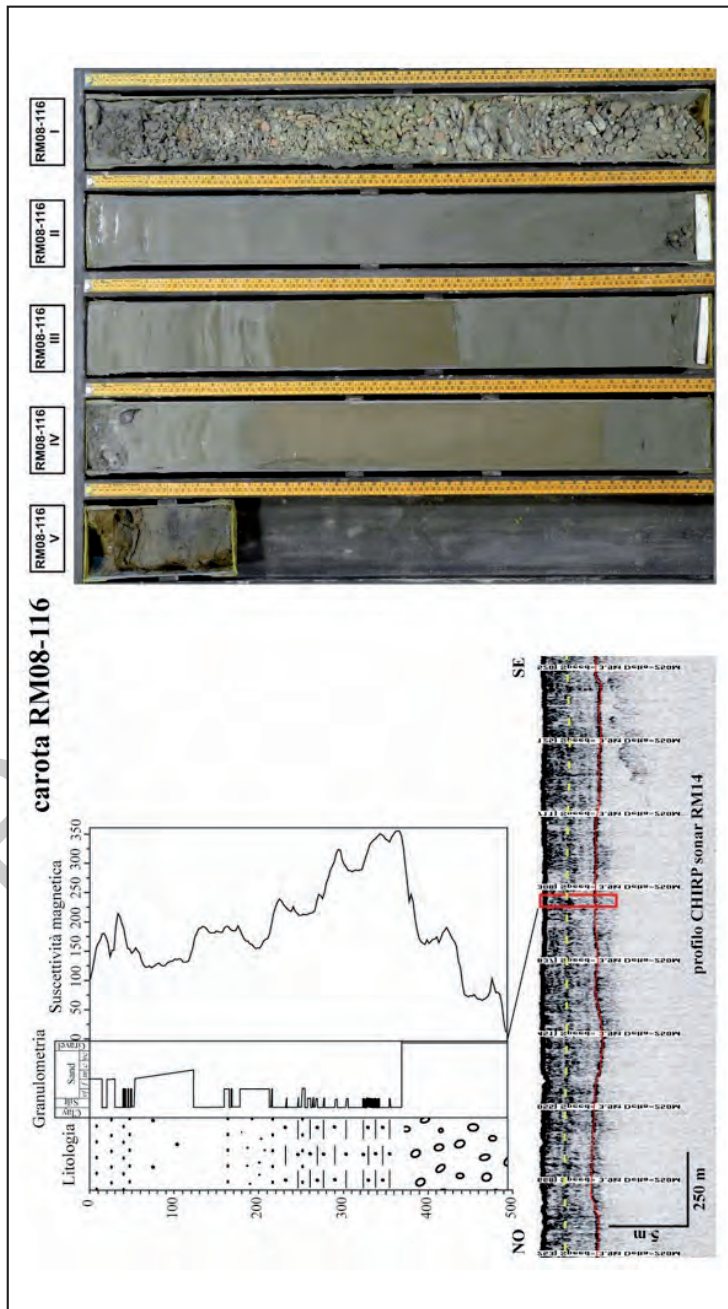


Fig 18 - Carota RM08-116, posizionata sul profilo CHIRP sonar RM14 parallelo a costa, che attraversa la superficie condensata (linea rossa) corrispondente alla mfs e rs coincidenti al tetto di depositi trasgressivi costieri ciottolosi. I depositi di spiaggia alla base della carota sono costituiti da ciottoli prevalentemente appiattiti ed embriciati con litologie tipiche delle formazioni mesozoiche drenate dai fiumi appenninici in quest'area. I depositi di stazionamento alto soprastanti sono caratterizzati da livelli sabbiosi fini a base netta prevalentemente sterili. Linea gialla: base dei depositi della Piccola Età del Ghiaccio. Carota e profilo sono ubicati in figura 17.

sedimenti sono più grossolani ed è generalmente minore il contenuto in sostanza organica, è caratterizzata da *Ammonia beccarii*, *Ammonia perlucida*, *Ammonia beccarii tepida*, *Elphidium crispum*, *Elphidium gr. granosum*.

Per ulteriori informazioni sulla distribuzione attuale dei foraminiferi nell'Adriatico si veda anche D'ONOFRIO (1969), JORISSEN *et alii* (1992), BARMAWI-DJAJA *et alii* (1992), DONNICI & SERANDREI BARBERO (2002). La figura 19 riporta la posizione della carota AN97-2 in relazione ad altre carote studiate. La carota permette una correlazione con altre carote attraverso depositi della stessa età in tutto il bacino adriatico e permette di individuare con sicurezza la base dei depositi di *HST* (scomparsa di *Globorotalia inflata*) e dei depositi degli ultimi 500 anni circa (scomparsa di *Globigerinoides sacculifer*).

4.2.1. - Cronologia

I bioeventi principali utilizzati per definire la stratigrafia dei depositi olocenici non sono definibili nell'area del Foglio 281 Senigallia, perché troppo poco profonda e priva di foraminiferi planctonici. Tuttavia, in base alla stratigrafia sismica possono però essere correlate fino all'area del foglio le informazioni biostratigrafiche provenienti da carote a maggiore profondità verso est. Tra queste, la *Last Occurrence* (LO) di *G. inflata* a circa 6 ka B.P., che approssima la posizione della superficie di massimo annegamento (TRINCARDI *et alii*, 1996), e la LO di *G. sacculifer* a circa 550 anni BP, che approssima la base della Piccola Età del Ghiaccio (PIVA *et alii*, 2008).

Sul versante italiano della fascia dei limi è possibile riconoscere sulla base dell'associazione a foraminiferi bentonici alcuni eventi in carote tra loro distanti anche centinaia di chilometri tra cui, per esempio, i due picchi di frequenza di *V. complanata* quali possibile espressione delle due fasi più severe della Piccola Età del Ghiaccio (ASIOLI & PIVA, 2000; OLDFIELD *et alii*, 2003, PIVA *et alii*, 2008). I picchi di frequenza di *V. complanata* registrano le fasi principali della Piccola Età del Ghiaccio (Fig. 20).

4.3. - ANALISI MACROFAUNISTICHE

I campioni più superficiali, caratterizzati da una maggiore componente sabbiosa, sono dominati dai bivalvi infaunali superficiali *Chamelea gallina* e *Spisula subtruncata*. I campioni studiati in profondità provengono dalle carote RM08-115, RM08-116. Per ciascuna carota, sono stati prelevati campioni lavati su batterie di setacci da 1,00 mm, 0,5 mm e 0,063 mm.

I depositi campionati, prevalentemente sabbie pelitiche, sono caratterizzati da biosomi e bioclasti pertinenti ad associazioni tassonomicamente poco strutturate, composte da molluschi infaunali e semi-infaunali prevalentemente

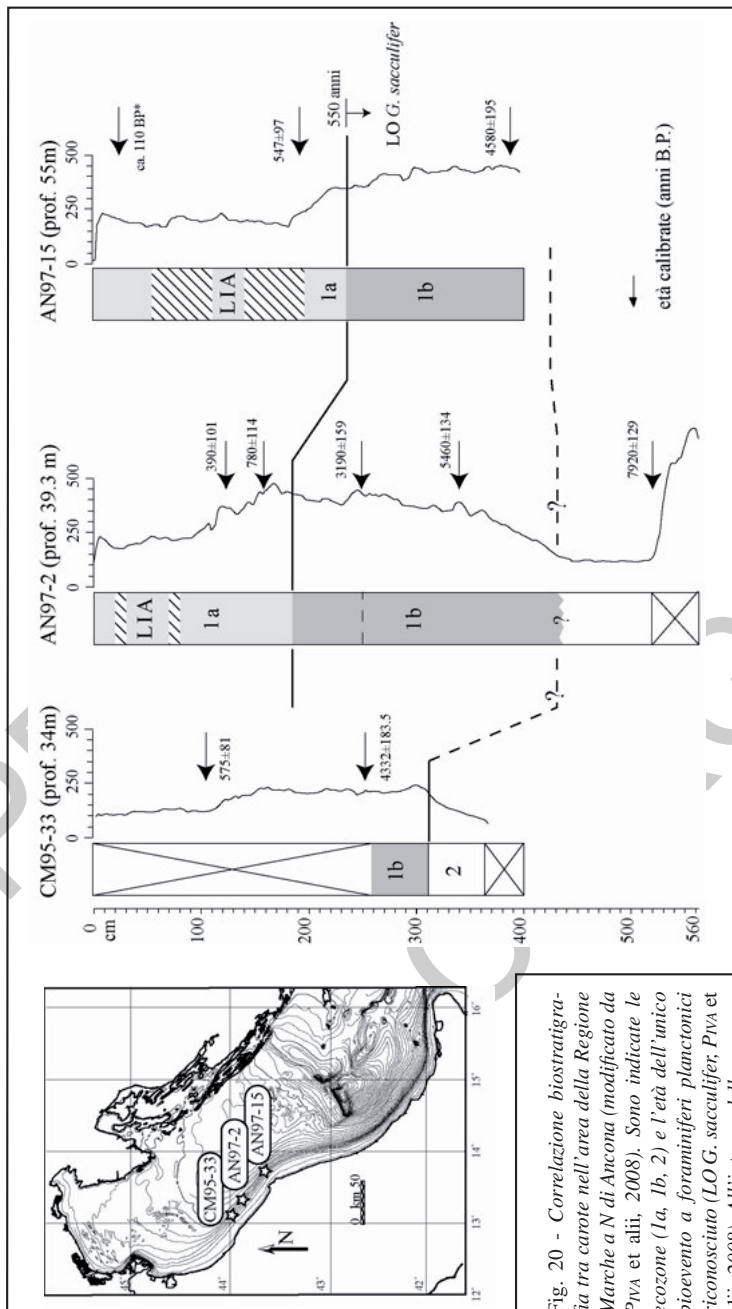


Fig. 20 - Correlazione biostratigrafica tra carote nell'area della Regione Marche a N di Ancona (modificato da PIVA et alii, 2008). Sono indicate le ecozone (1a, 1b, 2) e l'età dell'unico bioevento a foraminiferi planctonici riconosciuto (LO G. sacculifer; PIVA et alii, 2008). All'interno della ecozona 1a è evidenziato con righe oblique l'aumento di frequenza di *V. complanata* riconducibile alle fasi più severe della Piccola Età del Ghiaccio (LIA). Per ciascuna carota è anche riportata la suscettività magnetica (Unità 106 SJ). Le età 14C AMS calibrate provengono da CORREGGIARI et alii (2001) per le carote AN97-2 e AN97-15 e dalle Note Illustrative Foglio NK33-1/2 ANCONA (in stampa) per la carota CM95-33. L'età marcata con * in AN97-15 è una stima basata sul profilo del 210Pb (PIVA et alii, 2008). Il passaggio tra ecozona 2 e 1b nella carota CM95-33 è basato sulle variazioni di frequenza dei foraminiferi bentonici e di abbondanza totale, non essendo stata trovata *G. inflata* (Note Illustrative Foglio NK33-1/2 ANCONA, in stampa).

filtratori e detritivori-depositivori quasi sempre dominate dal gasteropode *Turritella communis* e dal bivalve *Corbula gibba*, seguono con basse frequenze lo scafopode *Antalis inaequicostata* e il bivalve ectoparassita *Kurtiella bidentata*, seguiti dai bivalvi *Nuculana pella* e *Nucula nitidosa* e gasteropodi predatori e necrofagi come *Acteon tornatilis*, *Nassarius pygmaeus* e *Euspira fusca*. In questi depositi sono frequenti i frammenti di echinidi spatangoidi. Queste associazioni faunistiche sono indicative di ambienti deposizionali relativamente instabili ad elevata energia, sottoposti a frequenti apporti continentali.

La carota RM08-116 mostra, ad una profondità di circa 3 m e per uno spessore di ~1 m, depositi costituiti prevalentemente da ciottoli di dimensioni sub-centimetriche fino a centimetriche (~5 cm) infangati e parzialmente embriciati. Sono presenti all'interno dei fanghi rare *Turritella communis*, coerenti con ambienti deposizionali fangosi. I depositi di ciottoli mostrano una certa organizzazione interna alternando livelli centimetrici di ciottoli fini a livelli di ciottoli più grossolani; la correlazione sismostratigrafica permette di attribuire questo deposito ad un'unità di depositi trasgressivi costieri accumulati in un'area influenzata da apporto fluviale grossolano o da una piccola falesia, successivamente smantellata dal procedere della risalita eustatica.

4.4. - STIMA DEI TASSI DI SEDIMENTAZIONE MEDIANTE ^{210}Pb

Il ^{210}Pb ($t_{1/2} = 22.3$ anni) è stato ampiamente utilizzato negli ultimi 40 anni come tracciante di processi sedimentari in ambiente acquatico su una scala temporale di 100-150 anni. Non è stato possibile ottenere una stima dei tassi di sedimentazione nell'area del foglio 281 Senigallia perché i depositi superficiali sono troppo sabbiosi e di provenienza continentale e, di conseguenza, l'attività del ^{210}Pb non è misurabile. Questo fatto caratterizza la fascia del *topset* del cuneo olocenico in molte aree dell'Adriatico (FRIGNANI *et alii*, 2005 e PALINKAS e NITTROUER, 2007). Questo dato permette di considerare l'area come un'area di sostanziale *bypass* dei sedimenti più fini.

4.5. - ANALISI SEDIMENTOLOGICA DEI DEPOSITI

Le analisi granulometriche condotte su 8 campioni superficiali permettono di individuare tre fasce principali con orientamento sub-parallelo alle isobate e granulometria decrescente da terra verso mare (Fig. 21).

I campioni del Foglio 281 Senigallia mettono in evidenza depositi di sabbia cernita in ambiente di spiaggia sommersa e transizione, verso mare fino a circa 10-11 m di profondità, e limoso sabbiosi fino a 15 m di profondità. A profondità ancora maggiori prevalgono i limi. I limiti tra le fasce sono paralleli alla costa.

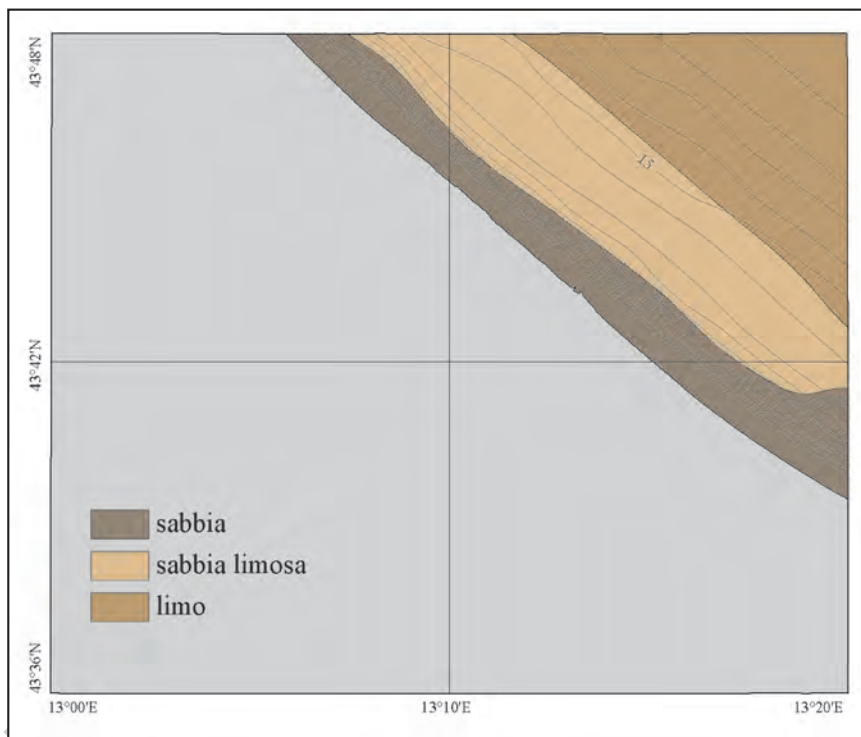


Fig. 21 - Carta granulometrica del Foglio 281 Senigallia con andamento delle distribuzioni granulometriche sub-parallelo alla costa.

