

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

foglio 268

PESARO

A cura di:

M. Tramontana¹, F. Guerrera¹

con contributi di:

Rilevatori: **F. Guerrera¹, M. Mattioli¹, D. Mencucci³, S. Tosti³, M. Tramontana¹**

Analisti: **S. Galeotti¹, R. Franchi², G. Raffaelli²**

Idrogeologia: **S. De Angelis⁵**

area marina

Responsabile scientifico: **F. Trincardi³**

Interpretazione: **E. Campiani³, A. Correggiari³, F. Foglini³, F. Trincardi³**

Analisti: **L. Angeletti³, A. Ceregato³, M. Taviani³, A. Asiola⁴, A. Gallerani³, L. Langone³,
F. Lorenzini³**

(1) Dipartimento di Scienze Geologiche, Tecnologiche, Chimiche e Ambientali (DiGeoTeCa), Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo";

(2) Dipartimento di Scienze dell'Uomo, dell'Ambiente e della Natura (DiSUAN), Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo";

(3) CNR-ISMAR, Bologna;

(4) CNR-IGG, Padova;

(5) Libero Professionista.

*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, 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:

L. Battaglini, V. Campo, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento amministrativo:

M. Lettieri

REGIONE MARCHE:

Allestimento editoriale cartografico:

C. Bettucci, A. Lacerra (aree emerse)

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

Informatizzazione dei dati geologici:

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 a cura di: **C. Bettucci, A. Lacerra***

Stampa: Varigrafica Alto Lazio, 2023

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	pag. 7
II	- STUDI PRECEDENTI..... »	11
III	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO..... »	17
IV	- STRATIGRAFIA..... »	21
1.	- BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA..... »	22
2.	- SUCCESSIONE MARINA..... »	26
2.1.	- DEPOSITI CALCAREO-MARNOSI..... »	26
2.1.1.	- <i>Scaglia Cinerea (SCC)</i> »	26
2.1.2.	- <i>Bisciaro (BIS)</i> »	27
2.1.3.	- <i>Schlier (SCH)</i> »	28
2.2.	- DEPOSITI SILICOCLASTICI..... »	31
2.2.1.	- <i>Formazione Marnoso-arenacea Marchigiana (FAM)</i> »	31
2.2.1.1.	- <i>Membro di Urbino (FAM₂)</i> »	31
2.2.2.	- <i>Tripoli e marne tripolacee (TPE)</i> »	32
2.2.3.	- <i>Gessoso-Solfifera (GS)</i> »	33
2.2.4.	- <i>Formazione di San Donato (FSD)</i> »	36
2.2.5.	- <i>Formazione a Colombacci (FCO)</i> »	39
2.2.5.1.	- Litofacies arenitica (FCO _a)..... »	43
2.2.5.2.	- Litofacies pelitico arenitica (FCO _c)..... »	43
2.2.6.	- <i>Argille Azzurre (FAA)</i> »	44
2.2.6.1.	- Litofacies arenitico conglomeratica (FAA _b)..... »	47
2.2.6.2.	- Litofacies arenitico-pelitica (FAA _d)..... »	48
2.2.7.	- <i>Membro delle Arenarie di Borello (FAA₂)</i> »	49
2.2.7.1.	- Litofacies pelitico-arenitica (FAA _{2a})..... »	52
3.	- SEQUENZE DEPOSIZIONALI DELLA SUCCESSIONE MIOPLIOCENICA..... »	52
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI..... »	53
5.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)..... »	55
5.1.	- SUBSINTEMA DI VILLA VERUCCHIO (AES ₇)..... »	56
5.2.	- SUBSINTEMA DI RAVENNA (AES ₈)..... »	56
5.3.	- UNITÀ DI MODENA (AES _{8a})..... »	57
5.3.1.	- <i>Depositi alluvionali e fluvioglaciali (AES_{8ab})</i> »	57
5.3.1.1.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati (AES_{8abn})</i> »	57
5.3.2.	- <i>Depositi Deltizi (AES_{8ag1})</i> »	57

5.3.3.	- Depositi di spiaggia (AES_{8ag2})	»	58
6.	- UBSU DEL SETTORE MARCHIGIANO.....	»	58
6.1.	- SINTEMA DI URBISAGLIA (URS_{bn})	»	59
6.2.	- SUPER SINTEMA DI COLLE ULIVO (AC_{bn}).....	»	60
6.3.	- SINTEMA DI MATELICA (MTI_{bn}).....	»	61
6.4.	- SINTEMA DEL FIUME MUSONE (MUS)	»	62
6.4.1.	- Depositi alluvionali e fluvioglaciali (MUS_b)	»	63
6.4.2.	- Depositi alluvionali terrazzati (MUS_{bn})	»	63
6.4.3.	- Depositi di spiaggia (MUS_{g2a})	»	64
6.4.4.	- Depositi di spiaggia antica (MUS_{g2b})	»	64
7.	- SISTEMA DEPOSIZIONALE DI STAZIONAMENTO ALTO DEL LIVELLO DEL MARE (HST)	»	65
7.1.	- DEPOSITI DI PIEDE DI FALESIA (g₁₅)	»	65
7.2.	- DEPOSITI DI SPIAGGIA SOMMERSA (g₈)	»	65
7.3.	- DEPOSITI DI TRANSIZIONE ALLA PIATTAFORMA, PRISMA LITORALE (g₁₁)	»	66
8.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI UBIQUITARI.....	»	66
8.1	- DEPOSITI DI VERSANTE (a).....	»	66
8.2.	- COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b₂)	»	67
8.3.	- DEPOSITI DI FRANA (a_{1a}).....	»	67
8.4.	- DEPOSITI DI FRANA ANTICA (a_{1b})	»	68
V	- GEOLOGIA MARINA	»	69
1.	- INTRODUZIONE.....	»	69
2.	- METODI DI INDAGINE	»	69
2.1.	- POSIZIONAMENTO	»	70
2.2.	- BATIMETRIA.....	»	70
2.3.	- ANALISI SISMICA	»	70
2.4.	- CAMPIONATURA	»	71
2.5.	- ANALISI GRANULOMETRICHE	»	72
2.6.	- ANALISI PALEONTOLOGICHE.....	»	72
3.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO ADRIATICO.....	»	72
4.	- SISMOSTRATIGRAFIA.....	»	73
4.1.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA.....	»	73
4.1.1.	- <i>Correlazioni tra carotaggi e profili sismici</i>	»	76
4.2.	- BIOSTRATIGRAFIA	»	76
4.3.	- ANALISI MACROFAUNISTICHE	»	81
4.4.	- STIMA DEI TASSI DI SEDIMENTAZIONE MEDIANTE ²¹⁰ Pb	»	83

4.5.	- ANALISI SEDIMENTOLOGICA DEI DEPOSITI..... »	84
5.	- SEZIONI GEOLOGICHE »	84
6.	- CARTE DEGLI SPESSORI »	86
7.	- TASSONOMIA..... »	87
8.	- ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA »	89
VI	- TETTONICA »	91
1.	- STRUTTURA DI M.COLBORDOLO-MONDAINO..... »	93
2.	- STRUTTURA DI GINESTRETO »	94
3.	- STRUTTURA GABICCE-PESARO..... »	94
4.	- STRUTTURE DI MONTELURO E DELL'APSELLA »	96
VII	- ANALISI MINERALOGICHE E PETROGRAFICHE »	97
1.	- ANALISI MINERALOGICHE »	97
2.	- ANALISI PETROGRAFICHE »	98
2.1.	- METODOLOGIA ANALITICA..... »	98
2.2.	- ARENITI DELLA FORMAZIONE DI SAN DONATO..... »	100
2.3.	- ARENITI DELLA FORMAZIONE A COLOMBACCI..... »	101
2.4.	- ARENITI DELLE ARGILLE AZZURRE »	102
VIII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA..... »	105
1.	- IDROGEOLOGIA »	105
2.	- FRANE E DISSESTI..... »	107
3.	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE..... »	108
IX	- ABSTRACT »	111
X	- LEGEND GEOLOGICAL MAP..... »	113
	- BIBLIOGRAFIA »	121

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il rilevamento del Foglio 268 “Pesaro” della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG, a seguito della convenzione tra Servizio Geologico Nazionale - ISPRA e Regione Marche.

Il Foglio 268 “Pesaro” comprende un territorio articolato dal punto di vista amministrativo; infatti l'area occidentale ricade nella Regione Emilia-Romagna mentre il rimanente territorio è parte della Regione Marche. Il foglio 268 “Pesaro” comprende un'area emersa, che ne occupa circa i 2/3, e un'area marina. L'area emersa del foglio è delimitata a NE dal tratto costiero che si estende da Riccione, fino a SE di Fosso Sejore e, a S, approssimativamente, dall'allineamento Colbordolo-Cuccurano.

La carta geologica alla scala 1:50.000 è stata prodotta, per le aree emerse, sulla base di rilevamenti alla scala 1:10.000, effettuati nel periodo 2001-2003 dall'Università degli Studi di Urbino (Coordinatore scientifico Prof. P. Tramontana, Direttori del rilevamento Prof. F. Guerrera e Prof. M. Tramontana) per il territorio della Regione Marche, mentre per la porzione di territorio ricadente nella Regione Emilia-Romagna i rilevamenti eseguiti dall'Università degli Studi di Bologna, in collaborazione con il Servizio Geologico Regionale (Responsabile Dott. R. Pignone; Coordinatore scientifico e Direttore del rilevamento Dott. Luca Martelli), risalgono agli anni 1987-1995. I rilevamenti geologici delle aree sommerse sono stati realizzati nell'anno 2008 in collaborazione con l'ISMAR sede di Bologna, responsabile dott. F. Trincardi e Dott.ssa Foglini

Responsabile del Progetto: Dr. Marcello Principi (Regione Marche).

La base topografica utilizzata è la carta tecnica regionale alla scala 1:10.000 prodotta dalla Regione Marche e dalla Regione Emilia-Romagna. Le successive elaborazioni della cartografia geologica, alla scala 1:25.000 e 1:50.000, sono state eseguite utilizzando la cartografia dell'Istituto Geografico Militare Italiano (I.G.M.I.), fornita dalla Regione Marche.

Prima delle operazioni di terreno sono state eseguite le ricerche, le analisi e le valutazioni della documentazione bibliografica e cartografica esistente.

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; 1995; 1995b; 1996; 1997).

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).

Il rilevamento geologico è stato condotto secondo la metodologia “per affioramenti”, che rappresenta l’approccio metodologico più avanzato nel campo della cartografia geologica. Questa metodologia, 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. Essa permette inoltre la schedatura sistematica dei caratteri di 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 dinamica (aggiornabile nel tempo).

La successione marina (unità del substrato) riscontrata nell’area esaminata è stata suddivisa utilizzando criteri litostratigrafici integrati, quando possibile e/o necessario, con informazioni di tipo differente. Per il riconoscimento delle diverse unità, infatti, sono stati utilizzati anche caratteri quali il tipo di confine geologico, la composizione, lo spessore, la tessitura e la struttura (interna ed esterna) delle rocce, l’eventuale *facies* deposizionale, ecc., di volta in volta riconosciuti nelle differenti *litofacies* e relative associazioni.

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 a cui si riferiscono le denominazioni sotto indicate:

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

A questo criterio sono stati associati anche lo spessore medio degli strati arenitici, la composizione delle areniti (caratteristiche evidenti sul 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.

Sulla base della presenza di ciottoli all'interno di una successione prevalentemente arenitica è stata riconosciuta, infine, una unità arenitico-conglomeratica.

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 ricordati.

L'uso dei caratteri illustrati ha consentito di riconoscere e mappare unità litostratigrafiche anche di rango inferiore alla formazione (es. membri e *litofacies*). Per meglio caratterizzare le unità sono state misurate alcune sezioni stratigrafiche.

All'interno delle successioni si è cercato anche di individuare superfici geologicamente significative sincrone o diacrone, riconoscibili direttamente sul terreno quali: (a) livelli caratteristici e strati guida a livello bacinale e/o locale; (b) superfici corrispondenti a brusche variazioni verticali di *facies*; (c) superfici di discontinuità stratigrafica (*unconformity*).

Per ciò che concerne la successione oligo-miocenica sono state riconosciute le classiche unità stratigrafiche della Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola, ben note in letteratura. La loro analisi dettagliata ha comunque permesso di riconoscere diverse caratteristiche locali, in particolare per quanto riguarda i terreni messiniani.

I sedimenti marini del Pliocene, riferibili alla deposizione del Bacino Marchigiano Esterno (Bacino Periadriatico *Auct.*), mostrano caratteri variabili nel tempo e nello spazio (sia in senso longitudinale che trasversale) in relazione all'attività tettonica sinsedimentaria che ha articolato il bacino deposizionale, condizionandone la sedimentazione. Malgrado le difficoltà connesse con la variabilità laterale e verticale delle *litofacies* e quelle legate alla poca presenza di affioramenti, la definizione delle unità ha raggiunto un buon livello di attendibilità che ha permesso una nuova, più chiara e più completa, lettura dell'evoluzione della sedimentazione silicoclastica nella parte esterna settentrionale dell'Appennino Umbro-Marchigiano.

Per i depositi pliocenici marini è indispensabile precisare che i rapporti fra le differenti unità riconosciute non sono sempre definiti da passaggi verticali ma, in certi casi, da passaggi laterali per eteropia di *facies*.

Le diverse superfici di discontinuità stratigrafica riconosciute all'interno della successione marina affiorante nel foglio hanno permesso una suddivisione della colonna geologica locale anche in unità stratigrafico-sequenziali ben correlate con quelle di tipo litostratigrafico.

Per quanto concerne i depositi continentali quaternari, i termini alluvionali

e i sedimenti costieri sono stati mappati secondo i criteri di stratigrafia a limiti inconformi (UBSU, *Unconformity Bounded Stratigraphic Units*), come suggerito dai Quaderni del Servizio Geologico (SERV. GEOL. NAZ. 1992). I depositi di versante sono stati invece cartografati senza una formale caratterizzazione stratigrafica, ma basandosi unicamente sui loro caratteri litologici e genetici. Tale scelta è stata dettata dalla possibilità per le diverse unità alluvionali presenti di tracciare e correlare, pur con qualche difficoltà nelle aree costiere, i limiti inconformi inferiori e superiori, elementi che permettono anche una loro correlazione con depositi analoghi presenti negli altri fogli della regione marchigiana. Tale operazione non è stata invece possibile per la maggior parte dei depositi di versante, per i quali i limiti inconformi, anche se riconoscibili, mancano in genere di continuità laterale e correlabilità. Le attribuzioni cronologiche sono state effettuate tenendo in considerazione l'ampia letteratura presente in materia.

Il quadro geologico-strutturale ricostruito si presta a fornire un contributo alla risoluzione di alcune importanti problematiche legate alla: (a) migliore identificazione delle unità stratigrafiche soprattutto dell'intervallo Mio-Pliocenico marino; (b) moderna suddivisione dei depositi quaternari continentali; (c) determinazione dell'assetto strutturale e ridefinizione delle strutture nell'ambito delle nuove conoscenze sull'evoluzione della catena appenninica; (d) caratterizzazione delle fasce di deformazione e dei rapporti tra la successione terrigena pliocenica e i terreni più antichi; (e) definizione della stratigrafia, unitamente all'analisi delle *facies*, della successione pliocenica, con particolare riferimento ai rapporti tra tettonica e sedimentazione; (f) evoluzione tettonica e neotettonica dell'area.

II - STUDI PRECEDENTI

Con la prima edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 dei fogli "Mercato Saraceno" e "Pesaro" (SACCO, 1937; PRINCIPI, 1939) fu definito, per la prima volta in modo organico, il quadro geologico-stratigrafico delle aree in essi compresi, che considerava anche i numerosi lavori precedenti realizzati (TRABUCCO, 1906; NELLI, 1907; DE GASPERI, 1922; PRINCIPI 1925, a e b; BONARELLI, 1929).

L'uscita di un quadro geologico sintetico ed organico d'insieme, quale rappresentò appunto la Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, innescò un'abbondante produzione di ricerche finalizzate ad una maggiore definizione della stratigrafia e della tettonica della regione marchigiana.

Il progredire delle conoscenze geologiche delle Marche settentrionali, può essere inquadrato, generalizzando, in tre differenti periodi, al termine di ognuno dei quali si colloca la realizzazione di una cartografia geologica via via più evoluta.

Il primo periodo in cui, a partire dal 1800, vengono sviluppate varie ricerche culmina con la già ricordata pubblicazione dei Fogli 108 "Mercato Saraceno" e 109 "Pesaro" (e relative Note Illustrative) (SACCO, 1937; PRINCIPI, 1939) della prima edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000.

Il secondo periodo, ricco in contributi scientifici, inizia con il classico lavoro di RENZ (1936) riguardante la stratigrafia della "Scaglia" e con SELL (1951) si ha già un quadro più completo della stratigrafia e della tettonica dell'area marchigiana.

Lo studio più importante per l'area marchigiana settentrionale è comunque quello di SELLI (1954; *cum bibliogr.*) in cui vengono forniti un quadro stratigrafico aggiornato e una nuova interpretazione dell'evoluzione tettonica di tutto il Bacino del Metauro e delle aree limitrofe, unitamente all'esame delle sue risorse minerarie, dell'idrogeologia, etc. Questo contributo pone anche le basi moderne per lo sviluppo delle successive ricerche che sono state rivolte ai diversi settori delle Scienze della Terra. L'attività di ricerca riferibile a questo secondo periodo si può far concludere con la pubblicazione della seconda edizione del Foglio 109 "Pesaro", 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 all'epoca acquisite (CARLONI *et al.*, 1971, *cum bibliogr.*).

Il terzo periodo comprende l'attività di ricerca successiva al 1971 che si conclude con la pubblicazione del Foglio "Pesaro".

In questo terzo periodo gli studi nell'area marchigiana si sono sviluppati abbracciando moltissimi aspetti della ricerca nei vari campi delle Scienze della Terra, portando anche alla realizzazione di carte geologiche dell'intero territorio marchigiano (AA.VV. 1986b; AA.VV., 1990). Informazioni di carattere generale sulla geologia, sulla paleogeografia e sull'evoluzione tettonica dell'area sono, infatti, assai diffuse in letteratura. I principali riferimenti di letteratura sono riportati di seguito; tuttavia alcune pubblicazioni, anche di pari importanza, sono riportate per brevità nei paragrafi successivi.

Lo sviluppo delle conoscenze geologiche, soprattutto per quanto riguarda le fasi di sviluppo della catena appenninica si è realizzato attraverso l'analisi stratigrafica e sedimentologica dei terreni mio-pliocenici nel quadro dell'evoluzione dei bacini sintettonici (CENTAMORE *et al.*, 1972; RICCI LUCCHI, 1975 e 1986; ORI *et al.* 1991). Tra i numerosi contributi relativi ad altre tematiche si ricordano quelli di DUBBINI *et al.* (1992) 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) sul limite Miocene/Pliocene; di BORSETTI *et al.* (1975b) BORSETTI *et al.* (1975b), di SAVELLI & WEZEL (1979) e di GAUDANT *et al.* (1988) sulla paleogeografia dei bacini periadriatici messiniani. Il Messiniano dell'area marchigiana è stato oggetto anche di studi più recenti. Infatti BASSETTI *et al.* (1994) applicano i concetti della stratigrafia fisica ai depositi messiniani post-evaporitici dell'area marchigiana centro-meridionale, evidenziando la presenza di due cicli sedimentari corrispondenti a due sequenze deposizionali, separate da una discontinuità correlabile con una fase tettonica tardo-messiniana già riconosciuta nelle Marche settentrionali da SAVELLI & WEZEL (1979). Inoltre TRAMONTANA *et al.* (2005) studiano la petrografia delle areniti del Messiniano superiore nell'area costiera della

Marche settentrionali. I lavori di MONACO (1983), CANTALAMESSA *et al.* (1986a; 1986b) e CENTAMORE *et al.* (1991) riesaminano la successione miocenica e plio-pleistocenica marchigiana attraverso l'analisi delle *facies*, mettendo in evidenza i caratteri stratigrafici e la diversificazione laterale delle unità, in relazione alla migrazione del sistema catena-avanfossa appenninica. La presenza di importanti prodotti vulcanogenici, diffusi nella successione neogenica dell'Appennino, è stata messa 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 dei dintorni di Pesaro e Fano. Essi ipotizzano, per l'area sorgente di questi clasti, le Alpi Meridionali e che il loro trasporto sia avvenuto in più cicli ad iniziare dal Tortoniano (tramite flussi torbiditici), quindi nel Messiniano (con divagazione fluviale), fino ad una successiva rimobilizzazione nel Messiniano superiore-Pliocene inferiore.

I terreni della successione pliocenica dell'Avanfossa Marchigiana Esterna (diffusi anche nel F. Pesaro) sono da considerarsi successivi alla strutturazione e al sollevamento supramiocenico-infrapliocenico delle "dorsali" appenniniche (BALLY *et al.*, 1988; CALAMITA *et al.*, 1990; 1991) e in connessione 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 per i sedimenti pliocenici un quadro di riferimento nel quale sono descritti la stratigrafia, i sistemi deposizionali e l'assetto tettonico dell'avanfossa peri-adriatica nelle ultime fasi della sua storia.

Molti studi hanno interessato la successione Plio-pleistocenica della parte esterna della regione marchigiana. In particolare COLALONGO *et al.* (1979), per quanto riguarda quella affiorante nell'area anconetana e nelle zone limitrofe, individuano cinque cicli trasgressivo-regressivi pleistocenici (la cui presenza è confermata 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 arenitico-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.* (1983a), NANNI & VIVALDA (1987) e DRAMIS *et al.* (1991).

Le 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'attività tettonica (CANTALAMESSA *et al.* 1986a; NANNI *et al.*, 1986).

CANTALAMESSA *et al.* (1986a) studiano la successione plio-pleistocenica marchigiana attraverso indagini di carattere stratigrafico sequenziale e con utilizzo anche di 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 e 120 m, le sabbie S1 e S2 in ambiente di piattaforma a profondità tale da risentire delle onde di tempesta.

CENTAMORE *et al.* (1991), infine, distinguono una sequenza quaternaria (Qm) poggianti su terreni pelitici più antichi riferibili al Pliocene medio-Pleistocene inferiore.

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. Pur essendo sempre rilevanti in termini di ricadute per la comprensione dell'evoluzione dell'area del Foglio 268 "Pesaro", solo in alcuni casi queste ricerche hanno direttamente interessato settori specifici del foglio stesso.

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

Significativi contributi relativi alle deformazioni neogeniche sono forniti da CALAMITA & DEIANA (1986, 1988), DE FEYTER (1991; *cum bibliogr.*), MENICETTI (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) e BORRACCINI *et al.* (2001) 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, geomorfologici (MAYER *et al.*, 2002), integrati con dati sismologici (BORRACCINI *et al.* 2001; DI BUCCI *et al.*, 2002), si afferma 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, considerandoli come elementi di potenziale rischio sismico (VANNOLI *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) ed 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, 1991; 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.

Gran parte dei depositi quaternari continentali dell'area marchigiana sono costituiti da alluvioni terrazzate che sono state tradizionalmente suddivise in quattro ordini di terrazzi, rappresentati con numeri romani a partire dall'ordine più elevato e perciò più antico (LIPPARINI, 1938; VILLA, 1942; AA.VV., 1966; CARLONI *et al.*, 1971a; CRESCENTI, 1972; GUERRERA *et al.*, 1979; COLTORTI, 1981). La loro attribuzione cronologica teneva conto delle fasi di aggradazione all'interno delle valli in relazione alle variazioni eustatiche del livello marino. In questo modo la deposizione delle alluvioni sarebbe avvenuta durante i periodi interglaciali (LIPPARINI, 1938; VILLA, 1942). Ricerche più recenti, supportate anche da numerose datazioni radiometriche (ALESSIO *et al.*, 1979; COLTORTI, 1979; 1981; NESCI & SAVELLI 1986; 1991; CHIESA *et al.*, 1990; CALDERONI *et al.*, 1991b) hanno portato alla revisione del precedente modello, attribuendo le fasi deposizionali ai periodi glaciali, con l'eccezione del tradizionale "quarto ordine" che è risultato essere (cfr. NESCI *et al.*, 1995) un insieme eterogeneo e diacrono di eventi minori post-glaciali (Olocene). Originariamente erano stati riconosciuti tre ordini di terrazzi

(escludendo l'Olocene) attribuiti al Pleistocene superiore, Pleistocene medio-fine e Pleistocene medio (T1, T2, T3 *Auct.*). Successivamente è stato osservato che il numero dei terrazzi poteva localmente aumentare, anche per l'influenza diretta o indiretta dell'attività neotettonica (CENTAMORE *et al.*, 1980; 1982; COLTORTI & NANNI, 1987; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987; NESCI *et al.*, 1990). In particolare questi ultimi autori segnalano, nelle Marche settentrionali, la presenza di vari ordini di terrazzi di erosione posti a quote progressivamente più elevate sull'unità deposizionale più antica.

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio 268 "Pesaro" si estende nella fascia pedemontana appenninica, a cavallo tra le Regioni Marche ed Emilia - Romagna, fino all'area costiera che si estende da Riccione fino a S di Fosso Sejore.

La costa è stretta, con litorali da ghiaiosi a sabbiosi e caratterizzata da scarpate di erosione marina attiva (nel tratto Pesaro-Gabicce) e fossile (fra Pesaro e Fano e da Gabicce fino a Riccione). La piana costiera si apre in modo più o meno accentuato in corrispondenza delle foci fluviali, dove sfuma alle piane di fondovalle. In particolare verso NE, all'altezza di Gabicce Mare e Cattolica, si apre la ampia zona di foce dei Torrenti Conca-Tavollo che caratterizza il settore meridionale del territorio romagnolo, da Misano Adriatico fino a S di Gabicce Mare. La parte centrale è caratterizzata dall'ampia zona di foce del Fiume Foglia e verso SE si apre nuovamente l'ampia piana di foce del Torrente Arzilla-Fiume Metauro, solo marginalmente compresa nel foglio.

L'assetto prevalentemente collinare del territorio è interrotto dall'ampia piana di fondovalle del Fiume Foglia che, con andamento piuttosto rettilineo, lo attraversa interamente in direzione SSO-NNE, a partire all'incirca dall'abitato di Borgo Massano fino alla foce, nella città di Pesaro. Il settore sud-orientale ospita, invece, la piccola, ma ben sviluppata piana di fondovalle del Torrente Arzilla, che si estende per circa 10km in senso O-E, confluendo nella piana del Fiume

Metauro (della quale solo un'estrema propaggine ricade all'interno del foglio). A NNO il Torrente Tavollo, lungo il quale corre il confine regionale, insieme al Torrente Conca creano un'ampia area pianeggiante ricadente principalmente in territorio romagnolo. Nella piana di fondovalle del Torrente Tavollo, alle spalle delle colline costiere del territorio di Gabicce, confluisce una piana breve, ma relativamente ampia, solcata dal Fosso San Carlo e Fosso Taviola e orientata in senso appenninico.

Il territorio collinare, nelle sue linee essenziali, è caratterizzato da due serie di rilievi a maggior elevazione. Il settore più interno è caratterizzato da rilievi con versanti ripidi, dissecati da serie di piccole valli strette e profonde e si ubica nella porzione sud-occidentale. Qui si osservano le quote massime dell'intero foglio, con 407m s.l.m. immediatamente a sud di Villa Curini e 398 m s.l.m. sul Monte di Colbordolo. La fascia collinare in oggetto corrisponde alla Dorsale di M. Colbordolo - Mondaino (che rappresenta la parte compresa nel Foglio 268 "Pesaro" della Dorsale regionale di Montefiore Conca-Colbordolo-Fontecorniale, vedi oltre) e comprende anche la Dorsale di Ginestreto. Il settore collinare più esterno (suddiviso in due tronconi dal tratto terminale della piana del Fiume Foglia) si estende parallelamente alla fascia costiera e vede il suo margine nord-orientale troncato da una ripida e continua scarpata d'erosione marina. Quest'ultima area è contraddistinta da versanti dolci, vallecicole ampie, forme arrotondate e colline spesso caratterizzate da tipiche spianate sommitali. L'area, che raggiunge la quota massima di quasi 200 m s.l.m. in corrispondenza del faro di Monte San Bartolo, immediatamente a NO di Pesaro, corrisponde con la Dorsale di Gabicce-Pesaro (o di Monte San Bartolo), elemento morfostrutturale che prosegue nella fascia costiera a SE di Pesaro con la Dorsale di M. Ardizio. I due settori collinari suddetti, impostati su termini mio-pliocenici con predominanti areniti e marne, sono separati da un'ampia fascia anch'essa collinare, ma topograficamente più depressa. Quest'ultima, corrispondente con l'ampia depressione sinclinalica di Monteluro-Monte delle Forche, si estende in direzione appenninica e coincide in gran parte con la fascia di distribuzione dei termini pelitici pliocenici. In questo settore si osservano quote massime per lo più inferiori ai 150 m s.l.m., con l'eccezione del settore circostante Tavullia, leggermente più elevato dove, a Monteluro, si tocca il valore massimo di 189 m s.l.m..

L'area del Foglio 268 "Pesaro" si colloca nel settore più orientale dell'Appennino Umbro-Marchigiano settentrionale, l'area di catena che caratterizza le Zone Esterne dell'Appennino settentrionale. Nel foglio, che è caratterizzato dalla presenza dei termini della Successione umbro-marchigiano-romagnola, ricadono la parte più esterna della catena carbonatica appenninica e il passaggio con le antistanti avanfosse mio-plioceniche deformate marchigiana e adriatica. L'area studiata, pertanto, costituisce un settore chiave per la comprensione dell'evoluzione delle zone più esterne dell'orogene appenninico.

La successione sedimentaria che caratterizza l'Appennino Umbro-

Marchigiano e di cui nel Foglio 268 “Pesaro” affiorano solo i termini oligo-mio-pliocenici, riflette l’evoluzione del Margine “Adria” a partire dal Triassico.

La porzione inferiore di questa successione, triassico-paleogenica, è essenzialmente carbonatica e, con le sue variazioni verticali e laterali, è riferibile alla individuazione ed evoluzione di un margine passivo, che si sviluppa attraverso il passaggio da un ambiente di tipo continentale, a uno di piattaforma carbonatico-evaporitica, a uno di tipo pelagico.

La successione emipelagica (*Schlier*) che segue, il cui tetto (Miocene) è via via più giovane verso l’esterno, segna l’inizio della flessurazione della litosfera dell’avampaese, identificando la rampa che lega quest’ultimo all’avanfossa.

I depositi torbiditici silicoclastici che, nell’area orientale del foglio, chiudono la successione d’avanfossa della catena appenninica umbro-marchigiana sono rappresentati da terreni Pliocenici. Questi terreni sono più giovani dei depositi dell’avanfossa appenninica situati più ad occidente e riferibili alla *Formazione Marnoso-arenacea* (Burdigaliano *p.p.*-Tortoniano inferiore); questo ringiovanimento verso oriente della sedimentazione testimonia la progressiva migrazione, da ovest verso est, della deformazione compressiva e del sistema catena-avanfossa.

La considerevole mole di dati acquisiti negli ultimi anni, sia di superficie che profondi, ultimi dei quali quelli relativi al Profilo CROP 3 (PIALLI *et al.*, 1998), hanno consentito di disporre di un quadro conoscitivo idoneo ad affrontare i principali problemi stratigrafici, sedimentologici e tettonici della regione appenninica nell’ambito dell’evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale.

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

La successione stratigrafica illustrata nella legenda del Foglio 268 “Pesaro” è stata suddivisa in due intervalli principali. Sono state, infatti, riconosciute una “Successione marina” e una successione costituita dai “Depositi continentali quaternari”.

La prima è suddivisa in due intervalli stratigrafici denominati: (a) “Depositi calcareo-marnosi” comprendenti diverse formazioni che si estendono, per quanto riguarda l’età, dall’Eocene superiore al Miocene superiore; (b) “Depositi Silicoclastici”, organizzati in numerose unità che, dal Miocene superiore, si estendono sino al Pliocene superiore.

Le varie unità riconosciute nella successione marina sono contraddistinte da nomi e sigle in parte già note (CARIMATI *et al.*, 1981) e, in parte, di nuova istituzione o utilizzate in altri fogli del Progetto CARG.

I “Depositi continentali quaternari”, suddivisi in supersintemi e sintemi, comprendono le diverse unità alluvionali terrazzate e i depositi costieri e di spiaggia attuali, secondo gli ambiti territoriali di riferimento (cioè versante romagnolo e versante marchigiano). Gli accumuli detritici, i depositi eluvio-colluviali e gli accumuli di frana sono stati invece cartografati e descritti come elementi ubiquitari, indipendentemente dall’ambito territoriale e, pertanto, non correlati a supersintemi o sintemi.

Per lo studio biostratigrafico del Foglio 268 “Pesaro” sono state utilizzate le

associazioni a *foraminiferi planctonici* e a *foraminiferi bentonici*. In un limitato numero di casi, laddove l'attribuzione biostratigrafica basata sulle associazioni a *foraminiferi bentonici* lasciava un margine di dubbio, sono state effettuate analisi quantitative sulle associazioni a nannofossili calcarei. Le unità la cui attribuzione cronostatigrafica è ampiamente nota in letteratura non sono state analizzate dal punto di vista biostratigrafico. La descrizione delle associazioni a *foraminiferi* e, laddove possibile, dei paleoambienti si limita quindi alle unità per le quali è stata effettuata l'analisi del contenuto micropaleontologico.