5. - SEZIONI GEOLOGICHE

La sezione geologica schematica, riportata in carta, documenta l'immersione verso mare dei depositi pre-tirreniani (pt) e la chiusura verso terra, dei depositi di stazionamento basso (in giallo e più in basso) e trasgressivi (tm, in azzurro). Al di sopra dei depositi trasgressivi il cuneo di stazionamento alto (in verde) è presente in facies di spiaggia sommersa (g8), verso terra, e di transizione (g11) verso mare. I depositi trasgressivi, sotto la superficie di massima inondazione (mfs), sono costituiti da peliti di piattaforma. Nei fogli limitrofi e più a mare, i carotaggi hanno raggiunto depositi trasgressivi riconducibili all'evento paleoceanografico che ha portato alla deposizione del *Sapropel S1* in Mediterraneo (ARIZTEGUI *et alii*, 2000) caratterizzati da livelli ad alto contenuto di materia organica e bassa suscettività magnetica (VIGLIOTTI *et alii*, 2008).

La porzione più nordorientale della sezione si estende al Foglio 269 Fano ed è stata riportata per facilitare il confronto tra le due aree. I depositi di *LST* sono stati

raggiunti da carotaggi ad est dell'area cartografata e risultano costituiti prevalentemente da argille consolidate di colore grigio-giallognolo sterili o contenenti tipiche faune continentali (*Planorbidae* spp., *Pisidium* sp., *Bythinia* sp.), orizzonti di torba e corpi sabbiosi canalizzati. Questi depositi rappresentano ambienti di piana inondabile con canali fluviali e paludi e sono correlabili verso terra attraverso lo studio dei profili sismici.

In sintesi, la sezione geologica illustra: 1) la posizione del limite di sequenza (sb) che coincide in tutta la porzione occidentale del foglio con la superficie di trasgressione (ts); 2) la presenza di depositi trasgressivi marini di prodelta (facies tm del *TST*) con distribuzione uniforme al di sopra del limite di sequenza (sb); 3) i depositi di stazionamento alto (*HST*) che riflettono gli apporti appenninici e la dispersione lungo costa dei sedimenti fini ad opera della circolazione prevalente durante gli ultimi 5,5 ka (TRINCARDI *et alii*, 1994; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003, 2004b, 2007); 4) il *topset* dell'*HST*, con presenza di depositi sabbiosi, in livelli da centimetrici a decimetrici, corrispondenti a riflettori sismici di maggiore ampiezza e minore continuità laterale all'interno dell'unità più alta dell'*HST* accumulata negli ultimi 500 anni circa.

6. - CARTE DEGLI SPESSORI

Le due carte accessorie, riportate alla scala 1:250.000, sintetizzano la distribuzione degli spessori dei depositi di stazionamento alto olocenico (*HST*) e della sua unità più recente, depositata durante gli ultimi 500 anni circa, corrispondente alla Piccola Età del Ghiaccio e all'ultimo secolo. A scala dell'intero bacino Adriatico la base dell'*HST* corrisponde, in tutti i carotaggi a profondità sufficiente per contenere foraminiferi planctonici, alla scomparsa del foraminifero planctonico *Globorotalia inflata* (ASIOLI, 1996) e ad un intervallo di ridotta velocità di sedimentazione e arricchimento della componente biogenica e bioclastica nel sedimento che si accompagna anche ad un minimo nei valori di suscettività magnetica. Nella sua parte superiore il deposito di *HST* comprende la Piccola Età del Ghiaccio e l'intervallo successivo ad essa, corrispondente agli ultimi 130 anni circa. La base di questa unità superiore dell'*HST* è approssimata dalla scomparsa del foraminifero planctonico *Globigerinoides sacculifer* (BRADY, 1877) documentata in carote prelevate a profondità maggiori di circa 50 m (PIVA *et alii*, 2008). Entrambe le carte sono state costruite in base a correlazioni sismostratigrafiche e mostrano un andamento delle isopache parallelo a costa. Il depocentro del cuneo di *HST* raggiunge uno spessore di circa 10 m, mentre quello dell'unità superiore occupa una fascia localizzata più a terra e spessore inferiore a 4 m. Entrambe le unità mostrano un aumento rapido dello spessore da terra verso mare. Questo dato riflette la presenza di spazio sufficiente ad accogliere i sedimenti in condizioni di livello del mare stazionarie.

7. - TASSONOMIA

L'ordinamento sistematico dei *taxa* si basa sulla consultazione di diversi atlanti iconografici specialistici (e.g.: COSSIGNANI *et al.*, 1992; GIANNUZZI-SAVELLI *et al.*, 1994, 1996, 1999, 2001, 2003; Ardovalini & Cossignani, 1999) e sulla consultazione di alcuni siti web riconosciuti per la tassonomia italiana ed europea (e.g.: www.faunaitalia.it/checklist/; www.marinespecies.org; www.somali.asso.fr/clemam/; www.itis.gov)

MOLLUSCA

GASTROPODA

- Acteon tornatilis* (Linnaeus, 1758)
- Bela nebula* (Montagu, 1803)
- Bythinia* sp.
- Calyptraea chinensis* (Linnaeus, 1758)
- Cylichna cylindracea* (Pennant, 1777)
- Eulima glabra* (da Costa, 1778)
- Euspira fusca* (Blainville, 1825)
- Hyala vitrea* (Montagu, 1803)
- Nassarius pygmaeus* (Lamarck, 1822)
- Nassarius reticulatus* (Linnaeus, 1758)
- Odostomia acuta* Jeffreys, 1867
- Odostomia* sp.
- Planorbidae spp.
- Smithiella costulata* (Risso, 1826)
- Turritella communis* Risso, 1826
- Turbonilla rufa* (Philippi, 1836)
- Volvulella acuminata* (Bruguière, 1792)

BIVALVIA

- Abra alba* (Wood W., 1802)
- Abra* cf. *nitida* (O.F. Müller, 1776)
- Abra* sp.
- Acanthocardia paucicostata* (Sowerby II, 1841)
- Corbula gibba* (Olivi, 1792)
- Donax semistriatus* Poli, 1795
- Dosinia lupinus* (Linnaeus, 1758)
- Flexopecten glaber* (Linnaeus, 1758)
- Glycymeris insubrica* (Brocchi, 1814)
- Kurtiella bidentata* (Montagu, 1803)
- Modiolarca subpicta* (Cantraine, 1835)

Nucula hanleyi Winckworth, 1931

Nucula nitidosa Winckworth, 1930

Nuculana pella (Linnaeus, 1767)

Nucula sp.

Nucula sulcata (Bronn, 1831)

Phaxas adriaticus Coen, 1833

Pisidium sp.

Spisula subtruncata (da Costa, 1778)

Tellina nitida Poli, 1791

Thracia papyracea (Poli, 1791)

SCAPHOPODA

Antalis agilis (M. Sars in G.O. Sars, 1872)

Antalis dentalis (Linnaeus, 1758)

Antalis inaequicostata (Dautzenberg, 1891)

GRANULORETICULOSA

FORAMINIFERA

Planctonici

Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877.

Questa specie comprende:

Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877

Globigerinoides quadrilobatus =

Globigerina quadrilobata d'Orbigny, 1846

Globigerinoides trilobus = *Globigerina triloba* Reuss, 1850

Globorotalia inflata = *Globigerina inflata* d'Orbigny, 1839

Bentonici

Ammonia beccarii = *Nautilus beccarii* Linneo, 1758

Ammonia tepida (Cushman, 1926)

Ammonia perlucida = *Rotalia perlucida* Heron-Allen & Earland, 1913

Elphidium crispum = *Nautilus crispus* Linneo, 1758

Elphidium granosum = *Nonionina granosa* d'Orbigny, 1846

Valvulineria complanata = *Rosalina complanata* d'Orbigny, 1846

8. - ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA

La Tab. 3 riporta le sigle e i meta-dati relativi alle stazioni di campionamento effettuate nell'area del Foglio 269 Fano. Nella colonna di sinistra il numero progressivo del database CARG mentre la sigla si riferisce alle campagne di rilevamento ISMAR (CNR) e Regione Marche.

N.	SIGLA	TIPO	LATITUDINE	LONGITUDINE	PROFONDITÀ
1	RM27	BE	43.788117	13.169367	13.00
2	RM30	BE	43.764000	13.205117	12.80
3	RM32	BE	43.781700	13.263767	16.50
4	RM33	BE	43.740517	13.243133	12.60
5	RM33	BE	43.740350	13.243150	13.00
6	RM35	BE	43.759783	13.302800	16.70
7	RM36	BE	43.716833	13.281533	13.00
8	RM39	BE	43.694800	13.320617	13.30
9	RM115	VC	43.695517	13.319067	8.00
10	RM116	VC	43.792033	13.164850	11.00

Tab. 3 - Campioni nel Foglio 281 Senigallia

Legenda: BE = Benna - VC = Vibracore

PROGETTO

CARG

VI - TETTONICA

1. - ASSETTO STRUTTURALE GENERALE

L'Appennino Umbro-Marchigiano rappresenta una catena a pieghe e sovrascorrimenti di forma arcuata (BALLY *et al.*, 1988; DEIANA & PIALLI, 1994) e con vergenza orientale. Essa è delimitata, sul bordo interno, dai terreni della *Formazione Marnoso-Arenacea* e su quello esterno dal fronte dei Monti Sibillini e dal suo prolungamento verso nord. Il sistema è costituito da anticlinali asimmetriche, per lo più fagliate e prevalentemente a vergenza orientale, che interessano una successione sedimentaria mesozoico-terziaria (Successione Umbro-Marchigiana *Auct.*). Le anticlinali, piuttosto ampie, sono separate da sinclinali più strette, spesso fortemente asimmetriche. L'Appennino Umbro-Marchigiano, tradizionalmente considerato una catena pellicolare, è stato recentemente interpretato (LAVECCHIA *et al.*, 1994 e BARCHI *et al.*, 1998, *cum bibl.*), come risultato di un'evoluzione tettonica che coinvolge, nella deformazione, anche il basamento ercinico.

L'area del F 281 "Senigallia" si colloca nella parte più esterna dell'Appennino Umbro-Marchigiano, in un settore dell'avanfossa Plio-Pleistocenica (DEIANA & PIALLI, 1994) e si estende dalla fascia pedemontana sino a quella costiera. Essa rappresenta una parte del Bacino Marchigiano Esterno *Auct.* ed è caratterizzata da depositi silicoclastici prevalentemente torbiditici, d'età compresa tra il Miocene superiore e il Pleistocene inferiore. I terreni più antichi affioranti sono quelli

della Formazione dello *Schlier*, osservabili comunque solo in una fascia prossima alla costa, orientata in direzione NW-SE (area di Senigallia). Su questa formazione poggiano i termini evaporitici del Messiniano *p.p.* (*Formazione Gessoso-Solfifera*), seguiti da quelli silicoclastici del Messiniano superiore (*Formazioni a Colombacci*). L'insieme di questi terreni più antichi è a tratti facilmente identificabile in quanto origina un evidente rilievo morfologico.

Lo studio delle unità affioranti costituite, in prevalenza, da sedimenti marini plio-pleistocenici e dei loro rapporti reciproci hanno fornito gli elementi per ricostruire la storia deposizionale e deformativa dell'area in esame, nel più generale quadro evolutivo delle zone esterne appenniniche. I rapporti dei depositi plio-pleistocenici con le unità di appoggio e l'analisi della evoluzione verticale della successione ha permesso inoltre di evidenziare il *timing* delle fasi deformative principali (cfr. fig. 22).

2. - TETTONICA PRE-OROGENICA

La tettonica pre-orogena nell'area del F 281 "Senigallia" è di difficile interpretazione in quanto i terreni più antichi affioranti sono riferibili alla parte sommitale del Tortoniano e, quindi, depositati poco prima che le fasi orogeniche intressassero l'area. La deformazione compressiva responsabile della costruzione della catena appenninica non aveva ancora raggiunto, nel Tortoniano, la zona in esame. Durante questo periodo si depositano i terreni emipelagici della Formazione dello *Schlier* in un settore di avampaese soggetto, tutt'al più, alla deformazione estensionale legata a processi di flessurazione (vedi oltre). La tettonica compressiva non raggiunge l'area in esame nemmeno nel Messiniano durante il quale si ha, ancora, una tettonica di tipo estensionale responsabile, almeno in tutta la porzione settentrionale del Bacino Marchigiano Esterno, di una articolazione delle aree deposizionali in zone di alto strutturale e di bacino. Verso la fine del Messiniano, tuttavia, la sedimentazione è caratterizzata da un consistente apporto silicoclastico che indica l'approssimarsi della catena in costruzione. Anche se le strutture estensionali pre-orogeniche non sono identicali nell'area in esame (ma ben note in aree limitrofe), la loro importanza risiede nel fatto che esercitano un controllo sulla fisiografia dell'avanfossa in via di strutturazione e precedono la tettonica compressiva che porta alla formazione delle pieghe e dei *thrusts*.

Strutture distensive d'età miocenica registrate nelle torbiditi delle avanfosse umbro-marchigiana sono state segnalate da ALBERTI *et al.* (1994), MAZZOLI (1994), CALAMITA *et al.* (1998), TAVARNELLI *et al.* (1999) e sono state messe in relazione ai processi di flessurazione litosferica indotti dalla costruzione della catena e ubicati nella zona di raccordo tra avanfossa e avampaese.

3. - STRUTTURE COMPRESSIVE OROGENICHE

Vengono di seguito descritte le strutture legate alla tettonica compressiva che ha portato alla strutturazione della parte esterna dell'Appennino Umbro-Marchigiano nella quale si colloca l'area in esame (cfr. Fig. 22). Nell'area del F 281 "Senigallia", la prevalenza dei terreni pelitici plio-pleistocenici non permette un agevole riconoscimento delle strutture tettoniche. In molte aree è stato infatti possibile definire solo un andamento generale delle strutture regionali. Tuttavia, le strutture principali che caratterizzano l'area del foglio sono ben riconoscibili nei settori costieri dove affiorano i terreni pre-pliocenici.

La struttura principale riconosciuta è rappresentata dall'anticlinale di S. Costanzo-Mondolfo-Scapezzano-S. Gaudenzio orientata NW-SE, nella parte settentrionale e NNW-SSE, in quella meridionale. Al nucleo affiorano i terreni più antichi osservati nell'area del foglio. Questi sono rappresentati dai termini superiori della Formazione dello *Schlier* che affiorano nella porzione centro-meridionale della struttura. Verso nord l'anticlinale interessa i terreni del Pliocene inferiore *p.p.*-medio *p.p.* (*Membro delle Arenarie di Borello/FAA₂*). Si tratta di una struttura piuttosto complessa, caratterizzata da ondulazioni della cerniera evidenziate dalle chiusure in pianta in senso longitudinale dei terreni messiniani, come ben visibile a SW di Senigallia. L'anticlinale ha una vergenza verso NE, con piano assiale immergente a sud-ovest di circa 60° ed è caratterizzata, a luoghi, da una marcata asimmetria, ben evidente nei termini pliocenici che ne caratterizzano il settore settentrionale. In questo settore, infatti, il *Membro delle Arenarie di Borello* sul fianco interno dell'anticlinale è caratterizzato da una stratificazione immergente N230°±10°, con inclinazioni variabili da 10°-12° (Valle dell'Inferno) a 25°-35° (Stacciola). Sul fianco esterno, invece, lo stesso membro presenta una stratificazione immergente N020°-N030°, con inclinazioni che da 10°-20°, tendono, in modo graduale verso oriente, a valori fino ad almeno 60°.

L'elevata inclinazione del fianco esterno è probabilmente correlata alla presenza di un sovrascorrimento sepolto dalla più recente successione del Pliocene medio *p.p.*-superiore. L'insieme della struttura raggiunge la sua massima culminazione nella sua parte meridionale ove determina l'affioramento, al nucleo, dei terreni dello *Schlier* ben visibili nella cava di San Gaudenzio, nei pressi di Senigallia. In questo settore meridionale, inoltre, il fianco interno è delimitato da un sovrascorrimento con senso di trasporto tettonico verso SW (*backthrust*) che mette a contatto i terreni della *Formazione Gessoso-Solfifera* con quelli del *Membro delle Arenarie di Borello*. La retrovergenza determina una evidente asimmetria della struttura. L'anticlinale è suturata, in discordanza, da terreni della successione Pliocene medio *p.p.*-Pleistocene inferiore *p.p.*

Nella restante parte dell'area in esame, soprattutto a causa della modesta

quantità di affioramenti, le strutture tettoniche non sono osservabili. Tuttavia, dall'assetto geometrico dei terreni plio-pleistocenici e tenendo conto della distribuzione dei terreni in aree limitrofe, è possibile indicare la presenza, nella parte interna del F 281 "Senigallia", di un ampio sinclinorio con al nucleo i terreni del Pleistocene inferiore e di cui non è possibile mappare la traccia assiale in maniera attendibile. La geometria di questa struttura consiste in blande anticlinali e sinclinali con inclinazioni degli strati di norma inferiori a 10°.

Nell'area in esame sono state osservate alcune faglie, alla scala dell'affioramento e quindi non mappabili, con rigetti al massimo decimetrici. Si tratta, in genere, di faglie trascorrenti sinorogene, destrali orientate N-S e sinistrali orientate E-W. In certi casi sono state osservate faglie dirette con orientazione circa NE-SW, inclinazione mediamente di 60° e immergenti verso SE e verso NW, come in località San Costanzo, S. Maria e C. Monte Beccaro.

4. - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA E CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE

I dati raccolti hanno permesso di delineare l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area nell'intervallo temporale compreso tra il Tortonian superiore e il Pleistocene inferiore.

La Formazione dello *Schlier* si deposita in un'area di raccordo tra l'avampese indeformato e l'avanfossa terrigena appenninica ubicata ad occidente rispetto all'area in esame. E' interessante notare che la potente sedimentazione silicoclastica d'avanfossa (*Formazione Marnoso-Arenacea* s.l.) che di norma segue la deposizione dello *Schlier* non raggiunge l'area in esame che, sino al Messiniano inferiore, rimane caratterizzata da una sedimentazione marnosa di tipo emipelagico. Questa situazione indica che l'avanfossa, nella sua migrazione verso l'esterno, raggiunge l'area esaminata solo a partire dal Messiniano superiore (?) - Pliocene inferiore e con un più ridotto apporto silicoclastico rispetto a quello che caratterizza la *Formazione Marnoso-Arenacea* oppure altre unità messiniane di avanfossa (formazioni di San Donato e della Laga di aree limitrofe) di analogo significato.

Nell'area del F 281 "Senigallia" lo *Schlier* passa alla *Formazione Gessoso-Solfifera* la cui deposizione è correlata alla ben nota crisi di salinità messiniana, in un regime tettonico probabilmente ancora di tipo estensionale. I primi apporti silicoclastici sono riferibili al Messiniano superiore (*Formazione a Colombacci*) poggianti, attraverso una discontinuità stratigrafica, direttamente sulla *Formazione Gessoso-Solfifera*. Una deformazione compressiva precoce potrebbe aver interessato l'area del foglio a partire dalla fine del Messiniano, come indicato dal

contatto inconforme (ben visibile nel più meridionale e adiacente F 292 “Jesi”) della Formazione delle *Marne di Cella* (Pliocene basale) sulle unità precedenti.

Nell’ambito della strutturazione della catena, una fase tettonica principale si verifica nel Pliocene medio, come evidenziato dal contatto in discordanza angolare della successione del Pliocene medio *p.p.*-Pleistocene inferiore sui termini del *Membro delle arenarie di Borello (FAA₂)*. A questa fase è connessa la strutturazione dell’anticlinale S. Costanzo-Mondolfo-Scapezzano-S. Gaudenzio e delle faglie inverse associate. Questa fase tettonica medio-pliocenica è ben nota in letteratura ed è stata riconosciuta e ampiamente documentata a livello regionale.

In analogia a quanto riscontrato nell’adiacente F 292 “Jesi” una successiva fase deformativa compressiva si verifica nel Pliocene superiore; la strutturazione compressiva si completa nella parte alta del Pleistocene inferiore e, quindi, si verifica la definitiva emersione dell’area.

Sui sedimenti del Pleistocene inferiore *p.p.* poggiano quelli del ciclo continentale quaternario che sono ben rappresentati nell’area dei due fogli, soprattutto lungo le principali aste fluviali.

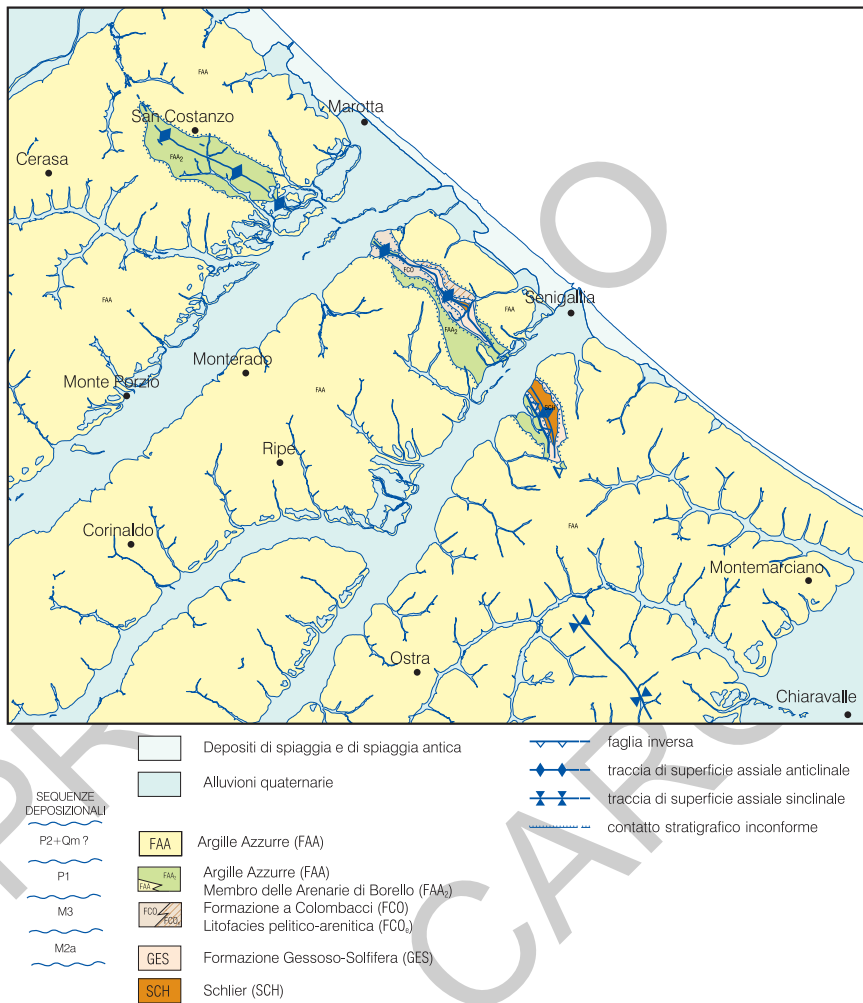


Fig. 22 - Principali strutture tettoniche riconosciute nel F 281 "Senigallia".

VII - ANALISI MINERALOGICHE E PETROGRAFICHE

1. - ANALISI MINERALOGICHE

E' stata analizzata la frazione mineralogica (inferiore a 2 micron) di 19 campioni di cui 18 provenienti dalle *Argille Azzurre* ed uno (281.110-20) dalla *Formazione a Colombacci*. Le indagini sono state condotte in diffrattometria a raggi X utilizzando una strumentazione Philips. Per una migliore definizione dei minerali argillosi nei campioni siltosi e sabbiosi si è proceduto alla separazione della frazione fine (inferiore a 2 micron) tramite sedimentazione. Le analisi sono state condotte sulla frazione fine separata e sul campione tal quale. Una parte dei campioni analizzati presentavano piccoli segni di pedogenesi.

I campioni analizzati sono contrassegnati dalle seguenti sigle: 281.010-10; 281.010-14; 281.050-04; 281.050-15; 281.060-06; 281.070-13; 281.100-05; 281.100-06; 281.100-18; 281.100-20; 281.100-23; 281.100-27; 281.100-30; 281.110-04; 281.110-05; 281.110-16; 281.110-20; 281.120-04; 281.120-06.

I risultati analitici hanno evidenziato che i campioni mostrano una modesta variabilità da argille a silt più o meno argilloso o marnoso, con occasionali areniti fini. Alcuni campioni sono alterati, come evidenziato dalla presenza di apparati radicali, "calcinelli", incrostazioni mangesifere e altre strutture.

Campione 281.010-10

La frazione mineralogica principale risulta costituita, in ordine di abbondanza, da: calcite; quarzo; dolomite; plagioclasti, a composizione intermedia; tracce di k-feldspati. La frazione argillosa è costituita da: illite; clorite; caolinite e smectite in tracce. Dal punto di vista petrografico il campione è classificabile come Marna argillosa.

Campione 281.010-14

La composizione mineralogica della frazione principale e di quella argillosa è qualitativamente identica a quella del campione 10. Dal punto di vista quantitativo si nota un aumento della dolomite ed una diminuzione della calcite, mentre quarzo e feldspati rimangono costanti. I minerali argillosi sono più abbondanti rispetto al campione precedente, con netta prevalenza di illite ben cristallizzata. Il campione è classificabile come Argilla marnosa.

Campione 281.050-04

La frazione mineralogica principale è costituita da: calcite; quarzo; dolomite; plagioclasti e tracce di feldspati potassici. La frazione argillosa è caratterizzata da: illite; clorite; smectite; caolinite. Il campione è classificabile come Argilla marnosa.

Campione 281.050-15

Campione caratterizzato da: calcite, quarzo; dolomite; gesso; plagioclasti, tracce di K-feldspati. I minerali argillosi presenti sono: smectite; illite; caolinite, clorite e tracce di uno strato misto riferibile ad illite-smectite. Il campione è classificabile come Argilla marnosa.

Campione 281.060-06

Composizione mineralogica principale costituita, in ordine d'abbondanza, da: calcite; quarzo; dolomite; plagioclasti; gesso; tracce di K-feldspati. I minerali argillosi presenti sono: illite; caolinite; clorite; smectite. Dal punto di vista petrografico il campione è classificabile come Argilla.

Campione 281.070-13

Composizione mineralogica principale costituita da: calcite; quarzo; plagioclasti; dolomite; tracce di K-feldspati. La frazione argillosa è costituita da: illite; clorite; caolinite; smectite; illite-smectite. Campione classificabile come Argilla marnosa.

Campione 281.100-05

Campione caratterizzato nella composizione mineralogica principale da: quarzo; calcite; dolomite; plagioclasti; k-feldspati. I minerali argillosi sono costituiti da: illite (prevalente); clorite; smectite; caolinite (fig. 23) Campione classificabile come Argilla siltosa.

Campione 281.100-06

La frazione mineralogica principale è caratterizzata da: quarzo; calcite; dolomite; plagioclasti; dolomite; K-feldspati. Nella frazione argillosa (individuata dopo estrazione della frazione minore di due microns) sono presenti: illite; clorite; caolinite; smectite (fig. 24). Il campione è classificabile come Silt.

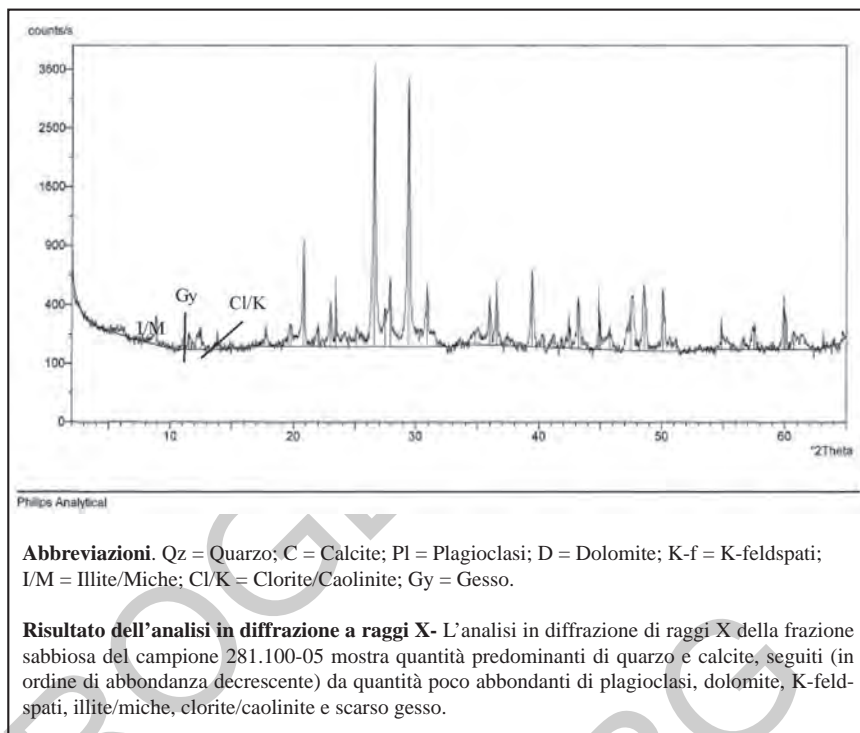


Fig. 23 - Diffratogramma del campione 281.100-05 e sua caratterizzazione mineralogica.

Campione 281.100-18

Composizione mineralogica (fig. 25) e classificazione come il precedente: Silt.

Campione 281.100-20

Frazione mineralogica principale caratterizzata da: calcite; quarzo; dolomite; plagioclasti; tracce di k-feldspati. La frazione argillosa è caratterizzata da: clorite; illite; caolinite; tracce di smectite. Il campione è classificabile come Silt argilloso.

Campione 281.100-23

Campione costituito da: quarzo; calcite; plagioclasti; dolomite; K-feldspati. La frazione argillosa, individuata dopo separazione della frazione inferiore a due microns, è caratterizzata da: clorite; illite; caolinite; smectite. Il campione è classificabile come Silt argilloso.

Campione 281.100-27

Il campione è caratterizzato dalla presenza di: calcite; quarzo; dolomite; plagioclasti; k-feldspati. I minerali argillosi presenti sono: illite; caolinite; clorite; tracce di smectite e di uno strato misto riferibile ad illite-smectite. Classificabile come Silt marnoso.

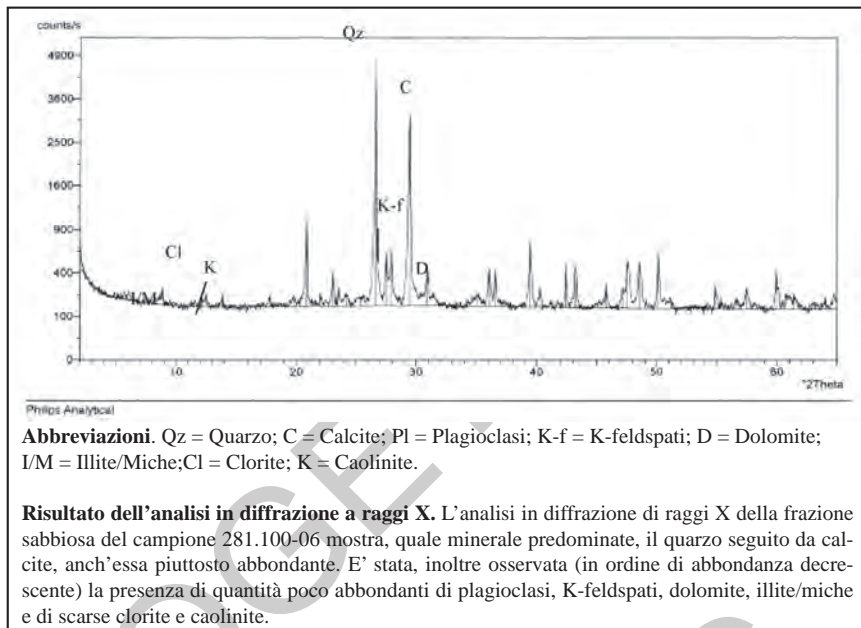


Fig. 24 - Diffattogramma del campione 281.100-06 e sua caratterizzazione mineralogica.