Per le attribuzioni cronostatigrafiche sono stati utilizzati schemi biostratigrafici specifici (Figg. 1-3), precedentemente elaborati per l'area umbro-marchigiana e ampiamente collaudati a scala regionale (v. citazioni bibliografiche nelle didascalie delle tavole). Gli schemi considerati si riferiscono alla successione paleogenica (Fig. 1), alla successione miocenica (Fig. 2) e alla successione plio-pleistocenica inferiore (Fig. 3).

1. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

Nel quadro delle analisi biostratigrafiche condotte nell'ambito del Foglio 268 "Pesaro" sono stati utilizzati gli schemi zionali già messi a punto, da M. Potetti dell'Università di Camerino, per il Cenozoico di altre aree considerate nell'ambito del progetto Carg e riportati nel presente lavoro nelle Figg. 1-3.

Gli schemi contengono tutti gli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici e permettono, pertanto, di evidenziare le variazioni apportate agli schemi zionali standard (v. *bibliogr.*). Sono stati inoltre aggiunti bioeventi che, pur non rientrando nella definizione delle biozone, sono utili sia in assenza dei *markers* che definiscono i limiti, sia per la correlazione con altri schemi. In tutti gli schemi sono stati riportati con il tratteggio i bioeventi con età cronometrica incerta, cioè che non risultano correlati direttamente con la scala delle inversioni di polarità o che non hanno una taratura astronomica. Per le attribuzioni cronostatigrafiche delle unità cartografate si è fatto riferimento alla scala cronostatigrafica standard (SCS), con l'aggiunta delle indicazioni più recenti provenienti dalle commissioni e sottocommissioni internazionali di stratigrafia. Tuttavia, com'è noto, la posizione di molti limiti cronostatigrafici risulta ancora incerta: in mancanza di sezioni stratotipiche del limite di validità globale, gli specialisti di ogni gruppo fossile usano criteri differenti per individuare le unità cronostatigrafiche. Pertanto, in attesa di una definizione formale dei limiti controversi, la datazione è stata dedotta dal gruppo fossile oggetto delle analisi biostratigrafiche. Negli schemi stratigrafici riportati tali limiti risultano tratteggiati. Per Miocene e Pliocene, dove le analisi sono state condotte sui *foraminiferi*, negli schemi elaborati sono indicati gli intervalli di incertezza.

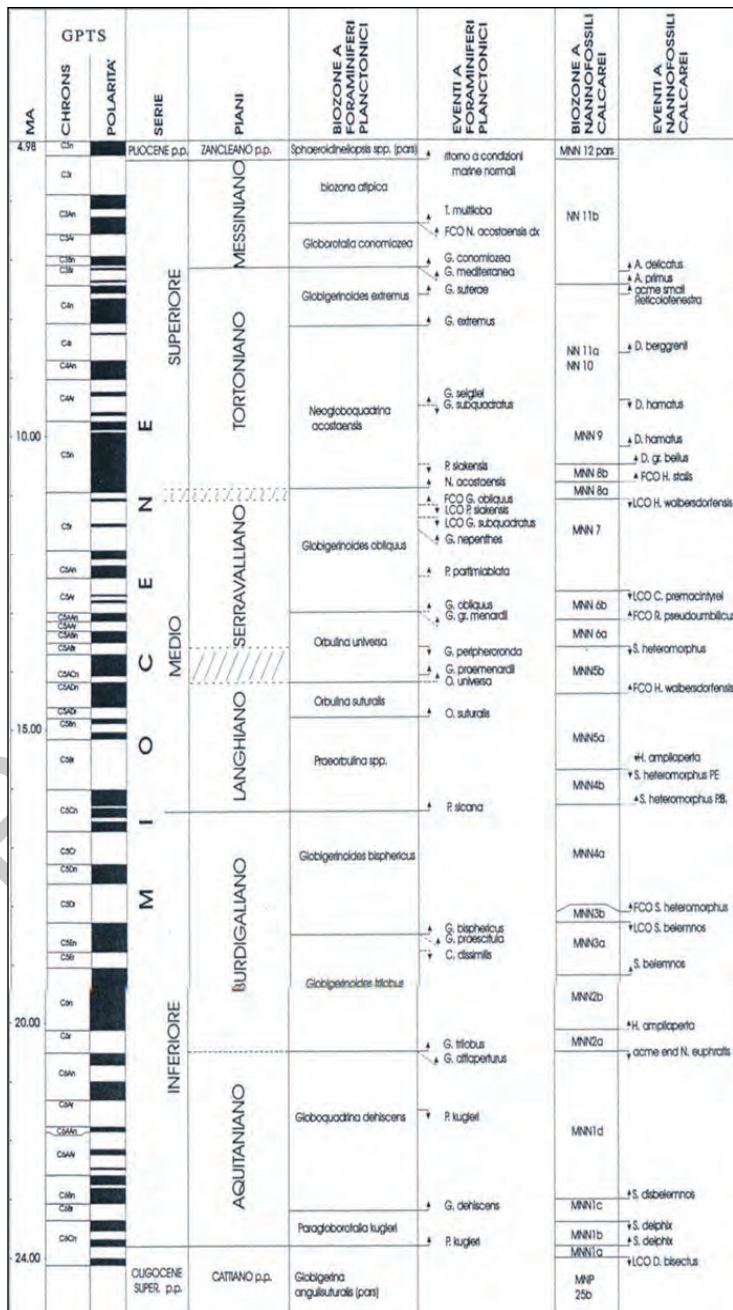


Fig. 2 - Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostratigrafia (GPTS) da CANDE & KENT (1995). Biocronologia e cronostratigrafia da BERGGREN et al. (1995); da MONTANARI et al., Eds. (1997); da SPROVIERI et al. (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone e foraminiferi planctonici da MICARELLI & POTIETTI (1985) in parte modificate. Biozone a nanofossili 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 NEGREI et al. (1999). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti (PB = Paracme Beginning, PE = Paracme End).

2. - SUCCESSIONE MARINA

Le unità litostratigrafiche cartografate appartengono alla ben nota Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola marina che, in quest'area, è rappresentata quasi esclusivamente da terreni mio-pliocenici. Infatti, solo nella parte sud-occidentale del foglio, in un'area molto ristretta, affiorano termini dell'Eocene sup.- Oligocene.

Lo schema dei rapporti stratigrafici relativo alle unità della successione marina riconosciute è illustrato in Fig. 4.

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

2.1. - DEPOSITI CALCREO-MARNOSI

2.1.1. - Scația Cinerea (SCC)

Questa formazione rappresenta l'unità più antica del Foglio 268 "Pesaro" e ne affiora, in una piccola area nella parte SO del foglio, solo la parte medio-superiore. Essa è costituita da un'alternanza di marne, marne argillose e marne

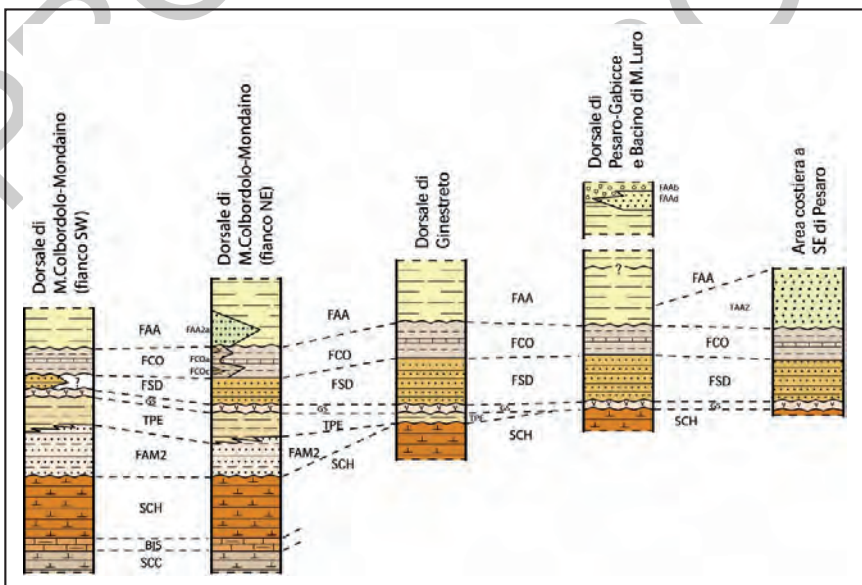


Fig. 4 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità pre-quaternarie

calcareae, di colore prevalentemente grigio-verdastro e subordinati calcari marnosi grigiastri. La stratificazione, quando riconoscibile, è caratterizzata da strati sottili o medi.

L'associazione a *foraminiferi planctonici* è abbastanza ricca, con preservazione variabile da moderata a buona.

Non si hanno buone esposizioni della formazione che affiora solo al nucleo dell'anticlinale che caratterizza la Dorsale di Monte Colbordolo - Mondaino.

Il limite superiore con la sovrastante formazione del *Bisciaro* non è visibile in affioramento. Alla scala del Bacino Umbro-Marchigiano esso viene collocato alla base di un caratteristico livello bentonitico ocraceo, denominato "Livello Raffaello". Lo spessore affiorante della formazione è valutabile in circa 50m. L'ambiente di sedimentazione è di tipo pelagico e riferibile ad un'area bacinale la cui profondità non è ben valutabile.

Bartoniano *p.p.*-Aquitaniiano *p.p.*

2.1.2. - *Bisciaro* (BIS)

Questa formazione è costituita da calcari, calcari silicei e calcari marnosi biancastri con liste e noduli di selce nerastra nella parte inferiore, a cui si intercalano marne di colore grigio e grigio verdastro e frequenti vulcanoclastiti (tufiti prevalenti) e bentoniti vulcanoderivate.

Per quanto riguarda l'attribuzione biostratigrafica, in analogia con quanto noto in letteratura essa è riferibile all'intervallo che si estende dalla parte superiore della Biozona a *Globoquadrina dehiscens* alla parte inferiore della Biozona a *Globigerinoides bisphericus*.

La mancanza di buone esposizioni non ha permesso l'osservazione dei contatti basale e sommitale del *Bisciaro* con le formazioni incassanti. Il limite superiore con lo *Schlier* dal punto di vista litostratigrafico non è stato ancora definito (anche a scala regionale) in maniera rigorosa ed oggettiva. Un criterio che risulta prevalere sugli altri è costituito dalla scomparsa, procedendo verso l'alto nella successione stratigrafica, delle tipiche *litofacies* vulcanogeniche che caratterizzano il *Bisciaro* (DUBBINI *et al.*, 1992). La base della formazione si fa coincidere (COCCIONI *et al.*, 1992a, *cum bibliogr.*) con il livello *marker* "Raffaello", di estensione bacinale, chiaramente individuabile sul terreno.

Lo spessore può essere stimato intorno a 60-70m. L'ambiente di sedimentazione è di tipo pelagico e riferibile, ad una scala più regionale, ad aree bacinali di limitata estensione e variamente articolate, la cui profondità non è definibile ma che, tuttavia, può essere stimata intorno a 500-1.000m.

Alla scala del Bacino Umbro-Marchigiano il *Bisciaro* presenta una notevole variabilità delle *litofacies*, sia in senso verticale che laterale, soprattutto di

quelle vulcanogeniche che la caratterizzano maggiormente. L'importanza di questa formazione risiede infatti soprattutto nella diffusa presenza dei prodotti vulcanoderivati, che sono penecontemporanei alla normale sedimentazione marina, hanno composizione da intermedia ad acida (sorgente magmatica di tipo calcalcalino) da attività vulcanica parossistica (archi vulcanici), generata in corrispondenza di un margine attivo (BALOGH *et al.*, 1993, *cum bibliogr.*). Questi prodotti possono essere comparati con livelli simili e coevi presenti nell'Appennino settentrionale (DELLE ROSE *et al.*, 1994a; 1994b) e in alcune catene peri-mediterranee (es. Cordigliera Betica) e costituiscono degli indicatori di importanti fasi vulcaniche collegate all'evoluzione geodinamica di queste catene (BALOGH *et al.*, 1993).

Aquitaniense *p.p.*- Burdigaliano superiore *p.p.*

2.1.3. - Schlier (SCH)

Questa unità (Fig. 5) è caratterizzata da marne e marne argillose di colore grigio o grigio chiaro, con stratificazione poco evidente, a cui si intercalano, più diffusamente nella parte inferiore, sottili calcari marnosi biancastri. Le marne sono sempre caratterizzate da un elevato contenuto fossilifero in *foraminiferi planctonici*. Nei settori più orientali del foglio (falesia costiera del Monte S.Bartolo) la parte sommitale della formazione è caratterizzata da marne grigio azzurre torbiditiche, in strati di 40-50cm, associate a peliti nerastre di spessore anche decimetrico, finemente laminate e spesso bioturbate, a volte con ittioliti (Fig. 6).

In questa formazione i *foraminiferi* sono rappresentati per lo più da forme planctoniche molto diffuse e ben diversificate. L'associazione è caratterizzata da un'elevata frequenza del genere *Globigerinoides* (*G. trilobus* (REUSS), *G. bisphericus* (TODD), *G. sacculifer* (BRADY), *G. quadrilobatus* (d'ORBIGNY), *G. subquadratus* BRÖNNIMANN) e dal genere *Globoquadrina*. Verso l'alto diventano comuni: *Paragloborotalia* (prevalentemente con *P. siakensis* (LE ROY), *Globigerinoides* gr. *obliquus* e *Orbulina* spp. I principali bioeventi sono: la comparsa del genere *Praeorbulina* seguita da quella di *Orbulina*, di *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN & STAINFORTH e la scomparsa di *Globorotalia peripheroronda* BLOW & BANNER seguite dalla comparsa di *Globorotalia* gr. *menardii*, di *Globigerinoides obliquus* BOLLÉ e di *Paragloborotalia partimlabiata* RUGGIERI & SPROVIERI). Nella parte sommitale dello Schlier compare anche *Globorotalia conomiozea* KENNETT. L'associazione sopra descritta permette di riferire questa formazione all'intervallo che si estende dalla parte superiore della Biozona a *Globigerinoides bisphericus* alla Biozona a *Globorotalia conomiozea*.



Fig. 5 - Formazione dello Schlier affiorante il Loc. Frantoio, nei pressi di Cuccurano.



Fig. 6 - Peliti nerastre intercalate nella parte superiore dello Schlier sulla falesia nei pressi di Casteldimezzo

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 raggiunge il Tortoniano superiore-Messiniano inferiore nelle aree più esterne) e da un'ampia variabilità di *facies*, che si manifesta sia in senso longitudinale che in senso trasversale (DUBBINI *et al.*, 1992; DELLE ROSE *et al.*, 1994a). 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) ed intercalazioni di calcareniti torbiditiche, che sono esclusive dei settori meridionali del bacino. Le *litofacies* marnose sono caratterizzate da una prevalente componente pelagica, costituita da *foraminiferi planctonici* ben conservati e da minerali argillosi, spesso derivanti da trasformazione di cenere vulcanica.

Per ciò che riguarda le difficoltà legate all'individuazione del limite inferiore della formazione si è già detto nella descrizione dell'unità precedente, mentre quello superiore viene fatto coincidere o con il primo evento torbiditico silicoclastico che caratterizza la tipica sedimentazione di avanfossa o con la comparsa di tipi litologici riferibili al *Tripoli e marne tripolacee* o al Gruppo *Gessoso-Solfifera*.

Nell'area del Foglio 268 "Pesaro" lo *Schlier* si rinviene in corrispondenza delle principali dorsali morfologiche, nella porzione SO del foglio e nella zona costiera a NO di Pesaro; affiora anche nell'area collinare a SE di Pesaro. In certi casi questa unità, in corrispondenza dei principali contatti tettonici, è interessata da una intensa deformazione che ne rende difficoltosa l'osservazione con la comparsa, a luoghi, di un intenso clivaggio che può mascherare la stratificazione. Quest'ultima, generalmente sottile, spesso non è visibile anche a causa dell'elevata degradabilità dei litotipi che caratterizzano la formazione. Gli spessori dello *Schlier* si aggirano sui 250-300m.

Nell'area SO del Foglio 268 "Pesaro" lo *Schlier* passa superiormente alla *Formazione Marnoso-arenacea Marchigiana*. In questo caso il limite superiore è stato posto alla base della prima arenite silicoclastica. Questo passaggio, di tipo eteropico è netto e si verifica con la significativa e improvvisa comparsa di strati arenitici. Proseguendo verso NE, la formazione è invece a diretto contatto con i termini del *Tripoli e marne tripolacee*; il limite, sempre netto, è stato posto in corrispondenza della comparsa o di areniti o di tipici livelli diatomitici bianchi. Ancora più verso NE, nella zona costiera, lo *Schlier* passa direttamente al Gruppo *Gessoso-Solfifera*. Il passaggio è contrassegnato dalla comparsa di una successione di marne nerastre e fogliettate o di marne tripolacee che localmente, per l'esiguo spessore (v. oltre), è stato accorpata al Gruppo *Gessoso-Solfifera*.

Le migliori osservazioni sullo *Schlier* sono state possibili proprio nell'area costiera dove l'erosione marina e lo sviluppo della falesia portano a giorno la parte alta della formazione e il passaggio con il sovrastante Gruppo *Gessoso-Solfifera*

(Fig. 7). Qui, si possono distinguere due differenti *litofacies*, una *litofacies* inferiore marnoso-calcareea ed una superiore marnosa (CAPUANO & D'ANTONIO, 1992). La *litofacies* inferiore affiora per uno spessore di circa 20 m ed è costituita da marne calcaree di colore grigio chiaro, in strati di circa 30-40 cm. Quella superiore, invece, è caratterizzata da strati di spessore medio di marne argillose e marne grigio-verdastre a cui si intercalano livelli anossici nerastri, tipo *black shales*, di spessore dai 10 ai 20cm, a laminazione millimetrica e intensamente bioturbati. Al tetto della formazione si osserva un orizzonte di argille smectitiche verdastre ricche in biotite, spesso tra circa 2,5 e 3,5 m (CAPUANO & D'ANTONIO, 1992), la cui genesi è connessa alla rapida trasformazione di prodotti vulcanici (corrispondente al Livello "Rossigni" di COCCIONI *et al.*, 1992b), che rappresenta, alla scala almeno dell'Appennino centro-settentrionale, un livello guida per il limite Tortoniano/Messiniano (CIPOLLARI *et al.*, 1998).

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

L'età dello *Schlier* è compresa tra il Burdigaliano superiore *p.p.* e il Messiniano inferiore *p.p.*

2.2. - DEPOSITI SILICOCLASTICI

2.2.1. - Formazione Marnoso-arenacea Marchigiana (FAM)

Questa formazione affiora solamente nella parte sud-occidentale del Foglio 268 "Pesaro" ed è rappresentata esclusivamente dal membro di Urbino (FAM₂) di seguito descritto.

2.2.1.1. - Membro di Urbino (FAM₂)

Questa unità affiora solo nella porzione sud-occidentale del foglio, sulla Dorsale di M. Colbordolo - Mondaino; essa, infatti, si assottiglia e chiude rapidamente procedendo da SO verso NE, in corrispondenza della zona di passaggio tra le Dorsali di M. Colbordolo - Mondaino e di Ginestreto. Il membro raggiunge uno spessore di circa 100m ed è costituito da una tipica alternanza di areniti e peliti torbiditiche, in strati da sottili a spessi e molto spessi. Le areniti, da fini a grossolane, sono spesso poco cementate. Frequentemente, alla base degli strati, si osservano diffuse controimpronte da corrente (*flute* e *groove casts* prevalenti) da cui si evince una provenienza delle correnti da ONO. All'interno

degli strati spesso si osservano, invece, i tipici intervalli della Sequenza di Bouma. Localmente, come ad E di Serra di Genga, nella parte superiore della successione si osservano corpi arenitici compositi, lenticolari e canalizzati; caratterizzati da spessi strati arenitici con intercalazioni pelitiche subordinate e sottili.

I terreni del membro di Urbino (**FAM₂**) passano lateralmente e superiormente, in eteropia di *facies*, ai termini del *Tripoli e marne tripolacee*. Il limite è stato posto alla comparsa di caratteristici livelli bianchi diatomitici tipici di quest'ultima unità. Il sottostante limite con la formazione dello *Schlier* è netto; questo passaggio riflette l'inizio della sedimentazione silicoclastica di avanfossa sulle emipelagiti di avampaese; la fase di avanfossa è contraddistinta da una intensa attività tettonica, documentata anche dalla presenza di strati caotici (ARCALENI *et al.*, 1995). Lo spessore di questo membro è circa 100 m.

L'ambiente deposizionale, è rappresentato da un'area bacinale che si sviluppa nell'ambito dell'evoluzione complessiva del sistema di avanfossa legato alla strutturazione della catena appenninica.

Tortoniano *p.p.* - Messiniano *p.p.*

2.2.2. - *Tripoli e marne tripolacee* (**TPE**)

Questa unità è stata cartografata solo nei settori sud-occidentali del foglio. E' presente più diffusamente nell'area romagnola ed è meno frequente in territorio marchigiano. Verso NE il *Tripoli e marne tripolacee* si assottiglia progressivamente, sino a praticamente scomparire. Facies tripolacee e alcune diatomiti finemente laminate sono state comunque riscontrate anche nella successione messiniana pre-evaporitica, dello spessore di circa 6m, affiorante sulla falesia del Monte San Bartolo. Questa successione è stata cartograficamente compresa nel Gruppo *Gessoso-Solfifera*.

In corrispondenza delle due dorsali interne di M. Colbordolo - Mondaino e di Ginestreto il *Tripoli e marne tripolacee*, che poggia rispettivamente sulla *Formazione Marnoso-arenacea Marchigiana* e sulla formazione dello *Schlier*, è caratterizzato da un'alternanza di sottili strati di areniti, silt, marne e marne siltose, di probabile natura torbidity e di marne diatomitiche e diatomiti candide finemente laminate. Gli strati arenitici hanno uno spessore variabile da 5 a 10 cm e granulometria medio-fine; alla base si osservano impronte di fondo che indicano una direzione di flusso delle correnti da NNO a SSE. I frequenti livelli diatomitici sono finemente laminati (laminazione piano parallela) o straterellati; il loro spessore varia da 1-2cm a circa 60 cm e sono estremamente ricchi in resti fossili di pesci, echinidi, lamellibranchi e resti vegetali. Nella successione sono anche segnalati, a più livelli, strati omogenei di argilla nerastra fetida, spessi da 10 a 30cm (ARCALENI *et al.*, 1995).

Il contatto con la *Formazione Marnoso-arenacea* è graduale, ma facilmente individuabile per la comparsa, nella successione silicoclastica, dei tipici livelli diatomitici bianchi; il limite con lo *Schlier* è di tipo inconforme, appare invece netto e corrisponde alla prosecuzione verso oriente della discontinuità stratigrafica che delimita alla base il già descritto membro di Urbino della *Formazione Marnoso-arenacea marchigiana*. Tale limite è caratterizzato, di norma, dalla brusca comparsa nella successione di livelli arenitici, marne tripolacee o diatomiti.

CAPUANO & D'ANTONIO (1992) riferiscono la successione messiniana pre-evaporitica riscontrata sulla falesia del Monte San Bartolo ad una unità denominata "peliti eusiniche". Si tratta di un intervallo prevalentemente marnoso che poggia direttamente sullo *Schlier*. Le "peliti eusiniche" sono caratterizzate da marne e marne siltose scure, sottilmente laminate, che passano verso l'alto a marne argillose grigiastre bioturbate e a marne tripolacee. A luoghi, la successione è caratterizzata da sottili lenti laminate di areniti fini e di silt. Nella parte superiore si intercalano diversi livelli, poco spessi, di diatomiti biancastre finemente laminate, ricche in resti fossili di pesci. Il contatto tra le "peliti eusiniche" e il sottostante *Schlier* è netto ed è posto in corrispondenza del passaggio tra le marne verdastre e compatte che caratterizzano l'orizzonte smectitico presente al tetto dello *Schlier* e le marne tripolacee, o le marne nerastre e fogliettate, riferibili alle "peliti eusiniche" che, in quest'area, hanno uno spessore di circa 6 m (cfr. "Peliti eusiniche" in CAPUANO & D'ANTONIO, 1992).

Lo spessore del *Tripoli* e *marne tripolacee* raggiunge un massimo di circa 100m.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile al margine di aree bacinali lateralmente diversificate, strutturalmente controllate da una tettonica estensionale e contrassegnate da condizioni parzialmente stagnanti, a salinità pressoché normale ed a sedimentazione prevalentemente terrigena (cfr. SAVELLI & WEZEL, 1977) l'unità è ascrivibile al Messiniano *p.p.*

2.2.3. - Gessoso-Solfifera (GS)

Il Gruppo *Gessoso-Solfifera* rappresenta un'unità particolare in quanto comprende alcune *facies* evaporitiche che si collegano alla ben nota crisi di salinità del Messiniano riconosciuta in tutta l'area mediterranea. Nei settori di SO il gruppo poggia sui termini del *Tripoli* e *marne tripolacee* mentre a NE poggia direttamente sullo *Schlier* (Fig. 7).

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

Il gruppo è costituito da *litofacies* variabili nello spazio e nel tempo e, talora, con evidenti caratteristiche di risedimentazione.



Fig. 7 - *Passaggio Schlier-Gessoso Solifera sulla falsia nei pressi di Casteldimezzo.*

Sulle Dorsali di Monte Colbordolo-Mondaino e di Ginestreto l'unità è caratterizzata da marne siltose e argillose, spesso fogliettate e frequentemente nerastre bituminose, areniti e silt, calcari e calcari dolomitici, livelli marnoso-tripolacei e diatomitici bianchi e, localmente, gesso-areniti, gesso-siltiti e strati di gesso "balatino". ARCALENI *et al.* (1995) hanno messo in evidenza che questi litotipi sono organizzati a costituire un'alternanza di intervalli principalmente pelitici (che rappresentano la parte prevalente dell'unità) e intervalli a sottili strati (spessore massimo pari a 20cm) arenitici torbiditici, di variabile granulometria, alcuni dei quali contengono bioclasti. Nella *Gessoso-Solifera* sono intercalati, a diverse altezze stratigrafiche, olistoliti con calcari fetidi grigiastri e livelli centimetrici di calcari micritici, sottilmente laminati, di colore biancastro. Gli olistoliti sono particolarmente diffusi lungo il fianco orientale della Dorsale di M. Colbordolo - Mondaino. Su questa parte della struttura diminuisce notevolmente la componente arenitica a favore di quella pelitica.

I migliori affioramenti di *Gessoso-Solifera* si riscontrano in corrispondenza della falsia costiera a NO di Pesaro ove ha uno spessore di circa 40m. Qui, come già detto, nel gruppo sono stati cartograficamente compresi i termini della locale successione pre-evaporitica, caratterizzati anche da litotipi tripolacei e, pertanto, sulla carta l'unità poggia direttamente sulla formazione dello *Schlier*. In affioramento, comunque, il passaggio stratigrafico tra questi depositi e la *Gessoso Solifera* s.s. è netto e ben visibile ed è marcato dalla comparsa di tipici livelli calcarei di origine stromatolitica algale (corrispondenti al "Calcare di base" Auct.) (Fig. 7 e 8). Nell'intervallo che corrisponde alla *Gessoso-Solifera* s.s. sono distinguibili due *litofacies* (CAPUANO & D'ANTONIO, 1992; ARCALENI *et al.*, 1995). Nella parte inferiore si osservano infatti gli strati di calcare e calcare dolomitico

grigi, spessi da 20 a 60cm, precedentemente ricordati, alternati a marne argillose grigio-nerastre, bituminose e finemente laminate. Verso l'alto si osserva invece un orizzonte, di 11m di spessore, costituito da marne grigio chiare e bituminose, leggermente siltose e ricche in materiale organico, sia vegetale (foglie di quercia, pino, rametti di piante terrestri, Cannacee, ecc.), sia di pesci ciprinodonti e di insetti (zanzare, libellule, ecc.) (“Peliti bituminose ad *Aphanius crassicaudus*”, in CAPUANO & D'ANTONIO, 1992). Nella sezione di S. Marina, circa 2 m al di sopra dei depositi calcarei, si osserva uno strato di gesso “balatino” spesso circa 50 cm, con una evidente laminazione piano-parallela, molto cementato e di colore grigiastro. All'interno delle marne, inoltre, si rinvenivano cristalli tabulari di gesso ricristallizzato. Nelle sezioni affioranti a S. Marina e M. Castellaro alle marne bituminose si intercalano lamine di diatomiti con spessore variabile.

Il limite inferiore del Gruppo *Gessoso-Solfifera* corrisponde, anche in analogia a quanto segnalato in aree limitrofe, con una superficie di discontinuità stratigrafica che è legata alle variazioni del livello marino correlate alla suddetta crisi di salinità. Tale limite è rappresentato dalla comparsa nella successione messiniana di calcari dolomitici, che costituiscono l'unità nota in letteratura come “Calcere di base”, o di diffuse peliti bituminose fetide nerastre laminate o straterellate.

Il Gruppo passa superiormente, con un limite concordante discontinuo (paraconcordante), o alla *formazione di San Donato* o direttamente alla *Formazione a Colombacci* (a SO di Colbordolo) e, in quest'ultimo caso il contatto



Fig. 8 - Litotipi ascrivibili al Gruppo Gessoso Solfifera affioranti sulla piattaforma di erosione marina in Loc. Punta dei Gessi, a est di Vallugola.

potrebbe avere un carattere parzialmente erosivo. Tale natura erosiva, tuttavia, non è verificabile sul terreno. Il limite superiore dell'unità è stato posto alla comparsa nella successione di strati arenitici giallastri o giallo-ocracei che si verifica in concomitanza del passaggio dalle marne nerastre riferibili alla *Gessoso-Solfifera* alle marne grigio azzurre omogenee o alle marne siltose grigiastre laminate delle unità sovrastanti.

Il gruppo ha uno spessore sensibilmente variabile, compreso tra circa 50 m, nei pressi di Colbordolo ai circa 300 m in località la Pieve.

L'ambiente deposizionale è rappresentato da aree di mare poco profondo contrassegnate da una paleotopografia complessa, caratterizzata da aree in rilievo, talora emerse e da aree bacinali ad esse adiacenti.

Il Gruppo *Gessoso-Solfifera* è riferibile al Messiniano *p.p.*

2.2.4. - *Formazione di San Donato (FSD)*

La *formazione di San Donato* (SAVELLI & WEZEL, 1979) affiora diffusamente nell'area del Foglio 268 "Pesaro", sia nei settori interni occidentali che nelle aree esterne, ove caratterizza la dorsale costiera di Gabicce-Pesaro e la zona dei rilievi a Sud di Pesaro tra Candelara e Carignano.

Si tratta di una unità torbiditica, a stratificazione di norma piano-parallela, costituita da strati di areniti feldspato-litiche, talora in spessi banchi a volte canalizzati, in alternanza con marne, marne argillose e marne siltose muscovitiche di colore grigio azzurro, apparentemente omogenee (Fig. 9). Le areniti sono prevalentemente fini, anche se si osservano talora livelli più grossolani, hanno spessore da alcuni centimetri a circa 1m (fino ad almeno 3 m nel caso dei banchi), la base degli strati è netta e, talvolta, si osservano impronte di fondo che, nella maggior parte dei casi, esprimono apporti da NO verso SE. Le areniti, che hanno un grado di cementazione variabile, hanno gradazione normale e mostrano tipicamente alcuni degli intervalli della sequenza di Bouma. Nella porzione media-inferiore dell'unità è intercalato un orizzonte vulcanoclastico (Fig. 10) spesso circa 40-50cm, a grana medio-fine, di composizione riodacitica, che costituisce un buon *marker* per il riconoscimento della formazione.

Le associazioni a *foraminiferi* sono poco abbondanti o assenti. Quando presenti, sono caratterizzate da forme con scarsa preservazione, dominate da specie planctoniche, per lo più riferibili ai generi *Globigerina* e *Globigerinoides*.

Nel settore occidentale del Foglio 268 "Pesaro", lungo la dorsale di M. Colbordolo - Mondaino e sulla dorsale di Ginestreto, la *formazione di San Donato* ha uno spessore variabile da 0 a 150m; essa non è presente infatti, in affioramento, sul fianco SO della Dorsale di M. Colbordolo - Mondaino dove si verifica il contatto diretto, con limite inconforme, tra il Gruppo *Gessoso-Solfifera*

e la *Formazione a Colombacci*. Il rapporto arenite/pelite, che aumenta verso l'alto della formazione, mette in evidenza un *trend* stratigrafico di tipo “*thickening and coarsening upward*” come anche indicato da ARCALENI *et al.* (1995).

Nei settori nord-orientali del foglio l'unità raggiunge invece uno spessore di circa 250m. Gli strati arenitici, che si presentano talora in grossi banchi, sono spesso molto cementati; presentano una evidente gradazione diretta e, frequentemente, sono caratterizzati da una base microconglomeratica.

La migliore esposizione della *formazione di San Donato* si ha lungo la falesia costiera tra Gabicce e Pesaro. Qui l'unità è suddivisibile, in accordo con CAPUANO & D'ANTONIO (1992), in due *litofacies*: sono infatti riconoscibili, dal basso verso l'alto, una *litofacies* pelitico-arenitica ed una *litofacies* arenitico-pelitica. La prima, più antica e di spessore pari a circa 50 m, è costituita da marne siltose omogenee di colore grigio bluastrò a cui si intercalano areniti molto cementate a grana medio-fine, con spessore degli strati da 3 cm a circa 1m. Le paleocorrenti indicano direzioni di apporto da NO verso SE. La sovrastante *facies* arenitico-pelitica rappresenta la porzione medio-superiore della formazione. E' caratterizzata dall'alternanza di areniti da medie a spesse (30-60 cm) e di sottili livelli marnoso-siltosi, talora caratterizzati dalla presenza di materiale carbonioso. Frustoli carboniosi si osservano, allineati a costituire livelli più o meno discontinui, anche all'interno degli strati arenitici. Lo spessore di questa *litofacies* è di circa 180 m ed è al suo interno che si intercala il livello vulcanoclastico precedentemente menzionato.

Questo orizzonte guida vulcanoderivato, che ha uno spessore valutabile in circa due metri, riveste una certa importanza poichè costituisce un *marker-bed* bacinale ed un *time-level* per tutto il Bacino Marchigiano Esterno. Esso, infatti, è ben correlabile con livelli analoghi, di composizione prevalentemente riolitica, già messi in evidenza e analizzati sia nella *formazione di San Donato* delle Marche settentrionali e centrali, sia nel membro post-evaporitico nella Formazione della Laguna delle Marche meridionali (GUERRERA *et al.*, 1986).

Le torbiditi della *formazione di San Donato*, oltre alle già menzionate impronte di fondo (prevalentemente *flute* e *goove casts*) spesso mostrano, come già detto, gli intervalli della Sequenza di Bouma. Si osserva, in certi casi l'intera sequenza (T_{a-e}) oppure, più spesso, si osservano sequenze incomplete in cui sembrano prevalere gli intervalli con gradazione (T_a) e con laminazione parallela (T_b) e incrociata (T_c).

Questa formazione poggia in discontinuità stratigrafica sui sottostanti termini del Gruppo *Gessoso-Solfifera*; le torbiditi che la caratterizzano indicano che nel Messiniano, successivamente alla deposizione delle facies spesso evaporitiche riferibili a tale gruppo, riprende una sedimentazione terrigena di avanfossa.

Il passaggio alla sovrastante *Formazione a Colombacci* di norma è di tipo stratigrafico, continuo e graduale ed è stato posto in corrispondenza della

comparsa delle arenarie litiche e delle peliti finemente straterellate (“zonate”) che caratterizzano quest’ultima formazione. La distinzione sul terreno fra la *formazione di San Donato* e la sovrastante *Formazione a Colombacci* è in modo particolare problematica, soprattutto poiché entrambe le unità sono formate da areniti e peliti. Un aiuto al riconoscimento della *Formazione a Colombacci* è fornito dalla comparsa nella colonna sedimentaria dei tipici orizzonti a calcari



Fig. 9 - *Formazione di San Donato* sulla falesia a est del porto di Vallugola.



Fig. 10 - Orizzonte vulcanoclastico intercalato nella *formazione di San Donato* nei pressi di Candelara.

biancastri (“colombacci”), intercalati nella formazione a vari livelli stratigrafici, in numero massimo di cinque. Un ausilio per il riconoscimento delle due formazioni sembra provenire anche dallo studio petrografico delle areniti (TRAMONTANA *et al.*, 2005).

Nella parte occidentale del foglio, nei pressi di Saludecio, il limite tra la *formazione di San Donato* e la *Formazione a Colombacci* potrebbe rappresentare, in accordo con quanto riscontrato in aree più interne della Marche settentrionali e nell’adiacente Foglio 267 “San Marino”, un limite inconforme.

Riassumendo, lo spessore totale della *formazione di San Donato*, come si desume dalle precedenti descrizioni, varia da zero a circa 250 m.

L’ambiente deposizionale è riferibile a un’area bacinale di avanfossa che rappresenta la prosecuzione verso nord del Bacino della Laga, che caratterizza una buona parte delle Marche meridionali.

La formazione è riferibile al Messiniano *p.p.*

2.2.5. - *Formazione a Colombacci (FCO)*

La *Formazione a Colombacci*, in *facies* prevalentemente arenitico-pelitica, affiora diffusamente nell’area del Foglio 268 “Pesaro” sia nelle aree interne che nella fascia costiera. Nell’area romagnola del Foglio 268 “Pesaro” è stato possibile cartografare una *litofacies* Arenitica (**FCO_a**) e una *litofacies* Pelitico-Arenitica (**FCO_c**). Anche nella parte rimanente del Foglio 268 “Pesaro”, nell’ambito della formazione è possibile riconoscere *facies* arenitiche e pelitico-arenitiche; tuttavia il limitato numero degli affioramenti non ha permesso di valutarne l’estensione e la continuità laterale.

La *Formazione a Colombacci* è stata definita per la prima volta da SELLI (1954) ed è caratterizzata da una tipica sedimentazione ciclica (SAVELLI & WEZEL, 1979) e dalla presenza di peculiari orizzonti calcarei (“colombacci”).

Nell’area del Foglio 268 “Pesaro” la formazione è costituita da una successione arenitico-pelitica, con areniti nettamente prevalenti, caratterizzata da diversi cicli regressivo-trasgressivi, regionalmente presenti nella successione in un numero massimo di cinque, ognuno dei quali costituito da una tipica successione verticale. Ogni ciclo, infatti, è caratterizzato alla base da spessi strati arenitici, con solo sottili e lateralmente discontinui strati marnosi e marnoso-siltosi che, nella parte intermedia, passano ad alternanze arenitico-pelitiche, in cui gli strati arenitici sono da spessi a medi o sottili. Questi sedimenti di norma passano, nella parte superiore di ogni ciclo, ad un sottile intervallo pelitico, costituito da prevalenti depositi argillosi e siltosi, al cui interno si intercalano areniti sottili e un orizzonte costituito da sottili strati calcarei evaporitici.

Le areniti della parte basale del ciclo sono molto spesse (Fig. 11) e, talora,

costituiscono banconi, a volte amalgamati, con limitata continuità laterale e con base irregolare. Alla base di alcuni dei livelli più spessi sono stati osservati sottili intercalazioni conglomeratiche in livelli e lenti. La granulometria delle areniti è medio fine e la cementazione è variabile; di norma gli strati sono poco cementati ma, talora, la cementazione è elevata. Al loro interno si osservano diffuse concrezioni arenacee (“cogoli”) di dimensioni spesso decimetriche. Le areniti sono piuttosto omogenee; solo in alcuni casi si osservano accenni di gradazione e laminazione piano-parallela concentrate nella parte superiore.

La parte intermedia è caratterizzata dalla alternanza di areniti, areniti siltose, siltiti, marne e marne siltose (Fig. 12). Le areniti, in generale meno spesse rispetto a quelle della base dei cicli, hanno comunque spessore che può raggiungere anche alcuni metri con al loro interno diffuse concrezioni arenacee (cogoli). Le areniti sono di norma poco cementate e a granulometria fine e si presentano in strati piano-paralleli, con base e tetto netti (spesso con base erosiva) e, talora, con modeste variazioni laterali dello spessore. In alcuni casi si osserva gradazione diretta ma solitamente le areniti sono prive di evidenti strutture sedimentarie e, solo nella parte sommitale, compare una laminazione piano parallela e/o incrociata a basso angolo. Alle areniti si alternano livelli, di norma sottili, di marne, marne-siltose



Fig. 11. - Spessi strati arenitici alla base di uno dei cicli deposizionali che caratterizza la Formazione a Colombacci, qualche decina di metri a ovest del porto di Vallugola. Le areniti sono dislocate da una faglia, ad andamento circa ortogonale alla costa.



Fig. 12 - Areniti e peliti della Formazione a Colombacci a ovest del porto di Vallugola.

grigio-verdastre o colore avana, talora ricche di materia organica. I livelli pelitici appaiono finemente laminati (laminazione piano parallela) per passate siltose e presentano forme di alterazione rappresentate da tipiche concrezioni di colore biancastro.

Nella porzione superiore il contenuto in areniti diviene subordinato. Queste sono infatti rappresentate da sottili strati e lenti all'interno di una successione costituita prevalentemente da marne argillose e marne siltose, in cui si intercalano livelli siltosi di colore grigio scuro, spesso caratterizzate da una sottile laminazione piano parallela.

La stratificazione non sempre è ben visibile ma, quando valutabile, lo spessore degli strati è compreso tra 50 e circa 100cm. All'interno di questo intervallo, in ogni ciclo, si intercala un orizzonte a strati calcarei di natura evaporitica (Livello a "Colombacci") (Fig. 13). Questi livelli (al massimo cinque a scala regionale), sono costituiti da una alternanza di strati sottili e molto sottili di calcari micritici e calcari marnosi, talora con una fitta laminazione piano-parallela o a basso angolo, separati da strati molto sottili e anche discontinui di peliti grigie, costituite da marne e marne calcaree, o da sottili veli di ossidi rossastri. Solo occasionalmente all'interno dell'intervallo a livelli calcarei si intercalano sottili strati arenitici. Lo spessore degli orizzonti varia fra 60 e 150cm. Le *facies* pelitiche con associati



Fig. 13 - Orizzonte a strati calcarei (Livello a “colombacci”) intercalato in un intervallo pelitico qualche decina di metri a ovest del porto di Vallugola.

calcarei evaporitici sono riferibili ad un ambiente lagunare con sporadiche connessioni con il mare aperto.

All'interno della *Formazione a Colombacci*, nei pressi di Farneto a SO di S. Angelo in Lizzola, è stato segnalato un importante orizzonte di frana sottomarina (ARCALENI *et al.*, 1995).

L'analisi delle associazioni a *foraminiferi* ha fornito campioni sterili. Un numero limitato di campioni contiene associazioni impoverite caratterizzate dalla presenza di *Globigerina quinqueloba* NATLAND, *Buliminia basispinosa* TEDESCHI E ZANMATTI, *Anomalinoides helcinus* (COSTA), *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI e BERMUDEZ, *Brizalina spathulata* (WILLIAMSON), *Bulimina inflata* SEGUENZA, *Elphidium macellum* (FICHTEL & MOLL), tipiche di un ambiente deposizionale di mare poco profondo.

Sulla *Formazione a Colombacci* poggiano, in discontinuità stratigrafica, i sedimenti pliocenici in facies pelitica o, come nella porzione SE del foglio, arenitica (cfr. membro delle *Arenarie di Borello*). Questo limite, di tipo trasgressivo, è netto e di norma paraconcordante. Il contatto si verifica con la comparsa, al di sopra dell'orizzonte calcareo riferibile alla *Formazione a Colombacci*, di una successione costituita da nettamente prevalenti peliti grigio-azzurrognole fossilifere. A SE di Pesaro, ove la successione pliocenica è rappresentata dalle facies arenitico-pelitiche del membro delle *Arenarie di Borello*, il limite, invece, è stato

posto alla comparsa delle tipiche areniti giallastro-ocracee associate a questo membro. In un piccolo settore, a Nord di Saludecio, il passaggio tra la *Formazione a Colombacci* e i depositi pliocenici è caratterizzato dalla comparsa delle peliti grigio brunastre con intercalate areniti giallastre riferibili alla *Litofacies* pelitico-arenitica del membro delle *Arenarie di Borello (FAA_{2a})* (si veda oltre).

La *Formazione a Colombacci* poggia generalmente sulla *formazione di San Donato* (il tipo di contatto è stato descritto nel paragrafo precedente); in prossimità del vertice SO del foglio essa poggia invece direttamente, attraverso un limite di tipo inconforme, sui termini del Gruppo *Gessoso-Solfifera*.

La *Formazione a Colombacci* ha uno spessore di circa 250m.

L'ambiente di sedimentazione è di mare poco profondo, riferibile ad un'area litorale e contrassegnato da un consistente apporto silicoclastico. Ciclicamente presenta un'evoluzione verso aree lagunari, in connessione con il mare aperto, a sedimentazione pelitica e con episodi di deposizione evaporitica (livelli "a Colombacci").

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

2.2.5.1. - Litofacies Arenitica (**FCO_a**)

La *litofacies* è stata cartografata in una ristretta area nella parte centro occidentale del foglio, in territorio romagnolo e che comprende i centri abitati di Montegridolfo e Saludecio. Questa *litofacies* è costituita da orizzonti arenitici, caratterizzati da alternanze di strati di areniti giallastre a cementazione disomogenea, con presenza di "cogoli".

Gli strati sono da medi e spessi, fino a molto spessi e la granulometria varia da media a medio-grossolana. Le areniti sono spesso gradate e laminate (laminazione piano-parallela, ondulata e incrociata) e sono frequenti le amalgamazioni. Sono localmente presenti livelli pelitici e conglomeratici. Il rapporto A/P >1.

L'ambiente di sedimentazione è verosimilmente riferibile ad un'area deposizionale poco profonda con un consistente apporto silicoclastico.

Lo spessore è circa 250m.

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

2.2.5.2. - Litofacies Pelitico-Arenitica (**FCO_c**)

Questa *litofacies* è stata cartografata in due piccole aree solo nei pressi di Saludecio, nella porzione occidentale del Foglio 268 "Pesaro", al tetto e nella parte bassa della *Formazione a Colombacci*. Essendo esigue le aree di affioramento, la descrizione dell'unità si basa su quanto osservato nell'adiacente Foglio 267

“San Marino”. Si tratta di alternanze di strati sottili di areniti torbiditiche, a granulometria medio-fine, intercalati a peliti grigio scure. Sono inoltre presenti argille marnose brune o grigie, ad alterazione biancastra, con intercalazioni di siltiti ed areniti fini gialle (rapporto arenite/pelite A/P generalmente <1) in strati sottili e medi.

Lo spessore affiorante è circa 50m.

2.2.6. - Argille Azzurre (FAA)

I terreni pliocenici marini sono molto diffusi nell’area del foglio e sono ben correlabili con quelli che caratterizzano aree limitrofe. Le esposizioni solo in pochi casi sono significative ma uno studio dettagliato ha ugualmente permesso di riconoscere all’interno della successione alcuni intervalli stratigrafici rappresentativi. Ciò ha portato alla suddivisione della successione pliocenica in diverse unità litostratigrafiche (informali), definite sulla base delle caratteristiche litologiche, del rapporto A/P (Arenite/Pelite), della composizione (macroscopica) delle areniti e della posizione stratigrafica.

I terreni pliocenici affioranti nell’area del Foglio 268 “Pesaro” sono prevalentemente pelitico-siltosi ma, al loro interno, sono riconoscibili corpi arenitici, arenitico-conglomeratici e arenitico-pelitici. L’insieme di questi sedimenti esprime il locale riempimento delle aree deposizionali che caratterizzano l’evoluzione del Bacino Marchigiano Esterno e le sue peculiari caratteristiche hanno suggerito, in accordo con quanto fatto per i fogli del Progetto CARG in aree limitrofe, l’adozione di una terminologia originale nell’identificazione delle unità litostratigrafiche di differente rango.

E’ necessario osservare che l’intera successione pliocenica affiorante nell’area è stata cartografata adottando la denominazione di *Argille Azzurre*. Localmente comunque, alla base della successione, è stata riscontrata (in un singolo campione) la presenza del genere *Spheroidinellopsis* in quantità relativamente importanti e la contemporanea assenza di *Globorotalia margaritae*. Questo potrebbe indicare un’età riferibile al Pliocene basale. Sulla base di questa osservazione non si esclude quindi nell’area del Foglio 268 “Pesaro” la presenza della formazione delle marne di Cella, cartografate in fogli limitrofi. La scarsità di affioramenti e l’impossibilità di seguire lateralmente questi depositi, anche ai fini della verifica di tale ipotesi, ha tuttavia reso necessario accorpate cartograficamente tutti i sedimenti pliocenici nell’unica unità formazionale delle *Argille Azzurre*.

Le *Argille Azzurre* (Fig. 14) sono costituite da una successione di *litofacies* pelitiche e pelitico-siltose, in cui si intercalano rari e sottili strati arenitici e arenitico-siltosi (rapporto A/P tra 1:4 e 1:3); all’interno della successione si riscontrano, a differenti altezze stratigrafiche, ma soprattutto presenti nella



Fig. 14 - Affioramento di Argille Azzurre in Loc. Torcivia, nei pressi di Montelabbate.

parte superiore, alcuni caratteristici corpi arenitici, arenitico-conglomeratici e arenitico-pelitici. Le peliti hanno un colore grigio-azzurro a frattura fresca e grigio chiaro quando alterate (Fig. 15), sono estremamente fratturate e presentano diffusi livelli millimetrici di patine di ossidazione di colore rossastro o marrone scuro. Localmente si osservano addensamenti di frammenti organogeni e noduli diagenetici giallo-rossastri di diametro centimetrico, formati da ossidi di ferro e solfuri. In alcuni affioramenti le peliti si presentano in strati sottili caratterizzati, alla base, da un livello di silt molto fine, con laminazione incrociata o convoluzioni, dello spessore di qualche millimetro e che denota un'origine torbidaica. Le intercalazioni arenitiche sono rappresentate da strati arenitici e arenitico-siltosi di colore grigio-giallastro, in genere a granulometria medio-fine e di spessore variabile dal centimetro ad alcuni decimetri. Il passaggio tra i letti arenitici e le peliti sovrastanti è graduale; la geometria degli strati è piano-parallela, la base è netta e talvolta erosiva, con impronte di fondo poco sviluppate. La porzione arenitica è spesso caratterizzata da un intervallo basale massivo; a questo seguono degli intervalli laminati, con lamine piano-parallele, poi ondulate e convolute e infine ancora piano-parallele (T_b , T_c , T_d della sequenza di Bouma). Gli strati più sottili presentano spesso evidenze di laminazioni (piano-parallele ed incrociate) e mancano dell'intervallo gradato T_a di Bouma. I corpi più grossolani intercalati a diversi livelli stratigrafici nell'unità sono

stati mappati o come membri locali o come *litofacies*. Per quanto riguarda i rapporti stratigrafici fra le diverse unità che costituiscono questa formazione si rimanda allo schema dei rapporti stratigrafici. Le associazioni a *foraminiferi* mostrano, in generale, una netta prevalenza delle forme planctoniche. La preservazione varia da buona a eccellente. Sono *taxa* caratteristici dell'unità: *Cibicides* spp., *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerina* spp., *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Globorotalia margaritae* BOLLÉ & BERMUDEZ, *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), *Globorotalia* gr. *scitula*, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Neogloboquadrina dutertrei* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Siphonina* spp., *Uvigerina* spp.

Le associazioni sono tipiche di una ambiente deposizionale di mare aperto. Tuttavia, alcuni campioni contengono forme bentoniche più tipiche di mare poco profondo per le quali è difficile escludere definitivamente fenomeni di rimaneggiamento essendo contenute nelle litologie più grossolane.

Nelle *Argille Azzurre*, come già ricordato, sono stati compresi termini probabilmente riferibili alle marne di Cella. Questa formazione, cartografate individualmente in altre aree delle Marche (cfr. Foglio 292 "Jesi"), costituisce a scala regionale la parte basale della successione pliocenica ed è stato verificato in tali aree che le marne di Cella passano alle *Argille Azzurre* attraverso un contatto per eteropia di *facies*.

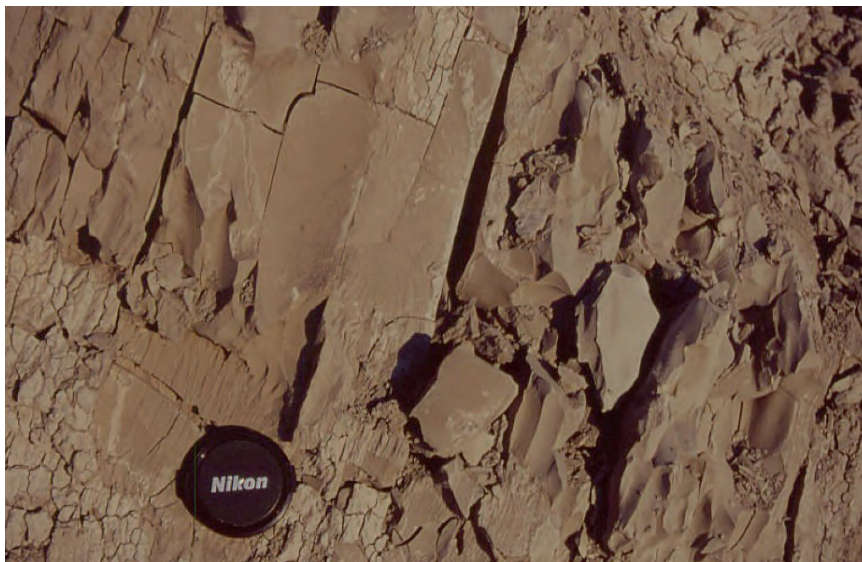


Fig. 15 - Particolare delle peliti che caratterizzano le Argille Azzurre in Loc. Torcivia, nei pressi di Montelabbate.

Nell'area del Foglio 268 "Pesaro" le *Argille Azzurre* poggiano direttamente, con un limite inconforme, sulle unità pre-plioceniche.

La potenza della formazione è variabile lateralmente, con uno spessore massimo di circa 2.000m come risulta in COWARD *et al.* (1999).

L'ambiente deposizionale varia nello spazio e nel tempo. In generale si tratta di una sedimentazione di mare aperto, caratterizzata da sedimenti torbiditici prevalentemente pelitici, con associati subordinati depositi pelagici-emipelagici. I corpi deposizionali più grossolani denotano un cambiamento negli apporti legato a variazioni del livello marino connesse all'attività tettonica.

L'età delle *Argille Azzurre*, determinata attraverso analisi biostratigrafiche, è riferibile al Pliocene inferiore *p.p.* - Pliocene superiore *p.p.*

2.2.6.1. - Litofacies arenitico-conglomeratica (**FAA_b**)

Questa *litofacies* affiora esclusivamente nel settore NO dell'area esaminata, in corrispondenza del rilievo di Monteluro. Essa è costituita da livelli arenitico-conglomeratici passanti lateralmente a livelli sabbiosi. Si tratta prevalentemente di sedimenti poco coesivi e non cementati. Generalmente i conglomerati presentano una tessitura caratterizzata da abbondante matrice sabbiosa nella quale sono immersi ciottoli generalmente molto arrotondati. Il grado di cementazione è

molto variabile ma mai elevato. Le dimensioni degli elementi variano dalla classe dei ciottoli fini a quella dei ciottoli grossolani (dal cm fino ad un massimo di 10-20cm). I clasti sono costituiti da elementi carbonatici varicolori, marnosi e cristallini. La frazione maggiormente rappresentata è quella cristallina; sono infatti presenti abbondanti ciottoli di quarziti, micascisti, gneiss e porfidi. La forma dei ciottoli è prevalentemente sferico-lamellare, lamellare e sferico-discoidale secondo la classificazione di FOLK (1974). La matrice sabbiosa è caratterizzata da abbondante muscovite ed è ricca di frammenti organogeni prevalentemente di molluschi (lamellibranchi e gasteropodi). I singoli corpi ciottolosi si presentano, il più delle volte, con una base erosiva e si sviluppano con spessori variabili da alcuni decimetri a qualche metro e con estensioni laterali molto variabili.

La *litofacies* è caratterizzata da intercalazioni arenitico-sabbiose e pelitiche di spessore decimetrico. Molto spesso le areniti si presentano in strati lenticolari, a base più o meno netta, spesso gradati e talora a laminazione piano-parallela; i livelli pelitici sono di colore grigiastro al taglio fresco e frequentemente contengono livelli sabbiosi lenticolari a grana medio fine.

I termini riferibili a questa litofacies chiudono la sedimentazione marina nell'area del Foglio 268 "Pesaro" e sono caratterizzati da rapporti di eteropia di facies sia con le peliti delle *Argille Azzurre* che con i terreni riferibili alla *Litofacies arenitico-pelitica* qui di seguito descritta.

Lo spessore della *litofacies* è di circa 70m.

L'età è riferibile al Pliocene superiore *p.p.*

2.2.6.2. - Litofacies arenitico-pelitica (FAA_d)

Questa *litofacies* affiora esclusivamente nella zona di Tavullia, nel settore centrale dell'area esaminata. Essa è costituita da livelli arenitici, scarsamente cementati, passanti lateralmente a livelli sabbiosi incoerenti, a cui si intercalano livelli pelitici di spessore variabile (da 5 a 20cm) contenenti lenti siltitico-sabbiose. I livelli sabbiosi sono particolarmente ricchi in frammenti di macrofossili (bivalvi e gasteropodi), muscovite e quarzo. Localmente si osservano comunque livelli pelitici di spessore maggiore (fino a 60cm) con diffusi sottili livelli siltitico-sabbiosi e numerose concrezioni biancastre a grana estremamente fine.

I terreni di questa litofacies mostrano rapporti di eteropia sia con i termini pelitici delle *Argille Azzurre* che con quelli della *litofacies* arenitico-conglomeratica precedentemente descritti.

Lo spessore di questa litofacies è di circa 50m.

L'età è riferibile al Pliocene superiore *p.p.*

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

Affiora diffusamente nell'area costiera a SE di Pesaro, ove caratterizza l'intera successione pliocenica affiorante nella zona, e poggia direttamente sulla *Formazione a Colombacci* attraverso un limite inconforme. Il membro delle Arenarie di Borello è caratterizzato da prevalenti areniti giallo-ocracee (Fig. 16), a granulometria da grossolana a medio-fine, da debolmente cementate a cementate a cui s'intercalano subordinati livelli centimetrici di peliti grigio-azzurre con un rapporto A/P decisamente a favore delle areniti (tra 2:1 e 4:1) e con giunti di stratificazione sempre netti. Gli strati 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 sono ben visibili la gradazione e strutture sedimentarie come laminazioni piano-parallela e ondulata. Localmente, all'interno del membro, sono presenti intervalli pelitici lenticolari, di spessore anche decametrico, non visibili in affioramento, ma che determinano un certo condizionamento morfologico senza che sia comunque possibile una loro mappatura. Intercalati a questa unità si riscontrano, come ad esempio in Loc. S. Anna, a N di Fenile (Fig. 17), nei pressi di Roncosambaccio e a NO di Novilara, livelli conglomeratici poligenici ed eterometrici non mappabili, di spessore da 1 a 30cm, caratterizzati da una grande abbondanza di ciottoli ben arrotondati, di tipo cristallino. Le litologie principali sono rappresentate da gneiss, micascisti, porfidi quarziferi di un tipico colore rossastro, quarziti, frammenti ofiolitici e rocce granitoidi. Si osservano, per quanto riguarda la componente sedimentaria, clasti carbonatici, frammenti di selce e marne. La matrice è prevalentemente sabbiosa. I ciottoli cristallini nei conglomerati del Pliocene delle Marche settentrionali sono stati oggetto di studio da parte di CASTELLARIN & STEWART (1989).

Le caratteristiche delle associazioni a *foraminiferi* variano notevolmente, sia dal punto di vista quantitativo (da sterile a mediamente abbondanti), sia dal punto di vista preservazionale (da moderata a buona). Sono *taxa* tipici di questa unità *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerinoides* ex gr. *ruber* (D'ORBIGNY), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globorotalia* ex gr. *scitula* (BRADY), *Globigerina* spp. E' presente il marker zonale *Globorotalia margaritae* BOLLI E BERMUDEZ.

Il tetto del membro delle Arenarie di Borello, in alcune zone delle Marche centro-settentrionali (Fogli 292 "Jesi", 269 "Fano" e 281 "Senigallia", Progetto CARG), corrisponde ad una discontinuità stratigrafica, con una lacuna la cui estensione temporale resta ancora da precisare. Per quanto i dati di terreno non permettano una precisa valutazione in merito si è ritenuto, in analogia con aree limitrofe (Foglio 281 "Senigallia"), che anche nell'area del Foglio 268 "Pesaro" al tetto del membro sia presente tale discontinuità.



Fig. 16 - Areniti del membro delle Arenarie di Borello affioranti a NO di Fenile, Presso Case Valentini.



Fig. 17 - Livello conglomeratico poligenico intercalato alle Arenarie di Borello affiorante a NO di Fenile, Presso Case Valentini (Loc. S. Anna).

Lo spessore del membro delle Arenarie di Borello è variabile lateralmente e può raggiungere un massimo di circa 300m. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un'area di piattaforma.

L'età è riferibile al Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene medio *p.p.*

2.2.7.1. - Litofacies pelitico-arenitica (FAA_{2a})

Questa *litofacies* affiora nel settore occidentale del Foglio 268 “Pesaro” e caratterizza in territorio romagnolo il membro delle Arenarie di Borello.

Essa è costituita da prevalenti livelli pelitici grigio-brunastri a cui si intercalano corpi arenitico-siltitici a geometria lenticolare. Questi ultimi sono costituiti da areniti giallastre, a granulometria fine e molto fine e da siltiti; il rapporto arenite/pelite è generalmente inferiore a 1. Gli strati arenitici denotano caratteri torbiditici quali gradazione normale, laminazione piano-parallela e incrociata; sono per lo più rappresentati gli intervalli T_{b-e} di Bouma.

Le areniti sono a composizione silicoclastica con numerosi frammenti di gusci di molluschi; presenti anche livelli costituiti esclusivamente da frammenti di gusci. Le partizioni argillose sono massive e bioturbate o finemente laminate. Sono inoltre ricche in micro- e macrofossili (lamellibranchi e scafopodi); raramente sono presenti livelli ricchi in frustoli carboniosi.

Lo spessore è di circa 250m.

3. - SEQUENZE DEPOSIZIONALI DELLA SUCCESSIONE MIO-PLIOCENICA

Lo studio della successione marina messiniano-pliocenica affiorante nell'area del Foglio 268 “Pesaro” ha messo in evidenza la presenza di alcune superfici di discontinuità principali (delle quali spesso non è possibile definire l'esatta natura) e, in certi casi, di correlate *conformity* che permettono di suddividere la successione in sequenze deposizionali, definite da precise caratteristiche in termini di architettura interna e tipologia dei sistemi deposizionali. Per quanto riguarda il Miocene sono state riconosciute le sequenze **M1**, **M2a**, **M2b** e **M3**; per quanto riguarda invece la successione pliocenica le condizioni di esposizione non hanno permesso una suddivisione interna in sequenze, fermo restando che questa successione, come ben evidenziato in altre aree della regione marchigiana, è costituita da almeno due distinte sequenze deposizionali sovrapposte.

La più antica tra le superfici di discontinuità riconosciute corrisponde con la base della prima unità silicoclastica e separa la *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* o il *Tripoli e marne tripolacee* dal sottostante *Schlier*. Ulteriori superfici di discontinuità sono ubicate alla base del Gruppo *Gessoso-Solfifera* ed alla base della *Formazione di San Donato*. Sempre all'interno del messiniano un'altra discontinuità stratigrafica, riscontrabile solo nella parte occidentale dell'area studiata e nei pressi di Saludecio, correlabile verso Est con una evidente *conformity*, coincide con la base della *Formazione a Colombacci*. Una discontinuità principale è presente anche alla base della successione pliocenica.

I limiti inconformi riconosciuti hanno pertanto permesso di riconoscere le seguenti sequenze deposizionali:

Sequenza **M1**: corrisponde alla *Formazione Marnoso-arenacea Marchigiana* e/o al *Tripoli e marne tripolacee*, ed è riferibile al Tortoniano *p.p.* e alla parte inferiore del Messiniano.

Sequenza **M2a**: corrisponde al Gruppo *Gessoso-Solfifera*, che poggia sul *Tripoli e marnetripolacee* o sulla formazione dello *Schlier* ed è riferibile al Messiniano *p.p.*

Sequenza **M2b**: è costituita dalla *formazione di San Donato* di età Messiniano *p.p.*

Sequenza **M3**: comprende la *Formazione a Colombacci* che poggia sia sulla *formazione di San Donato* che, direttamente, sul Gruppo *Gessoso-Solfifera*. L'età è Messiniano *p.p.* La superficie che delimita alla base tale sequenza rappresenta nei settori sud occidentali del Foglio 268 "Pesaro" una discordanza geometrica molto blanda, forse erosiva, che lateralmente si correla, nei pressi di Saludecio con una *paraconformity* che separa la *formazione di San Donato* dalla *Formazione a Colombacci*.

La superficie di discontinuità che delimita inferiormente la successione pliocenica si colloca alla base delle *Argille Azzurre*. Si tratta di una *paraconformity* lateralmente correlabile con una discordanza geometrica legata alla trasgressione marina del Pliocene inferiore, ben evidente in altri settori dell'area marchigiana.

In analogia con quanto segnalato in aree limitrofe, la successione pliocenica affiorante nel Foglio 268 "Pesaro" è verosimilmente suddivisibile in almeno due sequenze deposizionali, **P1** e **P2**, separate da una *unconformity* di età Pliocene medio di cui, nell'area del Foglio 268 "Pesaro", non è stato possibile verificare la presenza sul terreno ma che sembra emergere chiaramente dall'analisi di sezioni sismiche (COWARD *et al.*, 1999).

Sulla base della analisi complessiva dei dati è possibile affermare che i terreni pliocenici affioranti a SE di Pesaro (nella fascia costiera e nei pressi di Novilara) sono riferibili esclusivamente alla Sequenza deposizionale **P1**. La successione pliocenica affiorante in altre aree del Foglio 268 "Pesaro" invece risulterebbe suddivisibile nelle due sequenze deposizionali **P1** e **P2** sopra ricordate.

4. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

I depositi continentali quaternari, come suggerito dai Quaderni del Servizio Geologico (Serv. Geol. Naz., 1992), sono stati suddivisi e cartografati basandosi sui criteri di definizione delle UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) ovvero corpi sedimentari compresi tra superfici di discontinuità quali erosioni o lacune stratigrafiche. Non sempre questa operazione si è rivelata agevole, specie in prossimità delle aree costiere, data la notevole difficoltà di poter riconoscere oggettivamente sul terreno i limiti inferiori e superiori delle

unità e poterli correlare con quelli di depositi analoghi presenti nelle aree più a monte, ove risultano invece quasi sempre ben identificabili. Nel rilevamento dei depositi continentali quaternari ci si è avvalsi anche di metodi lito-, morfo- e pedo-stratigrafici, indispensabili per la caratterizzazione, il riconoscimento e la correlazione delle diverse unità cartografate. In particolare i depositi quaternari di versante (detriti, colluvi, accumuli di frana), sono stati cartografati come unità stratigrafiche ubiquitarie basandosi unicamente sui loro caratteri litologici e genetici, non essendo possibile nella maggior parte dei casi tracciare e correlare al di fuori di contesti locali i limiti inconformi che li delimitano, nè operare attribuzioni cronologiche certe e univoche.

Per quanto concerne la correlazione e nomenclatura delle diverse unità continentali quaternarie, al fine di considerare i due diversi “bacini” di appartenenza (cioè versante marchigiano e versante padano-romagnolo) e le differenti suddivisioni operate già in fase di rilevamento nel territorio marchigiano e in quello romagnolo, come per l’adiacente Foglio 267 “San Marino”, è stato necessario mantenere una diversa denominazione per le unità del settore marchigiano del foglio rispetto a quelle del settore romagnolo. Infatti, i depositi alluvionali e litorali dei bacini del Torrente Tavollo, Rio Ventena, Torrente Conca sono stati correlati con i depositi del sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES), definito nell’ambito del Progetto CARG della Regione Emilia-Romagna. I depositi alluvionali e costieri dell’area propriamente marchigiana (bacini del F. Foglia, T. Genica, Fosso Sejore, T. Arzilla e F. Metauro) sono stati invece correlati ai sistemi/supersistemi definiti e cartografati nell’ambito del Progetto CARG della Regione Marche: sintema del Musone (MUS), sintema di Matelica (MTI), sintema di Urbisaglia (URS) e supersintema Colle Ulivo (AC).

Nell’intero territorio del Foglio 268 “Pesaro” sono presenti depositi quaternari continentali e, nella zona costiera, di ambienti di transizione. Quest’ultimi sono generalmente estesi e di spessore consistente, anche se molto carenti di affioramenti significativi.

Le aree caratterizzate da termini mio-pliocenici prevalentemente pelitici e la scarpata costiera del Monte San Bartolo sono ricchissimi di frane, anche di grandi dimensioni che ricoprono vaste superfici del territorio. Nelle stesse aree, sono diffusi i depositi eluvio-colluviali, talora organizzati in estese e spesse coltri, spesso mobilitate in modo più o meno significativo anche da movimenti di massa. Nei settori sud-occidentali, in corrispondenza delle aree di affioramento dei termini da calcareo-marnosi e marnosi a silicoclastici miocenici, i corpi di frana sono molto meno frequenti ed estesi. Infine, le aree di affioramento dei termini prevalentemente silicoclastici messiniano-pliocenici della fascia collinare costiera di Gabicce Monte-Monte San Bartolo e di quella di Monte Ardizio-Roncosambaccio, presentano fenomeni franosi scarsi e di dimensioni per lo più modeste, ma sono ricche di coltri eluvio-colluviali di estensione e spessori talora notevoli.

I depositi quaternari più significativi ed estesi sono rappresentati dalle alluvioni terrazzate (in particolare quelle dei fiumi Foglia, Metauro e Conca e dei torrenti Arzilla, Tavollo e Rio Ventena e dei loro tributari). Nei settori più interni del territorio del Foglio 268 “Pesaro”, i corsi d’acqua principali incidono il substrato. Tuttavia, anche lungo i tratti vallivi caratterizzati da alvei attuali impostati in parte in roccia, sono presenti e generalmente ben sviluppati depositi alluvionali terrazzati, sia pleistocenici che olocenici. Significativamente, i tratti delle valli dei Fiumi Foglia e Metauro, così come il tratto inferiore delle valli dei Torrenti Arzilla, Tavollo, Rio Ventena e Conca e di varie vallette minori della fascia costiera, presentano piane alluvionali ampie e ben sviluppate, variamente terrazzate, spesso racchiuse fra versanti che conservano lembi terrazzati di piane relitte medio-pleistoceniche. In questi settori, il notevole sviluppo delle piane alluvionali pleistocenico superiore-oloceniche è certamente legato alla vicinanza della costa e risente, in modo più o meno diretto e determinante, dell’influenza delle oscillazioni positive del livello marino.

Le alluvioni terrazzate, essendo organizzate in corpi relativamente estesi, continui e/o ben correlabili, hanno costituito la base per l’organizzazione di tutto l’insieme dei depositi continentali quaternari in sintemi/supersintemi, andando a costituire elementi / “orizzonti” di riferimento per l’inquadramento stratigrafico e cartografico anche dei depositi di versante e costieri.

5. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Il sintema Emiliano-Romagnolo Superiore costituisce la porzione superiore del supersintema Emiliano-Romagnolo e comprende i depositi continentali quaternari dell’area settentrionale del Foglio 268 “Pesaro”, ricadenti in territorio sia romagnolo sia marchigiano.

In affioramento comprende depositi alluvionali, deltizi, palustri/lacustri e litorali. I primi sono caratterizzati da sabbie e ghiaie, con subordinati limi argillosi che costituiscono sia terrazzi intravallivi e conoidi sia i depositi attualmente in evoluzione nei fondovalle.

Ogni deposito alluvionale è costituito da corpi ghiaiosi a base erosiva seguiti verso l’alto da limi sabbiosi e limi argillosi di tracimazione e piana alluvionale, secondo una tipica sequenza positiva. I depositi grossolani sono costituiti da ghiaie a matrice sabbiosa e sabbioso-limosa; i sedimenti fini sovrastanti sono generalmente di colore bruno e lo spessore varia da qualche metro ad oltre 10 metri. Verso l’alto dei depositi alluvionali e/o alla loro sommità sono talora presenti paleosuoli da rossastri a bruno-nerastri talora contenenti noduli carbonatici.

Il sintema è parzialmente suddiviso in subsintemi limitati, in affioramento,

dalle principali scarpate di terrazzo fluviale e paleosuoli e, nel sottosuolo dell'area di pianura, da bruschi contatti fra depositi trasgressivi marini e palustri su depositi di conoide e di piana alluvionale. Il contatto inferiore è erosivo e fortemente discordante sui vari terreni pre-quaternari e corrisponde al limite inferiore dell'intero supersintema.

Il limite superiore corrisponde all'attuale superficie topografica.

Pleistocene medio - Olocene

5.1. - SUBSINTEMA DI VILLA VERUCCHIO (AES₇)

Piccoli lembi di depositi alluvionali terrazzati riferibili a questo subsintema affiorano nella parte nord occidentale del Foglio 268 "Pesaro", in sinistra idrografica del T. Conca. Litologicamente questi depositi sono costituiti da ghiaie eterometriche, con clasti da arrotondati a subangolosi, localmente molto appiattiti, con matrice sabbiosa, intercalati a livelli e lenti irregolari sabbioso-siltose. Le ghiaie presentano spesso stratificazione incrociata. Il limite inferiore del subsintema coincide con una superficie di erosione fluviale. Lo spessore varia da pochi metri nelle aree intravallive a 80 metri nel sottosuolo dell'attuale pianura costiera.

Pleistocene superiore

5.2. - SUBSINTEMA DI RAVENNA (AES₈)

E' caratterizzato da depositi alluvionali eterometrici costituiti da ghiaie, sabbie e argille con porzioni variabili di matrice sabbioso-siltosa, localmente con gradazione sia diretta sia inversa. I sedimenti fini sono caratterizzati da laminazioni piano parallele e incrociate. Il limite superiore coincide con il piano topografico, dato da suoli variabili da non calcarei a calcarei. I suoli non calcarei e scarsamente calcarei hanno, al tetto, colore bruno scuro e bruno scuro giallastro e spesso sono associati a ritrovamenti di reperti archeologici di età dal Neolitico al Romano. I suoli calcarei appartengono all'unità AES_{8a}. Il limite inferiore coincide, in affioramento, con una superficie di erosione fluviale o con il contatto delle tracimazioni fluviali sul suolo non calcareo al tetto di AES₇. Questo subsintema comprende i depositi alluvionali successivi all'ultima glaciazione e perciò l'età risulta variabile dal Pleistocene superiore terminale all'Olocene. I depositi più recenti ed attualmente in evoluzione fanno parte dell'unità di Modena, che rappresenta la porzione stratigraficamente più alta del subsintema di Ravenna.

Lo spessore massimo non arriva a 20 metri.

Pleistocene superiore-Olocene

5.3. - UNITÀ DI MODENA (**AES_{8a}**)

Rappresenta i depositi superficiali e più recenti affioranti principalmente in territorio romagnolo. Per rappresentare in modo coerente sia il sintema (AES) sia i sintemi marchigiani, rilevati con due differenti metodologie, per l'unità di Modena si è proceduto con l'utilizzo di un'ulteriore sigla a pedice indicante il relativo deposito quaternario. AES_{8a} è una unità di pochi metri di spessore e comprende depositi alluvionali, deltizi e litorali. La base dell'unità è individuata in corrispondenza di superfici di discontinuità che variano in base ai settori di territorio; nel Foglio 268 "Pesaro" sono presenti settori di pianura dove la discontinuità che funge da limite coincide con le tracimazioni fluviali sul suolo non calcareo o scarsamente calcareo con reperti di epoca romana o più antica, mentre nel settore costiero coincide con una scarpata di terrazzo marino come è stata individuata per il Foglio 256 "Rimini".

Il limite superiore è sempre affiorante e coincide con il piano topografico dato da un suolo poco evoluto calcareo di colore bruno olivastro e bruno grigiastro al tetto.

Olocene (post romana)

5.3.1. - *Depositi alluvionali e fluvioglaciali* (**AES_{8ab}**)

Il deposito AES_{8ab} costituisce le alluvioni attualmente in evoluzione in alveo. La granulometria dei sedimenti è variabile dalle ghiaie alle argille e formano un corpo nastriforme con andamento sinuoso dello spessore di alcuni metri. Nelle aree più interne del Foglio 268 "Pesaro" questi depositi danno vita a forme di letto tipiche di corsi *braided* quali barre longitudinali e trasversali anch'esse di spessore ridotto.

Olocene

5.3.1.1. - Depositi alluvionali terrazzati (**AES_{8abn}**)

Depositi superficiali più recenti rilevati principalmente in territorio romagnolo. La granulometria varia dalle ghiaie alle argille.

Spessore massimo di pochi metri.

Olocene

5.3.2. - *Depositi deltizi* (**AES_{8ag1}**)

Questa unità è rinvenuta nei dintorni della foce del Torrente Conca. I depositi sono costituiti principalmente da ghiaie fini e medie con matrice sabbiosa

che talora può essere prevalente. Le ghiaie sono composte da ciottoli appiattiti, ben classati e sono organizzate in strati da medi a spessi, generalmente amalgamati o alternati a strati di sabbie di varia granulometria. Questi depositi formano un corpo lentiforme con spessore massimo compreso entro pochi metri ed estesi qualche centinaio di metri, nella porzione più orientale sono elaborati dal moto ondoso e possono essere assimilati a depositi di spiaggia ghiaiosa.

Olocene

5.3.3. - *Depositi di spiaggia* (AES_{8ag2})

Questi depositi rappresentano l'attuale spiaggia che da nord di Pesaro raggiunge Riccione per poi proseguire nel contiguo Foglio geologico 256 "Rimini", con qualche interruzione all'altezza delle foci dei fiumi (ad esempio il T. Conca). Procedendo da sud di Gabicce verso nord-ovest, i depositi sono costituiti prevalentemente da sabbie a granulometria da finissima a grossolana e buona cernita, ricche in materiale conchigliare talora con livelli di ciottoli appiattiti. Come nel Foglio 256 "Rimini" le sabbie costituenti questi depositi definite "sabbie di cordone litorale", sono organizzate in una sequenza progradante da facies di spiaggia sommersa a battigia fino alla porzione di retrospiaggia emersa affiorante dove si rinvengono vecchie dune costiere. Il deposito AES_{8ag2} costituisce un corpo nastriforme che si ispessisce verso mare e risulta in contatto netto alla base e lateralmente verso terra con i depositi palustri ma localmente può essere in contatto erosivo. Il tetto dell'unità è affiorante ed è caratterizzato da sabbie ben classate di colore giallo-bruno, questa superficie è rilevata di circa 1-1,5 metri sul livello del mare ma è quasi completatamene antropizzata per cui non conserva quasi più le sue caratteristiche morfologiche originarie.

Invece il tratto di costa che corre da circa 500m a sud-est di Gabicce a Pesaro è caratterizzato da grossi ciottoli legati soprattutto al rimaneggiamento dei materiali erosi dalla retrostante falesia; il confinamento verso terra è invece costituito dal piede della falesia attiva, impostata sia sulle rocce del substrato che sul piede dei numerosi corpi di frana che raggiungono la battigia.

Lo spessore può superare anche i 10metri.

Olocene

6. - UBSU DEL SETTORE MARCHIGIANO

Le alluvioni terrazzate sono i depositi continentali quaternari più caratteristici nell'ambito del Foglio 268 "Pesaro" dove si trovano distribuiti sui versanti delle maggiori valli fluviali sino a quote di oltre 200m al di sopra degli attuali *talweg*

(COLANTONI *et al.*, 2003). I depositi alluvionali giacciono in discordanza sui termini marini cenozoici o, dove le unità terrazzate sono incassate, sulle alluvioni più antiche. Il limite superiore è talora rappresentato da superfici deposizionali “sommitali”, generalmente ben preservate nelle sole unità più recenti; più spesso è invece costituito da superfici erosive talora debolmente inclinate verso l’asse vallivo, prodotte dalla graduale reincisione dei depositi (NЕСI & SAVELLI, 1991; NЕСI *et al.*, 1995). Le scarpate di terrazzo che separano fra loro le diverse unità alluvionali sono spesso preservate e cartografabili e hanno costituito durante il lavoro cartografico di terreno uno dei principali elementi morfologici distintivi, specialmente nelle aree più interne. Infine, i corpi alluvionali più antichi solo occasionalmente conservano al tetto i caratteristici suoli relitti, limitando così di fatto la possibilità di ricorrere ai consueti “marker pedo-stratigrafici” nella suddivisione delle varie unità.

Le attribuzioni cronologiche dei depositi alluvionali sono state effettuate tenendo in considerazione l’ampia letteratura presente in materia, anche in termini di datazioni al radiocarbonio (fra gli altri, NЕСI *et al.*, 1995; COLTORTI, 1997; DI BUCCI *et al.*, 2003; COLANTONI *et al.*, 2004). In tale contesto, è tuttavia necessario tener presente il limitato *range* di tempo che può essere datato con il radiocarbonio: la letteratura, infatti, evidenzia come la quasi totalità dei dati radiometrici disponibili per l’area considerata siano stati ottenuti col metodo del radiocarbonio e pertanto riferiti alla seconda parte 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-stratigrafiche e agli occasionali elementi pedo-stratigrafici e archeologici. In ogni caso, la sostanziale correttezza dell’attribuzione cronologica e relative reciproche correlazioni operate per le unità terrazzate medio-pleistoceniche riscontrate nell’ambito del Foglio 268 “Pesaro” è stata indirettamente avvalorata dalle numerose età numeriche proposte da WEGMANN & PAZZAGLIA (2009) e dalle relative correlazioni fra i terrazzi del territorio romagnolo e quelli dell’area marchigiana.

6.1. - SINTEMA DI URBISAGLIA (URS_{bn})

Nell’ambito del Foglio 268 “Pesaro” questo sintema è rappresentato da depositi alluvionali relitti riferibili al 1° ordine dei terrazzi della cartografia tradizionale (Pleistocene medio). I depositi in oggetto si ubicano sui versanti dei rilievi circostanti Colbordolo (versante destro della valle del fiume Foglia) e nell’area di Monte Giove (versante sinistro della valle del fiume Metauro). Nella valle del Torrente Arzilla, sembra corrispondere ad alcuni terrazzi d’erosione, completamente privi di deposito, posti a quote di oltre 100m sull’alveo attivo. Il

limite inferiore dei depositi alluvionali ascritti al sintema in oggetto coincide con la superficie erosiva che separa i corpi alluvionali dai termini pre-quadernari del substrato. La sommità dei corpi alluvionali attribuibili al sintema di Urbisaglia, sempre profondamente rimodellata, è priva di paleosuoli.

Nel territorio in esame, una delle principali problematiche riguardanti il sintema in oggetto riguarda la distribuzione verticale delle unità alluvionali terrazzate. Infatti, le superfici dei terrazzi si trovano a quote variabili da 80-90m a circa 150m sull'alveo attivo senza poter escludere, per i depositi di questo sintema, l'intervento di movimenti tettonici recenti che possono aver prodotto locali deformazioni del livello dei terrazzi (quindi, locali anomalie nella loro distribuzione altimetrica, cfr. NESCI *et al.*, 1991), la variabilità dell'altezza sul fondovalle dipende in gran parte dalla presenza di superfici multiple di terrazzamento. Questo può trovare in parte spiegazione nella presenza di eventi minori di terrazzamento all'interno del ciclo principale (cfr. unità terrazzate più recenti e schemi morfoevolutivi in NESCI & SAVELLI, 1990; 1991; 2009). Nonostante ciò, i terrazzi si distribuiscono lungo due fasce ben definite di altezza sull'attuale *talweg*, indicando così la presenza di due principali unità alluvionali terrazzate, ben distinguibili e separate da scarpate profondamente incise nei termini pre-quadernari del substrato e da tempo segnalate e cartografate in letteratura (cfr. NESCI *et al.*, 1991, 1995 e 2009).

I depositi fluviali ascrivibili al sintema di Urbisaglia sono per lo più ghiaioso-sabbiosi, con grossi ciottoli nell'area di Colbordolo (bacino del Fiume Foglia) e ghiaie minute nei depositi dell'area di Monte Giove (bacino del Fiume Metauro); in quest'ultima area, in particolare, i depositi alluvionali sabbioso-limosi predominano localmente su quelli ghiaiosi. Sul versante destro del Fiume Foglia, in accordo con modelli morfoevolutivi già noti in letteratura (NESCI & SAVELLI, 1990; NESCI *et al.*, 1995; 2009), i depositi alluvionali fluviali sono localmente seguiti in continuità di sedimentazione da depositi arealmente discontinui di conoide alluvionale, per spessori massimi di circa 25-30 m. Questi ultimi sono costituiti da materiali prevalentemente argilloso-limoso-sabbiosi, contenenti subordinati orizzonti di ghiaie anche molto grossolane costituite da elementi calcarei angolari-subarrotondati provenienti dalla formazione del *Bisciario*.

Pleistocene medio *p.p.*

6.2. - SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO (**AC_{bn}**)

Il supersintema in oggetto è rappresentato da lembi alluvionali terrazzati piuttosto isolati, corrispondenti al tradizionale "2° ordine dei terrazzi". Sono presenti nella valle del Fiume Foglia sia in destra sia in sinistra idrografica, rispettivamente nei pressi di Montelabbate e in località Case Bruciate. Compaiono sul versante di sinistra della valle del Fiume Metauro, all'altezza di Rosciano-

Cuccurrano e alcuni lembi isolati si osservano anche lungo il versante di sinistra della valle del Torrente Arzilla. Il limite inferiore dei depositi appartenenti a questo supersintema coincide con la superficie d'erosione che separa i sedimenti alluvionali dal substrato. Nella valle del Fiume Foglia, le superfici dei terrazzi si trovano a quote generalmente comprese fra i 25-45m (Case Bruciate) e i 70m circa (Torrente Apsella) sull'alveo attivo. Nelle valli del Fiume Metauro e del Torrente Arzilla, le superfici dei terrazzi sono invece posizionate a quote generalmente comprese fra 35 e 70m circa sull'alveo attivo. Analogamente a quanto evidenziato per il sintema di Urbisaglia, anche se non si può escludere l'intervento di deformazioni tettoniche recenti, la sensibile variabilità delle altezze sul fondovalle è dovuta, almeno in parte, alla presenza di superfici multiple di terrazzamento che rappresentano all'interno del ciclo principale eventi minori di incisione, stazionamento/erosione laterale e aggradazione del corso d'acqua. I depositi alluvionali appartenenti a questo sintema, raramente affioranti, sono in prevalenza ghiaiosi o ghiaioso-sabbiosi verso la base e via via più ricchi in sabbia e limi verso la parte alta. Tracce del paleosuolo rosso-bruno caratteristico di questo supersintema sono diffuse quasi ovunque sulla superficie dei corpi alluvionali terrazzati, anche se in nessun punto si è osservato il tipico paleosuolo *in situ*.

Gli spessori massimi arrivano a 15-20 m nel basso Metauro.

Pleistocene medio finale

6.3. - SINTEMA DI MATELICA (**MTI_{bn}**)

Il sintema di Matelica comprende le alluvioni tradizionalmente ascritte al “3° ordine dei terrazzi”. I depositi alluvionali terrazzati attribuiti al sintema in oggetto sono ampiamente diffusi lungo tutti i fondi vallivi principali (Fiumi Metauro e Foglia, Torrente Arzilla) e compaiono anche lungo le vallecole di alcuni tributari minori, ma sempre all'interno del limite del bacino idrografico del Fiume Foglia.

Il limite inferiore dei depositi appartenenti a questo sintema coincide con la superficie d'erosione che delimita verso il basso i corpi alluvionali separandoli dal substrato roccioso. La sommità coincide con la superficie topografica o con la discontinuità che li separa dalle sovrastanti unità del sintema del Fiume Musone. I suoli, ove preservati dall'erosione superficiale o dall'obliterazione ad opera di sottili coperture colluviali, presentano caratteristiche tonalità da bruno-nerastre a brune.

L'attribuzione alle fasi fredde del Pleistocene superiore è giustificata da datazioni radiometriche (NESCI *et al.*, 1995 *cum* ; COLANTONI *et al.*, 2004 *cum bibliogr.*) e da confronti e correlazioni con analoghi depositi delle valli adiacenti (NESCI *et al.*, 1995 *cum bibliogr.*). Lo “sconfinamento” nell'Olocene indica che:
1- la discontinuità che lo separa dal successivo sintema del Fiume Musone non

data esattamente il limite Pleistocene superiore-Olocene, ma è un poco precedente e, comunque, diacrona; 2- negli ambiti vallivi, il passaggio da un comportamento aggradazionale a uno degradazionale, che segna la fine di un ciclo-inizio del successivo (Nesci & Savelli, 1990), evidente verso monte, tende a perdersi verso la foce senza che sia possibile seguire *markers* attendibili che possano permettere correlazioni e distinzioni; si tenga in particolare conto del fatto che verso la foce si fa via via più sensibile l'effetto delle oscillazioni eustatiche; 3- le datazioni radiometriche disponibili (Elmi *et al.*, 2003; Colantoni *et al.*, 2004; Nesci *et al.*, 2008) evidenziano la complessità di una pila alluvionale la cui sommità sconfina nell'Olocene senza che sia possibile individuare limiti oggettivamente seguibili e tracciabili verso monte.

Le superfici dei terrazzi si trovano a quote generalmente comprese fra i 20 e i 35m sull'alveo attivo. Nella valle del Fiume Foglia, lo spessore osservabile tramite il rilevamento di superficie supera a luoghi i 30m e, analogamente a quelle del sintema del Fiume Musone, sembra aumentare gradualmente man mano che ci si avvicina alla costa; in prossimità dell'attuale linea di riva, i dati bibliografici (Colantoni *et al.*, 2004 *cum bibliogr.*) sembrano confermare spessori dell'intervallo pleistocenico superiori ai 45m. Un analogo andamento, deducibile da dati bibliografici relativi al sottosuolo (Elmi *et al.*, 1981), caratterizza la porzione terminale della piana alluvionale del Fiume Metauro-Torrente Arzilla.

Le alluvioni terrazzate dei bacini del Torrente Arzilla e di altri corsi d'acqua minori, a causa della natura litologica dei terreni drenati, sono prevalentemente argilloso-sabbioso-limose con subordinate ghiaie, soprattutto nella porzione basale dei depositi. Le alluvioni dei Fiumi Metauro e Foglia e del Torrente Apsa sono invece generalmente ghiaiose, 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. aree di Cuccurano, Santa Maria dell'Arzilla e Montecchio) ampi apparati di conoide alluvionale costituiti da materiali prevalentemente argilloso-limosi.

Pleistocene superiore *p.p.* -Olocene *p.p.*

6.4. - SINTEMA DEL FIUME MUSONE (MUS)

Comprende sia depositi alluvionali terrazzati, comprese le alluvioni attive degli attuali alvei, sia depositi costieri e della spiaggia attuale.

Il limite inferiore dei depositi alluvionali, è rappresentato dalla superficie d'erosione che separa i depositi dal substrato roccioso o dalle alluvioni del sintema precedente. In particolare, nell'area del Foglio 268 "Pesaro", solo una parte dei depositi alluvionali appartenenti a questo sintema, e soprattutto nelle

aree più interne, poggia direttamente sul substrato roccioso. La maggior parte dei depositi, infatti, specie nei tratti inferiori dei Torrenti Arzilla, del Fiume Foglia e del Torrente Genica, ricopre in discontinuità le alluvioni del sintema di Matelica, con contatti solo occasionalmente affioranti sulle scarpate dei terrazzi o comunque riconoscibili sul terreno. La sommità corrisponde con la superficie topografica, spesso caratterizzata da blanda inclinazione verso l'alveo o e/o verso mare. I suoli variano da bruni e ben sviluppati nei settori più interni delle unità terrazzate a poco evoluti, per lo più di tonalità grigio-giallastra nelle aree di deposito più recente o blandamente rimodellate dall'erosione; sono invece assenti alla sommità depositi tuttora in evoluzione.

I depositi costieri e della spiaggia attuale sono delimitati verso terra da falesie attive (settore Pesaro-Gabicce) o fossili (settore Pesaro-Foce del torrente Arzilla). In corrispondenza della foce del Fiume Foglia e del Fiume Metauro-Torrente Arzilla, vanno a costituire una piana costiera stretta (non oltre 200m di ampiezza nei settori considerati) e allungata subparallelamente alla costa, delimitata verso terra da una ripa di erosione marina che va a troncare depositi fluviali della fine Pleistocene superiore terminale-inizio Olocene (NESCO *et al.*, 2008).

Olocene

6.4.1. - *Depositi alluvionali e fluvioglaciali (MUS_b)*

Le alluvioni del tratto terminale dell'alveo del fiume Foglia e dei torrenti Arzilla sono prevalentemente pelitiche. Le alluvioni del tratto più interno dell'alveo del fiume Foglia e il letto di piena ordinaria del torrente Apsa, sono invece rappresentate da ghiaie variamente associate a sedimenti fini, sabbioso-limoso-argillosi, questi ultimi predominanti in superficie sulle sponde del canale. Tutti i corsi d'acqua minori, inoltre, almeno nei loro tratti inferiori, presentano alvei alluvionali, caratterizzati da sedimenti per lo più argilloso-limosi; questi sono stati distinti cartograficamente nei soli casi in cui le loro dimensioni lo hanno permesso, negli altri casi sono stati accorpati alle alluvioni oloceniche del fondovalle. Lungo l'intero tratto inferiore della valle del Foglia, infine, compare una piana alluvionale di fondovalle, solcata sia dal Foglia stesso che da corsi d'acqua minori (p. es. il torrente Genica), solo in parte soggetta a esondazione grazie a estensive opere di contenimento del letto fluviale.

Olocene

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

A quote inferiori ai 10-15m al di sopra dell'alveo attivo, si riconosce un insieme di unità terrazzate minori ascrivibili al sintema del Fiume Musone (Olocene). Lo

spessore complessivo delle alluvioni del sintema in oggetto va da meno di 2-3m (aree più interne e tributari) a oltre 15m, tendendo in linea generale ad aumentare man mano che ci si sposta verso la foce (COLANTONI *et al.*, 2004, *cum bibliogr.*; NESCI *et al.*, 2008 *cum bibliogr.*). La litologia dei depositi è piuttosto varia, da ghiaioso-sabbiosa a limoso-argillosa. Lungo il Fiume Foglia e nel tratto terminale del Torrente Apsa, suo affluente, i depositi sono caratterizzati da ghiaie, talora piuttosto grossolane e notevolmente eterometriche variamente associate a livelli sabbiosi o argilloso-sabbiosi, più o meno spessi e abbondanti; livelli più fini sono più frequenti verso la sommità dei corpi alluvionali. Lungo il Torrente Arzilla, i depositi sono prevalentemente sabbioso-limosi, con occasionali lenti di ghiaia. Lungo tutti i corsi d'acqua minori le alluvioni sono invece prevalentemente argilloso-limoso-sabbiose. I depositi fini dei tributari, spesso si estendono nella valle principale, talora formando conoidi alluvionali e, a luoghi, ricoprendo in discontinuità depositi del precedente sintema di Matelica.

Olocene

6.4.3. - *Depositi di spiaggia* (MUS_{g2a})

L'attuale spiaggia è costituita in prevalenza da sabbie, che caratterizzano l'intero settore costiero sud-orientale, fino a Baia Flaminia (Pesaro). Il tratto di costa che corre da Pesaro fino a circa 500m a sud-est di Gabicce è invece caratterizzato da grossi ciottoli, legati soprattutto al rimaneggiamento dei materiali erosi dalla retrostante falesia. In mare, si osserva una serie pressoché ininterrotta di barriere artificiali parallela alla linea di riva che favorisce l'intrappolamento di sedimenti lungo la spiaggia. 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. Lungo il tratto di costa alta Gabicce-Pesaro il confinamento verso terra è invece costituito dal piede della falesia attiva, impostata sia sulle rocce del substrato che sul piede dei numerosi corpi di frana che raggiungono la battigia.

Olocene

6.4.4. - *Depositi di spiaggia antica* (MUS_{g2b})

Occupano l'intera fascia costiera a sud-est di Pesaro, estendendosi con ampiezze variabili da poco più di 50m (a ridosso del colle Ardzio) a circa 100m (a sud-est di Fosso Sejore) dal piede della falesia inattiva al limite interno della spiaggia attuale, corrispondente circa all'attuale ferrovia. Si tratta di sabbie, ghiaie, limi e argille, riferibili ad ambienti di deposizione vari, da litorali con dune e stagni costieri, a prevalentemente fluviali con corpi alluvionali intercalati

ai depositi di cui sopra. Vecchie bonifiche e l'attuale antropizzazione hanno cancellato completamente questi ambienti, non più riconoscibili sulla sola base di indagini geologiche di superficie ma in parte identificabili sulla base sia della documentazione storica, che dei dati di sottosuolo.

Olocene

7. - SISTEMA DEPOSIZIONALE DI STAZIONAMENTO ALTO DEL LIVELLO DEL MARE (*HST*)

Nella porzione marina del Foglio 268 Pesaro affiora il sistema deposizionale di stazionamento alto olocenico (*HST*), costituito da un complesso pelitico che passa gradualmente, da mare verso terra, a un complesso sabbioso di spiaggia sommersa. Il deposito ha geometria tabulare con spessori gradualmente crescenti verso mare; oltre il limite del foglio la geometria diviene progradazionale a basso angolo.

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 (CATTANEO *et al.*, 2007; PIVA *et al.*, 2008; VIGLIOTTI *et al.*, 2008). La superficie di massima inondazione (mfs) e le suddivisioni interne all'unità di stazionamento alto sono correlabili a scala di bacino (PIVA *et al.*, 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 al.*, 2008). In carta i depositi di *HST* sono rappresentati in tre unità deposizionali distinte.

7.1. - DEPOSITI DI PIEDE DI FALESIA (**g15**)

Costituiti da depositi eterogenei derivati dall'erosione ad opera del moto ondoso di unità mioceniche esposte lungo la falesia; i depositi di piede di falesia caratterizzano una parte di fascia costiera, compresa tra le foci del F. Conca e del F. Foglia. In quest'area affiorano massi rocciosi che passano verso mare a sedimenti sabbiosi grossolani fino alla profondità di 5-6 m e fino a distanze di alcune centinaia di metri dalla costa (SCACCINI & PICCINETTI, 1967).

7.2. - DEPOSITI DI SPIAGGIA SOMMERSA (**g8**)

Costituiti da sabbie fini, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina*, i depositi di spiaggia sottomarina si estendono lungo una fascia parallela alla costa.

7.3. - DEPOSITI DI TRANSIZIONE ALLA PIATTAFORMA, PRISMA LITORALE (g₁₁)

Costituiti da silt medio e grossolano intercalato a livelli di sabbia fine centimetrici a decimetrici a base netta. I depositi di transizione al prodelta 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 al.*, 2005). La direzione di trasporto dominante è verso SE, ma 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.

8. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI UBIQUITARI

Come precedentemente osservato alcuni depositi quaternari sono stati cartografati separatamente. Si tratta dei depositi di versante (detriti, colluvi, accumuli di frana) infatti cartografati come unità stratigrafiche ubiquitarie basandosi unicamente sui loro caratteri litologici e genetici, non essendo possibile nella maggior parte dei casi tracciare e correlare al di fuori di contesti locali i limiti inconformi che li delimitano, nè operare attribuzioni cronologiche certe e univoche.