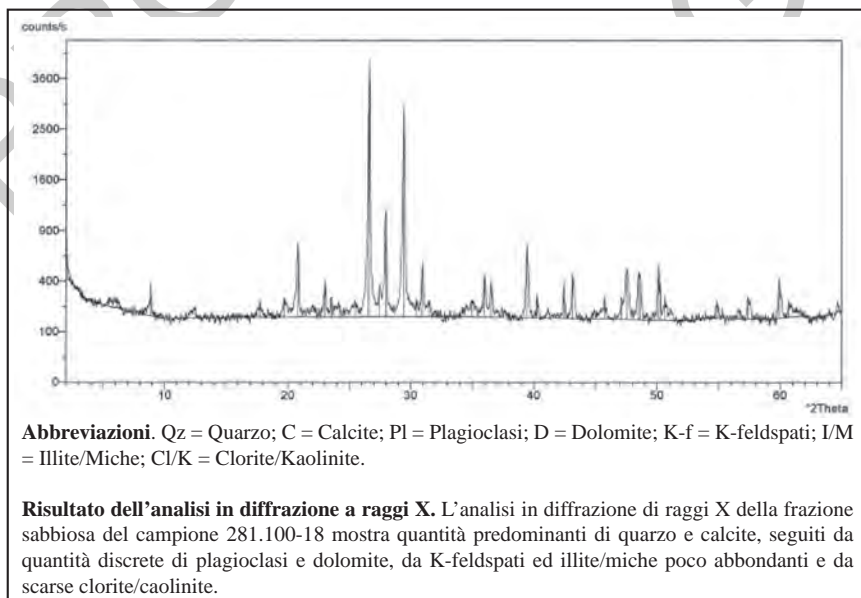


Fig. 25 - Diffattogramma del campione 281.100-18 e sua caratterizzazione mineralogica.

Campione 281.100-30

Frazione mineralogica principale costituita da: quarzo; calcite; plagioclasti (l'abbondanza di tali fasi mineralogiche ha consentito di classificarli come plagioclasti intermedi di tipo labradoritico); k-feldspati; dolomite. Dopo separazione sono stati riscontrati i seguenti minerali argillosi: clorite; illite; caolinite; smectite in tracce. Il campione è classificabile come arenite. Dal punto di vista granulometrico è una arenite fine.

La serie di campioni 281-100 è caratterizzata, in generale, da una maggior quantità dei componenti la frazione mineralogica principale e conseguente minor concentrazione di fillosilicati. Si tratta di veri silt più o meno argillosi che passano nel campione 30 ad una Arenite fine.

Campione 281.110-04

La composizione mineralogica principale è costituita da: quarzo; calcite; plagioclasti; dolomite e tracce di k-feldspati. I Minerali argillosi presenti sono: illite; clorite; caolinite; smectite ed uno strato misto attribuibile a illite-smectite. Campione classificabile come Argilla marnosa.

Campione 281.110-05

Composizione mineralogica caratterizzata da: calcite, quarzo; dolomite; gesso; feldspati. La frazione argillosa è costituita da: illite; clorite, caolinite; smectite. Il campione è classificabile come Argilla marnosa.

Campione 281.110-16

La frazione mineralogica principale è costituita da : calcite; quarzo; dolomite; feldspati. La frazione argillosa è costituita da: illite; clorite; smectite; caolinite. Il campione è classificabile come Argilla.

Campione 281.110-20 (Formazione a Colombacci)

La frazione mineralogica principale è caratterizzata da: quarzo; calcite; plagioclasti; k-feldspati, dolomite. La frazione argillosa, decisamente scarsa, è costituita da illite, caolinite e tracce di clorite. Il campione è classificabile come Arenite fine.

Campione 281.120-04

Costituito da: calcite; quarzo; dolomite; feldspati. La frazione argillosa è caratterizzata da: illite; clorite; caolinite. Il campione è classificabile come Silt argilloso.

Campione 281.120-06

Costituito da: calcite: quarzo; dolomite; plagioclasti. La frazione argillosa è caratterizzata da: illite; caolinite, clorite, smectite. Il campione è classificabile come Argilla siltosa.

I campioni analizzati, variabili dal punto di vista granulometrico (si passa infatti da argille più o meno marnose ad areniti fini) sono, nel complesso, abba-

stanza omogenei dal punto di vista composizionale. La frazione mineralogica principale è caratterizzata dalla presenza di quarzo; calcite; plagioclasti; k-feld legate alle differenze granulometriche. La composizione della frazione argillosa è costituita da illite (prevalente); clorite; smectite; caolinite e, saltuariamente, da illite-smectite (derivante probabilmente da fenomeni di alterazione pedogenetica).

La costante presenza di dolomite detritica nella frazione mineralogica principale, l'assemblaggio e i rapporti quantitativi dei minerali argillosi fanno ritenere che i sedimenti studiati possano derivare abbastanza direttamente da bacini connessi con la *Formazione MarnosoArenacea*.

2. - ANALISI PETROGRAFICHE

2.1. - METODOLOGIA E RISULTATI

E' stata eseguita l'analisi petrografia di quattro campioni di areniti a grana fine (campioni: 281.100-05, 281.100-06, 281.100-18, 281.100-30) provenienti dalle successioni silicoclastiche affioranti nell'area del foglio.

Considerando la granulometria fine di tutti i campioni non è stata effettuata l'analisi modale in quanto, come consigliato dalla letteratura (CIBIN & DI GIULIO, 1996), tale procedura non avrebbe fornito risultati significativi. E' stata, quindi, eseguita una stima visiva dei componenti avvalendosi di tavole comparative sulla base delle quali le porzioni arenitiche dei campioni 281.100-05, 281.100-06, 281.100-18 sono state classificate come Grovacche Quarzo-Litiche (DOTT, 1964), mentre il campione 281.100-30 come Litarenite/Sub-Litarenite (GAZZI *et al.*, 1973).

I campioni classificati come Grovacche Quarzo-Litiche (281.100-05, 281.100-06, 281.100-18) sono generalmente costituiti da porzioni arenitiche a granulometria fine con lenti siltitiche ed argillose. I clasti hanno sfericità e grado di arrotondamento molto variabili, con dimensioni medie che variano da 100 a 350 μm (solo raramente raggiungono i 600-700 μm). I campioni risultano da moderatamente a mal classati. La composizione principale è costituita da clasti di quarzo, sia unitario che policristallino e da abbondanti frammenti di rocce carbonatiche (*mudstone* e spariti), grani di origine scheletrica (costituiti sia da individui interi che variamente frammentati), fillosilicati (muscovite, biotite, clorite, glauconite, raro serpentino), frammenti di rocce metamorfiche (es. quarziti) e frammenti di rocce sedimentarie (rappresentate soprattutto da selci). Sono, inoltre, presenti minerali opachi (probabili ossidi e/o idrossidi) e feldspati (sia plagioclasti che feldspati potassici). Tra i costituenti accessori sono stati osservati rari inosilicati del gruppo dei pirosseni e rari frammenti ad alto rilievo.

Il materiale interstiziale è costituito da matrice micritica e da subordinato cemento sparitico. La sparite si trova spesso come riempimento delle camere dei microfossili, che presentano gusci sia spatizzati che micritizzati. E' inoltre presente materiale interstiziale bruno-nerastro ed ossidato la cui grana fine non permette una caratterizzazione precisa al microscopio ottico. Nelle intercalazioni a grana fine sono presenti matrice fillosilicatica ed abbondanti ossidi ed idrossidi.

Il campione classificato come Litarenite/Sub-Litarenite (281.100-30) è costituito da quarzo, sia unitario che policristallino e da abbondanti frammenti di rocce carbonatiche (*mudstone* e spariti), grani di origine scheletrica (costituiti sia da individui interi che da variamente frammentati), frammenti di rocce metamorfiche (quarziti) e frammenti di rocce sedimentarie (soprattutto selci). Sono inoltre presenti quantità poco abbondanti di feldspati (sia plagioclassi che feldspati potassici), alcuni dei quali alterati e subordinati minerali opachi e fillosilicati.

Il materiale interstiziale è costituito da rara matrice micritica e da subordinato cemento sparitico: quest'ultimo riempie spesso le camere dei microfossili. In una cavità è presente un riempimento di silice di ultima generazione (calcedonio), con la tipica struttura fibroso-raggiata.

Allo scopo di caratterizzare completamente i sedimenti silicoclastici, sulla porzione a grana fine degli stessi campioni classificati petrograficamente come Grovacche Quarzo-Litiche (281.100-05, 281.100-06, 281.100-18) e non definibile al microscopio polarizzatore, è stata eseguita l'analisi mineralogica al diffrattometro a raggi X. Tutti i tre campioni analizzati risultano molto omogenei dal punto di vista della mineralogia essendo costituiti da predominanti quarzo e calcite, seguiti (in ordine di abbondanza decrescente) da quantità poco abbondanti di plagioclassi, dolomite, K-feldspati, illite/miche, clorite/caolinite e, nel campione 281.100-05, da scarso gesso.

Il confronto tra i risultati ottenuti dell'analisi petrografia e mineralogica mostra una buona corrispondenza composizionale tra le due porzioni (arenitica fine e siltitico-argillosa) dei campioni studiati ad indicare una differenza solo di tipo granulometrico.

Sulla base dei dati ottenuti dall'analisi petrografia della frazione arenitica i campioni studiati possono essere generalmente riferiti ad una petrofacies caratterizzata da litologie di crosta medio-superiore rappresentate da rocce metamorfiche polideformate di basso e medio grado, in associazione con rocce granitoidi e rocce sedimentarie. Questa composizione sembra essere indicativa di un'area sorgente complessa; tuttavia le analogie composizionali con le areniti della *Formazione Marnoso-Arenacea* suggeriscono che quest'ultima successione sedimentaria può aver fornito un contributo di rilevante importanza nella strutturazione composizionale della frazione sedimentaria dei campioni studiati.

Si riportano, di seguito, le schede relative all'analisi petrografica qualitativa in sezione sottile ed alcune immagini fotografiche eseguite al microscopio

ottico (figg. 26, 27, 28 e 29) dei quattro campioni arenitici studiati (281.100-05; 281.100-06; 281.100-18 e 281.100-30), tutti appartenenti alle *Argille Azzurre*.

Considerando la granulometria fine dei campioni esaminati non è stata effettuata l'analisi modale in quanto, come consigliato dalla letteratura (CIBIN & DI GIULIO, 1996), tale procedura non avrebbe fornito risultati significativi. È stata, quindi, eseguita una stima visiva dei componenti avvalendosi di tavole comparative sulla base delle quali è stata classificata la porzione arenitica.

Campione: 281.100-05 (Fig. 26)

Litologia di base: Roccia sedimentaria clastica.

Classificazione: GROVACCA QUARZO-LITICA (DOTT, 1964).

Analisi microscopica: Il campione mostra due porzioni molto differenti dal punto di vista sia compositiva che tessiturale: una porzione arenitica ed una argillosa. La porzione arenitica mostra granulometria fine con lenti siltitiche ed argillose (queste ultime tipo *clay chips*). La dimensione massima dei clasti è di circa 200 μm (solo alcuni cristalli di mica raggiungono lunghezza di circa 600 μm). Sfericità e grado di arrotondamento sono molto variabili e, in generale, il campione risulta mal classato. La composizione principale è costituita da abbondanti clasti di quarzo, sia unitario che policristallino, frammenti di rocce carbonatiche (*mudstone* e spariti), frammenti di rocce metamorfiche (es. quarziti), grani di origine scheletrica, fillosilicati (in prevalenza muscovite e rare biotite e glauconite), frammenti di rocce sedimentarie (rappresentate soprattutto da selci), minerali opachi (ossidi e/o idrossidi) e feldspati (sia plagioclasti che feldspati potassici). Tra i costituenti accessori sono stati osservati probabili piccoli pirosseni. Il materiale interstiziale è costituito da matrice micritica e da subordinato cemento sparitico. Sono, inoltre, presenti materiale interstiziale bruno-nerastro (la cui grana fine non permette una caratterizzazione precisa al microscopio ottico), a volte concentrato in zone piuttosto ampie e matrice fillosilicatica. La porzione argillosa presenta, come componenti grossolani, clasti di quarzo, sia monocristallino che policristallino, abbondanti miche, frammenti di selci, foraminiferi e vari bioclasti, ossidi e minerali opachi.

Campione: 281.100-06 (Fig. 27)

Litologia di base: Roccia sedimentaria clastica.

Classificazione: GROVACCA QUARZO-LITICA (DOTT, 1964).

Analisi microscopica: Roccia arenitica a granulometria da fine a molto fine con intercalazioni siltitico-argillose. I clasti hanno, in generale, sfericità medio-bassa con forme da sub-angolose a sub-arrotondate. La dimensione media dei clasti è di 100-150 μm , fatta eccezione per alcuni individui di mica che, per il loro abito allungato, raggiungono dimensione massima di circa 700 μm . Il campione risulta moderatamente classato. La composizione principale

è costituita da abbondanti clasti di quarzo, sia unitario che policristallino e da abbondanti frammenti di rocce carbonatiche (*mudstone* e spariti), grani di origine scheletrica (costituiti sia da individui interi che variamente frammentati), fillosilicati (muscovite, biotite, clorite, glauconite, raro serpentino), frammenti di rocce metamorfiche (es. quarziti) e frammenti di rocce sedimentarie (rappresentate soprattutto da selci). Sono, inoltre, presenti (anche se in quantità meno abbondanti rispetto ai componenti sopra elencati) minerali opachi (probabili ossidi e/o idrossidi) e feldspati (sia plagioclasti che feldspati potassici). Tra i costituenti accessori sono stati osservati rari inosilicati del gruppo dei pirosseni. Il materiale interstiziale è costituito da matrice micritica e da subordinato cemento sparitico. La sparite si trova spesso come riempimento delle camere dei microfossili, che presentano gusci sia sparitizzati che micritizzati. E', inoltre, presente materiale interstiziale bruno-nerastro la cui grana fine non permette una caratterizzazione precisa. Nelle intercalazioni a grana fine è presente matrice fillosilicatica. Varie porzioni del campione risultano intensamente ossidate.

Campione: 281.100-18 (Fig. 28)

Litologia di base: Roccia sedimentaria clastica.

Classificazione: GROVACCA QUARZO-LITICA (DOTT, 1964).

Analisi microscopica: Roccia arenitica a granulometria prevalentemente da fine a molto fine con intercalazioni siltitico-argillose. Sono tuttavia presenti rari clasti con dimensioni della sabbia media (diametro di 300-350 μm) e cristalli di mica che, per il loro abito allungato, raggiungono dimensione massima di circa 1 mm. Il campione risulta moderatamente classato e la sfericità medio-bassa con forme da sub-angolose ad arrotondate e mostra una evidente laminazione con forme ondulate e convolute. La composizione principale è costituita da abbondanti clasti di quarzo, sia unitario che policristallino, da frammenti di rocce carbonatiche (*mudstone* e spariti), sedimentarie (rappresentate soprattutto da selci) e da fillosilicati (muscovite, biotite, clorite, glauconite), seguiti da grani di origine scheletrica (sia individui interi che variamente frammentati) e frammenti di rocce metamorfiche (es. quarziti). Sono, inoltre, presenti quantità poco abbondanti di feldspati (sia plagioclasti che feldspati potassici) e subordinati minerali opachi ed ossidi. Questi ultimi riempiono gli spazi intergranulari e, spesso, le camere dei microfossili. Tra i minerali accessori sono presenti minerali mafici e rari frammenti di minerali ad alto rilievo (forse riferibili al gruppo dei granati). Il materiale interstiziale è costituito da matrice micritica e da subordinato cemento sparitico. La sparite si trova spesso come riempimento delle camere dei microfossili, che presentano gusci sia sparitizzati che micritizzati. E', inoltre, presente materiale interstiziale bruno-nerastro ed ossidato. Nelle intercalazioni a grana fine sono presenti matrice fillosilicatica ed abbondanti ossidi ed idrossidi.

Campione: 281.100-30 (Fig. 29)

Litologia di base: Roccia sedimentaria clastica.

Classificazione: LITARENITE/SUBLITARENITE (GAZZI *et al.*, 1973).

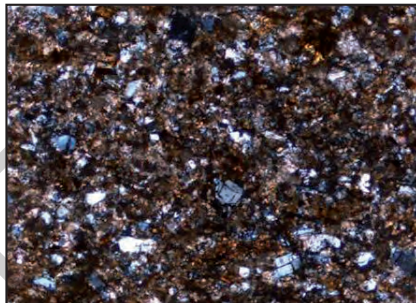
Analisi microscopica: Roccia arenitica a granulometria medio-fine, con clasti di dimensione massima di circa 300 μm , con buon grado di classazione e forme da angolose a sub-arrotondare. La composizione principale è costituita da abbondanti clasti di quarzo, sia unitario che policristallino e da abbondanti frammenti di rocce carbonatiche (*mudstone* e spariti), grani di origine scheletrica (costituiti sia da individui interi che da variamente frammentati), frammenti di rocce metamorfiche (quarziti) e frammenti di rocce sedimentarie (soprattutto selci). Sono, inoltre, presenti quantità poco abbondanti di feldspati (sia plagioclasti che feldspati potassici), alcuni dei quali alterati e subordinati minerali opachi e fillosilicati. E' stato osservato un cristallo di quarzo con tessitura simplectitica. Tra i minerali accessori sono stati osservati piccoli minerali ad alto rilievo e colori di interferenza del secondo ordine e debole pleocroismo le cui ridotte dimensioni non permettono, tuttavia, l'attribuzione ad una precisa famiglia di minerali. Il materiale interstiziale è costituito da rara matrice micritica e da subordinato cemento sparitico: quest'ultimo riempie spesso le camere della microfauna. In una cavità è presente un riempimento di silice di ultima generazione (calcedonio) con la tipica struttura fibroso-raggiata.