8.1. - DEPOSITI DI VERSANTE (a)

Si osservano soprattutto nel settore più sud-occidentale del territorio del Foglio 268 "Pesaro", in corrispondenza degli affioramenti della formazione del *Bisciario*. Si tratta di corpi detritici di limitata estensione e di spessore piuttosto modesto che, anche nelle aree di maggiore sviluppo, non supera generalmente i 15-20m. Gli accumuli, prevalentemente ghiaiosi e generalmente non cementati, sono costituiti da clasti calcarei eterometrici per lo più appiattiti, da angolosi a subangolosi, associati a matrice sabbioso-siltosa in quantità variabile. Sono talora stratificati, con inclinazioni che generalmente approssimano la pendenza del versante sul quale poggiano. Una parte di essi deriva da processi crioclastici del passato; altri sono prodotti da processi di degradazione meccanica più o meno recenti.

Analogamente ai depositi eluvio-colluviali, i corpi minori sono ascrivibili a un Olocene più o meno recente e, spesso, risultano tuttora in evoluzione; i corpi più spessi e quelli con porzioni ad assetto stratificato sono invece, almeno in parte, da attribuire al Pleistocene superiore nella porzione inferiore o intermedio-inferiore e all'Olocene per la parte più superficiale.

Pleistocene superiore - Olocene

8.2. - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (**b₂**)

Nella maggior parte del Foglio 268 “Pesaro”, settori talora ampi dei versanti sono ricoperti da coltri colluviali, più sviluppate in corrispondenza di substrati arenitico-pelitici e al passaggio fra i versanti e le piane alluvionali di fondovalle. Si tratta di sedimenti eterometrici prevalentemente sabbioso-limosi-argillosi, con spessori variabili da pochi decimetri a oltre 10m, prodotti e/o ripetutamente rimaneggiati dalla concomitante azione del dilavamento e ruscellamento e di movimenti di massa corticali. Ricoprono spesso anche le scarpate dei terrazzi, dove contengono generalmente lenti ghiaiose più o meno spesse, costituite da ciottoli rimaneggiati dalla copertura alluvionale. L'età dei depositi in oggetto (come già accennato nelle considerazioni introduttive) è sempre piuttosto difficile da definire, a causa della generale assenza di elementi utili per correlazioni e attribuzioni cronologiche sia su base relativa che radiometrica. 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. I corpi più spessi, invece, sono almeno in parte da attribuire al Pleistocene superiore per quanto riguarda le porzioni inferiori o intermedio-inferiori e all'Olocene per quanto concerne la parte più superficiale, parte che in molti casi si presenta tuttora in evoluzione. Pleistocene superiore - Olocene

8.3. - DEPOSITI DI FRANA (**a_{1a}**)

Gran parte dei versanti caratterizzati da substrati pelitici/arenitico-pelitici è interessata da processi franosi. Questi, oltre a concorrere in modo determinante al modellamento dei rilievi, producono accumuli talora cospicui di materiali sui pendii o al piede degli stessi e con la loro intensa mobilità, impediscono la formazione e/o la permanenza *in situ* di coltri colluviali significative. I “corpi di frana” sono rappresentati da depositi caotici di fango e/o detriti fortemente eterometrici, prodotti soprattutto da processi di colamento e/o da processi complessi o misti. 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 di attività anche tutti quegli elementi ricavati da informazioni di archivio o dagli abitanti del luogo e quegli elementi ricavati da analisi aerofotogrammetrica che alla data del volo (consultando riprese aeree fino agli anni '50) indicassero un movimento in atto o evidenziassero una particolare freschezza delle forme prodotte dal franamento.

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 scadenti 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.

Olocene

8.4. - DEPOSITI DI FRANA ANTICA (**a_{1b}**)

I corpi di frana privi di evidenze di movimento recente dell'intero corpo o di sue porzioni significative e che risultano intensamente rimodellati dall'erosione, ricoperti da consistenti coltri colluviali indeformate, profondamente dissecati da corsi d'acqua, costituiti da materiali fortemente degradati, ecc., sono stati distinti come "corpi di frana antichi". Dal punto di vista litologico questi depositi, a parità di contesto geologico, sono analoghi a quelli descritti nel paragrafo precedente .

Anche se alcuni di questi depositi possono essere considerati come prodotti di contesti morfogenetici diversi dagli attuali, nella maggior parte dei casi indicano semplicemente eventi franosi relativamente antichi, rimasti inattivi per tempi sufficientemente lunghi da permettere agli agenti morfogenetici di operare su di essi profonde modificazioni. Ne consegue che i depositi in oggetto sono ascrivibili la maggior parte a un Olocene più o meno antico, anche se per alcuni di essi l'età della messa in posto può spingersi al Pleistocene superiore.

Pleistocene superiore - Olocene

V - GEOLOGIA MARINA

1. - INTRODUZIONE

Il Foglio 268 Pesaro, a scala 1:50.000, comprende nella parte a N e NE un'area marina fino ad una profondità di circa 20 m, che è stata cartografata seguendo le indicazioni fornite dalle linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine dei fogli CARG (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 2009). La carta mette in luce le caratteristiche principali dei depositi superficiali quali la composizione granulometrica, il contenuto faunistico e il contesto ambientale.

Nell'area affiora la porzione più prossimale del cuneo di stazionamento alto olocenico (*HST*), un prisma di sedimento esteso a tutto l'Adriatico (CATTANEO *et al.*, 2004) e composto da unità progradazionali che possono essere definite in base a dati sismo-stratigrafici e a carotaggi che mettono in evidenza variazioni del contenuto faunistico, della composizione magnetica e dell'età dei sedimenti (OLDFIELD *et al.*, 2003; CATTANEO *et al.*, 2007; PIVA *et al.*, 2008; VIGLIOTTI *et al.*, 2008).

2. - METODI DI INDAGINE

I rilievi eseguiti hanno permesso di ricostruire in dettaglio la batimetria e

l'assetto sismo-stratigrafico dell'area. 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 i profili sismici ISMAR 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.

2.3. - ANALISI SISMICA

I rilievi sismo-stratigrafici eseguiti dalla Regione Marche nell'area del Foglio 268 Pesaro 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 al.*, in stampa) acquisiti durante le campagne CM95, AN97, COSTA 2002. L'elaborazione della carta geologica si basa quindi sull'interpretazione di circa 12 km di profili sismici ad altissima risoluzione (CHIRP sonar Benthos a 16 trasduttori), e di 32 km di nuova acquisizione tramite CHIRP sonar (campagna RM08) a 2 trasduttori a traino (fig. 18). Il rilievo più recente ha permesso di migliorare la copertura ottenuta in precedenza e migliorare le correlazioni dei riflettori sismici.

La fascia prossima alla costa, del Foglio 268 Pesaro, è caratterizzata da locali impregnazioni di gas biogenico nei primi metri di sedimento (GARCIA-GARCIA *et al.*, 2007; CATTANEO *et al.*, 2007), che tuttavia non limitano la penetrazione del

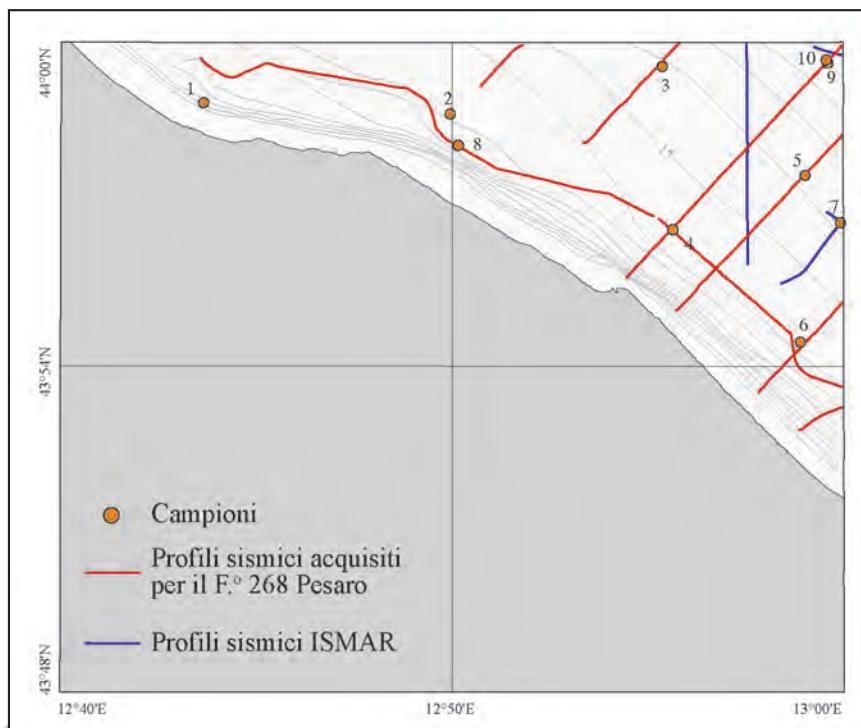


Fig. 18 - Campioni e linee sismiche CHIRP sonar nel Foglio 268 Pesaro. In blu i profili acquisiti da ISMAR nell'ambito di progetti precedenti ed utilizzate nel Progetto CARG della Cartografia Geologica dei Mari Italiani, a scala 1:250.000, in rosso i profili CHIRP sonar acquisiti dalla Regione Marche per il Foglio 281 Senigallia.

segnale sismico e la correlazione dei riflettori. 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 del tardo-Olocene;
- 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 268 Pesaro è stato indagato attraverso l'analisi e la correlazione di 3 carotaggi del fondo acquisiti utilizzando sistemi di campionatura a vibrazione e a gravità. Sono stati inoltre raccolti 7 cam-

pioni superficiali tramite benna da 15 litri e boxcore. A questi campioni si aggiungono alcuni 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, e NL33-10 Ravenna, a scala 1:250.000, che sono stati utilizzati come controllo stratigrafico di unità più vecchie non raggiungibili dai carotaggi effettuati entro l'area del foglio.

2.5. - ANALISI GRANULOMETRICHE

Le analisi granulometriche sono state eseguite su 7 campioni superficiali, prelevati all'interno del Foglio 268 Pesaro, tramite setacciatura e sedigrafo a raggi X rispettivamente per le frazioni più grossolana e più fine di 63 μm . I dati ottenuti 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 268 Pesaro 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 con aree a profondità maggiore dove sono state prelevate carote adatte allo studio stratigrafico e in particolare con la carota AN97-2 discussa nel limitrofo 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 al.*, 1994). La piat-

taforma 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). Con il raggiungimento dell'attuale stazionamento alto del livello del mare nell'area si è depositato un prisma sedimentario clinostratificato fangoso disposto parallelamente alla costa occidentale del bacino (CATTANEO *et al.*, 2004). 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 al.*, 2007).

La porzione marina del Foglio 268 Pesaro 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, presenta geometria tabulare ed è allungato parallelamente alla costa come nel resto del bacino adriatico.

4. - SISMOSTRATIGRAFIA

Le unità litologiche rappresentate nella parte marina del Foglio 268 Pesaro 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-quadernaria presente nell'area del Foglio 268 Pesaro, 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 l'acme glaciale (stadio isotopico 2) e sono sepolti sotto depositi più recenti che hanno spessori decrescenti verso la porzione nordorientale del foglio; il piano Tirreniano è oggetto di proposta di revisione (CITA & CASTRADORI, 1995; ASIOLI *et al.*, 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. 19) 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 ostriche) (CORREGGIARI *et al.*, 2001); nella maggior parte del bacino adriatico questa superficie approssima la scomparsa (*last occurrence*) del foraminifero planctonico *Globorotalia inflata* (ASIOLI *et al.*, 1996; OLDFIELD *et al.*, 2003; PIVA *et al.*, 2008).

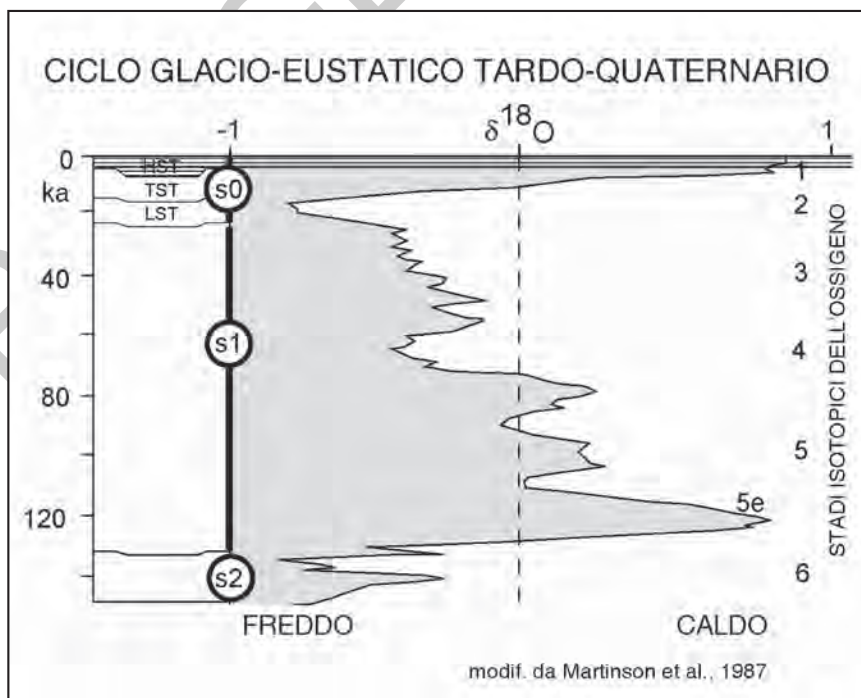


Fig. 19 - Schema dei rapporti stratigrafici lungo il margine appenninico che illustra la posizione dei depositi tardo-olocenici affioranti nel Foglio 268 Pesaro (area tratteggiata orizzontale). I vari systems tract della sequenza tardo-quaternaria (s0) sono riferiti alla curva isotopica dell'intero ciclo glaciale-interglaciale degli ultimi 130 ka.

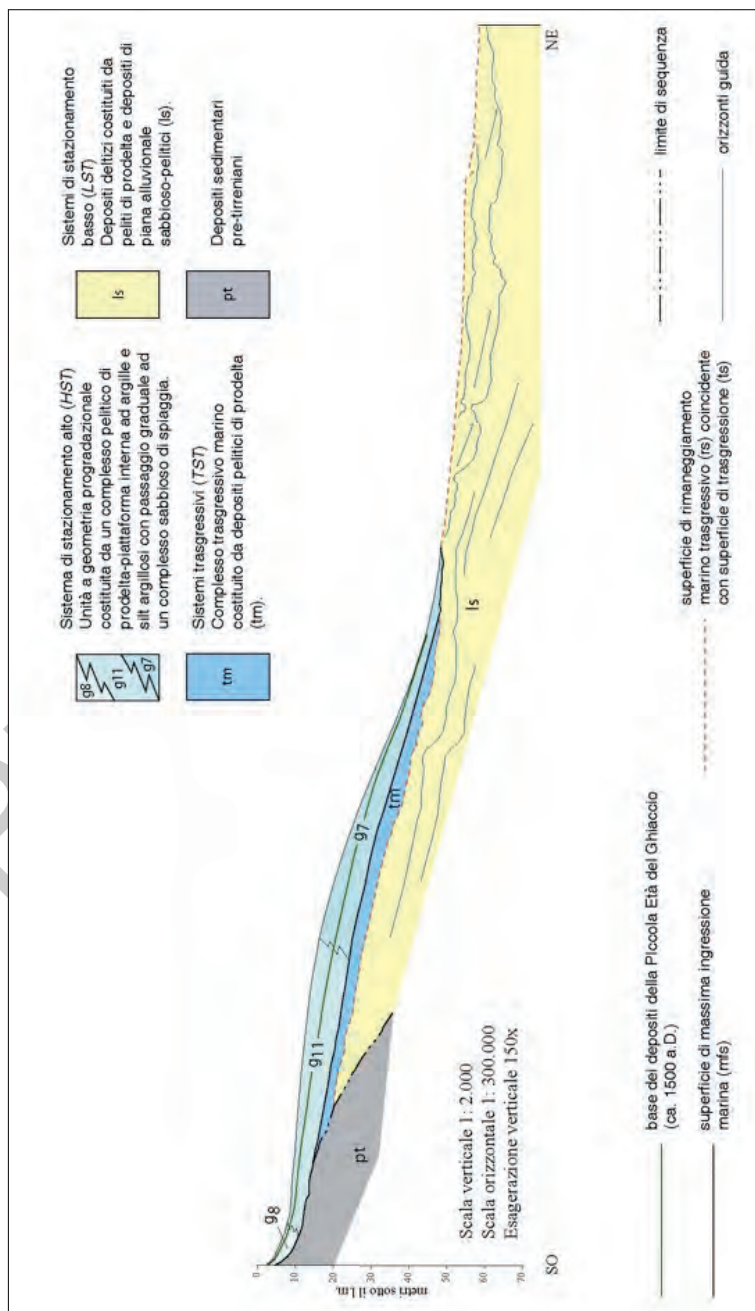


Fig. 20 - Schema dei rapporti stratigrafici tra systems tract. I depositi di stazionamento basso (LST) sono costituiti da depositi di piana alluvionale. I depositi trasgressivi (TST) sono di ambiente marino e si presentano piano-parallel in onlap verso terra. Localmente, sono presenti depositi trasgressivi 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. Il Foglio 268 Pesaro è posizionato nella parte dello schema corrispondente ai depositi g8 e g11 dell'HST.

4.1.1. - Correlazione tra carotaggi e profili sismici

La figura 21 riporta informazioni litologiche e composizionali sulle carote RER05-15, RM120 e RM121 ubicate nel Foglio 268 Pesaro. Le tre carote sono caratterizzate da depositi prevalentemente sabbiosi a base netta, intercalati a peliti grigie. I depositi sabbiosi hanno spessori variabili da pochi centimetri a 30-40 centimetri e sono prevalentemente massivi con accenni di gradazione diretta o inversa. Localmente son visibili livelli di sabbia media con laminazioni a basso angolo attribuibili alla presenza di *ripple* (carota RER97-15, parte bassa). In base alla correlazione sismostratigrafica verso aree a maggiore profondità, gli intervalli campionati risultano ampiamente al di sopra della superficie di massima inondazione (mfs, fig. 23). Le tre carote documentano, in base alla curva delle proprietà magnetiche dei sedimenti, lo spessore crescente dell'unità più recente (ultimi 500 anni) all'interno dei depositi di *HST* da terra verso mare. In base a studi condotti in tutto l'Adriatico è noto che la caratteristica principale di questa unità è il valore molto basso e uniforme di suscettività magnetica dei sedimenti (fig. 23 e VIGLIOTTI *et al.*, 2008). E' interessante osservare che questa caratteristica è inalterata anche in presenza di depositi più sabbiosi e che quindi riflette primariamente una variazione composizionale più che granulometrica dei sedimenti.

In figura 24 sono riportati due profili CHIRP sonar che illustrano l'immersione verso mare della superficie di trasgressione (ts, in azzurro) e la chiusura verso terra dei depositi trasgressivi marini (profilo RM36) e le facies sismiche all'interno dei depositi di stazionamento alto (al di sopra della mfs, in rosso). La base dei depositi della Piccola Età del Ghiaccio è marcata in giallo. Il dettaglio del profilo RM34 documenta quattro unità sismiche delimitate al tetto da riflettori di maggiore ampiezza e continuità laterale. La più alta tra queste unità si è depositata negli ultimi 500 anni e comprende i depositi della Piccola Età del Ghiaccio. La parte basale di ogni unità è caratterizzata da facies acusticamente trasparente o caratterizzata da riflettori continui e di bassa ampiezza, mentre verso l'alto la continuità dei riflettori diminuisce e la loro ampiezza aumenta. In alcuni casi, i riflettori di maggiore ampiezza mostrano un accenno alla clinostratificazione. E' possibile che la variabilità laterale dell'ampiezza dei riflettori sia legata ad impregnazioni di gas. Nell'insieme questa geometria suggerisce un aumento di sabbia verso l'alto di ogni unità come confermato dalle carote raccolte attraverso l'unità più recente.

4.2. - BIOSTRATIGRAFIA

I bioeventi principali utilizzati per definire la stratigrafia dei depositi olocenici non sono definibili nell'area del Foglio 268 Pesaro, perché troppo poco profonda

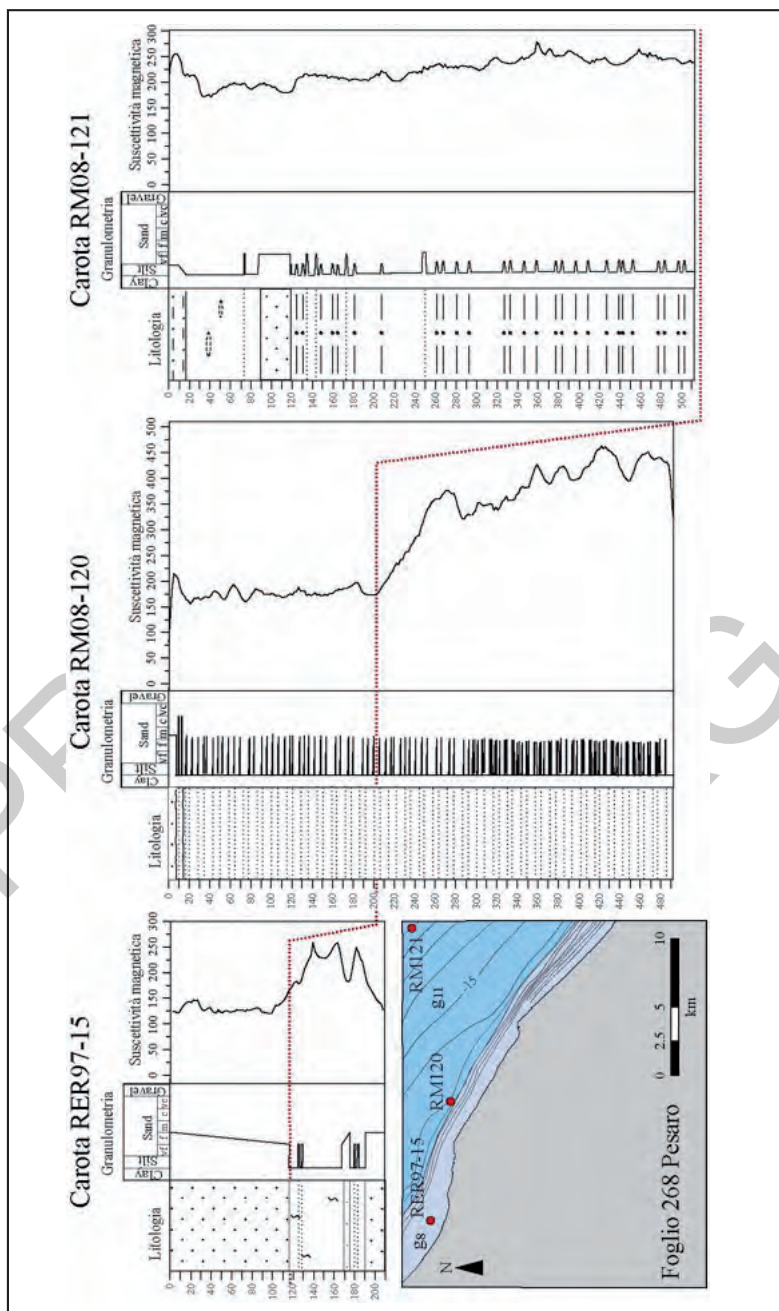


Fig. 21 - Transetto di carote attraverso gli ambienti deposizionali del Foglio 268 Pesaro. La linea rossa identifica la base dei depositi che hanno meno di 500 anni e che aumentano di spessore verso il margine del foglio e sono caratterizzati da valori di suscettività magnetica bassi e quasi costanti. Questi depositi hanno un contenuto di sabbia maggiore nella carota più prossimale (RER95-15) e passano a livelli centimetrici nella carota a profondità intermedia.

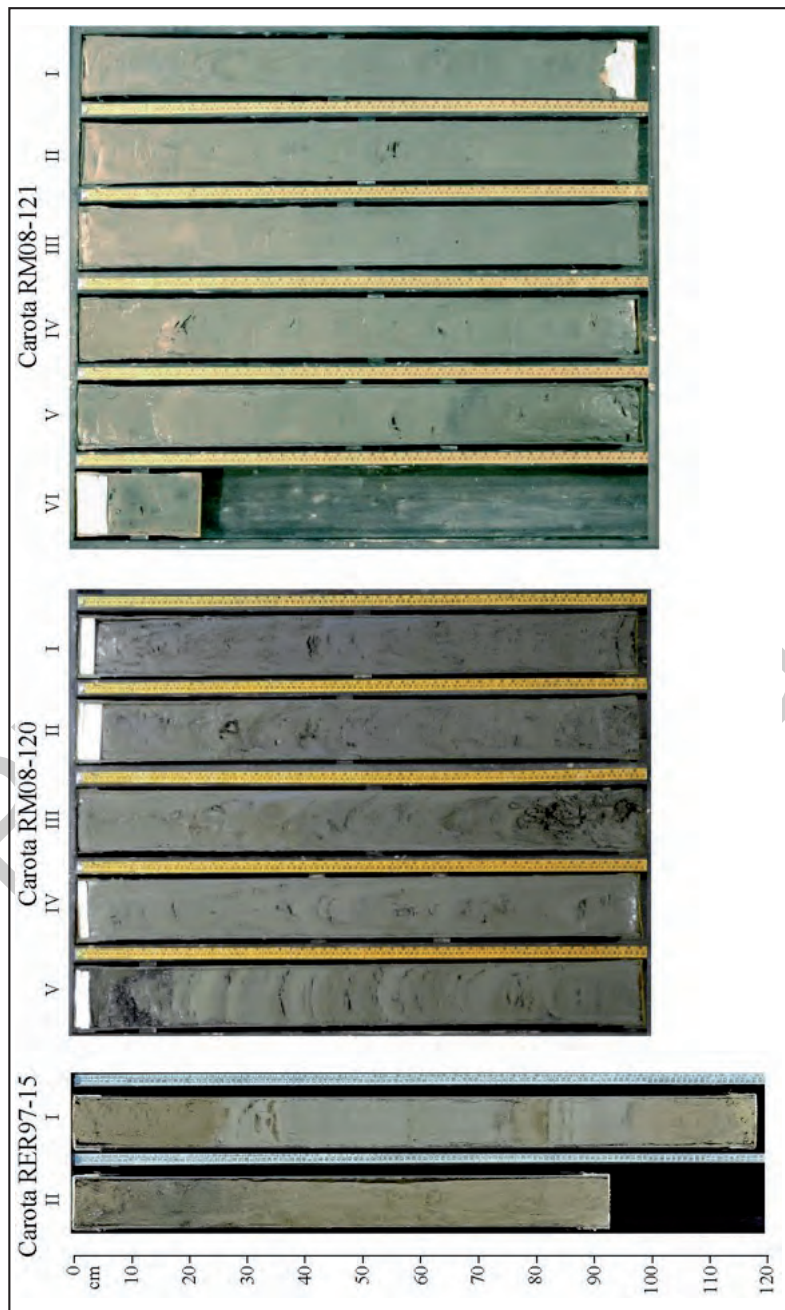
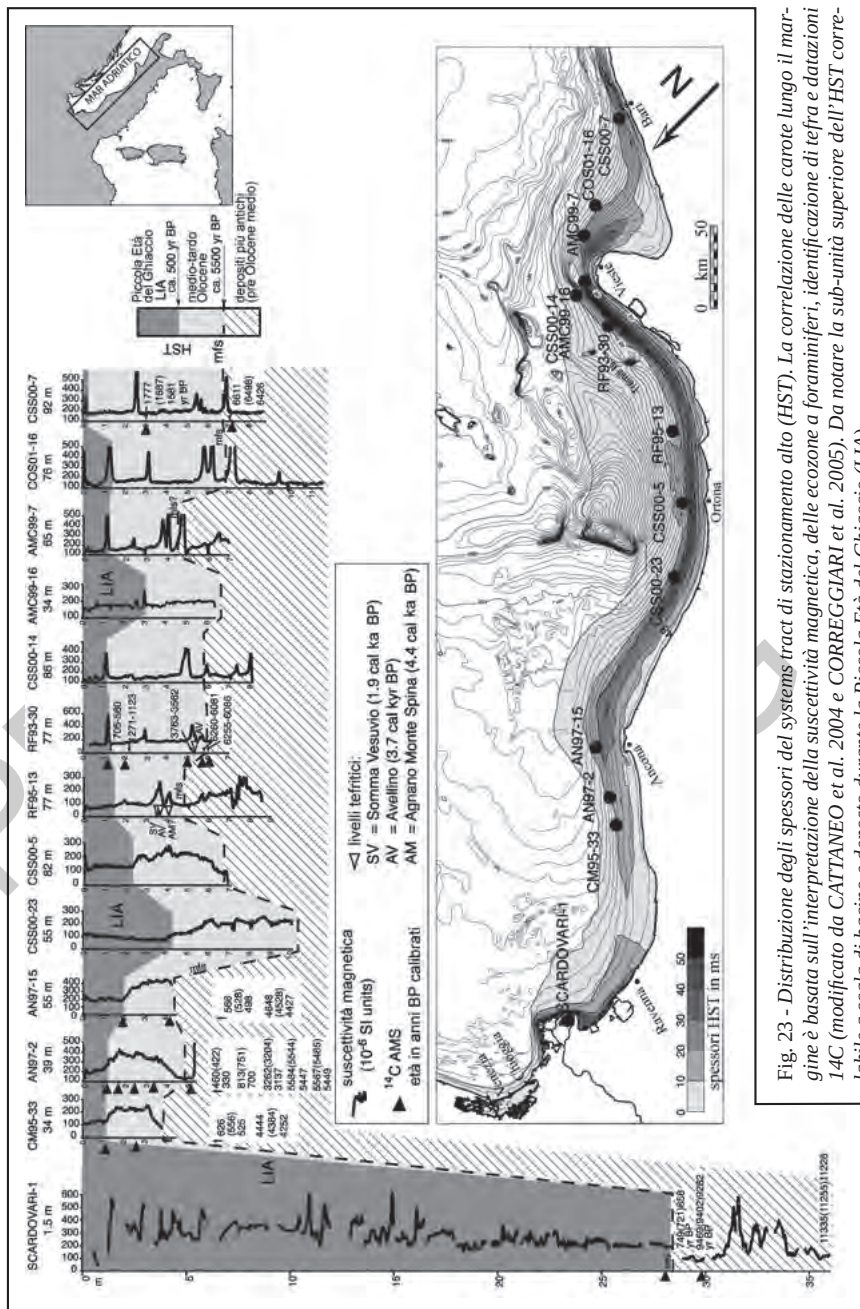


Fig 22 - Fotografie delle carote riportate in figura 4. Le litologie sono caratterizzate da minori contenuti di sabbia da terra (a sinistra) verso mare (a destra). La carota RER97-15 presenta livelli di sabbia massivi (in alcuni casi con evidenze di laminazione da ripple), la carota in posizione intermedia presenta livelli sabbiosi a base netta e spessore centimetrico, la carota RM08-121 è prevalentemente fangosa con livelli di silt o sabbia finissima parzialmente bioturbati.



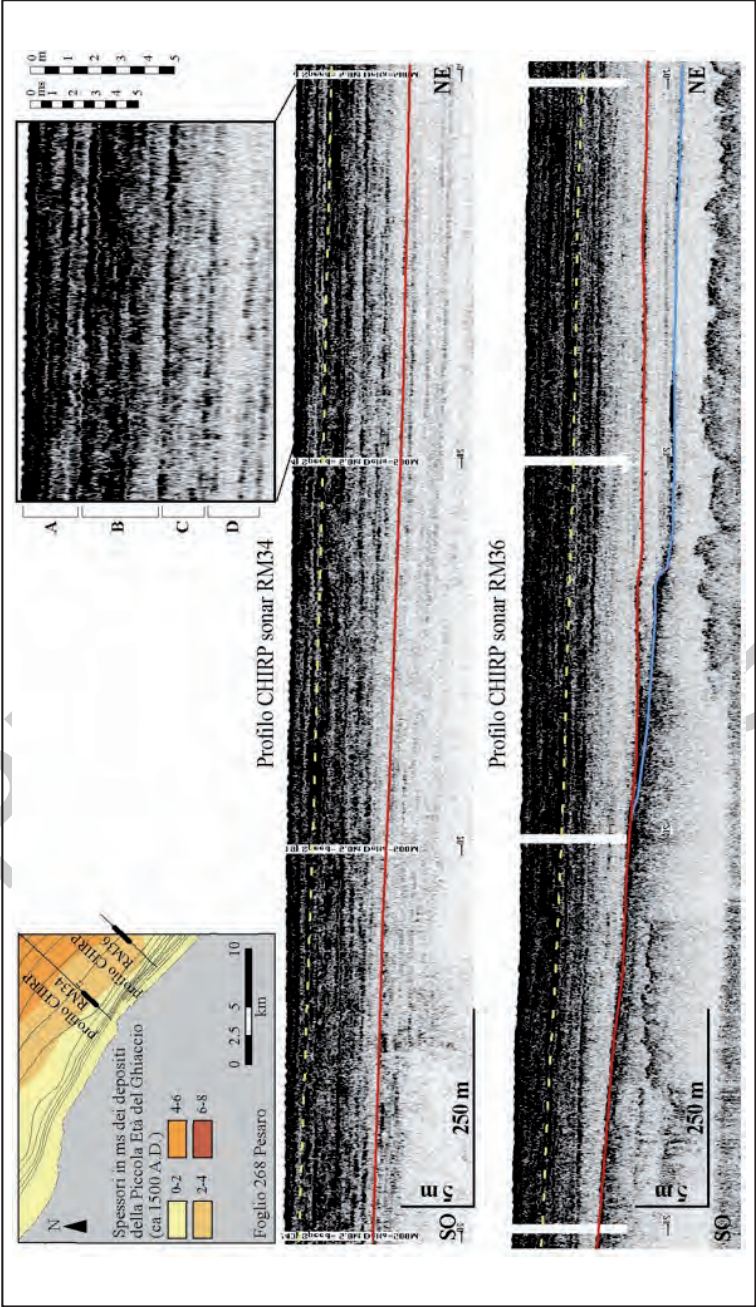


Fig. 24 - Profili CHIRP sonar che illustrano l'immersione verso mare della superficie di trasgressione (ts, in azzurro) e la chiusura verso terra dei depositi trasgressivi marini (profilo RM36) e le facies sismiche all'interno dei depositi di stazionamento alto (al di sopra della mfs, in rosso). Linea gialla: base dei depositi della Piccola Età del Ghiaccio. Il dettaglio del profilo RM34 documenta quattro unità sismiche delimitate al tetto da riflettori di maggiore ampiezza e continuità laterale descritte nel testo.

e priva di foraminiferi planctonici. Tuttavia, in base alla stratigrafia sismica le informazioni biostratigrafiche provenienti da carote a maggiore profondità sono state correlate fino all'area del foglio. 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 al.*, 1996), e la LO di *G. sacculifer* a circa 550 anni BP, che approssima la base della Piccola Età del Ghiaccio (PIVA *et al.*, 2008).

Sul versante italiano dell'Adriatico, nella 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 al.*, 2003, PIVA *et al.*, 2008). I picchi di frequenza di *V. complanata* registrano le fasi principali della Piccola Età del Ghiaccio (Fig. 8).

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 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 al.* (1992), BARMAWI-DJAJA *et al.* (1992), DONNICI & SERANDREI BARBERO (2002). La figura 25 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*).

4.3. - ANALISI MACROFAUNISTICHE

I campioni studiati provengono dalle carote RM08-120, RM08-121. 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

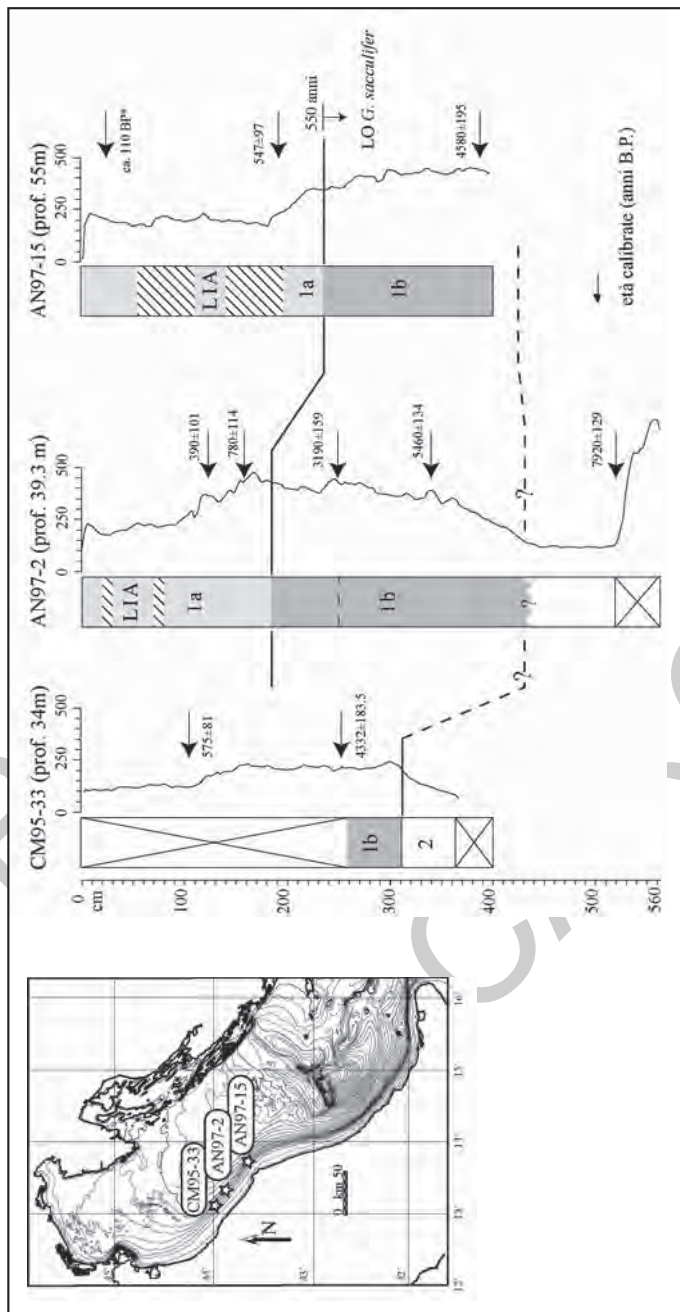


Fig. 25 - Correlazione biostratigrafica tra carote nell'area della Regione Marche a N di Ancona (modificato da PIVA et al., 2008). Sono indicate le ecozone (1a, 1b, 2) e l'età dell'unico bioevento a foraminiferi planctonici riconosciuto (LO G. sacculifer, PIVA et al., 2008). All'interno della ecozona 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 SI). Le età ^{14}C AMS calibrate provengono da CORREGGIARI et al. (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 ^{210}Pb (PIVA et al., 2008). Il passaggio tra ecozona 2 e 1b nella carota CM95-33, più prossima al Foglio 268 Pesaro, 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).

da biosomi e bioclasti pertinenti ad associazioni tassonomicamente poco strutturate, composte da molluschi infaunali e semi-infaunali prevalentemente filtratori e detritivori-depositivori quasi sempre dominate dal gasteropode *Turritella communis* e dal bivalve *Corbula gibba*. La carota RM08-120 mostra un'associazione tafonomicamente ricca, dominata da *Corbula gibba*, cui seguono frequenti *Spisula subtruncata*, *Venerupis aurea*, *Nassarius pygmaeus* e subordinati *Chamela gallina*, *Tellina fabula*. L'associazione è compatibile con un ambiente di spiaggia sommersa con sabbie fini ed infangate. Lungo il resto della carota le tafocenosi sono dominate da *Turritella communis* e *Corbula gibba* che corrispondono alla quasi totalità dei biosomi e bioclasti ritrovati. La carota RM08-121 mostra al contrario una tafocenosi povera di specie e caratterizzata quasi esclusivamente da *Turritella communis* e *Corbula gibba*, indicanti un ambiente deposizionale relativamente instabile ad elevato tasso di sedimentazione, sottoposto a frequenti apporti continentali.

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

Allo scopo di ottenere una stima dei tassi di sedimentazione, l'attività del ^{210}Pb ($t_{1/2} = 22.3$ anni) è stata misurata sulla carota RM08-120 e le informazioni ottenute sono state integrate con quelle pubblicate in precedenza e sintetizzate da FRIGNANI *et al.* (2005). Il decadimento del ^{210}Pb è stato ampiamente utilizzato negli ultimi 40 anni come metodo di datazione in ambiente acquatico su una scala temporale di 100-150 anni. I risultati dell'analisi del ^{210}Pb sono mostrati in figura 26, in cui in ascissa è riportata l'attività del ^{210}Pb totale (Bq kg^{-1}), mentre in ordinata la profondità in carota (in cm).

La carota RM08-120 presenta un profilo di porosità molto irregolare per la presenza di variazioni granulometriche significative. Il profilo di ^{210}Pb totale è stato misurato sui livelli più fini in quanto in sedimenti sabbiosi il ^{210}Pb si attesta a valori prossimi a quelli di *background*. Nel caso specifico quindi oltre alla prima fetta della carota (livello 0-1 cm), la misura del ^{210}Pb totale è stata effettuata nell'intervallo tra 18 e 48 cm. Tuttavia in questo intervallo i valori di ^{210}Pb sono rimasti pressoché costanti, intorno a 16.6 Bq kg^{-1} , valori che rappresentano il livello di ^{210}Pb supportato per quest'area.

Nel caso della carota RM08-120, il ^{210}Pb in eccesso è stato quindi rintracciato solo nella prima fetta e questo fatto implica un tasso di sedimentazione medio negli ultimi 100 anni molto basso o addirittura nullo.

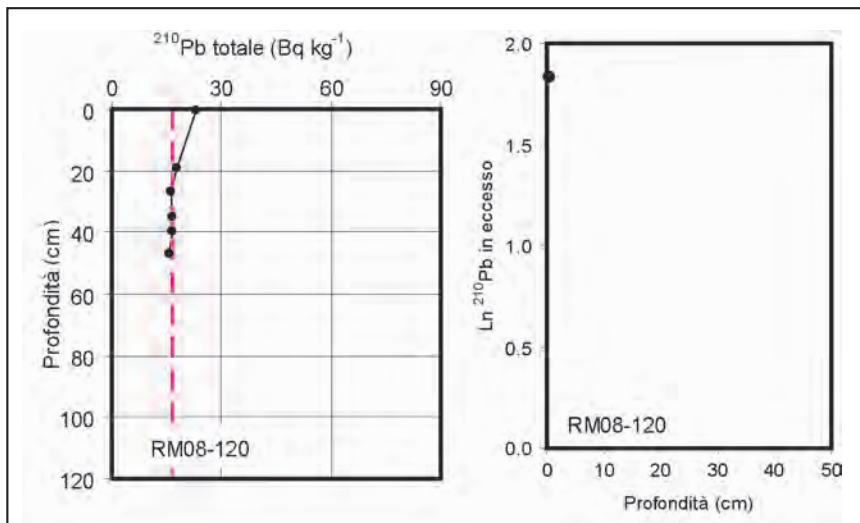


Fig. 26 - A sinistra, profilo di ^{210}Pb totale (Bq kg^{-1}). La linea tratteggiata rossa marca il valore di ^{210}Pb supportato (background) calcolato come media dei livelli più profondi. A destra, il logaritmo naturale del ^{210}Pb in eccesso è stato plottato verso la profondità nella carota.

4.5. - ANALISI SEDIMENTOLOGICA DEI DEPOSITI

Le analisi granulometriche condotte su 8 campioni superficiali permettono di individuare tre fasce principali (fig. 27) con orientamento sub-parallelo alle isobate e granulometria decrescente da terra verso mare.

I campioni del Foglio 268 Pesaro 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.

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 (g_8), verso terra, e di transizione (g_{11}) 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

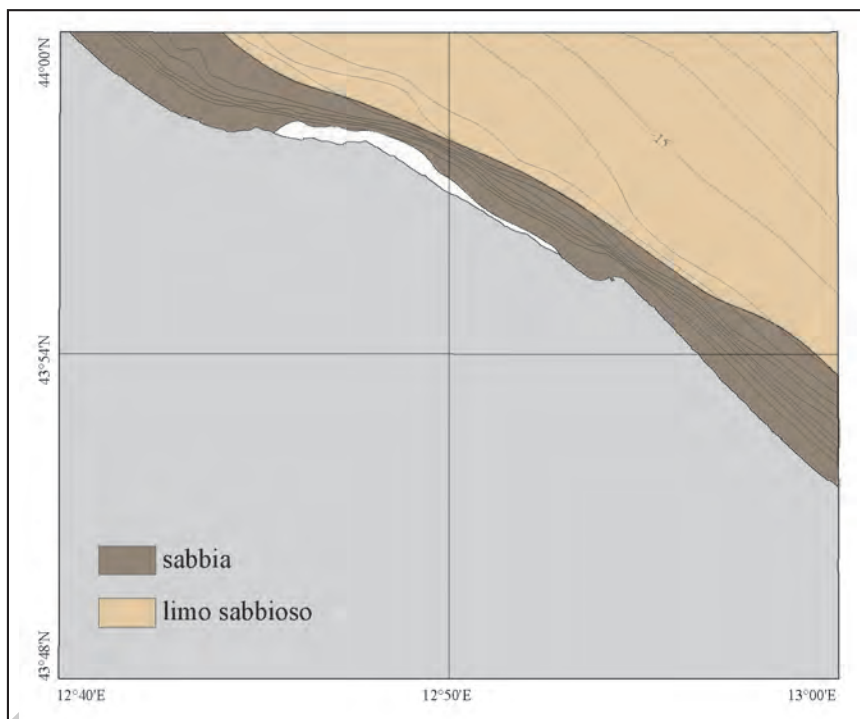


Fig. 27 - Carta granulometrica del Foglio 268 Pesaro con andamento delle distribuzioni granulometriche sub-parallelo alla costa.

hanno raggiunto depositi trasgressivi riconducibili all'evento paleoceanografico che ha portato alla deposizione del *Sapropel S1* in Mediterraneo (ARIZTEGUI *et al.*, 2000) caratterizzati da livelli ad alto contenuto di materia organica e bassa suscettività magnetica (VIGLIOTTI *et al.*, 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 finì ad opera della circolazione prevalente durante gli ultimi 5,5 ka (TRINCARDI *et al.*, 1994; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CORREGGIARI *et al.*, 2001; CATTANEO *et al.*, 2004, 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, accumulato negli ultimi 500 anni circa (Piccola Età del Ghiaccio e ultimo secolo). Il riflettore che marca la base di questa unità più alta è caratterizzato, verso terra, da una marcata irregolarità attribuibile alla presenza di incisioni riempite da depositi acusticamente trasparenti e, quindi, probabilmente disorganizzati e mal stratificati. Si può ipotizzare che l'origine di questa geometria sia dovuta a flussi concentrati che erodono i depositi di piattaforma interna e riempiono immediatamente gli avvallamenti creati, oppure sia dovuta a processi di liquefazione dei sedimenti, a causa di terremoti, con conseguente distruzione della stratificazione originaria.

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 con 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 i depositi della Piccola Età del Ghiaccio e dell'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 al.*, 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 5 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; ARDOVINI & 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)

Aporrhais pespelecani (Linnaeus, 1758)

Bittium submamillatum (de Rayneval & Ponzi, 1854)

Bythinia sp.

Calyptrea chinensis (Linnaeus, 1758)

Cylichna cylindracea (Pennant, 1777)

Cylichna crossei Bucquoy, Dautzenberg & Dollfus, 1886

Epitonium sp.

Euspira sp.

Hyla vitrea (Montagu, 1803)

Nassarius pygmaeus (Lamarck, 1822)

Nassarius sp.

Planorbidae spp.

Pyramidellidae sp.

Setia sp.

Smithiella costulata (Risso, 1826)

Turritella communis Risso, 1826

BIVALVIA

Abra cf. *nitida* (O.F. Müller, 1776)

Abra sp.

Acanthocardia echinata (Linnaeus, 1758)

Anadara cf. *transversa* (Say, 1822)

Anomia ephippium (Linnaeus, 1758)

Callista chione (Linnaeus, 1758)

Chamelea gallina (Linnaeus, 1758)

Corbula gibba (Olivi, 1792)

Kurtiella bidentata (Montagu, 1803)

Nucula hanleyi Winckworth, 1931

Nucula sp.
Nucula sulcata (Bronn, 1831)
Ostrea sp.
Pectinidae sp.
Pisidium sp.
Pododesmus glaucus (Monterosato, 1884)
Spisula subtruncata (da Costa, 1778)
Tellina fabula Gmelin, 1791
Tellina nitida Poli, 1791
Tellina sp.
Venerupis aurea (Gmelin, 1791)

SCAPHOPODA

Antalis inaequicostata (Dautzenberg, 1891)
Fustiaria rubescens (Deshayes, 1825)

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. 1 riporta le sigle e i meta-dati relativi alle stazioni di campionamento effettuate nell'area del Foglio 268 Pesaro. Nella colonna di sinistra il numero progressivo del database CARG mentre la sigla si riferisce alle campagne di rilevamento ISMAR (CNR) e Regione Marche.

Tab. 1 - *Campioni nel Foglio 268 Pesaro*

N.	SIGLA	TIPO	LATITUDINE	LONGITUDINE	PROFONDITÀ
1	RER97-15	CP	43.981313	12.727523	7.00
2	RM1	BE	43.977933	12.832700	11.50
3	RM2	BE	43.992583	12.923033	14.50
4	RM3	BE	43.942350	12.927383	12.00
5	RM4	BE	43.959000	12.983817	14.50
6	RM5	BE	43.907667	12.981667	13.00
7	RM6	BE	43.944467	12.998733	14.00
8	RM120	VC	43.968267	12.835967	18.00
9	RM121	VC	43.993683	12.993500	18.00
10	RM221	BC	43.994517	12.992833	18.00

Legenda: BE = Benna - VC = Vibracore - CP = Carotiere a pistone - BC = Boxcore

PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA

L'area del Foglio 268 “Pesaro” ricade nella porzione esterna del settore settentrionale dell'Appennino Umbro-Marchigiano e comprende la zona a cavallo tra il fronte della catena carbonatica e l'antistante avanfossa pliocenica. Essa, infatti, interessa essenzialmente la fascia pedemontana adriatica ma comprende, nel settore SO, anche una porzione della parte più esterna della catena carbonatica appenninica (DEIANA & PIALLI, 1994). Quest'ultima rappresenta la zona ove si osservano i rilievi maggiori, caratterizzati dalla presenza di rocce della Successione calcareo-marnosa, che danno luogo nell'area del foglio ad una dorsale principale (Dorsale di M.Colbordolo - Mondaino), orientata NO-SE, che rappresenta una parte della dorsale regionale di Montefiore Conca-Monte Colbordolo-Fontecorniale. Questa costituisce un rilievo più esterno, quindi situato a NE, rispetto alla parte settentrionale della Dorsale Marchigiana *Auct.*, la struttura carbonatica che si estende longitudinalmente dai Monti Sibillini, a SE, fino al Monte Pietralata, a NO.

La fascia pedemontana rappresenta una parte del Bacino Marchigiano Esterno *Auct.* ed è caratterizzata da depositi silicoclastici, prevalentemente torbiditici, di età Mio-Pliocenica in cui si intercala una unità con *facies* evaporitiche, di età Messiniana. In quest'area sono comunque distinguibili altre aree di dorsale (v. oltre), legate all'assetto strutturale locale, in corrispondenza delle quali tornano ad affiorare terreni riferibili alla parte superiore della Successione calcareo-marnosa (*Schlier*).

L'Appennino Umbro-Marchigiano rappresenta un sistema a pieghe e sovrascorrimenti disposti a formare un arco con vergenza orientale, delimitato verso oriente 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; le anticlinali sono separate da più strette sinclinali anch'esse, spesso, fortemente asimmetriche. L'Appennino Umbro-Marchigiano è stato tradizionalmente considerato una catena pellicolare (BALLY *et al.*, 1988) ma, recentemente (LAVECCHIA *et al.*, 1994 e BARCHI *et al.*, 1998, *cum bibliogr.*), è stato evidenziato un coinvolgimento nella deformazione del basamento ercinico.

Per la sua collocazione il Foglio 268 "Pesaro" rappresenta una zona chiave per lo studio dell'evoluzione delle zone esterne dell'orogene appenninico nell'area marchigiano-romagnola di cui, negli anni, si sono occupati numerosi Autori tra i quali abbastanza recentemente COWARD *et al* (1999) a cui si rimanda anche per ulteriori riferimenti bibliografici.

Di seguito vengono descritte le strutture che caratterizzano l'area del foglio. Queste sono legate alla tettonica compressiva che ha portato alla strutturazione della catena appenninica e che ha interessato l'area a partire dal Miocene superiore.

Le principali strutture connesse a questa fase sono alcune ampie strutture anticlinali strutturalmente piuttosto complesse, orientate mediamente NO-SE e al cui nucleo affiorano terreni miocenici, separate da ampie sinclinali, strutturalmente meno complesse e caratterizzate da sedimenti terrigeni pliocenici.

Alle strutture anticlinali corrispondono, da ovest verso est, le seguenti principali dorsali morfologiche:

- Dorsale di M.Colbordolo - Mondaino;
- Dorsale di Ginestreto;
- Dorsale Gabicce-Pesaro.

La dorsale più esterna prosegue, verso SE, nella zona dei rilievi dell'immediato entroterra tra Pesaro e Fano.

L'ampia sinclinale (in realtà un sinclinorio) situata tra le strutture di M. Colbordolo - Mondaino e di Gabicce-Pesaro è nota come Bacino di Monteluro (SAVELLI & WEZEL, 1979). Nella sua parte più interna, a S del Fiume Foglia, la struttura anticlinale di Ginestreto determina l'individuazione di una sinclinale, a scala minore, denominata Bacino dell'Apsella (ARCALENI *et al.*, 1995). Un'area molto ristretta a SO della struttura di M. Colbordolo - Mondaino è caratterizzata dalla porzione più esterna del Bacino di Montecalvo in Foglia-Isola del Piano, un'altra ampia sinclinale situata tra la suddetta dorsale e la dorsale appenninica carbonatica (Dorsale Marchigiana *Auct.*) ubicata a SO rispetto all'area del foglio. Lo schema tettonico del Foglio 268 "Pesaro" è illustrato in Fig. 28.

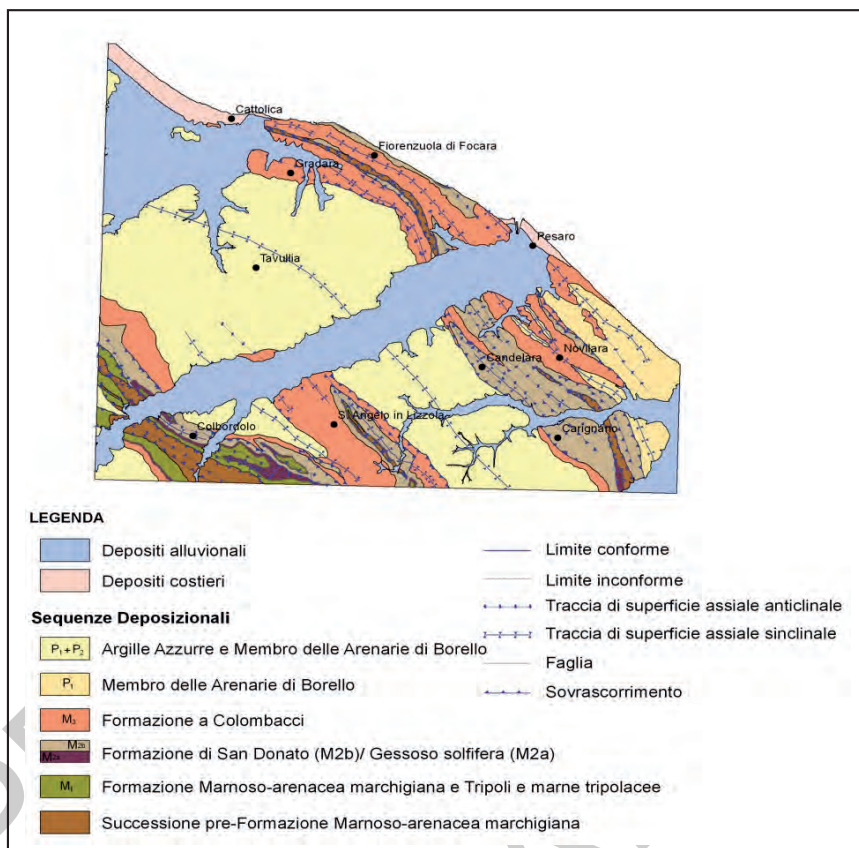


Fig. 28 - Schema tettonico

1. - STRUTTURA DI M. COLBORDOLO - MONDAINO

E' caratterizzata da strutture tettoniche compressive ad andamento appenninico (NO-SE), rappresentate da pieghe, *thrust* e *backthrust* la cui genesi è collegata alla stessa fase deformativa orogenica. Esiste uno stretto legame tra le genesi delle pieghe e quella delle faglie. Le pieghe, sia sinformi che antiformali, possono avere sia vergenza verso NE che verso SO e caratterizzano, con fianchi anche rovesciati, le differenti scaglie tettoniche delimitate dai sovrascorrimenti avanvergenti e retrovergenti. *Thrust* e pieghe avanvergenti caratterizzano la parte esterna della struttura mentre il fianco sud-occidentale è interessato da alcuni *back-thrust* orientati in direzione NO-SE. Sia sul fianco esterno che sul fianco interno della struttura poggiano in trasgressione i sedimenti terrigeni del Pliocene.

2. - STRUTTURA DI GINESTRETO

Questa struttura caratterizza la parte centrale del settore meridionale del foglio. Essa emerge dal Bacino di Monteluro a costituire una dorsale, orientata NO-SE, che dà vita ad un bacino minore (Bacino dell'Apse). Questo localmente, caratterizza il fianco sud-occidentale del bacino di Monteluro. La struttura di Ginestreto rappresenta un elemento strutturale piuttosto complesso, caratterizzato da una certa asimmetria e da una evidente immersione assiale verso NO, con chiusura periclinale nei pressi di Montecchio. È caratterizzata, essenzialmente, dai terreni della *formazione di San Donato* e della *Formazione a Colombacci*, intensamente deformati sia da pieghe sinformi ed antiformali a grande scala sia da sovrascorrimenti avanvergenti che si localizzano nella parte esterna della struttura. Sul suo fianco interno i terreni miocenici passano stratigraficamente, attraverso un limite inconforme, alle peliti delle *Argille Azzurre*; sul fianco esterno, invece, si realizza un contatto tettonico per sovrascorrimento tra i termini della *Formazione a Colombacci* e le *Argille Azzurre*. Questa zona di deformazione, che interessa l'intero fianco della struttura, è caratterizzata da diversi sovrascorrimenti, avanvergenti, che mettono in contatto le differenti unità del Messiniano. Il sovrascorrimento principale è rappresentato dalla zona di taglio che, nella parte circa centrale della struttura, mette a contatto lo *Schlier* con il Gruppo *Gessoso-Solfifero*, o il *Tripoli e marne tripolacee* con la *formazione di San Donato*. In sostanza, quindi, il fianco esterno della struttura di Ginestreto è caratterizzato da diverse scaglie tettoniche al cui interno i terreni messiniani sono fortemente deformati, con pieghe sinformi e antiformali vergenti verso NE, in accordo anche alla vergenza dei sovrascorrimenti.

Il sovrascorrimento principale sopra descritto determina l'affioramento dello *Schlier* lungo una stretta fascia allungata in direzione NO-SE, all'interno della struttura. Sul lato di SO questa fascia è delimitata da un sovrascorrimento retrovergente (*backthrust*) che mette a contatto lo *Schlier* con la *formazione di San Donato*; anch'esso si sviluppa in direzione appenninica a partire dalla zona a SO di Cairo per raggiungere i pressi di Vendrosella, ove i confini tra le unità affioranti divengono stratigrafici.

In conclusione possiamo affermare che anche la struttura di Ginestreto, come quella di M. Colbordolo - Mondaino, è caratterizzata da uno stile tettonico a faglie inverse a vergenza opposta.

Nei pressi di Cairo, si osserva una faglia trascorrente destra, orientata circa N-S, che disloca in maniera evidente i terreni messiniani.

3. - STRUTTURA GABICCE-PESARO

Rappresenta la struttura anticlinale più orientale delle Marche settentrionali, una delle più rappresentative del foglio; i caratteri geometrici sono sostanzialmente

simili a quelli delle strutture descritte in precedenza.

Al suo interno, l'elemento principale è rappresentato da una caratteristica struttura a *pop up*, situata nella parte centrale della struttura e lateralmente continua. Essa è costituita da una fascia di terreni (*Schlier* e *Gessoso-Solfifera*), bordata da un sovrascorrimento avanvergente a NE e da uno retrovergente (*backthrust*) a SO. I terreni messiniani al letto del *backthrust* sono interessati da evidenti pieghe, di norma retrovergenti. Al letto del sovrascorrimento avanvergente, invece, si osserva un'ampia e complessa sinclinale avente vergenza verso NE che, ad oriente, passa ad una anticlinale i cui terreni più antichi affioranti al nucleo sono rappresentati dai termini dello *Schlier* e della *Gessoso-Solfifera*, riscontrati alla base della falesia costiera. Questa anticlinale, il cui fianco esterno a NO di Santa Marina si sviluppa in mare, è probabilmente in relazione a un piano di sovrascorrimento ubicato a poca distanza dalla costa. Una ulteriore struttura visibile nell'area è rappresentata da una sinclinale osservabile nella *Formazione a Colombacci* affiorante a NO di Pesaro. Tutte le strutture descritte hanno andamento appenninico. Tuttavia, nell'area di Roncaglia, poco a Nord del Fiume Foglia, si osserva una rotazione degli assi strutturali che tendono a disporsi in direzioni che variano da NO-SE a NNO-SSE. Sul fianco interno della struttura Gabicce-Pesaro sui terreni messiniani poggiano in trasgressione i terreni pliocenici delle *Argille azzurre* che caratterizzano il sinclinorio di Monteluro.

La struttura Gabicce-Pesaro, a SE del Fiume Foglia, prosegue tra Pesaro e Fano nell'area dell'immediato entroterra. Questo settore del foglio rappresenta una zona strutturalmente molto complessa, caratterizzata da numerose pieghe antiformali e sinformali e dalla presenza di sovrascorrimenti sia avanvergenti che retrovergenti.

Anche in quest'area si osserva un evidente *pop up*, che determina la presenza di una fascia in cui affiorano i terreni dello *Schlier* e della *Gessoso-Solfifera*, delimitata a NE da un sovrascorrimento avanvergente e a SO da un *back-thrust*. Questo *pop up* è localizzato all'interno di una struttura più ampia (denominata di Candelara-Cuccurano), caratterizzata principalmente dalla presenza della *formazione di San Donato* e subordinatamente dalla *Formazione a Colombacci*, interessate da una deformazione molto complessa, con una serie di anticlinali e sinclinali con lunghezza d'onda dell'ordine delle decine o delle centinaia di metri e talora parzialmente accavallate.

Struttura di Candelara-Cuccurano: Rappresenta la prosecuzione della parte interna della struttura Gabicce-Pesaro. Il suo settore settentrionale segue mediamente l'orientazione NNO-SSE della parte meridionale della struttura Gabicce-Pesaro per poi assumere, verso S, una orientazione dapprima NO-SE e, successivamente, ruotando bruscamente, ancora disponendosi NNO-SSE nei pressi di Fenile. Sul lato SO la struttura di Candelara-Cuccurano è caratterizzata da un *back-thrust* che ne determina il contatto tettonico con le *Argille Azzurre*

o, verso SE, con la *Formazione a Colombacci*. A NE essa invece sovrascorre sui terreni più esterni che caratterizzano una zona di letto in cui si osservano, nell'ambito di una struttura che costituisce una struttura embriciata, la successione messiniana e i termini delle arenarie di Borrello deformati con uno stile strutturale ad antiformi e sinformi e che, a loro volta, sovrascorrono verso NE lungo l'allineamento Trebbiantico-Palombara.

Al letto di quest'ultimo sovrascorrimento, che sembra rappresentare il limite NE della prosecuzione della Struttura Gabicce Pesaro, si osserva un'ampia e complessa struttura a pieghe che caratterizza tutta l'area costiera a SE di Pesaro. Questa è caratterizzata da una serie di anticlinali e sinclinali ad andamento appenninico e *plunge* verso SE. Al nucleo delle sinclinali si riscontrano i termini arenitico-pelitici del membro delle Arenarie di Borello, che sono diffusi in tutto il settore sud-orientale del foglio.

4. - STRUTTURE DI MONTELURO E DELL'APSELLA

Rappresentano le principali strutture sinclinaliche riscontrate nell'area esaminata, della quale occupano una parte considerevole. La sinclinale dell'Apsella, come ricordato in precedenza, rappresenta una struttura minore rispetto a quella di Monteluro da cui è separata grazie alla presenza della struttura antiforme di Ginestreto.

Entrambe le sinclinali sono orientate in direzione appenninica (NO-SE) e sono caratterizzate dalla presenza di sedimenti silicoclastici pliocenici. Purtroppo i pochi affioramenti e, spesso, la cattiva qualità della esposizione, non hanno permesso di ricostruire la loro architettura interna. Solo in alcuni casi si hanno evidenze della presenza di antiformi a scala minore, ad andamento appenninico, per le quali è stato impossibile seguire su distanze significative; la traccia di superficie assiale; la presenza di queste anticlinali all'interno di una struttura complessivamente sinforme evidenzia, almeno per la struttura di Monteluro, il suo carattere di sinclinorio.

Al nucleo della struttura di Monteluro, in corrispondenza dell'omonimo rilievo e nei pressi di Tavullia affiorano i terreni più giovani dell'area studiata.

VII - ANALISI MINERALOGICHE E PETROGRAFICHE

1 - ANALISI MINERALOGICHE

Sono state condotte le analisi mineralogiche su alcuni campioni argillosi prelevati nella successione pliocenica. Queste indagini sono state realizzate in diffrattometria a raggi X sia sulla frazione inferiore a 2 microns che sul campione tal-quale.

Per quanto riguarda i termini argillosi, i campioni analizzati possono essere classificati come argille e argille marnose. La composizione della frazione mineralogica principale è costituita prevalentemente da quarzo, calcite, plagioclasti. In alcuni casi si riscontrano dolomite, talvolta solo in tracce e gesso. Nella parte bassa della successione assieme a calcite, quarzo e dolomite sono stati riscontrati plagioclasti e tracce di K-feldspati. L'associazione dei minerali argillosi è caratterizzata da illite, clorite, caolinite e smectite in proporzioni variabili; nella parte bassa della successione pliocenica è stato riscontrato uno strato misto attribuibile alla smectite-illite.