Campione: 281.100-05

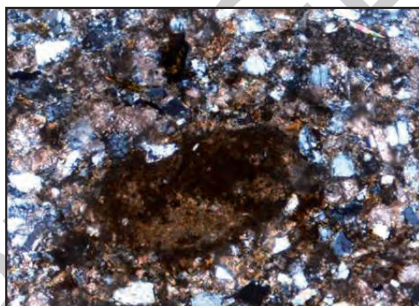
Tessitura



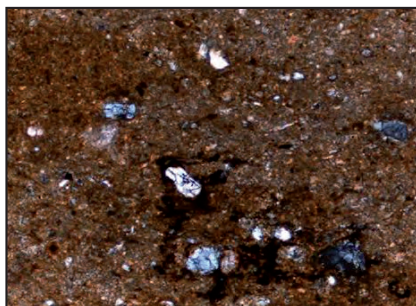
281.100-05 2,5x, N+



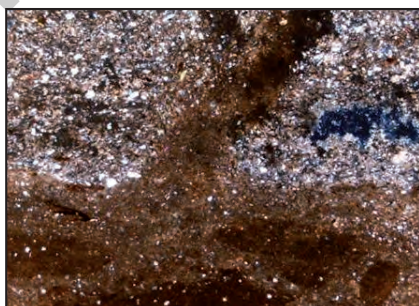
281.100-05 2,5x, N+



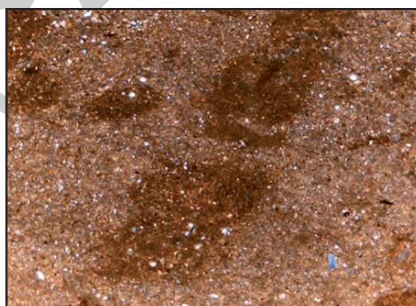
281.100-05 2,5x, N+



281.100-05 2,5x, N+



281.100-05 2,5x, N+

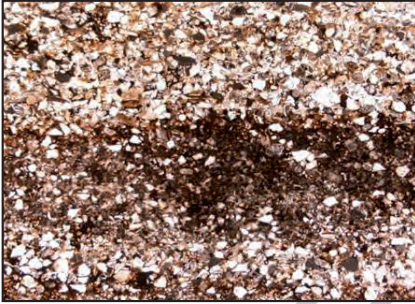


281.100-05 10x, N+

Fig. 26 - Caratterizzazione petrografica qualitativa e immagini fotografiche in sezione sottile al microscopio ottico.

Campione: 281.100-06

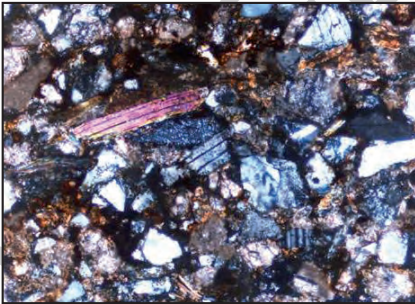
Tessitura



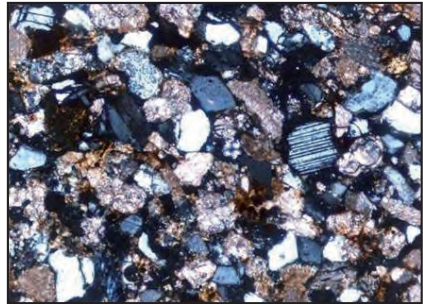
281.100-06 2,5x, NII



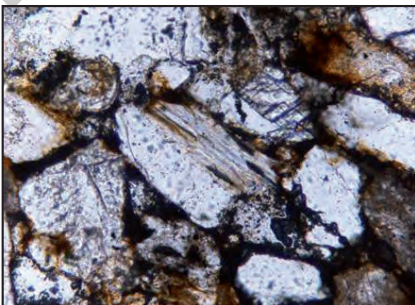
281.100-06 2,5x, N+



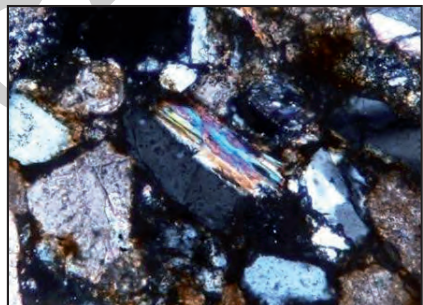
281.100-06 10x, N+



281.100-06 10x, N+



281.100-06 20x, NII

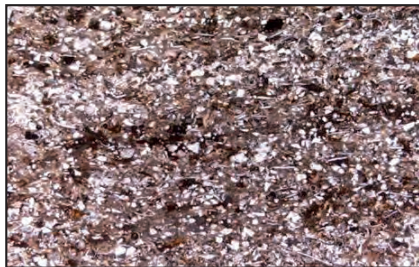


281.100-06 20x, N+

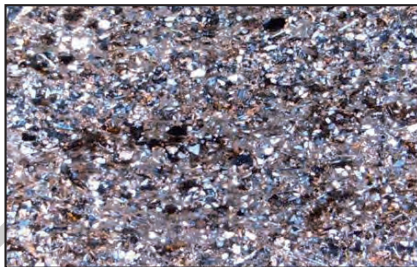
Fig. 27 - Caratterizzazione petrografica qualitativa e immagini fotografiche in sezione sottile al microscopio ottico.

Campione: 281.100-18

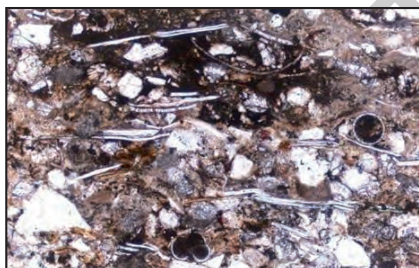
Tessitura



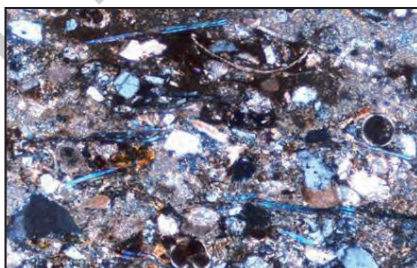
281.100-18 2,5x, NII



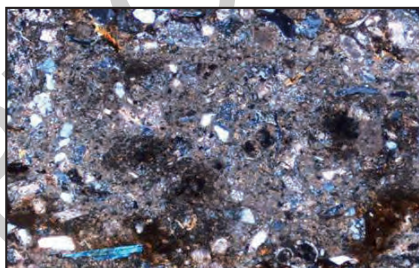
281.100-18 2,5x, N+



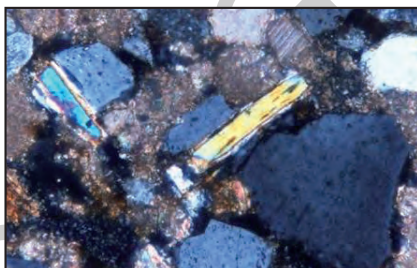
281.100-18 10x, NII



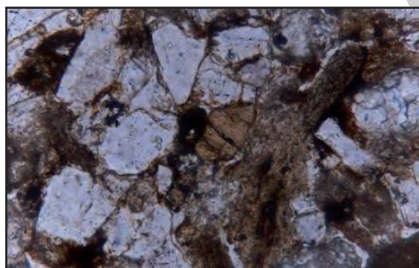
281.100-18 10x, N+



281.100-18 20x, N+



281.100-18 20x, N+



281.100-05 2,5x, N+



281.100-18 20x, N+

Fig. 28 - Caratterizzazione petrografica qualitativa e immagini fotografiche in sezione sottile al microscopio ottico.

Campione: 281.100-30

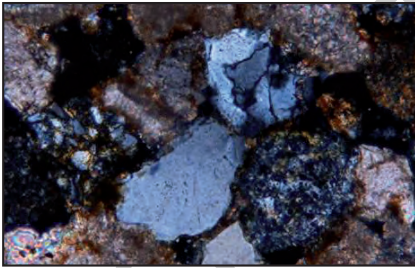
Tessitura



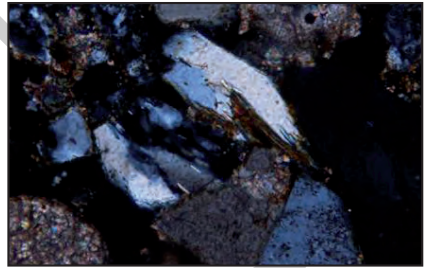
281.100-30 2,5x, NII



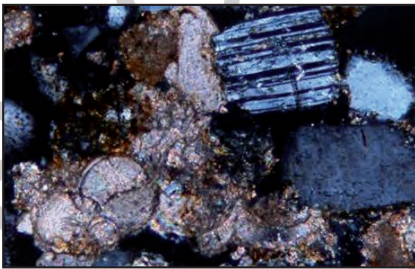
281.100-30 2,5x, N+



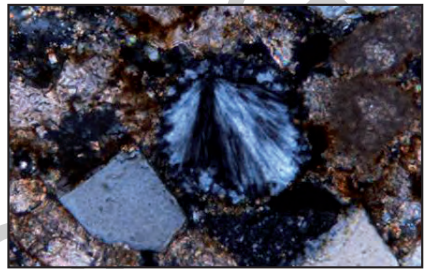
281.100-30 20x, N+



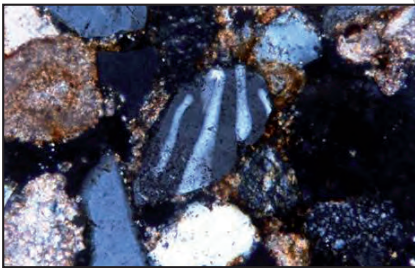
281.100-30 20x, N+



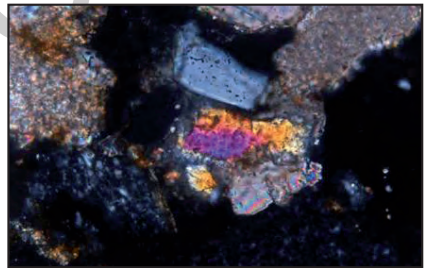
281.100-30 20x, N+



281.100-30 20x, N+



281.100-30 20x, N+



281.100-30 40x, N+

Fig. 29 - Caratterizzazione petrografica qualitativa e immagini fotografiche in sezione sottile al microscopio ottico.

VIII - ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA, GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - GEOMORFOLOGIA

L'area del F 281 "Senigallia" si estende tra la fascia pedemontana periadriatica e la costa ed è rappresentata da una zona collinare che declina gradualmente verso mare. I terreni più antichi (supramiocenici) affiorano, con un certo risalto morfologico, lungo l'allineamento Scapezzano-S. Angelo in strutture di tipo anticlinalico. Il resto dell'area è rappresentato da terreni plio-pleistocenici marini e da depositi quaternari di spiaggia e continentali, questi ultimi particolarmente sviluppati lungo la fascia costiera e nei fondovalle dei fiumi Cesano, Misa-Nevola ed Esino. Il paesaggio del F 281 "Senigallia" è tipicamente collinare, con rilievi collocati in prevalenza lungo la fascia centro-occidentale del foglio e che superano solo occasionalmente i 250 metri nei settori più interni (Corinaldo, Ostra Vetere). Il paesaggio collinare è piuttosto monotono, soprattutto a causa di una sostanziale omogeneità litologica, con netta prevalenza di terreni plio-pleistocenici prevalentemente pelitici e per la scarsa incisività morfologica dei rari elementi strutturali. Proprio la predominanza nelle aree collinari del F 281 "Senigallia" di litotipi prevalentemente argillosi e spesso ben stratificati è il principale fattore che determina la grande diffusione di fenomeni franosi di dimensioni e tipologia variabili e che costituiscono molto spesso elementi di rischio per le infrastrutture e le abitazioni. In generale è molto evidente la maggior estensione e frequenza dei

fenomeni franosi sui versanti con stratificazione anche blandamente a franapoggio. Alcune grandi frane sono ben note, dato che interessano sia importanti centri abitati come Corinaldo od Ostra Vetere, sia la sede autostradale. Le tipologie franose, riferendosi al classico schema di VARNES (1978) sono principalmente tre: a) frane per scorrimento; b) frane per colamento; c) frane complesse e composite, quasi sempre rappresentate da un iniziale movimento per scorrimento che evolve verso il basso (e/o viene successivamente riattivato) come colamento. I fenomeni franosi principali interessano anche il substrato, per spessori che si possono stimare variabili da poco più di un metro a una-due decine di metri e oltre; solo i movimenti più circoscritti interessano la sola coltre del regolite.

La fascia collinare è solcata da tre valli fluviali principali corrispondenti ai segmenti medio-finali, piuttosto rettilinei, dei fiumi Cesano, Misa-Nevola ed Esino. Le piane alluvionali di questi fiumi sono abbastanza ampie e fortemente antropizzate; sia la piana di fondovalle, sia i fianchi vallivi mostrano quasi sempre terrazzamenti più o meno evidenti e vi si possono riconoscere i diversi ordini di depositi alluvionali terrazzati noti in letteratura. Le foci dei fiumi Cesano e Misa ricadono nell'ambito del F 281 "Senigallia" mentre quella del Fiume Esino ricade nel F 282 "Ancona", nei pressi di Falconara Marittima. Il Fiume Nevola, che costituisce l'affluente principale, in sinistra, del Fiume Misa, si congiunge con quest'ultimo nel suo tratto terminale, a circa 10 km dalla foce.

Le valli fluviali presenti nel F 281 "Senigallia" sono tutte orientate in direzione SO-NE e attraversano ortogonalmente gli assi strutturali principali. L'andamento dei principali corsi d'acqua, trasversale alle strutture è stato interpretato come risultato di processi misti di sovrapposizione seguita da precedenza (MAZZANTI & TREVISAN, 1978; ALVAREZ, 1999) o, viceversa, di precedenza seguita da sovrapposizione (BOCCALETTI *et al.*, 1983; CICCACCI *et al.*, 1985), mentre il ruolo di fenomeni di cattura nello sviluppo di alcuni segmenti longitudinali viene evidenziato da ELMI (1991). MAYER *et al.* (2002) prospettano invece un comportamento opportunistico, che prevede l'alternarsi nello spazio e nel tempo sia di fenomeni di cattura, sia di fenomeni di precedenza e/o sovrapposizione, questi ultimi enfatizzati da NESCI & SAVELLI (2002) per l'evoluzione di alcune aree costiere e pedemontane.

Gli alvei attuali e i terrazzi di tutti i maggiori fiumi dell'area sono sempre fortemente decentrati verso SE (destra idrografica). Il fenomeno fu già notato dal LIPPARINI (1938, p. 6) per i fiumi marchigiani a nord del Fiume Tronto: "Altra loro caratteristica, comune con le valli dell'Emilia, è la dissimmetria: il *thalweg* è generalmente spostato a destra; ripido il fianco destro, con scarse tracce di terrazzi, la cui serie è quasi sempre incompleta, o per mancato terrazzamento, o in seguito a sventramento, mentre sul fianco sinistro la serie dei terrazzi è ben sviluppata e generalmente completa." Il LIPPARINI, acutamente ravvisa "le cause di tale dissimmetria morfologica nella influenza esercitata sull'impostazione dei *thalweg* da una originaria dissimmetria tettonica nelle pieghe longitudinali interessanti in

modo speciale i terreni pliocenici”. Le cause di questo fenomeno, tuttora oggetto di discussione, sono state in seguito ricollegate all’effetto della rotazione terrestre (CRESCENTI, 1972), a movimenti neotettonici differenziati (GUERRERA *et al.*, 1979; NANNI & VIVALDA, 1987; GUERRICCHIO, 1990; BORRACCINI *et al.*, 2002), a maggior apporto solido dai versanti esposti a sud (ELMI, 1991) o dalla concomitanza di fenomeni neotettonici e climatici locali (BISCI & DRAMIS 1992).

Il sollevamento generalizzato dell’area appenninica, accompagnato da una tettonica distensiva e dall’incisione degli assi vallivi, si verifica principalmente dopo il Pleistocene inferiore, come testimonia, fra l’altro, la presenza nella regione di depositi costieri Siciliano-crotoniani sollevati (CANTALAMESSA *et al.*, 1987).

2. - IDROGEOLOGIA

Nell’area del F 281 “Senigallia” affiorano terreni con un differente grado di permeabilità. Senza entrare in dettagli che richiederebbero valutazioni complesse, viene fornito il seguente schema qualitativo relativo alla permeabilità delle principali unità presenti nel foglio.

- Depositi Continentali e di spiaggia: di norma altamente permeabili, specialmente i depositi alluvionali terrazzati; la permeabilità diminuisce drasticamente nelle coltri eluvio-colluviali, caratterizzate da prevalenza di materiali limoso-argillosi.
- Unità pelitiche, pelitico-arenitiche e arenitico-conglomeratiche del Miocene superiore e Plio-Pleistocene: sono piuttosto impermeabili, specialmente dove prevalgono *litofacies* pelitiche; tuttavia una certa permeabilità per porosità caratterizza gli intervalli arenitici, soprattutto quelli con scarsa matrice e/o cemento.
- *Schlier*: da impermeabile a poco permeabile.

Dal punto di vista idrogeologico, pertanto, nell’ambito del foglio si possono sostanzialmente distinguere unità a comportamento diversificato.

Le unità terrigene sono di norma poco permeabili quando si presentano in facies pelitica e/o marnosa; le facies sabbiose ad esse associate sono invece caratterizzate da media permeabilità, per porosità di tipo intergranulare o, talora, per fessurazione. In particolare, risultano permeabili soprattutto per porosità gli spessi banchi arenitici mio-pliocenici dell’anticlinale Mondolfo-Scapezano.

I depositi continentali di copertura ospitano acquiferi di importanza locale; piccoli corpi idrici sono ospitati anche dalle coltri colluviali diffuse in tutta l’area del foglio. Questi modesti acquiferi hanno una importanza trascurabile come riserve idriche, ma possono contribuire efficacemente a scopi agricolo-pastorizi locali. Le falde freatiche più abbondanti si trovano nei depositi alluvionali terrazzati dei segmenti medio-bassi dei fiumi principali e in quelli dei terrazzi altimetricamente più bassi, oltre che sotto l’intera piana costiera.

3. - FRANE E DISSESTI

L'area del F 281 "Senigallia" è interessata da numerose frane sia in evoluzione, sia senza indizi di evoluzione in atto. Queste sono impostate quasi esclusivamente sui terreni prevalentemente pelitico-marnosi del Plio-Pleistocene. Dato che la loro estensione e le loro caratteristiche sono molto variabili, solo uno studio tematico può identificarne con precisione l'esatta tipologia e il grado di pericolosità in relazione a insediamenti antropici e infrastrutture.

Nelle aree d'affioramento dei termini prevalentemente arenitici mio-pliocenici (anticlinale Mondolfo-Scapezano), le frane sono meno frequenti e per lo più di dimensioni ridotte. Qui si impostano spesso in corrispondenza di livelli pelitici intercalati a banchi arenitici o sulle profonde coltri colluviali che caratterizzano vasti settori di questa fascia. Più rari e arealmente circoscritti sono i fenomeni di scorrimento di banconi arenitici.

Frane e dissesti superficiali di estensione areale spesso notevole caratterizzano l'intera superficie delle aree di affioramento dei termini pelitici plio-pleistocenici spesso interessando, in modo significativo, anche centri abitati (ad esempio, Corinaldo, Ostra Vetere, Ostra). Spesso, in queste aree si osservano interi versanti in frana, interessati da vari corpi adiacenti e/o coalescenti e con differenti stati di attività. In linea generale, verso le zone topograficamente più elevate dei versanti prevalgono fenomeni di scorrimento rototraslativo, spesso con spostamenti laterali di pochi metri. Il movimento diviene via via più sensibile verso il basso, dove le masse subiscono una progressiva frammentazione e vengono mobilizzate da fenomeni di colamento più o meno estesi e superficiali. A luoghi (p. es. a SW di Corinaldo), l'attività dei movimenti franosi è più evidente verso l'alto, mentre il piede degli accumuli appare stabilizzato e variamente rimodellato e ricoperto da coltri colluviali.

In tutta l'area del foglio sono presenti, inoltre, dissesti superficiali di differente entità e diffusione che, tuttavia, interessano principalmente la sola coltre di alterazione.

4. - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

Sotto il profilo delle risorse non si segnalano giacimenti minerali degni di nota. Le uniche risorse utilizzabili sono rappresentate dai materiali di cava.

4.1. - CAVE

Le cave, abbastanza diffuse nell'area del foglio, si possono suddividere in due tipologie principali. Una prima tipologia riguarda le più frequenti cave di ghiaia,

realizzate lungo i principali segmenti fluviali; un secondo tipo è impostato invece su rocce del substrato, sfruttando sia le unità pelitiche, sia le arenite mio-pliocene. Una cava di ampie dimensioni impostata su terreni messiniani e sul sottostante *Schlier*, abbandonata in tempi relativamente recenti e nota in letteratura già dalla prima metà del '900 a causa degli abbondanti ritrovamenti di flore e faune fossili messiniane, è ubicata a ovest di Senigallia (loc. San Gaudenzio). Un'altra cava di dimensioni significative, annessa a una vecchia fornace e nella quale venivano estratti materiali da ghiaiosi a sabbioso-limosi del terrazzo del Pleistocene medio finale, si trova a Passo di Ripe. Alcune altre cave, attualmente non attive, insistono sui materiali arenitici nei pressi di Mondolfo o sui materiali pelitici e/o pelitico-arenitici a ovest di Senigallia, in destra valliva presso la foce del Fiume Cesano. In particolare, sulla sponda destra del Fiume Cesano, compare anche una vecchia cava di gesso abbandonata da molti decenni. Numerose cave non più attive, impostate in materiali alluvionali, costellano infine le piane alluvionali terrazzate dei fiumi Cesano e Misa-Nevola e alcuni piccoli impianti di cava abbandonati interessano anche i depositi ghiaioso-sabbiosi della piana costiera.

Per quanto riguarda ulteriori e più specialistiche informazioni di carattere applicativo (es., idrogeologia, geomorfologia applicata, ecc.), nell'ambito delle problematiche geologico-ambientali della Regione marchigiana, si rimanda a volumi tematici (es. AA.VV., 1991a).

PROGETTO

CARG

BIBLIOGRAFIA

- AA. VV. (2009) - *CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - 1:50.000. PROGETTO CARG: linee guida per il rilevamento geologico, la cartografia e l'informatizzazione dei dati delle aree marine*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Ser. III, **12 (II)**.
- AA. VV. (1966) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 117 "Jesi" (II ediz.)*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- AA. VV. (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale. F. 2-Marche, scala 1:250.000*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Sottoprogetto 5, Modello Strutturale. S.EL.CA. s.r.l. - Firenze.
- AA. VV. (1986a) - *Carta Geologica delle Marche in scala 1:250.000*. In: *La geologia delle Marche*. Regione Marche, Ancona. Studi Geologici Camerti, volume speciale: 145 pp., Camerino.
- AA. VV. (1986b) - *Carta geologica delle Marche in scala 1:250.000*. L.A.C., Ed., Firenze.
- AA. VV. (1989a) - *Synthetic structural-kinematic map of Italy - 1:1.000.000*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Sottoprogetto Modello Strutturale Tridimensionale. Stabilimento L. Salomone, Roma.
- AA. VV. (1989b) - *Carta Inventario dei movimenti franosi della regione Marche ed aree limitrofe - Foglio N° 2*. Cartography: Systemcart, Stabilimento L. Salomone, Roma.
- AA. VV. (1989c) - *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'Area Umbro-Marchigiana. Itinerari Geologici sull'Appennino Umbro-Marchigiano (Italia)*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., vol. 39. Roma.
- AA. VV. (1991a) - *L'ambiente fisico delle Marche. Geologia, Geomorfologia, Idrogeologia, con allegata carta geologica delle Marche in scala 1:100.000*. Regione Marche: 255 pp. S.EL.CA, Firenze.
- AA. VV. (1991b) - *Le emergenze geologiche e geomorfologiche delle Marche*. Regione Marche, pp.: 711, Ancona.
- AA. VV. (1994) - *Guide Geologiche Regionali - 15 Itinerari - Appennino Umbro-Marchigiano*. Soc. Geol. It., 301 pp., BE-MA Editrice, Colora-Lodi (MI).
- AA. VV. (2001) - *Guide Geologiche Regionali - 34 Escursioni a piedi - Appennino Umbro-Marchigiano, 7/ secondo volume*. Soc. Geol. It., 269 pp., BE-MA Editrice, SATE, Zingonia, Verdellino (BG).
- ALBERTI M., DECANDIA F.A. & TAVARNELLI E. (1994) - *Modalità di Propagazione della deformazione compressiva nell'appennino umbro-marchigiano*. Atti del 77° Congresso della Società Geologica Italiana, Bari, Settembre 1994, 73-75.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., AZZI C., CALDERINI G., CORTESI C., IMPROTA S., NESCI O., et al. (1987) - *Successioni alluvionali terrazzate nel medio bacino del Metauro (Appennino Marchigiano) - Datazione con il 14C*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., **10**: 307-312. Torino.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. & PETRONE V. (1979) - *Depositi tardowurmiani nell'alto Bacino dell'Esino (Appennino Marchigiano) - Datazione con il 14C*. Geogr. Fis. Din. Quat., **2**: 203-205, Torino.
- ALVAREZ W. (1999) - *Drainage on evolving fold-thrust belts: a study of transverse canyons in the Apennines*. Basin Research, **11**: 267-284.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene Inferiore e il Pleistocene Medio*. Contr. Concl. Carta Neotett. d'It. (II) CNR, P.F. "Geodinamica" S.P. "Neotettonica", **356**: 1341-1343, Roma.
- AMBROSETTI P., CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1981) - *Schema di evoluzione Neotettonica dell'area Umbro-Marchigiana tra il Tronto ed il Metauro*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 471-475, Roma.
- ANTONORI A., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., PIERUCCINI U. (1983) - *Primi dati mesostrutturali sui depositi postorogeni dell'avanzofossa marchigiana*. Riunione su "Meccanismi deformativi delle catene peri-mediterranee. Camerino.

- APAT (2007) - Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali. Quaderni serie III, 7/VII, 381 pp., Roma.
- APPLEBY P.G. & OLDFIELD F. (1978) - *The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment*. Catena, **5**:1-18.
- AQUATER (1982). - *Regione Marche. Studio generale per la difesa delle coste: prima fase*. 1-2, S. Lorenzo in Campo.
- AQUATER (1984). - *Regione Marche. Studio generale per la difesa delle coste: seconda fase. Analisi del regime del trasporto litoraneo e bilancio dei sedimenti*. Snamprogetti, pp. 188. Fano.
- ARDOVINI R. & COSSIGNANI T. (1999) - *Atlante delle conchiglie di profondità del Mediterraneo*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-112, Ancona.
- ARGNANI A., ARTONI A., ORI G.G., ROVERI M. (1991) - *L'avanfossa centro-adriatica: stili strutturali e sedimentazione*. Studi, Geol. Camerti, vol. spec./1: 371-381, Camerino.
- ARGNANI A., BERNINI M., DI DIO G., PAPANI G. & ROGLEDI S. (1997) - *Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines (Italy)*. Il Quaternario, **10**: 595-602.
- ARIZTEGUI D., ASIOLI A., LOWE J.J., TRINCARDI F., VIGLIOTTI L., TAMBURINI F., CHONDROGIANNI C., ACCORSI C.A., BANDINI MAZZANTI M., MERCURI A.M., VAN DER KAARS S., MCKENZIE J.A. & OLDFIELD F. (2000) - *Palaeoclimatic reconstructions and formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the Central Mediterranean region*. Palaeoclimatology, Paleoecology, Paleogeography, **158**: 215-240.
- ASIOLI A. (1996) - *High resolution foraminifera biostratigraphy in the Central Adriatic basin during the last deglaciation: a contribution to the PALICLAS Project, in Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments*. Edited by F. Oldfield and P. Guilizzoni, Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia, **55**: 197 - 218.
- ASIOLI A., CAPOTONDI L. & CITA SIRONI M. B. (2005) - *The Tyrrhenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea record. A proposal*. Rend. Fis. Acc. Lincei, Geologia, s. 9, **164**: 297 - 310.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310. Roma.
- BARCHI M., DE FEYTER A., MAGNANI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B.M. (1998)- *The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 557-578, Roma.
- BARMAWIDJAJA D.M., JORISSEN F.J., PUSKARIC S. & VAN DER ZWAAN G.J. (1992) - *Microhabitat selection by benthic foraminifera in the Northern Adriatic Sea*. Journal of Foraminifera Research, **22/4**: 297-317.
- BASILI R., VALENSISE G., VANNOLI P. & GUIDOBONI E. (2002) - *The Ancona Rimini Coastal belt (Central Italy): blind to faults, deaf to earthquakes*. ESC Meeting, Genoa (Italy), Abstract volume.
- BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (1994) - *Physical stratigraphy of the Messinian post- evaporitic deposits in central-southern Marche area (Apennines, central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 275-288, Roma.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C. & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. & Hardenbol J. (Editors), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphy Correlations. SEPM Spec. Publ., **54**: 129-212.
- BERNDT C., CATTANEO A., SZUMAN M., TRINCARDI F. & MASSON D. (2006) - *Sedimentary structures offshore Ortona, Adriatic Sea - deformation or sediment waves?* Marine Geology (Weaver P., Canals M., e Trincardi F. Eds.), **234**: 261-270.
- BIGHI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W., PIERANTONI P.P., RIDOLFI M. (1999) - *Tectonics and sedimentation within a Messinian foredeep in the central Apennines, Italy*. Journal of Petroleum Geology, **22** (1): 5-18.

- BISCI C. & DRAMIS F. (1992) - *La Geomorfologia delle Marche*. In: AA. VV. "L'ambiente Fisico delle Marche", Regione Marche - Giunta Regionale, Assessorato Urbanistica e Ambiente, S.E.L.C.A., Firenze, 81-113.
- BISCI C., CALAMITA F. & DRAMIS F. (1988) - *Analisi computerizzata della orientazione di tratti di reticolo idrografico e implicazioni neotettoniche: un esempio nell'area umbro-marchigiana*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., Suppl. 1: 189-196, Torino.
- BLOTT S. J. & PYE K. (2001). *Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments*. Earth Surf. Proc. Land. **26**, 1237-1248.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G. MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1987) - *Evoluzione dell' Appennino Tosco-Umbro-Marchigiano durante il Neogene*. Giorn. di Geologia, **48**: 227-233, Bologna.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G., RICCI LUCCHI F. (1990a) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and southern Alps*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**: 3-14.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990b) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**: 41-50.
- BOCCALLETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. (1983) - *The Umbria-Marche Apennines: an example of thrust and wrenching tectonics in a model of ensialic neogenic-quaternary deformation*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 581-592, Roma.
- BORRACCINI F., DE DONATIS M., DI BUCCI D., MAZZOLI S., MEGNA A., NESCI O., SANTINI S., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & TRIGGIANI P. (2002) - *Analisi della tettonica quaternaria nel basso bacino del Metauro e nell' offshore adriatico (area nord-marchigiana esterna) attraverso l' integrazione di dati geofisici, geomorfologici, stratigrafici e strutturali*. Studi Geol. Camerti, Nuova Serie, **2**: 29-43, Camerino.
- BORSETTI A. M., CARLONI G.C., CATI F., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C., RICCI LUCCHI F. (1975b) - *Paleogeografia del Messiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale*. Giorn. di Geol., ser. 2, **40**: 21-72, Bologna.
- BORSETTI A. M., CARLONI G.C., COCCIONI R. & MARCHESELLI F. (1975a) - *Il limite Tortoniano/Messiniano nella cava di S. Gaudenzio (Senigallia)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 407-416, Roma.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Utet, Torino.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Evoluzione strutturale neogenico-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano*. In Centamore E. & Deiana G. (Eds), Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La Geologia delle Marche": 91-98, Camerino.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 311-316, Roma.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W., RIDOLFI M. (1991) - *Stili deformativi e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino Umbro-Marchigiano alla costa adriatica*. Profilo CROP 03. Punta Ala-Gabice. Studi Geol. Camerti, vol. spec., pp.: 295-314, Camerino.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo la traversa M. S. Vicino-Polverigi (Appennino marchigiano esterno)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 1990: 69-86, Camerino.
- CALAMITA F., CRISTALLINI C., DEIANA G., INVERNIZZI C., MICARELLI A., PIZZI A. & POTETTI M. (1989) - *Timing of compressive deformation in the outer area of the Marche Apennine chain*. In: "La geologia strutturale ed i possibili contributi all'interpretazione della sismica profonda". Pisa, 26-27 Ottobre 1989, Abstr.

- CALAMITA F., PIZZI A., RIDOLFI M., RUSCIADELLI G. & SCISCIANI V. (1998) - *Il buttressing delle faglie sinsedimentarie pre-thrusting nella strutturazione neogenica della catena appenninica: l'esempio della M.gna dei Fiori (Appennino centrale esterno)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 725-745, Roma.
- CALAMITA, F., COLTORTI, M., PIERUCCINI, P. & PIZZI, A. (1999) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 125-139, Roma.
- CALANCHI N., CATTANEO A., DINELLI E., GASPAROTTO G. & LUCCHINI F. (1998) - *Tephra layers in Late Quaternary sediments of the Central Adriatic Sea*. Marine Geology, **149**: 191-209.
- CALDERONI G., DELLA SETA M., FREDI P., LUPIA PALMIERI E., NESCI O., SAVELLI D. & TROIANI F. (2007) - *Late Quaternary geomorphologic evolution of the Adriatic coastal sector of the Northern Marche region (Italy) and quantitative assessment of alluvial and marine terraces*. GeoActa, Bologna, in stampa.
- CALDERONI G., COLTORTI M., DRAMIS, F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1991b) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino del Fiume esino durante il Pleistocene superiore*. Atti Convegno Unità Progetto Naz. Ricerca "Erosione e alluvionamenti in aree caratterizzate da subsidenza o da tettonica attiva", Ancona, 14-15 ottobre 1991: 171-190. Geogr. Fis. e Din. Quat., **14**: 201-207, Torino.
- CALDERONI G., NESCI O. & SAVELLI D. (1991a) - *Terrace fluvial deposits from the middle basin of Cesano River (northern Marche Apennines): reconnaissance study and radiometric constraints on their age*. Geogr. Fis. e Din. Quat., **14**, 201-207, Torino.
- CALDERONI G., NESCI O., PERGOLINI C. & SAVELLI D. (1994) - *Last-glacial terrace alluvium in the Metauro River Basin: some remarks about new radiometric ages*. Il Quaternario, **7** (fasc. 2): 607-612.
- CAMPBELL L. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26.
- CANDE S. & KENT D. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal Geophys. Res., **100**: 6093-6095.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.I., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986a) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. In: Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La Geologia delle Marche": 61-88, Camerino.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. & DI LORITO L. (1986b) - *Il Miocene delle Marche*. In: Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La Geologia delle Marche": 35-55, Camerino.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI F., PONTONI F. & POTETTI M. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto S. Giorgio (Ascoli Piceno, Marche)*. Geol. Romana, **26**: 359-369, Roma.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1981) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **CI** (1980): 343-542, Roma.
- CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) - *Note illustrative della carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000, Fogli 109-110-117 Pesaro - Senigallia - Jesi*. Serv. Geol. d'It., Nuova Tecnica Grafica: 62 pp., Roma.
- CARLONI G.C., FRANCAVILLA F., BORSETTI A.M., CATI F., D'ONOFRIO S., MEZZETTI T. & SAVELLI C. (1974) - *Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-Pliocene nelle Marche centro-meridionali*. Giorn. di Geol., Ser. 2, **39** (2): 363-392, Bologna.
- CASTELLARIN A. & STEWART K. G. (1989) - *Exotic clasts in a Pliocene conglomerate near Pesaro have an alpine source*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 607-618, Roma.
- CATTANEO A. & TRINCARDI F. (1999) - *The late-Quaternary transgressive record in the Adriatic epicontinental sea: basin widening and facies partitioning*. In: K.M. BERGMAN & J.W. SNEDDEN (Eds.): "Isolated shallow marine sand bodies; sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation". Soc. of Econ. Pal. and Min., spec. publ., **64**: 127-146.

- CATTANEO A., CORREGGIARI A., MARSETT T., THOMAS Y. & TRINCARDI F. (2004a) - *Morphobathymetric analysis of seafloor undulations on the Adriatic shelf and comparison to known examples of deepwater sediment waves*. Mar. Geol., **213**: 121-148.
- CATTANEO A., CORREGGIARI A., PENITENTI D., TRINCARDI F., MARSETT T. (2003) - *Morphobathymetry of small-scale mud reliefs on the Adriatic shelf*, in: Locat J., Mienert J. (Eds.). *Submarine Mass Movements and their Consequences*, Kluwer, Amsterdam, 401-408.
- CATTANEO A., TRINCARDI F., LANGONE L., ASIOLI A. & PUIG P. (2004b). *Clinoformation generation on Mediterranean Margins*. Oceanography, **17/4**: 104-117.
- CATTANEO, A., TRINCARDI, F., ASIOLI, A., CORREGGIARI A. (2007) - *The Western Adriatic shelf clinoform: energy-limited bottomset*. Continental Shelf Research, (Milligan T. e Cattaneo A., Eds.) **27**: 506-525.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S. *et al.* (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'Avanfossa Marchigiano-Abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, Crop 11, vol. spec.: 125-131, Camerino.
- CENTAMORE E., JACOBACCI A., MARTELLI G. (1972) - *Modello strutturale umbro-marchigiano. Correlazioni possibili con le regioni adiacenti*. Boll. Serv. Geol. d'It., **XCIII**: 155-188, Roma.
- CIBIN U. & DI GIULIO A. (1996) - *Proposta di normativa per l'analisi microscopica della composizione delle areniti nell'ambito della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*. Boll. Serv. Geol. Ital., **CXV**: 87-98, Roma.
- CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) *Geomorphological and neotectonic evolution of the Umbria-Marche Ridge, Northern Sector*. Studi Geol. Camerti, **10**: 7-15, Camerino.
- CILLA G., COLTORTI M., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., PAMBIANCHI G. (1996) - *Fluvial sedimentation during the early Holocene in the Marche valleys (Central Italy)*. Il Quaternario, **9**: 459-464.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D., GUERRERA F., LAURENZI M.A., RENZULLI A. AND TRAMONTANA M. (1998) - *Biostratigraphical correlation and geochronology of volcanoclastic horizons across the Tortonian/Messinian Boundary in the Apennine Foreland Basin System*. Inter. Coll. R.C.M.N.S. - Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy - "Neogene basins of the Mediterranean region: controls and correlation in space and time", Catania 1997. *Annales Tectonicae*, spec issue, **XIII** (1-2): 113-132, Firenze.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene"* (29 settembre - 4 ottobre 1994). Boll. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.
- COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pleistocene Anconetano*. Geol. Romana, **18**: 71-92, Roma.
- COLTORTI M. & NANNI T. (1987) - *La bassa valle del fiume Esino: geomorfologia, idrogeologia e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It. (1986), **106**: 35-51, Roma.
- COLTORTI M. & PRINCIPI M. (1999) - *Studio del degrado delle aree di versante ed individuazione di misure di prevenzione dei fenomeni di dissesto*. Comune di Senigallia (An).
- COLTORTI M. (1979) - *Reperti litici del Paleolitico inferiore come contributo alla datazione delle alluvioni terrazzate del Fiume Esino (Ancona)*. Studi Geol. Camerti, **5**: 7-16, Camerino.
- COLTORTI M. (1981) - *Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene e il Paleolitico inferiore e medio della regione marchigiana*. Atti Conv. Beni Cult. Amb. delle Marche, Numana, 8-10/5/'81, Paleane Ed.: 63-122.
- COLTORTI M. (1991a) - *L'evoluzione geomorfologica olocenica dei fiumi Misa e Cesano nei dintorni dei siti archeologici di Ostra antica, Senigallia e Suasa*. In: "Archeologia delle valli del Misa e Cesano": 79-98, Senigallia.

- COLTORTI M. (1991b) - *Modificazioni morfologiche oloceniche nelle piane alluvionali marchigiane: alcuni esempi nei fiumi Misa, Cesano e Musone*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**: 73-86, Torino.
- COLTORTI M. (1997a) - *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy*. Catena, **30**: 311-335. Elsevier V.B.
- COLTORTI M. (1997b) - *Geomorfologia ed evoluzione fluviale olocenica nella valle del fiume Musone (Marche Italia)*. In: Il Bacino del Fiume Musone: Geologia, Geomorfologia e Idrogeologia. (Nanni T. Ed), Grafiche Scarponi: 49-68, Osimo.
- COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**: 87-100, Torino.
- COLTORTI M., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Geomorphological evidence for anti-Apennine faults in the Umbro-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy*. Geomorphology, **15**: 33-45, Amsterdam.
- COLTORTI M., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1995) - *Evoluzione geomorfologia ed impatto antropico nei sistemi idrografici delle Marche: riflessi sull'ambiente fisico*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 271-292, Roma.
- CORREGGIARI A., CATTANEO A. & TRINCARDI F. (2005) - *The modern Po Delta system: lobe switching and asymmetric prodelta growth*, Marine Geology, Vol. 222-223, pp. 49-74.
- CORREGGIARI A., TRINCARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - *Styles of failure in heavily-sedimented highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf*. Journal of Sedimentary Research, **71/2**: 218-236.
- COSSIGNANI T., COSSIGNANI V., DI NISIO A. & PASSAMONTI M. (1992) - *Atlante delle conchiglie del Medio Adriatico. - Atlas of shells from Central Adriatic Sea*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-108, Ancona.
- COWARD M.P., DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W. & WEZEL F.C. (1999) - *Frontal part of the northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): shallow and deep structural styles*. Tectonics, **18** (3): 559-574.
- CREMASCHI M., COLTORTI M., PERETTO C. & SALA B. (1979) - *Le industrie del Paleolitico inferiore e medio quali indicatori cronologici per i depositi pleistocenici della Val Padana e delle Marche*. C.N.R. - Progetto Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica, Nuovi Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia: 665-669, Roma.
- CRESCENTI U. (1972) - *Sulla deviazione dei fiumi marchigiani*. Geol. Appl. Idrog., **7**: 45-56.
- D'ONOFRIO, S. (1969). *Ricerche sui foraminiferi nei fondali antistanti il delta del Po*. G. Geol. Ser. 2, **36**: 189-310.
- DAL CIN R., SIMEONI U. (1987) - *Analisi ambientale quantitativa dei litorali marchigiani fra Gabicce ed Ancona. Livello del rischio naturale e del degrado, distribuzione dei sedimenti e loro possibile impiego per ripascimenti artificiali*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 377-423, Roma.
- DALL'AGLIO P.L., MARCHETTI G., NESCI O., PELLEGRINI L., SAVELLI D. & CALDERONI G. (2004) - *Geomorfologia e popolamento antico nella media valle del Fiume Cesano (Marche-Italia)*. Il Quaternario, It. J. of Quat. Sci., **17**(2/1): 213-219.
- DE STIGTER H. C., JORISSEN F. J. & VAN DER ZWAAN G. J. (1998) - *Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to deep sea transect in the southern Adriatic Sea*. Journal of Foraminifera Research, **28**: 40-65.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 473-484, Roma.
- DELLE ROSE M., GUERRERA F., RENZULLI A., RAVASC-BARANYAI L. & SERRANO F. (1994) - *Stratigrafia e petrografia delle Marne di Vicchio (Unità Tettonica Cervarola) dell'alta Val Tiberina (Appennino Tosco-Romagnolo)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 675-708, Roma.

- DI BUCCI D. & MAZZOLI S. (2002) - *Active tectonics of the Northern Apennines and Adria geodynam-ics: new data and discussion*. Journ. of Geodyn., **34** (5): 687-707, Amsterdam.
- DI BUCCI D., MAZZOLI S., MEGNA A., NESCI O., SANTINI S., SAVELLI D., TRAMONTANA M., DE DONATIS M. & BORRACCINI F. (2003) - *Active deformation in the frontal part of the Northern Apennines: insights from the lower Metauro River basin area (northern Marche, Italy) and adjacent Adriatic off-shore*. Journ. of Geodyn., **36**: 213-238, Amsterdam.
- DONNICI, S. & SERANDREI-BARBERO, R. (2002) - *The benthic foraminiferal communities of the North Adriatic continental shelf*. Marine Micropaleontology **44**: 93-123.
- DOTT R.H. JR. (1964) - *Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone clas-sification?* Journ. Sedim. Petr., **34**: 625-632.
- DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio neòlla genesi del rilievo appenni-nico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1992/1: 9-16, Camerino.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O., CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo degli elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., CROP **11**: 287-293, Camerino.
- DUBBINI A., GUERRERA F., SANDRONI P. (1991) - *Nuovi dati sullo Schlier dell'Appennino umbro-marchi-giano*. Giorn. di Geologia, **53** (2): 115-130, Bologna.
- DUFAURE J.J., BUSSOYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères géomorphologiques de néotectonique verti-cale dans l'Apennin Central Adriatique*. Bulletin AFEQ, **3**: 151-160, Paris.
- ELMI C. (1991) *Anomalie del reticolo idrografico nell'Appennino centro-settentrionale. : evoluzione geomorfologia e neotettonica*. Giorn. Geol., ser. 3°, **53**: 81-92, Bologna.
- ELMI C., DIDERO M., FRANCAVILLA F., GORI U. & ORAZI U. (1983) - *Geologia e idrogeologia della bassa valle del Fiume Foglia (Marche settentrionali)* - L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **19**: 117-136, Parma.
- ELMI C., FANUCCI F., NESCI O., BEER G. & PIGNOCCHI A. (1994) - *Evoluzione olocenica della linea di riva adriatica dal F. Reno al F. Potenza*. Il Quaternario, **7**: 305-310.
- ELMI C., FRANCAVILLA F. & MERELLI P. (1981) - *Ricerche geologiche e idrogeologiche nella bassa valle del fiume Metauro (Marche settentrionali)*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **17**: 53-72, Parma.
- ELMI C., NESCI O., SAVELLI D., MALTARELLO G. (1987) - *Depositi alluvionali terrazzati del margine adriatico appenninico centro settentrionale: processi geomorfologici e neotettonica*. Boll. Soc. geol. It., **106**: 717-724, Roma.
- FANUCCI F., MORETTI E., NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1996) - *Tipologia dei terrazzi vallivi ed evoluzione del rilievo nel versante adriatico dell'Appennino centro-settentrionale*. Il Quaternario, Int. Journ. of Quat. Sci., **9**: 255-258.
- FOLK R.L. & WARD W. (1957) - *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*. Journ. Sed. Petr., **27**: 3-26.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early Miocene quantitative calcareous nanno-fossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 1-36.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 37-63.
- FRIGNANI M., LANGONE L., RAVAIOLI M., SORGENTE D., ALVISI F. & ALBERTAZZI S. (2005) - *Fine-sediment mass balance in the western Adriatic continental shelf over a century time scale*. Mar. Geol., **222-223**: 113-134.
- GABUCCI L., PARA R., POSELLI M. (1993) - *Marche. La costa e il mare*. Regione Marche. Assessorato all'Ambiente: 270, Ancona.
- GARCÍA-GARCÍA A., ORANGE D.L., MISEROCCHI S., CORREGGIARI A., LANGONE L., LORENSON T., TRINCARDI F. & NITTROUER C. (2007) - in MILLIGAN T. E CATTANEO A.(Eds.), *What controls shallow gas in Western Adriatic Sea?*. Continental Shelf Research, **27**: 359-374

- GAUDANT J., GUERRERA F. & SAVELLI D. (1988) - *Nouvelles données sur le Messinien de Méditerranée occidentale: les gisements à Aphanius crassicaudus (Agassiz) (poissons téléostéens, cyprinodontiformes) des Marches (Italie)*. *Geodinamica Acta*, **2** (4): 185-196, Paris.
- GAZZI P., ZUFFA G.G., GANDOLFI G., PAGANELLI L. (1973) - *Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**: 1-37, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1994) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-125, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1996) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-258, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1999) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-127, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (2001) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-246, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (2003) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-298, Roma.
- GUERRERA F. & VENERI F. (1989a) - *Evidenze di attività vulcanica nei sedimenti neogenici e pleistocenici dell'Appennino: stato delle conoscenze*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **108**: 121-160.
- GUERRERA F. & VENERI F. (1989b) - *Neogene and Pleistocene volcanoclastites of the Apennines (Italy)*. *Geologie en Mijnbouw*, **68**: 381-390, Utrecht.
- GUERRERA F. (1983) - *Sedimentazione ritmica e processi vulcano-tettonici nelle successioni "tripolacee" neogeniche dell'Appennino*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **5**: 99-104, Roma.
- GUERRERA F. (1984) - *Le successioni "tripolacee" neogeniche dell'Appennino*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**: 217-219, Roma.
- GUERRERA F., RAINERI B. & WEZEL F.C. (1979) - *Eventi neotettonici quaternari nell'area nord-marchigiana*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **19** (1978): 589-595, Roma.
- GUERRERA F., TONELLI G. & VENERI F. (1986). *Caratteri lito-sedimentologici e mineralogico-petrografici di vulcanoclastiti mioceniche presenti nella Successione Umbro-Marchigiana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **105** (3-4): 307-325, Roma.
- GUERRERA F., TRAMONTANA M. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000, Foglio 292 "Jesi"*. *Serv. Geol. d'It.*, 92 pp., Roma (in stampa).
- GUERRICCHIO A. (1990) - *Cause tettoniche nella deviazione dei fiumi adriatici*. *Atti XXII Conv. Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Cosenza, 4-7 ottobre 1990.
- HUGHEN K., LEHMAN S., SOUTHON J., OVERPECK J., MARCHAL O., HERRING C. & TURNBULL J. (2004) - *¹⁴C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years*. *Science*, **303**: 202-207.
- JORISSEN F.J. (1987) - *The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea*. *Marine Micropaleontology*, **12**: 21-48.
- JORISSEN F.J. (1988) - *Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variation*. *Utrecht Micropal. Bulletin* **37**: 176.
- JORISSEN, F.J., BARMAWIDJAJA, D.M., PUSKARIC, S. & VAN DER ZWAAN, G.J. (1992) - *Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with the organic flux*. *Marine Micropaleontology*, **19**: 131-146.
- LANGONE L., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & TRINCARDI F. (1996) - *Age-depth modelling through the late Quaternary deposits of the central Adriatic basin*. In: P. GUILIZZONI & F. OLDFIELD (Eds.): "*Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*". *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, **55**: 177-196, Pallanza.
- LAVECCHIA G., BARCHI M., BROZZETTI F. & MENICETTI M. (1994) - *Sismicità e tettonica nell'area umbro-marchigiana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**: 483-500, Roma.

- LIPPARINI T. (1938) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. di Geol., **13**: 5-22, Bologna.
- LOWE J.J., BLOCKLEY S., TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A. & MATTHEWS I.P. (2007) - *Age modelling of late-Quaternary marine sequences (Adriatic sea): towards improved precision and accuracy*, in MILLIGAN T. & CATTANEO A. (Eds.) Continental Shelf Research, **27**: 560-582.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In Fari-nacci Ed. Proceed II Plank. Conf. Rome, Ed. Tecnoscienze, **2**: 738-785, Roma.
- MATTIOLI M., GUERRERA F., TRAMONTANA M. & RAFFAELLI G. (1999) - *Cicli regressivi pliocenici nel settore centrale dell'Avanfossa Marchigiana*. Proc. Ann. Meet. Italian Sedimentology Group, Giornale di Geologia, **61**: 64-66, Bologna.
- MAYER L., MENICHELLI M., NESCI O. & SAVELLI D. (2002) - *Morphotectonic approach to the drainage analysis in the North Marche region, central Italy*. Quaternary International, **101-102C**: 147-157.
- MAZZANTI R. & TREVISAN L. (1978) - *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**: 55-62, Torino.
- MAZZOLI S. (1994) - *Early deformation features in synorogenic Messinian sediments of the northern Marche Apennines (Italy)*. Ann. Tectonicae., **8**: 134-147, Firenze.
- MAZZOLI S., LANCI L. & DE DONATIS M. (2001) - *Paleomagnetic rotations in thrust belts: a case study from the Marche-Romagna area (Northern Apennines, Italy)*. Journ. of Geodynamics., **32** (3): 373-393.
- MENCUCCI D., COLANTONI P. & NESCI O. (2003) - *Late Quaternary evolution of the Foglia River Delta System (Northern Marche - Italy)*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **16**: 35-42.
- MENICHELLI M. (1991) - *La sezione geologica Cingoli-M.Maggio-Tevere nell'Appennino umbro-marchigiano: analisi cinematica e strutturale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/1: 315-328, Camerino.
- MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of the Miocene sediments in the Umbria-Marche area (central-northern Apennines)*. 8th Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15.22 Sept. 1985. Abstracts.
- MONACO P. (1983) - *Contributi all'analisi stratigrafica e sedimentologica dei depositi solfatici tardo-miocenici delle Marche centro-meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 355-368, Roma.
- MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. Eds. (1997) - *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Elsevier Science B.V. Developments in Paleontology and Stratigraphy, **15**: 694 pp.
- MURRAY J. W. (2006) - *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, 426 pp.
- NANNI T. & VIVALDA P. (1987) - *Influenza della tettonica trasversale sulla morfogenesi delle pianure alluvionali marchigiane*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**: 180-192, Torino.
- NANNI T. (1981) - *Note illustrative sulla geologia dell'anconetano*. Comune di Ancona, Regione Marche, Ancona.
- NANNI T., PENNACCHIONI E. & RAINONE M.L. (1986) - *Il bacino pleistocenico marchigiano*. Atti Riun. Gruppo Sedimentologia CNR sul Pleistocene Marchigiano, Ancona 5-7/6/1986: 13-41, Ancona.
- NEGRI A., GIUNTA S., HILGEN F.S., KRIJGSMAN W. & VAI G.B. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the M. del Casino section (northern Apennines, Italy) and paleoceanographic condition of time of late Miocene sapropel formation*. Marine Micropal., **36** (1): 13-30, Amsterdam.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1986) - *Cicli continentali tardo quaternari lungo i tratti mediani delle Marche settentrionali*. Geogr. Fis. Din. Quat., **9**: 192-211, Torino.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1990) - *Successioni Valley terraces in the Northern Marche Apennines (Central Italy): cyclic depositino and erosion*. Giorn.di Geologia, **52** (1/2): 189-1952, Bologna.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1991a) - *Lineamenti geomorfologici delle unità terrazzate fluviali del «3° ordine» del Bacino del Metauro (Marche settentrionali)*. Geogr.Fis. Din. Quat., **14**: 141-148, Torino.

- NESCI O. & SAVELLI D. (1991b) - *Successioni alluvionali terrazzate nell'Appennino nord-marchigiano*. Geogr. Fis. Din. Quat., **14**: 149-162, Torino.
- NESCI O. & SAVELLI D. (2002) - *Divergine drainage in the Marche Apennines (Central Italy)*. Quaternary International, **101-102C**: 203-209.
- NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1992) - *Terrazzi vallivi e superfici di spianamento nell'evoluzione del rilievo appenninico nord-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1992/1): 175-180, Camerino.
- NESCI O., SAVELLI D., CALDERONI G., ELMI C. & VENERI F. (1995) - *Le antiche piane di fondovalle nell'Appennino Nord-Marchigiano*. «Assetto fisico e problemi ambientali delle pianure italiane». Mem. Soc. Geogr. It., **53**: 293-312, Roma.
- NESCI O., SAVELLI D., MENGARELLI D. (1990) - *I terrazzi vallivi del 1° ordine nei bacini dei Fiumi Metauro e Foglia (Appennino Marchigiano)*. Geograf. Fis. Din. Quat., **13** (1): 63-73, Torino.
- NESCI O., SAVELLI D., TRAMONTANA M., FATTORI D. (1993) - *Evoluzione tardo-pleistocenica delle dorsali calcaree nord-marchigiane: un esempio dai Monti della Cesana*. Il Quaternario, **7**: 139-144.
- NESCI O., SAVELLI D., TRAMONTANA M., VENERI F., DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (2002) - *The Evolution of Alluvial Fans in the Umbria-Marche-Romagna Apennines (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. n. 1: 915-922, Roma.
- OLDFIELD F., ASIOLI A., ACCORSI C. A., MERCURI A. M., JUGGINS S., LANGONE L., ROLPH T., TRINCARDI F., WOLFF G., GIBBS Z., VIGLIOTTI L., FRIGNANI M., VAN DER POST K. & BRANCH N. (2003) - *A high resolution late Holocene palaeo environmental record from the central Adriatic Sea*. Quaternary Science Reviews, **22**:319-342.
- ORANGE D.L., GARCIA-GARCIA A., MCCONNELL D., LORENSON T., FORTIER G., TRINCARDI F. & CAN E. (2005) - *High-resolution surveys for geohazards and shallow gas: NW Adriatic (Italy) and Iskenderun Bay (Turkey)*. Marine Geophysical Researches, **26/2-4**: 247-266.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L., MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo Italy): an integrated approach to subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conf., Adriatic Foredeep Field Trip Guide Book.
- PALINKAS C. M. & NITTROUER C. A. (2006) - *Cliniform sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea*. Marine Geology, **234**: 245-260.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 vv., Tauchnitz, Leipzig: 1199 pp.
- PIALLI G., BARCHI M. & MINELLI G. (Ed.) (1998) - *Results of the CROP03 deep seismic reflection profile*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 657 pp., Roma.
- PIVA A., ASIOLI A., TRINCARDI F., SCHNEIDER R. R. & VIGLIOTTI L. (2008). *Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean)*. The Holocene, **18/1**: 153-162.
- PRINCIPI M. (1984) - *Carta Geolitologica dell'Associazione Intercomunale Valli Misa e Nevola*. Ed. Ass. Intercomunale Valli Misa e Nevola. Ed. Ass. Intercomunale Valli Misa e Nevola.
- PRINCIPI M., CALANDRA R. & LUMINARI C. (1988) - *Indagini sull'ambiente geologico, podologico e agronomico delle valli del Misa e del Nevola*. Ed. Ass. Intercomunale Valli Misa e Nevola.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK, J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P. G., BUCK C.E, BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERTSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING ST., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1029-1058.
- RENZ O. (1936) - *Stratigraphische und micropalaeontologische Untersuchung des Scaglia (obere Kreide-Tertiar) in Zentralen Apennin*. Ecl. Geol. Helvetiae, **XXIX**, Basel.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in Periadriatic Apennines*. In: Geology of Italy, P.E.S.L., 111 pp., Tripoli.

- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. Spec. pubbl. I.A.S. (1986), **8**: 105-139, Bologna.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. Proceedings ODP, Scient. Results, **107**: 513-533, New York.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO R. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100** (1): 103-124, Milano.
- SACCO F. (1933) - *Carta Geologica d'Italia al 100.000, Foglio Senigallia, n. 110*, Roma.
- SACCO F. (1937) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Fogli Pesaro e Senigallia*. R. Uff. Geol. D'Italia, Roma.
- SAVELLI D., BARTOLE R. & MORETTI E. (1984) - *Caratteristiche litostratigrafiche con l'ausilio del sismografo di un terrazzo alluvionale del Fiume Metauro a Fossombrone (Marche settentrionali)*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **20**: 63-79, Parma.
- SAVELLI D., DE DONATIS M., MAZZOLI S., NESCI O., TRAMONTANA M. & VENERI F. (2002) - *Evidence for Quaternary faulting in the Metauro River Basin (Northern Marche Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. spec. n. **1**: 931-937, Roma.
- SAVELLI D., NESCI O. & MENGONI S. (1994) - *From alluvial fans to intravalline floodplains: a case study from the piedmont terrace alluvium of the upper Musone River basin (Marche Apennines)*. Giorn. di Geol., Ser. 3a, **56**: 27-42, Bologna.
- SCISCIANI V. (1999) - *Ruolo delle faglie neogeniche pre-thrusting nella strutturazione del settore esterno dell'Appennino centrale*. Tesi di Dottorato, Università di Camerino: 151 pp.
- SELLI R. (1951) - *I caratteri geologici della Regione Marchigiana*. Giorn. di Geol., s. 2°, **21** (1949): 99-125, Bologna.
- SELLI R. (1954) - *Il Bacino del Metauro*. Giorn. di Geol., s. 2°, **24** (1952): 5-268, Bologna.
- SEN GUPTA B.K. (Ed) (1999) - *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 371 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1: 50.000, Guida al Rilevamento. Quaderni serie III, n. 1*: 203. Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994) - *Carta Geomorfologia d'Italia - 1: 50.000, Guida al Rilevamento. Quaderni serie III, n. 4*: 42. Ist. Poligrafico-Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1995a) - *Carta Geologica d'Italia - 1: 50.000, Guida all'Informatizzazione. Quaderni ser.III, n. 3*: pp. 130. Istit. Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1995b) - *Carta Idrogeologica d'Italia - 1: 50.000, Guida al Rilevamento e alla Rappresentazione. Quaderni serie III, n. 5*: pp. 39. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1996) - *Carta Geologica d'Italia - 1: 50.000, Guida alla Rappresentazione cartografica. Quaderni serie III, n. 2*: 97 pp. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1997) - *Carta Geologica d'Italia - 1: 50.000, Banca Dati Geologici. Quaderni serie III, n. 6*: 142 pp. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni - Fascicoli I-Unità validate. Quaderni serie III, n. 7*: 228 pp., Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SHEPARD F.P. (1963) - *Submarine geology*. Harper & Row: 558 pp. Evanston.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bioevents*. Riv. It. Paleont. Strat., **99** (3): 371-414, Milano.
- SPROVIERI R., DI STEFANO R. & SPROVIERI M. (1996) - *High resolution chronology for late Miocene mediterranean stratigraphic events*. Riv. It. Paleont. Strat., **102** (1): 77-104, Milano.

- STUIVER M. & BRAZIUNAS T. F. (1993) - Sun, ocean, climate and atmospheric ^{14}C : an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, Vol. 3, 4: 289-305.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, **35**: 215- 230.
- Suess, H. E. 1955. *Radiocarbon concentration in modern wood*. *Science*, **122**:415-17.
- TAVARNELLI E., DECANDIA F.A. & MARINO ALBERTI L. (1999) - *Evidenze di tettonica distensiva sin-sedimentaria nel bacino messiniano della Laga: implicazioni per l'evoluzione dell'Appennino settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **118**: 217-227, Roma.
- TRINCARDI F., ARGNANI A. & CORREGGIARI A. (a cura di) (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1: 250.000. Foglio NK33-1/2 Ancona*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & LANGONE L. (1996) - *Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the central Adriatic basin and the record of short-term climatic events*. In: P. GUILIZZONI & F. OLDFIELD (Eds.): "*Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*". *Memorie Istituto Italiano di Idrobiologia*, **55**: 39-70.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) - *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. *Geo-Marine Letters*, **14**: 41-51.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) - Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. CROP 1-1°: 171-185, Camerino.
- VAN DER ZWAAN G.J. & JORISSEN F.J. (1991) - *Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia*. In: R.V. TYSON & T.H. PEARSON (Eds.): "*Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*". Geological Society, spec. publ., **58**: 65-82.
- VANNOLI P., BASILI R. & VALENSISI G. (2002) - *New evidence for anticlinal growth driver by blind faulting along the northern Marche coastal belt (Central Italy)*. ESC Meeting, Genoa (Italy), Abstract volume.
- VARNES D. J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: Schuster R. & Krizek R. J. (Eds.), *Landslide Analysis and Control*, National Academy of Sciences, Transportation Research Board, Spec. Rep. **176**: 11-33, Washington
- VIGLIOTTI L., VEROSUB K.L., CATTANEO A., TRINCARDI F., ASIOLI A. & PIVA A. (2008) - *Paleomagnetic and rock magnetic analysis of Holocene deposits from the Adriatic Sea: Detecting and dating short-term fluctuations in sediment supply*. *Holocene*, **18/1**: 141-152
- WENTWORTH C.K. (1922) - *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. *Journal of Geology*, **30**: 377-392.
- VILLA G. M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. *Giorn. di Geol.*, **16** (ser. 2): 5-75, Bologna.
- WENTWORTH C.K. (1922) - *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. *Journal of Geology*, **30**: 377-392.