Le argille prelevate nella pliocenica *Litofacies* arenitico-pelitica (**FAA_d**), hanno fornito una composizione del campione tal-quale caratterizzata da calcite, quarzo, plagioclasti, k-feldspati. La frazione inferiore a 2 microns è costituita da clorite, illite, smectite, caolinite.

I campioni esaminati presentano una notevole omogeneità composizionale sia della frazione mineralogica principale che di quella argillosa. Alcune variazioni

quantitative, comunque di non molto conto, possono essere attribuite a differenze granulometriche (quarzo e feldspati), ad una maggiore o minore presenza di fossili (calcite).

2. - ANALISI PETROGRAFICHE

2.1. - METODOLOGIA ANALITICA

Sono state campionate cinquanta areniti non alterate e, prevalentemente, a granulometria media (Fig. 29, Tab. 2) dalle successioni silicoclastiche. Tali campioni provengono dalla *formazione di San Donato* (**FSD**, trentatré campioni), dalla *Formazione a Colombacci* (**FCO**, dieci campioni) e dalle *Argille Azzurre* (**FAA**, sette campioni).

Per i campioni a grana più grossolana provenienti dalle formazioni messiniane di San Donato e a Colombacci è stata eseguita l'analisi modale al microscopio polarizzatore, mentre per i campioni pliocenici prelevati dalle *Argille Azzurre* non è stato possibile applicare tale metodologia in quanto essi risultavano molto incoerenti ed è stato quindi necessario il loro inglobamento in resina epossidica, con conseguente perdita della tessitura originaria della roccia. Su tali campioni è stata eseguita una descrizione generale dei componenti e una stima della loro abbondanza relativa.

L'analisi modale è stata effettuata contando almeno 500 punti significativi per sezione, in accordo con il metodo di conteggio proposto da Gazzi-Dickinson (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970). Questo metodo richiede che, quando il punto di conteggio corrisponde ad un cristallo con dimensioni $> 0,063$ mm contenuto all'interno di un grano policristallino, nella scheda sia riportata sia la specie minerale caduta sotto il crocifilo del microscopio, sia il tipo di frammento di roccia in cui il cristallo è contenuto. In tal modo si riduce l'influenza della granulometria sulla composizione totale della roccia (INGERSOLL *et al.*, 1984).

In accordo con DI GIULIO & VALLONI (1992) è stata eseguita una analisi aggiuntiva per determinare la composizione della frazione litica dell'ossatura.

La determinazione della moda detritica, ovvero dei grani dell'ossatura, è stata effettuata in base ai parametri introdotti da ZUFFA (1980); grani carbonatici extrabacinali (NCE); grani carbonatici intrabacinali (CE); grani carbonatici intrabacinali (CI); grani non-carbonatici intrabacinali (NCI). La composizione mineralogica principale, in accordo con GAZZI *et al.*, (1973), è basata sul contenuto in quarzo (Q), feldspati (F) e grani silicoclastici a grana fine e litici carbonatici (L+C). La composizione della frazione litica a tessitura fine è stata basata sul contenuto in litici metamorfici (Lm), litici vulcanici (Lv) e frammenti di rocce sedimentarie più litici carbonatici (Ls+C; VALLONI & MEZZADRI, 1984).

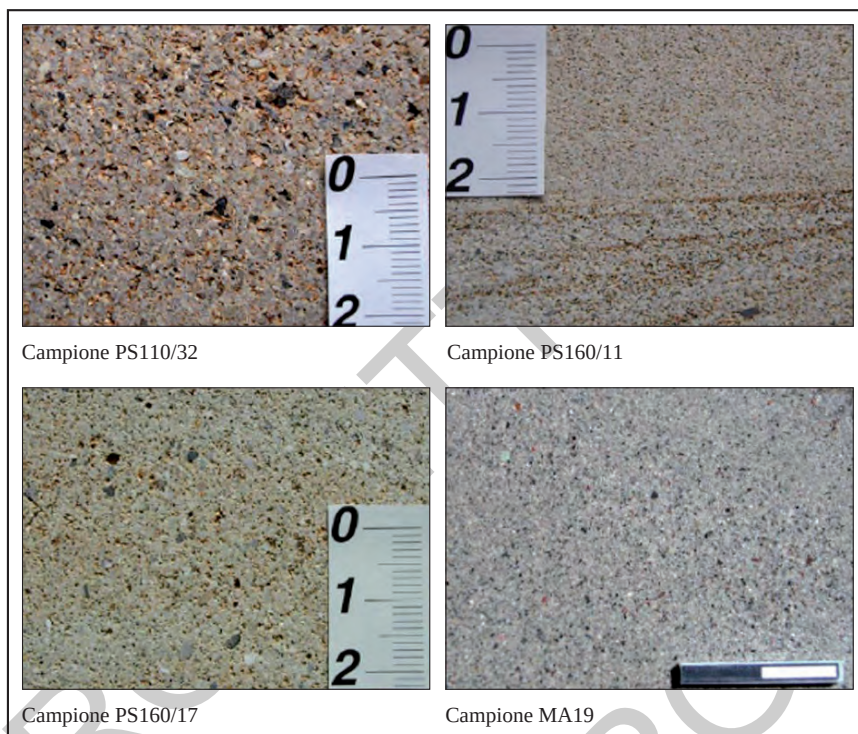


Fig.29 - Caratteristiche macroscopiche di alcuni campioni arenitici studiati.

Tab. 2 - Elenco dei campioni arenitici studiati

Formazione	Sigla Campioni
Formazione di San Donato (FSD)	PS160/11, PS160/12, PS160/13, PS160/14, PS160/15, PS160/16, PS160/17, PS160/18, PS160/19, PS160/20, PS160/21, PS160/22; PS110/08, PS110/09, PS110/31, PS110/32, PS110/33, PS110/34, PS110/35, PS110/36, PS110/37, PS110/38, PS110/39; MA11, MA12, MA13, MA14, MA15, MA16, MA17, MA18, MA19, MA20
Formazione a Colombacci (FCO)	VC1, VC2, VC3a, VC3b, VC4a, VC4b, VC5, VC6a, VC6b, VC7
Argille Azzurre (FAA):	
membro delle Arenarie di Borello (FAA ₂)	PS160/7, PS120/D
Litofacies arenitico-conglomeratica (FAA _b)	PS060/4, PS060/AA, PS060/BB, PS060/CC
Litofacies arenitico-pelitica (FAA _d)	PS100/7

2.2. - ARENITI DELLA FORMAZIONE DI SAN DONATO

Le areniti della *formazione di San Donato* (FSD; Tab. 2)) sono da mediamente a ben classate e mostrano clasti da scarsamente a mediamente arrotondati. Ad un primo livello classificativo la maggior parte dei campioni, plottati nel diagramma NCE-CE-CI, ricade nel campo delle areniti terrigene (Candelara e Santa Marina), mentre altri in quello delle areniti ibride/calcareni (Carignano). Dal punto di vista della composizione principale tutti i campioni possono essere classificati come litareniti/sublitareniti (GAZZI *et al.*, 1973).

La maggior parte dei campioni (Candelara e Santa Marina; Fig. 30 A, B, C) presenta uno scheletro costituito prevalentemente da frazione silicoclastica associata a discrete quantità di calciclasti, mentre poco abbondanti risultano i frammenti non carbonatici intrabacinali. Nei campioni di Carignano, invece, predominano i calciclasti, mentre la frazione silicoclastica e i frammenti non carbonatici intrabacinali sono nettamente subordinati.

In dettaglio, nelle areniti campionate a Candelara e Santa Marina la frazione silicoclastica è costituita da quarzo monocristallino o unitario (da poco arrotondato ad angoloso) seguito da quarzo composito medio-grosso cristallino, quarzo micro-criptocristallino e quarzo composito finecristallino. K-feldspati e plagioclasti sono poco abbondanti e rappresentati da plagioclasti a geminazione polisintetica e da frammenti di cristalli zonati. La frazione litica è poco rappresentata ed è costituita da frammenti di rocce metamorfiche sia a tessitura fine che grossolana, da frammenti di rocce vulcaniche a tessitura fine e di rocce plutoniche. La frazione litica carbonatica è costituita da frammenti di rocce sedimentarie, soprattutto *mudstone* e *wackestone*.

Il componente interstiziale più abbondante in questo gruppo di areniti è il cemento carbonatico costituito da mosaici sparitici. La matrice micritica è comunque presente in quantità rilevanti. In un gruppo di campioni (Candelara) è stata inoltre riscontrata la presenza di materiale interstiziale di colore rossiccio, a grana fine, non risolvibile al microscopio ottico e bassissime percentuali di cemento silicatico. La porosità, sia primaria che secondaria (quest'ultima dovuta alle camere degli organismi) è piuttosto elevata.

I campioni di Carignano (Fig. 30 D) mostrano frazione calciclastica costituita principalmente da organismi, presenti sia allo stato bioclastico che interi (*foraminiferi* con pareti micritizzate) e da minori quantità di litici carbonatici. Nella frazione silicoclastica il quarzo è il più abbondante ed è presente soprattutto nella forma monocristallina seguita da quella criptocristallina, in genere in frammenti da angolosi a sub-arrotondati. Feldspati, fillosilicati e frammenti litici silicoclastici (rocce metamorfiche a grana fine) sono presenti solo in alcuni campioni in percentuali molto basse. I minerali pesanti sono molto rari.

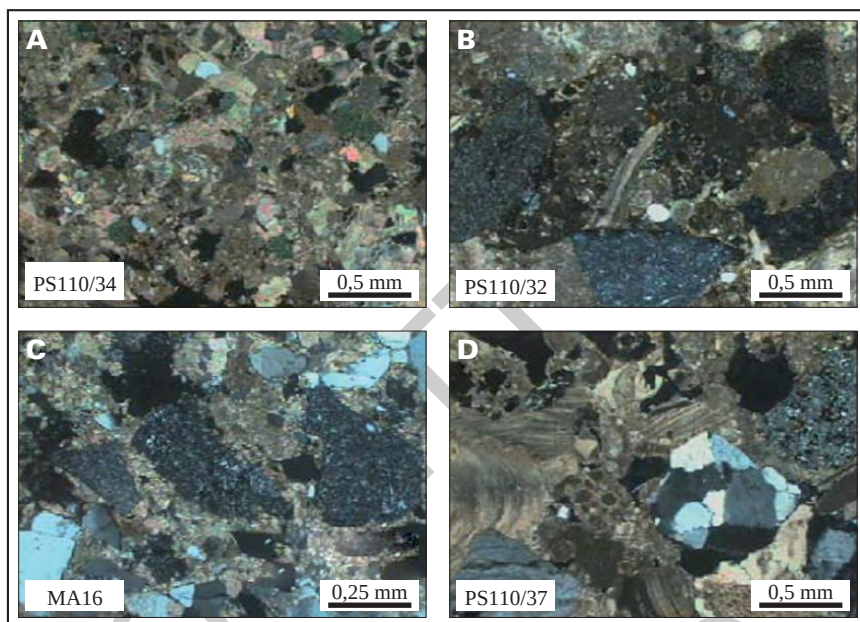


Fig. 30 - Microfotografie in sezione sottile delle areniti della formazione di San Donato.

Il componente interstiziale più abbondante è rappresentato da cemento carbonatico e da matrice micritica. Sono state osservate anche modeste percentuali di cemento fillosilicatico e tracce di cemento silicatico.

La porosità, sia primaria che secondaria (quest'ultima dovuta alle camere degli organismi) è piuttosto elevata e può essere stimata.

2.3. - ARENITI DELLA FORMAZIONE A COLOMBACCI

Le areniti della *Formazione a Colombacci* (FCO; Tab. 2) sono da scarsamente a mediamente classate con grani, in genere, mediamente arrotondati. La composizione modale media è rappresentata da una minor quantità di quarzo rispetto ai campioni della *formazione di San Donato* ed una maggior quantità di frammenti litici (Fig.31). Sulla base di questi dati tali areniti possono essere classificate come litareniti (GAZZI *et al.*, 1973).

La frazione silicoclastica comprende quarzo monocristallino da scarsamente arrotondato ad angoloso, quarzo composito medio-grosso cristallino e criptocristallino; la frazione litica è rappresentata da abbondanti frammenti di rocce meta-

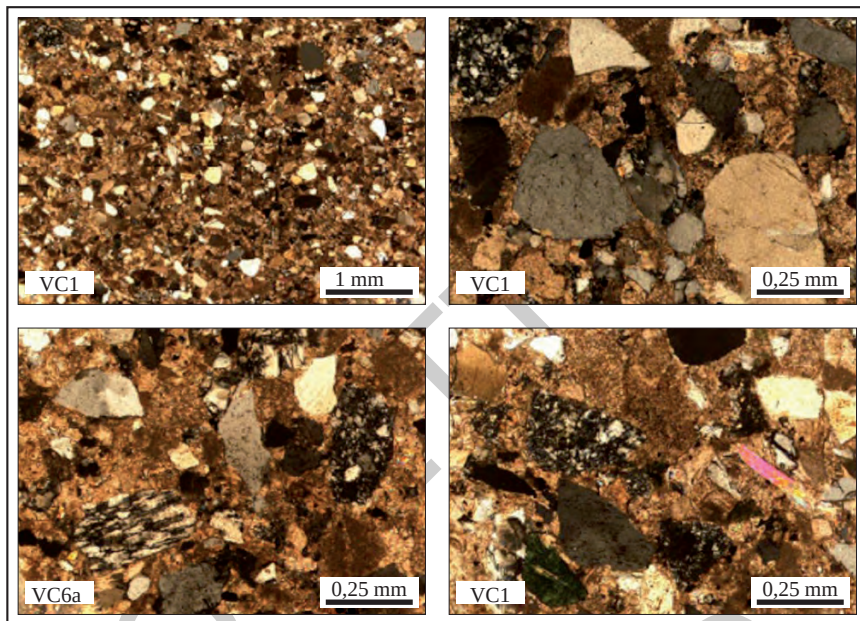


Fig. 31 - Microfotografie in sezione sottile delle areniti della Formazione a Colombacci.

morfe (gneiss, scisti a paragenesi quarzo+muscovite). I frammenti di rocce plutoniche e vulcaniche, così come plagioclasti e K-feldspati sono piuttosto rari. La frazione calciclastica è caratterizzata da frammenti di *mudstone*, *wackestone* e frammenti sparitici; i clasti evaporatici e i bioclasti sono nettamente subordinati.

Il componente interstiziale è rappresentato da cemento carbonatico (calcite spatica), mentre la matrice è meno abbondante.

2.4. - ARENITI DELLE ARGILLE AZZURRE

Per quanto riguarda le *Argille Azzurre* (**FAA**; Tab. 2), tutti i campioni della *Litofacies arenitico-conglomeratica* (**FAA_b**; campioni PS060/4, PS060/AA, PS060/BB, PS060/CC), quello della *Litofacies arenitico-pelitica* (**FAA_d**: campione PS100/7) e un campione del membro delle Arenarie di Borello (**FAA₂**: campione PS120/D) sono areniti a granulometria medio-grossolana, da moderatamente a poco classate. In alcuni campioni (es. PS060/CC) i clasti di origine scheletrica raggiungono svariati millimetri di lunghezza (5-6 mm). I clasti hanno sfericità molto variabile (da bassa ad alta) con forme da sub-angolose a sub-arrotondate.

La composizione principale (Fig.32) è costituita da abbondanti clasti di

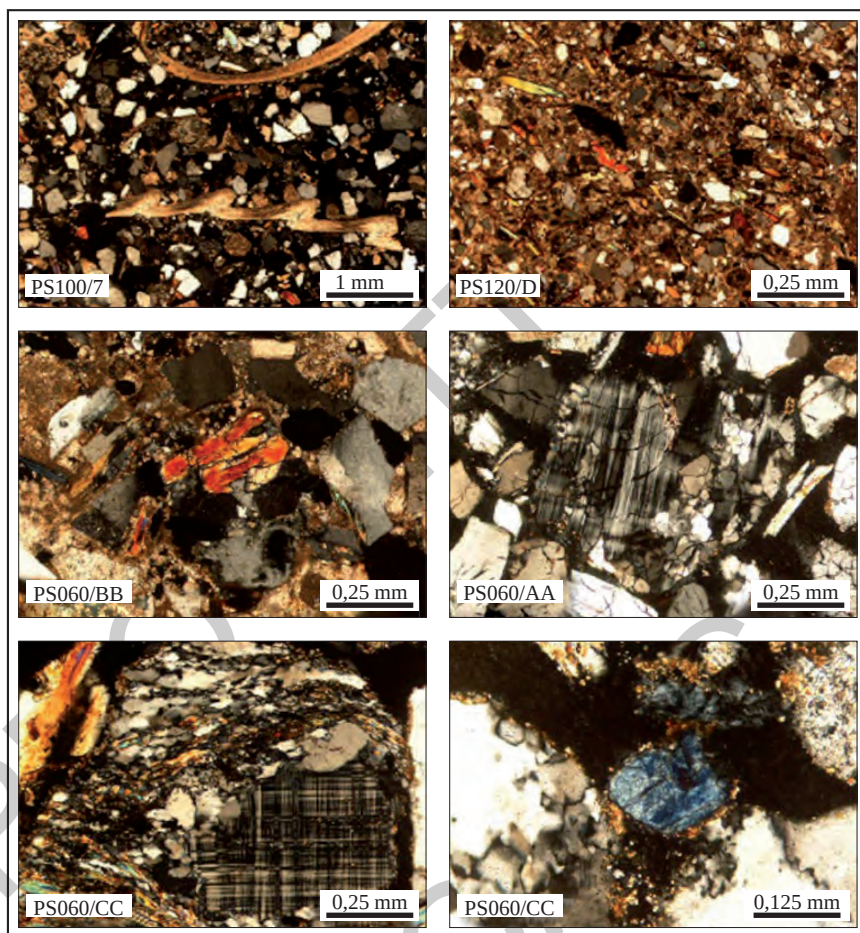


Fig. 32 - Microfotografie in sezione sottile delle Areniti delle Argille Azzurre.

quarzo, sia unitario che policristallino, e da frammenti di rocce metamorfiche (soprattutto quarziti e scisti). Alcuni cristalli di quarzo mostrano inclusioni di rutilo. Sono inoltre presenti frammenti di rocce carbonatiche (soprattutto spargiti e *mudstone*) e plutoniche, grani di origine scheletrica costituiti sia da individui interi (es. *foraminiferi*), con gusci micritizzati e camere riempite di cemento microspartitico, che da vari frammenti di macrofossili (*Brachiopodi*, Alghe Rosse, ecc.), fillosilicati (muscovite, biotite, clorite, rare glauconite), feldspati (sia plagioclasti, a volte zonati, che feldspati potassici). Altre fasi minerali e frammenti di rocce presenti in quantità molto scarse sono pirosseno, epidoto (zoisite e/o clinozoisite), minerali del gruppo del serpentino, anfiboli, probabili frammenti

evaporitici, minerali opachi ed ematite.

In alcuni campioni della *Litofacies arenitico-conglomeratica (FAAb)* sono stati osservati cristalli di quarzo con tessitura simplectitica (PS060/4 e PS060/CC) e frammenti spigolosi di vetro vulcanico (PS060/AA).

Il materiale interstiziale è osservabile solo in alcuni campioni in quanto la maggior parte di essi risultava incoerente ed è stato necessario un inglobamento in resina epossidica per la realizzazione delle relative sezioni sottili, con conseguente perdita delle caratteristiche tessiturali originarie. Nei pochi campioni coerenti il legante è sempre di natura carbonatica. Esso è costituito sia da matrice micritica che da cemento microspartito. In un campione (PS060/AA) è stato osservato un frammento di calcedonio.

Un campione (PS160/7; Fig. 33) del membro delle Arenarie di Borello (**FAA₂**) mostra caratteristiche tessiturali del tutto differenti dai campioni precedentemente descritti. Si tratta, infatti, di una arenite a grana fine, con dimensione media dei clasti di circa 200-250 µm (solo rari frammenti raggiungono il diametro di circa 400 µm), ben classata. I clasti hanno sfericità medio-alta con forme da sub-arrotondate ad arrotondate. Queste caratteristiche indicano un trasporto considerevole e senz'altro maggiore rispetto a quello delle altre litofacies grossolane più recenti che caratterizzano la parte alta delle Argille Azzurre. Ciò potrebbe testimoniare quindi per queste ultime una minore distanza dall'area di alimentazione.

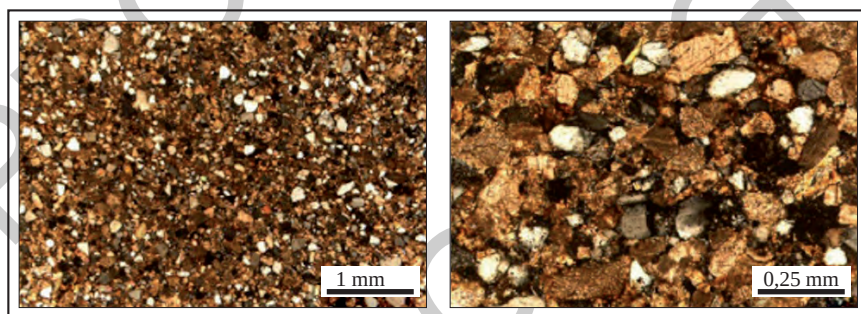


Fig. 33 - Microfotografie in sezione sottile del campione PS160/7 (membro delle Arenarie di Borello, **FAA₂**).

La composizione principale è costituita da clasti di quarzo, sia unitario che polie e microcristallino, e da frammenti di rocce carbonatiche. Rari sono i fillosilicati (rappresentati soprattutto da muscovite e glauconite), piccoli minerali accessori ad alto rilievo ed elevato colore di birifrangenza (probabilmente epidoti) e rarissimi frammenti di rocce metamorfiche (gneiss a paragenesi quarzo+muscovite).

Tale campione di arenite è prevalentemente clasto-sostenuto, quindi il materiale interstiziale è molto raro e rappresentato da matrice bruno-verdastra, non meglio risolvibile a microscopio polarizzatore.

VIII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - IDROGEOLOGIA

La successione stratigrafica affiorante nell'area del Foglio 268 "Pesaro" è idrologicamente poco favorevole; infatti le tipiche formazioni calcaree e calcareo-marnose che caratterizzano la Successione umbro-marchigiana (*Calcare massiccio*, *Maiolica*, *Scaglia bianca*, *Scaglia rossa*, ecc.) ed ospitanti gli acquiferi più importanti nell'entroterra marchigiano, non affiorano nell'area del foglio. L'unica unità carbonatica degna di rilievo è rappresentata dalla formazione del *Bisciario* che è caratterizzata, tuttavia, da una abbondante componente argillosa che determina la presenza di alcuni intervalli e interstrati pelitici. Altre intercalazioni calcaree di minore importanza si rinvencono nel Gruppo *Gessoso-Solfifera* (Calcare di base *Auct.*), nella *Scaglia Cinerea*, nello *Schlier* e nella *Formazione a Colombacci*.

Tale aspetto ha ricadute importanti sia sulle riserve idriche che sul regime fluviale, caratterizzato da un andamento irregolare delle portate idriche (regime torrentizio), in stretta correlazione con le precipitazioni più intense. Durante i mesi estivi la carenza di precipitazioni induce una forte riduzione delle portate idriche che, congiuntamente alla scarsa permeabilità dei terreni costituenti il substrato, delineano un'azione regolatrice piuttosto scarsa degli acquiferi sulle portate fluviali che accomuna tutto il bacino del Fiume Foglia (ca. 700 Km²).

Nel tratto terminale di questo corso d'acqua tale caratteristica è particolarmente accentuata a causa della quasi esclusiva presenza di un substrato sostanzialmente impermeabile.

In generale è possibile identificare, nell'area del foglio, la seguente idrostratigrafia:

- Depositi Continentali: di norma altamente permeabili, specialmente i depositi alluvionali terrazzati. Fanno eccezione i depositi eluvio-colluviali, quando granulometricamente fini e gli accumuli di frana con litologie argillose.
- Unità pelitiche, pelitico-arenitiche e arenitico-conglomeratiche del Miocene superiore e del Pliocene: sono piuttosto impermeabili, specialmente al prevalere di *litofacies* pelitiche; una certa permeabilità, per porosità, caratterizza gli intervalli più arenitici, soprattutto quelli con scarsa matrice e/o cemento e gli intervalli conglomeratici. Una certa permeabilità per fessurazione si riscontra anche nei calcari del Gruppo *Gessoso-Solfifera*.
- *Schlier*: impermeabile.
- *Bisciaro*: è possibile riscontrare una buona permeabilità per fessurazione.
- *Scaglia Cinerea*: sostanzialmente impermeabile.

Le unità carbonatiche, affioranti solo al nucleo della struttura anticlinale più interna, sono costituite da terreni calcarei permeabili per fratturazione (porosità secondaria) a cui si intercalano livelli marnosi; questi, nel complesso, definiscono acquiferi in rete. Per quanto riguarda le unità terrigene esse sono, di norma, poco permeabili quando in *facies* pelitica e/o marnosa; le *facies* sabbiose o più grossolane sono invece caratterizzate da media permeabilità, per porosità primaria.

Numerose sorgenti di piccole dimensioni sono ubicate nelle zone di affioramento delle unità arenitiche, in genere in presenza di variazioni litologiche entro la successione sedimentaria o in corrispondenza di lineamenti tettonici in aree di intensa fratturazione.

I depositi continentali di copertura ospitano acquiferi freatici d'importanza locale contenuti in corpi detritici ed eluvio-colluviali. Questi modesti acquiferi hanno un'importanza trascurabile come risorse e riserve idriche e solo in alcuni casi alimentano sorgenti di piccola entità tra l'altro stagionali ed effimere, mentre contribuiscono quasi sempre a peggiorare le condizioni di stabilità dei versanti.

Le falde freatiche più abbondanti si trovano principalmente nelle alluvioni terrazzate dei segmenti medi e bassi dei fiumi principali, a loro volta alimentanti lateralmente le importanti falde di subalveo presenti nei fondovalle, contenute nei riempimenti alluvionali del Pleistocene superiore e dell'Olocene. Le alluvioni terrazzate e di fondovalle ospitano sempre falde acquifere generalmente freatiche e di modesta entità nei tratti montani, mentre nei tratti medio-terminali dei fiumi principali l'ispessimento del materasso alluvionale (oltre 50m) ospita un'acquifero importante. In particolare le alluvioni del Fiume Foglia si sdoppiano, all'altezza dell'autostrada A14 verso mare, in una falda libera superficiale ed in una falda pro-

fonda in pressione a causa della presenza di intervalli limo-argillosi (acquiclide/acquitardo) che separano i terreni sabbiosi e ghiaiosi profondi da quelli limo-sabbiosi e ghiaiosi superficiali (acquiferi). I quantitativi d'acqua presenti sono significativi e sfruttati a scopi idropotabili mediante una serie di campi pozzi.

Le acque costituiscono una risorsa integrativa, nei periodi estivi maggiormente siccitosi, rispetto a quelle potabilizzate provenienti dal Fiume Metauro. Purtroppo lo sfruttamento di tali acque, soprattutto a scopi idropotabili, è limitata dalla loro scarsa qualità (classe 4 - pessima - ai sensi del D.lgs 152/99; Libro bianco sulle acque potabili, ARPAM) e dalla medio-elevata vulnerabilità che l'acquifero stesso mostra nei confronti degli inquinanti provenienti dalle attività antropiche. Le cause principali di tale vulnerabilità sono da ricercarsi nella bassa soggiacenza della falda freatica, nell'elevata permeabilità dei terreni granulari superficiali e nei continui scambi idrici tra falda e fiume. Il tratto terminale del Fiume Foglia presenta anch'esso acque con qualità pessima (Qualità Ambientale dei Fiumi Marchigiani, Ascoli Piceno - 17 ottobre 2004 - ARPAM).

Dal punto di vista idrochimico si tratta di acque a *facies* bicarbonato calcica con i seguenti valori tipici di alcuni parametri chimico-fisici: temperature comprese tra 12 e 14 °C, conducibilità elettrica compresa tra 1000 e 1300 S/cm, pH tra 7 e 8, cloruri tra 70 e 150 mg/l, nitrati tra 1 e 50 mg/l, solfati tra 90 e 200 mg/l. Tali *range* di valori subiscono, in particolari aree relativamente ristrette, bruschi cambiamenti a causa di apporti profondi di acque ricche in cloruri e solfati in forma ridotta, quasi sempre riconducibili alla presenza del substrato costituito dalle *Argille Azzurre* e/o da circuiti idrogeologici coinvolgenti le formazioni evaporitiche messiniane, che ne peggiorano la qualità (un discorso particolare va fatto per le sorgenti minerali e termali presenti a Carignano, si veda oltre). Alcune cause di tipo antropico che, ancor più della disponibilità, ne limitano l'utilizzo sono da ricercarsi in genere negli elevati quantitativi di nitrati legati all'attività agricola e nella presenza di metalli pesanti, organoalogenati, ecc. legata invece alle numerose attività artigianali ed industriali.

Nelle aree costiere l'acquifero è inoltre interessato da infiltrazione di acque marine. Questo fenomeno, intensificato dagli sfruttamenti idrici, determina un peggioramento nella qualità delle acque sotterranee soprattutto in termini di aumento oltre le soglie di legge del tenore in cloruri e solfati.

2. - FRANE E DISSESTI

Estensione e caratteristiche delle frane nell'area del Foglio 268 "Pesaro" sono molto variabili e solo uno studio tematico può identificarne le tipologie e l'eventuale grado di pericolosità in relazione agli insediamenti antropici e ai relativi manufatti. Nel territorio in esame, i fenomeni franosi interessano prevalentemente

i terreni pelitici e pelitico-arenitici del Miocene e del Pliocene. Le frane divengono meno frequenti in corrispondenza dei termini arenitico-pelitici e arenitico-conglomeratici del Pliocene. Moltissimi fenomeni franosi relativamente superficiali e di estensione generalmente modesta, s'impostano sui depositi colluviali o interessano il manto di alterazione superficiale, specie in corrispondenza delle unità pelitiche; il loro innesco è talvolta direttamente connesso all'attività antropica.

Le frane predominanti nel territorio del Foglio 268 "Pesaro" sono riconducibili, in accordo con lo schema classificativo di VARNES (1978), a scorrimenti sia rotazionali che traslativi che spesso evolvono in colate di terra o detrito (frane "complesse"). Il movimento spesso non produce disarticolazioni intense delle masse rocciose e l'assetto geologico dei materiali può essere solo lievemente modificato, risultando così ancora ben leggibili gli elementi stratigrafici e strutturali originari. In genere, infatti, anche in molte aree in frana è possibile sia eseguire osservazioni stratigrafiche anche di un certo dettaglio, sia seguire l'andamento degli strati e confini stratigrafici (anche se traslati e/o deformati dal movimento gravitativo). I movimenti antichi, sono rimodellati da processi di denudamento secondari (ruscellamento, solchi di erosione, frane minori "sovraimposte", ecc..) o presentano consistenti accumuli detritici che ne ricoprono il piede. Gli scorrimenti traslativi sono spesso controllati dalle superfici di stratificazione e caratterizzano i terreni con alternanze di areniti e peliti o quelli arenitici ben stratificati. Gli scorrimenti rotazionali e le frane complesse, tendono ad essere più abbondanti in corrispondenza dei terreni prevalentemente pelitici. In corrispondenza di questi ultimi compaiono, inoltre, numerosi fenomeni di colamento. Gli accumuli di frana sono rappresentati generalmente da depositi caotici di fango e/o detriti fortemente eterometrici; nel caso degli scorrimenti, è frequente osservare pacchi di strati roto-traslati, spesso solo debolmente deformati. Da associare ai movimenti di versante sono le diffuse trincee di frana, talvolta fresche, altre volte parzialmente o totalmente occultate da detrito. Queste sono abbondanti alle testate delle frane, ma si rinvencono anche in aree prive di frane, in zone, cioè, apparentemente stabili, dove indicando la forte trazione cui il pendio è sottoposto e la sua naturale tendenza a crollare. A tale riguardo, si osserva che tali situazioni, in certi casi costituiscono una evidenza di pericolosità, in quanto in contesti anche apparentemente stabili, ma con assetti geometrici particolari, possono preludere a movimenti repentini anche di grande entità.

3. - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

Sotto il profilo delle potenzialità estrattive (miniere e minerali utili) non si segnalano giacimenti degni di nota. In un passato ormai piuttosto lontano è stata attiva una certa attività estrattiva per il recupero dello zolfo e altri minerali utili dai terreni del Gruppo *Gessoso-Solfifera*.

Lo sfruttamento delle risorse riguarda attualmente soprattutto l'estrazione dei materiali in aree di cava. Le cave, di varie dimensioni, non sono molto diffuse nell'area del foglio e, prevalentemente sono state attive in passato. Si possono distinguere in due tipologie principali. La prima riguarda le cave di materiale sabbioso-ghiaioso-argilloso, che sfruttano i depositi delle unità di copertura continentale, spesso realizzate lungo i principali segmenti fluviali. La seconda interessa, invece, le unità formazionali del substrato, e sfrutta, in grande prevalenza, le areniti della *formazione di San Donato* o le peliti delle *Argille Azzurre*.

I materiali argillosi vengono utilizzati per la fabbricazione di laterizi.

Per quanto riguarda ulteriori e più specialistiche informazioni di carattere applicativo nell'ambito delle problematiche geologico-ambientali della Regione marchigiana si rimanda ad alcuni volumi tematici tra cui segnaliamo, in particolare AA.VV. (1990).

Nell'area sono presenti due località, Villagrande di Mombaroccio e Carignano, entrambe ai margini meridionali del foglio, note per lo sfruttamento di acque per l'imbottigliamento o a scopo termale, ubicate nei terreni messiniani (*Gessoso-Solfifera, formazione di San Donato, Formazione a Colombacci*). Le acque a *facies* idrochimica bicarbonato-calcica sfruttabili per l'imbottigliamento e presenti in entrambe le località, saranno prossimamente utilizzate a Carignano. In questa località sono inoltre note e sfruttate da tempo, nello stabilimento termale, diverse sorgenti con acque di varia natura: sulfuree, salso-bromo-iodiche, bicarbonato-alcalino-magnesiache. Attualmente viene utilizzata l'acqua della sorgente "Beatrice" (sulfurea salso-bromo-iodica).

PROGETTO
CARG

ABSTRACT

The geologic map at the scale 1:50.000, Sheet n. 268 “Pesaro”, is located in Central Italy, astride the boundary between the Emilia-Romagna and Marche Regions. Moreover about a quarter of the whole surface of the map represents the marine area pertaining to the Adriatic Sea.

Therefore the realization of the map has been carried out by means of either a detailed geological mapping of units (litostratigraphic or UBSU) outcropping in mainland and of an offshore marine survey, including geophysical profiling and seabed sampling.

The mainland portion of the Sheet “Pesaro” is mostly located in the foothill sector of the northern Umbria-Marche Apennines, a thrust-and-fold belt characterized by the marine Umbria-Marche-Romagna sedimentary Succession which records the evolution of the Adria Margin starting from the Triassic. Only the Oligo-Miocene portion of this succession, representing the outernmost outcropping carbonate units of the Apennine Chain, and Mio-Pliocene foredeep deposits crop out in the Sheet 268 “Pesaro”. Specifically the occurrence of Messinian evaporites is to be noted throughout the area.

The Triassic-Paleogene portion of the Umbria-Marche-Romagna Succession is mainly represented by carbonate rocks showing marked vertical and lateral facies variations which are related to the evolution of a continental passive margin (i.e. the Adria Margin) through the transition from a continental environment to a carbonate-evaporite platform, and later to a pelagic environment. The more recent

emipelagic succession (Schlier Fm), whose top is progressively younger (from Burdigalian to Messinian) towards the external areas, marks the beginning of the lithospheric flexuration of the foreland, so identifying the ramp which connects the latter to the foredeep. The siliciclastic turbidite deposits representing in the eastern area of the Sheet 268 "Pesaro" the end of the foredeep sedimentation in the northern Umbria-Marche Apennine Chain are Pliocene in age. These sediments are younger with respect to the Apennine foredeep deposits recognized in more western sectors of the Sheet 268 "Pesaro" and represented by the Marnoso-arenacea Formation (Burdigalian p.p.-Lower Tortonian). The eastward rejuvenation of foredeep sedimentation testifies the progressive migration towards the foreland of the chain-foredeep system related to the compressional deformation responsible for the building of the Apennines.

As regards the marine area the data collected by means of geophysical investigations and sampling, together with those provided by the Istituto di Scienze Marine di Bologna, allowed both the characterization of surface deposits (grain size, faunal content and environment) and arrangement of subsurface units. The marine portion of the Sheet 268 "Pesaro" is characterized by typical stratigraphic units related to the Highstand System Tract (HST) of the last sea-level rise.

The structural setting of the Sheet 268 "Pesaro" results from the compressional deformation responsible for the building of the Apennine Chain which affected the area starting from the Late Miocene. The main structures are represented by wide and complex NW-SE trending anticlines showing Miocene deposits at the core. These features are separated by wide regular and geometrically more simple synclines which are instead characterized by Pliocene terrigenous sediments.

The main anticlines result in the following main morphologic ridges, namely from the West:

- Mt. Colbordolo-Mondaino Ridge;
- Ginestreto Ridge;
- Gabicce-Pesaro Ridge.

A prominent morphologic feature is the active cliff between Gabicce and Pesaro characterized by escarpments formed by marine erosion causing an ongoing slope evolution. The erosive action of waves at the base of the slope induces landslides with characteristic regressional failures involving hazard for the Medieval villages of Fiorenzuola di Focara and Casteldimezzo. To the South, the area between Pesaro and Fano is characterized by an inactive cliff. In the Pesaro area the cliff continuity is interrupted by the Foglia River Plain. Beaches occur at present which are characterized by sandy or, to a lesser extent, pebbly deposits. Pebbly narrow beaches supplied by local erosion are also recognizable at the base of the active cliff North of Pesaro.

LEGEND GEOLOGICAL MAP

UBIQUITOUS QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

ELUVIO-COLLUVIAL DEPOSIT (**b₂**)

Mainly sandy-silty-clayey heterometric sediments with subordinate gravel lenses produced by prevailing slope-wash; maximum thickness up to over 10 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

LANDSLIDE DEPOSIT (**a₁**)

Highly heterometric, more or less chaotic accumulations produced by different types of landslides, both active (a_{1a}) and dormant (a_{1b}); sometimes with blocks preserving former bedding.

Age: HOLOCENE

SCREE DEPOSIT (**a**)

Loose debris usually forming accumulations of small extension and thickness, usually consisting of heterometric calcareous clast with variable amounts of sandy-silty matrix.

Age: UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

HIGHSTAND DEPOSITIONAL SYSTEM

Inner shelf pelitic progradational unit consisting of clays and silty-clays landward transitioning to beach sands and local cliff-toe deposits.

CLIFF-TOE DEPOSITS (**g15**)

Heterogeneous deposits related to coastal cliff erosion.

Age: HOLOCENE

SUBMERGED BEACH DEPOSITS (**g8**)

Fine, well-sorted sands containing faunal assemblages characterized by *Chamelea gallina*.

Age: HOLOCENE

SHELF-TRANSITION DEPOSITS, LITTORAL WEDGE (**g11**)

Medium to coarse silt deposits with interbeds of very fine sand with bioclasts.

Age: HOLOCENE

UPPER EMILIANO-ROMAGNOLO SYNTHEM (AES)

RAVENNA SUB-SYNTHEM (AES_g)

Heterometric alluvial deposits consisting of gravels, sands and clays with variable amounts of sandy-silty matrix, locally showing both direct and reverse grading. Maximum thickness less than 20 m.

Age: UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

MODENA UNIT (AES_{ga})

Surface recent deposits mostly occurring in the Romagna territory. This unit consists of alluvial, deltaic and littoral deposits. The grain size ranges from gravels to fine sands. Maximum thickness of a few meters.

Age: HOLOCENE (POST-ROMAN)

Alluvial deposits (AES_{gabn})

Active river-bed alluvium. Variable grain size ranging from gravels to clays.

Age: HOLOCENE

Deltaic deposits (AES_{8ag1})

Prevailing fine and medium gravels with sandy matrix that sometimes becomes predominant. These deposits form a lens-shaped body some hundred of meters wide and with maximum thickness of a few meters.

Age: HOLOCENE

Beach deposits (AES_{8ag2})

Deposits mostly consisting of well sorted very fine to coarse sand, rich in shell fragments, sometimes with flattened pebbles. Thickness sometimes exceeding 10 m.

Age: HOLOCENE

VILLA VERRUCCHIO SUB-SYNTHEM (AES₇)

Alluvial deposits represented by heterometric gravels consisting of rounded to sub-angular clasts, locally very flattened, associated with sandy matrix and interbedded sandy-silty levels and irregular lenses.

Age: UPPER PLEISTOCENE

*FIUME MUSONE SYNTHEM (MUS)**Alluvial deposits (MUS_b)*

Sediments of present stream-beds consisting of varying amounts of gravel, sand and silt.

Age: HOLOCENE

Terraced alluvial deposits (MUS_{bn})

Terrace alluvium top-surface between 2 and 15 meters above active channel. Prevailing gravel with lesser amounts of sand, silt and clay.

Clay, silt and sand associated with subordinate gravel.

Thickness from 2-3 m up to >15 m toward the coast.

Age: HOLOCENE

Beach deposits (MUS_{g2a})

Prevailing sand throughout the south-western sector; gravel supplied by an active cliff between Pesaro and Gabicce.

Age: HOLOCENE

Ancient coastal deposits (MUS_{g2b})

Sand, silt and subordinate gravel of the coastal plain deposited in different environments spanning from dunal to marshy and alluvial, not differentiable in mapping.

Age: HOLOCENE

MATELICA SYNTHEM (MT)*Terraced alluvial deposits (MT_{bn})*

Terrace alluvium top-surface between 20 and 35 meters above active channel.

Prevailing gravel with lesser amounts of sand, silt and clay.

Clay, silt and sand associated with subordinate gravel.

Maximum thickness from 15-30 m up to >45 m toward the coast.

Age: UPPER PLEISTOCENE P.P., -HOLOCENE P.P.

COLLE ULIVO SUPERSYNTHEM (AC)*Terraced alluvial deposits (AC_{bn})*

Gravel of sand, silt and clay in varying proportions. Terrace alluvium top-surface usually between 25 and 70 meters above active channel.

Maximum thickness 15-20 m in the lower Metauro valley.

Age: UPPERMOST MIDDLE PLEISTOCENE

URBISAGLIA SYNTHEM (URS)*Terraced alluvial deposits (URS_{bn})*

Terrace alluvium top-surface mostly between 80 and 150 meters above active channel. Prevailing gravel with lesser amounts of sand, silt and clay.

Clay, silt and sand associated with subordinate gravel.

Maximum thickness 25-30 m.

Age: MIDDLE PLEISTOCENE

MARINE SUCCESSION*Argille Azzurre (FAA)*

Blue-gray mudstones, sometimes with intercalations of grey-yellow, thin,

medium- to fine-grained sandstone beds; within the unit there are sandstone, sandy-conglomeratic, and sandy-mud bodies that are indicated as member and lithofacies. The depositional setting is an open sea characterized by turbiditic events.

Maximum thickness approximately 2.000 m.

Age: LOWER PLIOCENE

Sandstone-conglomeratic lithofacies (**FAA_b**)

Arenitic-Conglomeratic bodies, with carbonate and crystalline pebbles, passing laterally to sandy intervals. Thickness approximately 70 m.

Age: UPPER PLIOCENE P.P.

Arenitic-pelitic lithofacies (**FAA_d**)

Poorly cemented sandstones passing laterally into loose sands within which are intercalated pelites of varying thickness (ranging from 5 to 60 cm) with silty-sandy lenses. Thickness approximately 50 m.

Age: UPPER PLIOCENE P.P.

Member of the Arenarie di Borello (**FAA₂**)

Prevailing coarse to medium-fine grained sandstones, yellow-ocher colour, with secondary intercalations of gray-blue siltstones. Locally, lenticular pelitic levels up to decametric in thickness and not visible in outcrop and non-mappable levels of centimeter-thick, etherometyric, polygenic conglomerates have been observed.

The environment of sedimentation is referred to the platform.

Maximum thickness approximately 300 m.

Age: LOWER PLIOCENE P.P. - MIDDLE PLIOCENE P.P.

Pelitic-arenitic lithofacies (**FAA_{2a}**)

Clay and silty clay with arenitic and siltitic intercalations. Thickness approximately 250 m.

Formazione a Colombacci (**FCO**)

Sandstones and arenitic-pelitic alternations with intercalated thin pelitic levels and horizons of evaporitic limestones ("colombacci"). Sedimentation in a shallow-water environment, evolving cyclically into lagoon areas characterized by pelitic and sometimes evaporitic sedimentation. Thickness approximately 250 m.

Age: MESSINIAN P.P.

Arenitic lithofacies (**FCO_a**)

Arenitic horizons characterized by alternating layers of yellowish sandstone, with non homogeneous cementation. Subordinate interbedded pelitic and conglomeratic levels. Thickness approximately 250 m.

Age: *MESSINIAN P.P.*

Pelitic-arenitic lithofacies (**FCO_c**)

Alternate thin layers of turbidite sandstones, medium-fine grained, with intercalations of gray-black pelites. Thickness approximately 50 m.

Age: *MESSINIAN P.P.*

Formazione di San Donato (**FSD**)

Turbidite deposits characterized by sandstones alternating with gray-blue marls, muddy-marls, and silty marls. In the middle-lower part is intercalated a volcanoclastic horizon that ranges from 40-45 cm to 2 m in thickness. The depositional environment refers to an area of bacinal sedimentation northward continuation of the Bacino della Laga. Thickness approximately 250 m.

Age: *MESSINIAN P.P.*

Gessoso-solfifera (**GS**)

Silty and clayey marls (often foliated and frequently tar-rich), sandstones, silty limestones and dolomitic limestones, tripoli-marl and diatomaceous whitish levels and, locally, gypsum-arenites, gypsum-siltites and gypsum-plaster layers. Sedimentation environment refers to areas of shallow sea with a complex palaeotopography. Thickness 30m 500m.

Age: *MESSINIAN P.P.*

Tripoli e marne tripolacee (**TPE**)

Alternating thin layers of sand, silt, marls, silty marls and diatomaceous marls finely laminated white diatoms (tripoli s.s.) (internal areas). Thinly laminated marls and dark silty marls, passing upwards to clayey marl and bioturbated, gray tripoli marls with thin, finely laminated whitish diatomite and, in places, thin lenses of laminated, fine-grained sand and silt for (external areas). Environment sedimentation attributable to laterally diversified bacinal areas. Thickness ranging from 6 to 100 m.

Age: *MESSINIAN P.P.*

Formazione Marnoso-arenacea Marchigiana (**FAM**)

This formation is exposed only in the south-western part of the sheet and is represented only by the Membro di Urbino.

Membro di Urbino (**FAM** 2)

Alternation of sandstone and turbidite mudstones, in layers ranging from thin to thick and very thick. The sandstone, from fine- to coarse-grained, are often poorly cemented. In places, composite, lenticular, and channeled sandstone bodies are observed in the upper portion. The depositional environment refers to a bacinal area of a foredeep system. Thickness approximately 100m.

Age: TORTONIAN P.P.-MESSINIAN P.P.

Schlier (**SCH**)

Graysh marls and clayey marls with minor intercalations of marly limestone most common in the lower part. In the eastern sectors of the sheet, blackish pelitic intervals of decametric thickness are observed in upper part of the formation. Sedimentation environment refers to a foreland ramp located in the external part (Adriatic Margin). Thickness approximately 250-300m.

Age: UPPER BURDIGALIAN p.p.-LOWER MESSINIAN p.p.

Bisciaro (**BIS**)

Limestones, blackish siliceous limestones and whitish marly limestones, with nodules and lists of blackish flint in the lower part, which is intercalated with gray and greenish gray marls and frequent vulcanoclastic levels. Pelagic sedimentation-type environment. Thickness approximately 60-70m.

Age: AQUITANIAN P.P. - UPPER BURDIGALIAN P.P.

Scaglia cinerea (**SCC**)

Marls, clayey marls and gray-greenish calcareous marls with subordinate amounts of gray marly limestones. Pelagic sedimentation-type environment. Outcrop about 50 m thick.

Age: BARTONIAN P.P. - AQUITANIAN P.P.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1986b) - *Carta geologica delle Marche in scala 1:250.000*. L.A.C., Firenze.
- AA.VV. (1990) - *L'ambiente fisico delle Marche. Geologia, geomorfologia, idrogeologia*. S.EL.CA., Firenze.
- 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.
- 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., vol. 4, 471-475, Roma.
- 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.
- ARCALENI M., CASABIANCA D., DE DONATIS M., GALEAZZI M., MAZZOLI S. & TAMBURINI F. (1995) - *Schema geologico delle Dorsali di Montefiore Conca-Monte Colbordolo, di Ginestreto e di Gabicce-Pesaro (note illustrative)*. Studi Geologici camerti, 1995/1: 11-17, Camerino.
- ARDOVINI R. & COSSIGNANI T. (1999) - *Atlante delle conchiglie di profondità del Mediterraneo*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-112, Ancona.
- 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, Roma.
- 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.
- ASIOLI A. & PIVA A. (2007) - *Il ruolo dei foraminiferi nelle ricostruzioni paleoceanografiche e paleoclimatiche: esempi dal Mediterraneo Centrale (Adriatico) per il tardo Olocene attraverso un approccio multidisciplinare*. Atti del Convegno Interdisciplinare "La ricerca paleobotanica/paleopalinoologica in Italia: stato dell'arte e spunti di interesse" (Modena, 20-21/11/2003). Informatore Botanico, 38 (1): 14-24.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI P. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It. (1986), 35: 257-310, Roma.
- BALOGH K., DELLE ROSE M., GUERRERA F., RAVASZ-BARANYAI L. & VENERI F. (1993) - *New data concerning the inframiocenic "Bisciaro volcanoclastic event" (Umbro-Marche Apennines) and comparison with similar occurrences*. Giorn. Geol., 55 (2): 83-104, Bologna.
- 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. III & 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.
- BISCI C. & DRAMIS F. (1991) - *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.
- BLOTT S. J. & PYE K. (2001). *Gradstat: 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., DEIANA G. & DRAMIS F. (1983a) - *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.
- BONARELLI G. (1929) - *Interpretazione strutturale della regione feltresca*. Boll. Soc. Geol. It., **48**:314-316, 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 **2/2002** 29-43, Camerino.
- 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.
- 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. Geol., ser. 2, **40** (1): 21-72, Bologna.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Utet, Torino.
- 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., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale 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., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dell'Appennino Umbro-Marchigiano alla costa adriatica*. Profilo CROP O3 Punta Ala-Gabicce. Studi Geol. Camerti, vol. spec.: 295-314.
- CALAMITA F., COLTORI 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.
- 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.

- CALDERONI G., NESCI O. & SAVELLI D. (1991b) - *Terrace fluvial deposits from the middle basin of Cesano River (northern Marche Apennines): reconnaissance study and radiometric constraints on their age*. Geogr. Fis. Din. Quat., **14**: 201-207, Torino.
- CAMPBELL L. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, Oxford (UK) **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, Washington, DC.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., 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.
- CAPUANO N. & D'ANTONIO G. (1992) - *Studio sedimentologico-composizionale della successione tardo-miocenica della dorsale costiera Gabicce-Pesaro*. Giornale di Geologia, **54/1**: 107-123, Bologna.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1881) - *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*, pp. 62, Servizio Geologico d'Italia, 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. 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., 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.
- 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., TRINCARDI F., LANGONE L., ASIOLI A. & PUIG P. (2004). *Clinof ormation generation on Mediterranean Margins*. Oceanography, **17/4**: 104-117.
- CENTAMORE E., JACOBACCI A., Malferrari N., Martelli G. & Pieruccini U. (1972) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 290 "Cagli", scala 1:50.000*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- 291 "Pergola" alla scala 1:50.000. Serv. Geol. d'It., Roma.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., DRAMIS E., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTINELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1980) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia - F. 301 "Fabriano" alla scala 1:50.000*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- CENTAMORE E., COLTORTI M., CANTALAMESSA G., DRAMIS F., D'ANGELO S., DI LORITO L., SACCHI L. & SPASATO A (1982) - *Aspetti geomorfologici e neotettonici del F. 133-134 "Ascoli Piceno-Giulianova". Contr. Concl. Carta Neotett. d'It. (II)*. CNR, P.F. "Geodinamica", S.P. "Neotettonica", Roma.
- 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., 1991: 125-131, Camerino.
- CHIESA S., COLTORTI M., CREMASCHI M., FERRARIS M., FLORIS B. & PROSPERI L. (1990) - *Loess sedimentation and quaternary deposits in the Marche province*. In: Cremaschi M. Ed. "The loess in Northern and Central Italy: a Loess Basin between the Alps and the Mediterranean Region". Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **1**: 103-130.

- CIPOLLARI P., COSENTINO D., GUERRERA F., LAURENZI M.A., RENZULLI A. & TRAMONTANA M. (1998) - *Biostratigraphical correlation and geochronology of volcanoclastic horizons across the Tortonian/Messinian boundary in the Apennine foreland basin system*. *Annales Tectonicae*, **XII**: 113-132.
- 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.
- COCCIONI R., MARANDI N., PERUGINI M. & TATEO F. (1992a) - *Stratigraphy, mineralogy and geochemistry of the "Livello Raffaello" (Early Miocene) in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: I.U.G.S.-S.O.G. Miocene Columbus Proj., Portonovo (Ancona, Italy, nov. 1992): 57-61, Ancona.
- COCCIONI R., CAPUANO N., D'ANTONIO G., DI LEO C., GALEOTTI S. & PERUGINI M. (1992b) - *Litho- and Biostratigraphy of the Casteldimezzo, S. Marina, and La Sardella Sections across the Tortonian-Messinian boundary (Northeastern Apennines, Italy)*. In: I.U.G.S.-S.O.G. Miocene Columbus Proj., Portonovo (Ancona, Italy, nov. 1992): Abstracts, Ancona.
- COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pleistocene Anconetano*. *Geol. Romana*, **18**: 71-92, Roma.
- COLANTONI P., DE ANGELIS S., GUERRERA F., MENCUCCI D., PRINCIPI M., SAVELLI D. & TRAMONTANA M. (2003) - *Sheet 268 "Pesaro": geological mapping and GIS application*. 4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information System, Bologna, June 17-20, Session 1-Poster, 58, Bologna.
- COLANTONI P., MENCUCCI D. & NESCI O. (2004) - *Coastal processes and cliff recession between Gabicce and Pesaro (northern Adriatic Sea): a case history*. *Geomorphology*, **62**: 257-268.
- COLTORTI M. (1979) - *Reperti litici del Paleolitico inferiore come contributo alla datazione delle alluvioni terrazzate del F. Esino (Ancona)*. *Studi Geol. Camerti*, **4**: 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. & NANNI T. (1987) - *La bassa valle del fiume Esino: geomorfologia, idrogeologia e neotettonica*. *Boll. Soc. Geol. It.* (1986), **106**: 35-51, Roma.
- COLTORTI M. (1997) - *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy*. *Catena*, **30**: 311-335.
- CORREGGIARI A., CATTANEO A. & TRINCARDI F. (2005) - *Depositional patterns in the Late-Holocene Po delta system*. In: Bhattacharya, J.P., Giosan, L. (Eds.), *River Deltas: Concepts Models and Examples*, SEPM Special Publication, **83**: 365-392.
- 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*, Washington (USA) **18**: 559-574.
- CRESCENTI U. (1972) - *Sulla deviazione dei fiumi marchigiani*. *Geol. Appl. Idrogeol.*, **7**: 45-55.
- DE GASPERI G.B. (1922) *La carta geologica della Repubblica di San Marino*. In: G.B. De Gasperi (Ed.) *"Scritti vari di Geografia e Geologia"*, 67-89, Ed. Firenze.
- 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., RAVASZ-BARANYAI L. & SERRANO F. (1994a) - *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.

- DELLE ROSE M., GUERRERA F., RENZULLI A. & SERRANO F. (1994b) - *Stratigraphic and volcanoclastic events in the Vicchio Marls Auct. (Cervarola Tectonic Unit) along the Monte Fatucchio section (northern Apennines, Italy)*. *Giorn. Geol.*, **56** (1): 97-114, Bologna.
- DE STIGTER H. C., JORISSEN F. J. & VAN DER ZWAAN G. J. (1998) - *Bathymetric distribution and micro-habitat 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.
- DI BUCCI D. & MAZZOLI S. (2002) - *Active tectonics of the Northern Apennines and Adria geodynamics: new data and discussion*. *Journ. Geodyn.*, **34**: 687-707, Amsterdam.
- DI BUCCI D., MAZZOLI S., NESCI O., 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. Geodynamics*, **36**: 213-238, Amsterdam.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. *Geologica Ultraiectina*, **35**: 168 pp., Utrecht.
- DE GASPERI G.B. (1922) - *La carta geologica della Repubblica di San Marino*. In: G.B. De Gasperi (Ed.) "Scritti vari di Geografia e Geologia", 67-89, Ed. Firenze.
- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. *Jour. Sedim. Petrology*, Tulsa (USA) **40**: 695-707.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizionali modal*. *Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense"*, **28**, 3/4: 55-101.
- DONNICI, S. & SERANDREI-BARBERO, R. (2002) - *The benthic foraminiferal communities of the North Adriatic continental shelf*. *Marine Micropaleontology* **44**: 93-123.
- D'ONOFRIO, S. (1969). *Ricerche sui foraminiferi nei fondali antistanti il delta del Po*. *G. Geol. Ser. 2*, **36**: 189-310.
- 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.
- DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio neòlla genesi del rilievo appenninico*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1992/1, 9-16, Camerino.
- DUBBINI A., GUERRERA F. & SANDRONI P. (1992) - *Nuovi dati sullo Schlier dell'Appennino umbromarchigiano*. *Giorn. Geol.*, **53** (2) (1991): 115-130, Bologna.
- DUFAURE J.J., BUSSOYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères géomorphologiques de néotectonique verticale dans l'Apennin Central Adriatique*. *Bulletin AFEQ*, **3**: 151-160, Paris.
- 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., 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., FORTI P., NESCI O. & SAVELLI D. (2003) - *La risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali nella pianura padana e veneto-friulana, nelle pianure minori e sulle coste nord e centro-adriatiche*. In: Biancotti A. & Motta M. "Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali". Glauco Brigati Ed.: 225-259, Genova.
- 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, It. Journ. Quat. Sc.*, **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.
- FOLK (1974) - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill. Publ. Co.: 1-182, Austin, Texas.

- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleontology, New York (USA) **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, New York (USA) **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.
- GARCÍA-GARCÍA A., ORANGE D.L., MISEROCCHI S., CORREGGIARI A., LANGONE L., LORENSON T., TRINCARDI F. & NITTRouer C. (2007) - in MILLIGAN T. & CAITANO 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. (1966) - *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il Flysch di Monghidoro*. Miner. Petrogr. Acta, Bologna **12**: 69-97.
- 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.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Morfogenesi fluviale e attività antropica nelle Marche centro meridionali*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**: 204-217, Torino.
- 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.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1995) - *A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale*. SEPM Spec. Publ., **54**: 95-126.
- 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. (1983) - *Sedimentazione ritmica e processi vulcano-tettonici nelle successioni "tripolacee" neogeniche dell'Appennino*. Rend.Soc.Geol.It., **5**: 99-104.
- GUERRERA F. (1984) - *Le successioni "tripolacee" neogeniche dell'Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 217-219, 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. & VENERI F. (1989a) - *Evidenze di attività vulcanica nei sedimenti neogenici e pleistocenici dell'Appennino: stato delle conoscenze*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 121-160, Roma.
- GUERRERA F. & VENERI F. (1989b) - *Neogene and Pleistocene volcanoclastites of the Apennines (Italy)*. Geologie en Mijnbouw, **68**: 381-390, Utrecht.

- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 283-314, Cambridge.
- INGERSOLL R.V., BULLARD T.F., FORD R.L., GRIMM J.P., PICKLE J.D. & SARES S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point-counting method*. Jour. Sedim. Petrology, Tulsa (USA) **54**, 103-116.
- 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. & MENICCHETTI 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. 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 Farinacci Ed. *Proceed II Plank. Conf. Rome*, Ed. Tecnoscienze (2): 738-785, Roma.
- MAYER L., MENICCHETTI 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.
- MAZZOLI S. (1994) - *Early deformation features in synorogenic Messinian sediments of the northern Marche Apennines (Italy)*. *Annales 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. Geodyn. Amsterdam* **32** (3), 373-393.
- MENICCHETTI 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, Amsterdam.
- MURRAY J. W. (2006) - *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, 426 pp.
- 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.

- NANNI T. & VIVALDA P. (1987) - *Influenza della tettonica trasversale sulla morfogenesi delle pianure alluvionali marchigiane*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**: 180-192, Torino.
- NEGRI A., GIUNTA S., HILGEN F.S., KRUSGAMAN 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.
- NELLI B. (1907) *Il Miocene del monte Titanonella repubblica di san marino* Boll. Soc. Geol. It., **36**: 239-322, Roma.
- 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) - *Valley terraces in the North Marche Apennines (Central Italy): Cyclic deposition and erosion*. Giorn. Geol., Ser. 3, **52** (1/2): 189-195, Bologna.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1991) - *Lineamenti geomorfologici del terrazzo fluviale del «3° ordine» del Bacino del Metauro (Marche settentrionali)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **14**: 141-148, Torino.
- NESCI O., SAVELLI D. & MENGARELLI D. (1990) - *I terrazzi vallivi del 1° ordine nei bacini dei Fiumi Metauro e Foglia (Appennino marchigiano)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **13**: 63-73, Torino.
- NESCI O., SAVELLI D. & TROIANI F. (2008) - *Evoluzione tardo-quaternaria dell'area di foce del Fiume Metauro (Marche settentrionali)*. Atti Conv. Naz. "Coste: Programmare, Prevenire, Pianificare", Maratea, 15-17 maggio 2008, Collana dell'Autorità di Bacino della Basilicata 9, 443-451, Maratea.
- NESCI O., SAVELLI D. & TROIANI F. (2009) - *Late Quaternary alluvial fans in the Northern Marche apennines: implications of climate change*. Il Quaternario, Roma.
- 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, Roma.
- NESCI O., SAVELLI D., CALDERONI G., ELMI C. & VENERI F. (1995) - *Le antiche piane di fondovalle nell'Appennino Nord-Marchigiano*. In: Castiglioni G. B. & Federici P. R. (Eds.), *Assetto Fisico e Problemi Ambientali delle Pianure Italiane*. Mem. Soc. Geogr. It., **53**: 293-312, Roma.
- NESCI O., SAVELLI D., TRAMONTANA M., VENERI F., DE DONATI 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, Bologna.
- PALINKAS C. M. & NITTROUER C. A. (2006) - *Cliniform sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea*. Marine Geology, **234**: 245-260.
- 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 P. (1925a) - *I terreni terziari dell'alta Valle della Marecchia*. Boll. Soc. Geol. It., **44**: 77-90, Roma.
- PRINCIPI P. (1925b) - *I terreni miocenici della regione Urbinate*. Boll. Soc. Geol. It., **44**: 28-32, Roma.
- PRINCIPI P. (1939) - *Note Illustrative della Carta geologica alla scala 1:100000. Fogli di Città di Castello e Mercato Saraceno*, pp. 42, Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma.
- 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. (1937) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia, Fogli Pesaro e Senigallia*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- SAVELLI & WEZEL. (1979) - *Schema Geologico del Messiniano del pesarese*. Boll. Soc. Geol. It., **97/1978**: 165-188, Roma.
- 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. Geol., Ser. 3a, **56**: 27-42, Bologna.
- SCACCINI & PICCINETTI (1967) - *Il fondo del mare da Cattolica a Falconara*. CNR - Programma di ricerca sulle risorse marine e del fondo marino. Serie C, n. 1, pp. 98.
- 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. (1950) - *I caratteri geologici della regione Marchigiana*. Giorn. Geol., s. 2°, **21** (1949): 99-125, Bologna.
- SELLI R. (1951) - *I caratteri geologici della Regione Marchigiana*. Giorn. Geol., s. 2°, **21** (1949): 99-125, Bologna.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., ser.2, **24**: 1-268, Bologna.
- SEN GUPTA B.K. (Ed) (1999) - *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 371 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1966) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 117 "Jesi" (II ediz.)*. Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1: 50.000, Guida al Rilevamento. Quaderni serie III, n. 1*, pp. 203. Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994) - *Carta Geomorfologica d'Italia - 1: 50.000, Guida al Rilevamento. Quaderni serie III, n. 4*, pp.42. Ist. Poligrafico-Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1995a) - *Carta Geologica d'Italia - 1: 50.000, Guida all'Informatizzazione. Quaderni serie III, n. 3*, pp. 130. Istituto 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*, pp. 97. 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, pp. 142. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, (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)**.
- 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.
- TRABUCCO G. (1906) - *Fossili, stratigrafia ed età dei terreni della Repubblica di San Marino*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Ver., **16** Pisa
- TRAMONTANA M., RAFFAELLI G., SAVELLI D., MATTIOLI M. & FERRI L. (2005) - *Sedimentary petrography of upper Messinian sandstones in the coastal area of Northern Marche (Italy)*. Boll. Soc. Geol. d'It., Vol. Spec. n. **4**: 87-93, 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 Semiencclosed Basin*. Geo-Marine Letters, **14**: 41-51.
- VALLONI R. & MEZZADRI G. (1984) - *Compositional suites of terrigenous deep-sea sands of the present continental margins*. Sedimentology, Oxford (UK) **31**, 353-364. .
- 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. & VALENSISE 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 movements: types and processes*. In: R.L. Schuster & R.J. Kriezsek (Eds.) "Landslide Analysis and Control". Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Spec. Rep., **176**: 11-13, Washington D.C.
- 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. Geol., **16**, ser. 2: 5-75, Bologna.
- WEGMANN K.W. & PAZZAGLIA F.J. (2009) - *Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Apennines, Italy: Climatic, lithologic, and tectonic controls on terrace genesis in an active orogen*. Quaternary Science Reviews, **28**: 137-165.
- WENTWORTH C.K. (1922) - *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. Journal of Geology, **30**: 377-392.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sedim. Petrology, **50**: 21-29.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG