

**PANORAMICA SULLA SEDIMENTAZIONE SILICO-CLASTICA IN FACIES UMBRA
E SUI SUOI RAPPORTI CON LE UNITA' AD AFFINITA' TOSкана**

RIASSUNTO

Gli A.A. anticipano in questa sede le conclusioni di un loro lavoro (quasi pronto per la stampa e basato sulla revisione di tutte le campionature in loro possesso) poichè rappresentano un quadro aggiornato della biostratigrafia delle unità silico-clastiche mioceniche affioranti nel tratto di regione fra la Val di Chiana ed i rilievi ad E di Gubbio (fig.1). Le unità litostratigrafiche -al momento informali- individuate in questa area, sono riferite a quattro tipi di successione: ad affinità toscana, etrusca, centro-umbra, eugubina; la correlazione fra le ultime tre (= ombre s.l.) è indicata in fig. 2. E' interessante osservare, oltre al progressivo migrare verso E e/o NE delle litofacies nel tempo, come il 1° Olistostroma nella successione centro-umbra ed il *megabed* Contessa nella successione eugubina siano praticamente coevi e come le due successioni si siano sedimentate in settori di bacino indipendenti.

ABSTRACT

The A.A. forward the conclusions of a work, almost ready to be printed, since represent a biostratigraphical "panorama" of the silico-clastic miocenic units outcropping in the geological complex region between the river Chiana and the ridge east of Gubbio. These units are ascribed to the following type-sequences: tuscan-like (=ad affinità toscana); intermedium (= "intermedia"); central- umbrian (=centro-umbra); eastern umbrian (=eugubina); the correlation among the last three (umbrian in a broad meaning) are indicated in fig.2. It is interesting to point out, beside the progressive lithofacies northeastwards or eastwards migration, that the 1st Olistostroma - in the central umbrian sequence, and the megabed Contessa, in the eugubina sequence-, have been emplaced in the same moment and that the two sequences sedimented or in different basins or in two non communicating parts of the same large basin.

PAROLE CHIAVE: Miocene, Biostratigrafia torbiditi, Umbria.

KEY WORDS: Miocene, Turbidites biostratigraphy, Umbria

1. PREMESSA

In occasione della pubblicazione degli studi preliminari alla fase di acquisizione dati -da utilizzarsi come base nelle ulteriori fasi di sviluppo del CROP 03

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Perugia

(**) Collaboratore esterno

- riteniamo opportuno anticipare e riassumere le conclusioni di un lavoro già preparato per la stampa (DAMIANI & TUSCANO, in prep.) dato che rappresentano il panorama delle più recenti conoscenze - soprattutto biostratigrafiche- sulla sedimentazione miocenica silico-clastica affiorante (fig. 1) fra l'allineamento Valle di Chiana - Valle del F. Paglia (ad W) ed i rilievi di Gubbio, (ad E). Nel corso degli ultimi anni, infatti, abbiamo proceduto alla revisione delle analisi delle campionature in nostro possesso e, quando se ne è presentata la necessità, ne abbiamo effettuato di nuove a fini integrativi. In tal maniera, abbiamo rianalizzato e/o analizzato una notevole quantità di materiale in modo unitario (T.F.), in un lasso di tempo relativamente breve. In detto lavoro abbiamo fatto riferimento ad uno "strumento biozonale locale", elaborato sulla base delle biozonazioni di BLOW (1969) e di IACCARINO (1985) in cui le biozone -indicate numericamente per la loro immediatezza, ma senza il prefisso "N" caratterizzante quelle di BLOW- per l'intervallo considerato praticamente coincidono con quelle di detti A.A., pur se talora, per situazioni locali, abbiamo dovuto utilizzare differenti marker; abbiamo, inoltre, distinto nella biozona 9 una porzione inferiore (vi coesistono preorboline ed orboline) ed una superiore (scompaiono le preorboline), anche perchè nelle aree considerate, al loro limite, si verificano importanti eventi.

2. STUDI RECENTI EFFETTUATI NELL'AREA CONSIDERATA

Nel tratto di regione considerato (fig. 1) -che ricade per una sottile fascia meridiana nella Toscana orientale e per la maggior parte nell'intera Umbria- già anni fa DAMIANI *et al.* (1983), nell'ambito della sedimentazione silico-clastica miocenica, avevano distinto, procedendo da W verso E, i seguenti tipi di successioni:

- ad affinità toscana;
- etrusca, affiorante in destra del F. Tevere;
- centro- umbra, affiorante fra il F. Tevere e la Piana di Gubbio;
- eugubina, affiorante ad E della Piana di Gubbio.

Per la biostratigrafia, oltre a quanto emerso dalle campionature effettuate, detti A.A. avevano utilizzato anche le indicazioni di BOSCHERINI *et al.* (1982), per la successione ad affinità toscana, e di BARNABA (1959), per la successione eugubina.

In un lavoro di poco precedente, ma uscito suc-

cessivamente, DAMIANI & PANNUZI (1985) avevano messo in evidenza che: a) la successione ad affinità toscana era costituita da una ordinata sedimentazione di tre unità riferibili all'"Insieme varicolore" e di una quarta riferibile alle Arenarie del Trasimeno; b) la successione centro-umbra presentava due olistostromi dei quali il maggiore (S. Faustino- Lame- Castiglione), messo in posto in corrispondenza del passaggio Langhiano Serravalliano, si sviluppava longitudinalmente per circa 40 chilometri e separava due diversi tipi di sedimentazione silico- clastica: unità del M. delle Portole in basso; unità di M. Urbino in alto, alla cui sommità si ha il II olistostroma; c) la successione "eugubina" non presenta detti olistostromi, ma -come già segnalato- è caratterizzata dal *megabed* Contessa.

A proposito dell'insieme varicolore affiorante a nord del Lago Trasimeno DAMIANI *et al.* (1989) forniscono numerose precisazioni biozonali e, soprattutto, paleoambientali: l'unità calcarea alla sua base è riferibile alle biozone P6 e P9 (Eocene inf. medio p.p.); l'unità mediana calcareo- marnosa è riferibile alla biozona P10- P 12 (Eocene medio p. p.); l'unità superiore argillocistosa (*sensu* BLATT *et al.*, 1972; FOLK, 1974) è riferibile alle biozone P13 - P21(Eocene superiore - Oligocene sup. p.p.).

Fra i più recenti lavori che riguardano le zone considerate, ricordiamo quelli di DAMIANI & MENCARELLI (1991) e di DAMIANI *et al.* (in stampa), relativi ad aree a S del Lago Trasimeno fra il F. Tevere e la dorsale del M. Peglia; di DAMIANI & PANNUZI (1987), relativo alla olistopacca serravalliana, affiorante in sinistra Tevere -a E di Umbertide- in giacitura rovesciata sul I Olistostroma; di CHIOCCHINI *et al.* (1988) relativo all'alta Valle Tiberina, importante per la conferma di alcune caratteristiche petrografiche già messe in luce, ma qui analizzate e documentate specificatamente.

Un quinto tipo di successione viene segnalato da DAMIANI (cfr. questo volume) che, al momento, viene denominata "intermedia" non solo per l'attuale posizione geografica fra la successione ad affinità toscana e la successione etrusca, ma paleogeologicamente -per i suoi caratteri litologici, cronologici, batimetrici, etc. Infatti, ad una unità costituita essenzialmente da marne di colore verde e rosso, selcifere, con intercalazioni sia di argilliti che di arenarie, segue una associazione arenaceo -pelitica con arenarie affini, ma più distali, di quelle toscane, di spessore complessivo assai ridotto, iniziata a sedimentarsi con l'inizio del Miocene.

3. SEDIMENTAZIONE MIOCENICA "UMBRA s.l."

In base sia alla revisione di tutto il materiale raccolto nel corso degli ultimi anni, sia alle analisi delle nuove campionature forniamo un quadro biostratigrafico della sedimentazione miocenica in facies umbra s.l. (fig. 2) confermando che risulta differenziata in tre tipi di successioni, dalla simile evoluzione di litofacies, ma progressivamente più recente verso E e/o NE.

3.1 SUCCESSIONE ETRUSCA

Le unità riferibili a questo tipo di successione, caratterizzate da potenze particolarmente ridotte (DAMIANI & MENCARELLI, 1991; DAMIANI, in stampa), affiorano lungo una stretta fascia meridiana che si sviluppa dalle zone di S. Maria Tiberina fino alle gole fra Todi e Corbara (fig.1), fra il F. Tevere ed i Massicci Perugini-dorsale del M. Peglia.

3.1.1 - Marne con selce nera (Aquitaniaco- Burdigaliano p.p.).

Si tratta di marne, variamente calcaree e con intercalazioni a più elevata frazione argillosa, che si presentano a silicizzazione diffusa e, talora, con liste di selce nera. Le potenze piuttosto esigue, prevalentemente comprese fra i 10 ed i 20 m (DAMIANI *et al.*, in stampa), non sono molto dissimili da quelle segnalate in destra Tevere in letteratura (3- 4 m a Palazzetta (a NE di M. Penna; NOCCHI,1961); 7-8 m a M. Malbe (BONARELLI, 1967; SIGNORINI & ALIMENTI,1968); 20 m a M. Torrazzo (MINELLI *et al.*, 1988); 30 m a M. Acuto (BOSCHERINI *et al.*, 1982). Questo livello marnoso a luoghi è tanto mal individuabile e tantomeno cartografabile, che -a ragione- numerosi A.A. lo hanno qui considerato solo come un partimento fra la Scaglia Cinerea e le soprastanti peliti (3.1.2).

Dal punto di vista biostratigrafico, le marne delle zone meridionali appaiono interamente comprese fra la biozona 4 e la base della 6, mentre, nelle zone settentrionali, l'ultimo livello di selce nera non è più antico della biozona 5.

Per il momento non riteniamo opportuno assimilare queste marne alla Formazione del Bisciario umbro-marchigiana, per le diversità litologiche, biostratigrafiche e di spessore (nell'Urbinate la sommità di detta formazione raggiunge anche la biozona 8: GUERRERA, 1979; COCCIONI *et al.*, 1988).

3.1.2. Peliti (Burdigaliano p.p.).

All'intorno dei Massicci Perugini queste peliti si identificano con la formazione Marnosa umbra istituita da NOCCHI (1961) relativamente alla quale, già inizialmente, vi sono state segnalate numerose anomalie biostratigrafiche specie nella porzione basale.

Anche nelle zone a S del L. Trasimeno, sono state recentemente messe in evidenza pressochè analoghe anomalie biostratigrafiche, ma anche notevolissime variazioni di litologia e di spessore, a seconda che ci si trovi ad E o ad W dell'allineamento meridiano Mercatello- S. Venanzo- Poggio Campione: ad E di questo allineamento (fig. 3) si depositano le Peliti del Molinaccio (250 m) in cui già si osservano livelli di siltiti finissime (DAMIANI & MENCARELLI,1991; DAMIANI *et al.*, in stampa); ad W, si sedimentano le sottili (0-20 m) Lutiti di Cerquanova che, quando assenti, fanno sì che le Torbiditi di Podere Nibbio (3.1.3) appoggino direttamente sulle Marne con selce nera (3.1.1). I suddetti A.A. ritengono che queste differenziazioni -così come quelle successive (3.1.3)- siano imputabili ad una dislocazione in atto che stava determinando un al-



Fig. 1- Ubicazione dell'area considerata e delle principali località citate nel testo. Con il puntinato sono indicate le principali dorsali.

to strutturale asimmetrico, con scarpata acclive verso E dal dislivello complessivo di oltre 400 m (fig.3); le Lutiti di Cerquanova rappresenterebbero la sedimentazione ridotta in corrispondenza dell'alto strutturale, mentre le Peliti del Molinaccio, quella in corrispondenza del basso strutturale.

Per quanto riguarda la biostratigrafia di queste peliti riteniamo, sulla base di quanto osservato, che:

- a- La formazione Marnosa umbra presenti:
 - una base non isocrona a causa di una stratificazione tipo *onlap* su una superficie di erosione, circostanza che giustificherebbe sia la variabilità delle potenze, sia la non documentabilità delle biozone 5 e 6;
 - una porzione superiore riferibile alla porzione sommitale della biozona 7;
- b- le Peliti del Molinaccio si estendano dalla bio-

zona 6 alla biozona 7 (mediana ?), ma non sappiamo -data la variabilità delle potenze- se il loro letto sia isocrono poichè, anche in questo caso, non siamo stati in grado di documentare nè in questa unità nè in quella sottostante l'esistenza della biozona 5. Nutriamo dubbi, pertanto, che la successione possa essere continua, ma non abbiamo nemmeno modo di escludere che, a causa di una sedimentazione tipo *onlap*, quanto depositatosi durante la biozona 5 -se non estremamente condensato- possa essere presente nelle zone più profonde del bacino.

c- le Lutiti di Cerquanova dovrebbero essersi iniziate a sedimentare fra la biozona 5 e la 6 ed estendersi verticalmente per lo meno fino alla porzione inferiore della biozona 7, risultando, in tal modo assai condensate.

Complessivamente questa sedimentazione pelitica, pur con i dubbi circa l'isocronia della sua base, la sua possibile condensazione e la sua continuità (hiatus nell'intervallo N 5 - N 6 p.p. ?), dovrebbe essersi verificata nel Burdigaliano alto.

Le Peliti del Molinaccio, sembrano, quindi, correlabili con la formazione Marnosa umbra (NOCCHI, 1961), con le "Marne di Collorano" (SIGNORINI & ALIMENTI, 1968) e con il membro basale -privo di intercalazioni arenacee- della "serie Marnoso arenacea di Corciano" (SIGNORINI & ALIMENTI, 1968), entrambi affioranti a E del L. Trasimeno. A proposito di questa ultima correlazione riteniamo che non vi sia un contrasto di età per la segnalazione di *G. mayeri* nella "serie Marnoso arenacea di Corciano", poichè in base alla ubicazione dei campioni raffigurata degli stessi A.A. (SIGNORINI & ALIMENTI, 1968 a pag. 79, 80 e 89) risulta che questi sono stati prelevati solo in corrispondenza del membro superiore.

3.1.3 Pelitico- arenacea etrusca (Burdigaliano p.p. (?) Langhiano basale).

All'intorno dei Massicci Perugini DAMIANI *et al.* (1983) avevano indicato come "Marnoso -arenacea etrusca" la particolare sedimentazione arenitica affiorante che, però, è stata ridenominata "Pelitico- arenacea etrusca" (DAMIANI *et al.*, in stampa; DAMIANI & TUSCANO, in prep.) sia per motivi litologici (non si tratta di marne), sia per distinguerla -in questa fase di studio- dalla "Marnoso- arenacea s.s." eugubina. In queste aree settentrionali, detta sedimentazione -in cui già BOSCHERINI *et al.* (1982) avevano riconosciuto due tipi di apporti- presenta una porzione inferiore pelitico-arenacea (facies Monestevole s.s.), potente 130 m circa, di piana sottomarina, alimentata da N, ed una porzione superiore più arenacea (facies di Castiglione cui è assimilabile quella ancora più grossolana di M. Corona), potente circa 170 metri, con arenarie più grossolane e litologicamente diverse, in strati più spessi, alimentate (3 misure su 4 !) da SE (DAMIANI *et al.*, 1983; DAMIANI & TUSCANO, in prep.).

Anche nelle zone a S del L. Trasimeno e ad E della dorsale del M. Peglia DAMIANI & MENCARELLI (1991) e DAMIANI *et al.* (in stampa), hanno ricono-

sciuto due tipi di sedimentazione, differenziati per rapporti verticali, per litologia e soprattutto per posizione areale (a seconda che si trovino ad E o ad W dell'allineamento Mercatello-S. Venanzo- Poggio Campione; fig. 3):

- alla base si hanno -limitatamente ad E del suddetto allineamento- le Torbiditi del Fersinone (o di I° tipo = litoareniti con costante presenza di frazione carbonatica) potenti per lo meno 300 m, con caratteristiche di piana sottomarina, provenienti prima da N e, poi, da NNE;

- al di sopra degli affioramenti più occidentali delle suddette torbiditi o, ancora più ad W, direttamente al di sopra delle Lutiti di Cerquanova (3.1.2), si hanno le Torbiditi di Podere Nibbio (o di II° tipo, affini alle arcose), con caratteristiche di lobo, a maggior energia, con un più elevato rapporto sabbia pelite, con provenienze da NW e da NE, negli affioramenti più meridionali.

Dal punto di vista biostratigrafico le torbiditi affioranti a Monestevole, a Castiglione e a M. Corona sono riferibili alla biozona 7(alta) ed all'inizio della 8, mentre quelle affioranti più a S (Torbiditi del Fersinone- Torbiditi di Podere Nibbio) sono riferibile esclusivamente alla biozona 7. Questa sedimentazione, in cui, anche su base litologica, la successione Torbiditi del Fersinone-Torbiditi di Podere Nibbio sembra corrispondere a quella affiorante a Monestevole -Castiglione - M.Corona- si estende, ove più completa, dal Burdigaliano sommitale al Langhiano medio. Anche se stiamo compiendo ulteriori verifiche sul terreno, questa successione pelitico- arenacea sembra correlabile con:

- le "torbiditi miste" e le soprastanti "arcose" -di apporto trasversale al bacino- segnalate nell'Alta Val Tiberina da CHIOCCHINI *et al.* (1988);

- il membro superiore arenaceo della "Serie Marnoso arenacea di Corciano";

- il membro superiore arenaceo delle "Arenarie di Collorano", "nella cui parte alta assumono sviluppo le bancate arenacee" (SIGNORINI & ALIMENTI, 1968);

- l'unità di M. Nero (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; DE FEYTER, 1982) -ma con una maggior alea in base alla: posizione paleogeologica (interposta fra i domini umbro e toscano); età relativa (pre Marnoso arenacea "eugubina"). Questa correlazione mentre sembrerebbe meno facile in base alla età (Langhiano inf.- Serravalliano) indicata da CENTAMORE & JACOBACCI (1968), risulterebbe possibile se venissero confermate le recenti osservazioni preliminari di uno di noi (A.V.D.) nei pressi di S. Maria Tiberina, in base alle quali l'unità non appare più recente della biozona 8.

3.2 - SUCCESSIONE CENTRO - UMBRA

La porzione miocenica di questa successione costituisce la maggior parte della dorsale "M.Gorgacce-M.Subasio" (limitata ad W dal corso del F. Tevere e ad E dalla piana di Gubbio), nelle cui zone meridionali affiora anche la sottostante porzione mesozoico- pa-

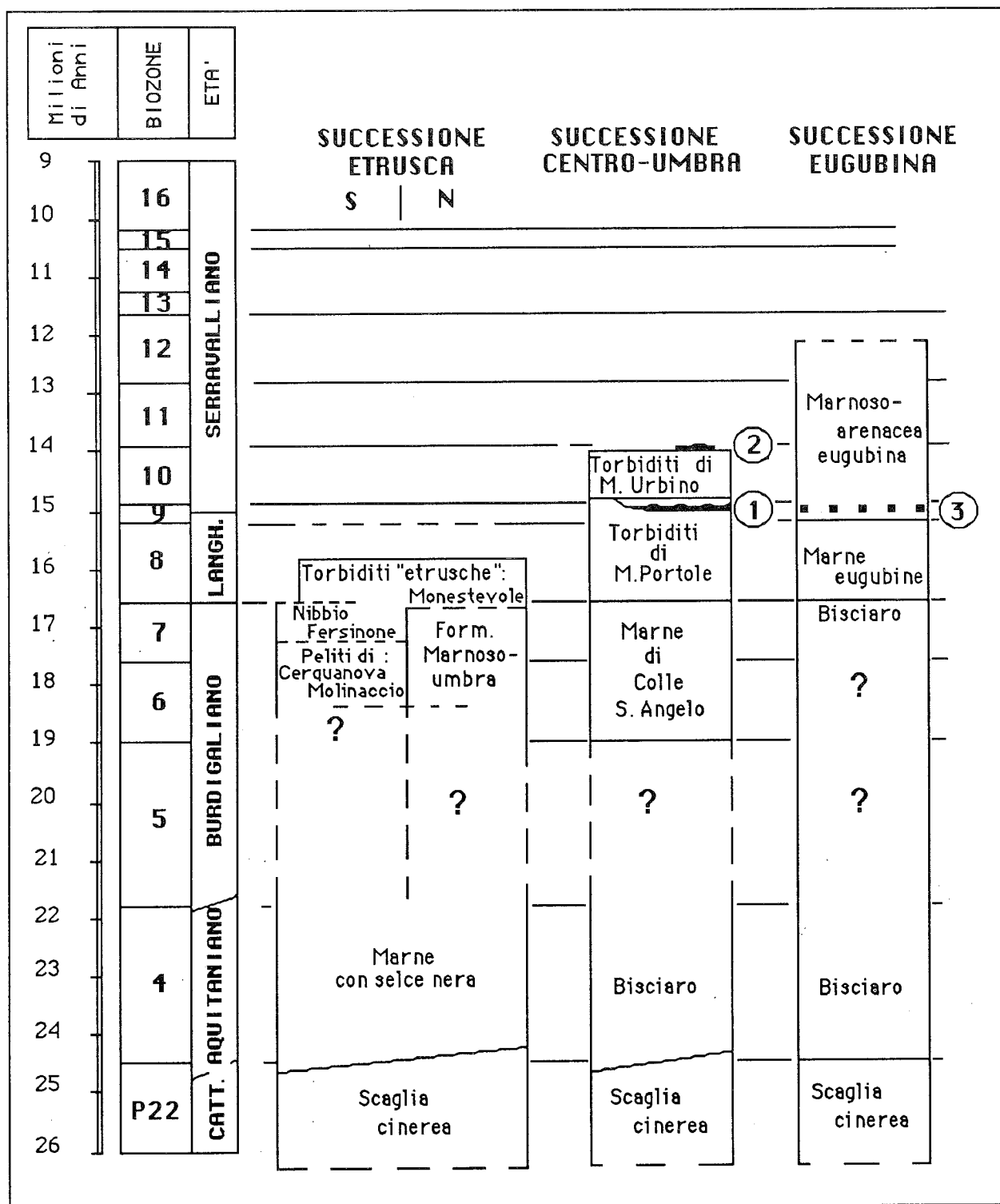


Fig. 2 - Correlazioni nell'ambito della sedimentazione miocenica umbra s.l. La colonnina che schematizza la successione etrusca è stata suddivisa in due parti; in sinistra si indica quanto osservato nelle zone della dorsale del M. Peglia (= S; cfr. dettaglio in fig. 3), in destra quanto osservato nei dintorni dei Massicci Perugini (=N). Si indica, inoltre, con: 1- il I Olistostroma (in nero; 3.2.4) e la soprastante sedimentazione pelitica (3.2.5); 2- il II Olistostroma (3.2.7); 3- il *megabed* Contessa (3.3.4).

leogenica. La dorsale è notevolmente estesa e risulta interessata da una intensa tettonica. Sia per questo ultimo motivo, che per la grande variabilità verticale/orizzontale che presentano sul terreno i vari spezzoni di successione (DAMIANI & TUSCANO, in stampa) abbiamo tenuto distinte numerose unità in attesa di poterle correlare, anche in base alla tridimensionalità della loro sedimentazione.

La sedimentazione miocenica è caratterizzata da uno sviluppo complessivo inizialmente analogo a quello della successione etrusca (3.1.), cui seguono, però: a) un I olistostroma che non ricopre interamente le sottostanti unità; b) una sedimentazione pelitico-calcareo serravalliana; c) torbiditi essenzialmente arenacee; d) un II olistostroma di estensione più limitata del precedente.

3.2.1 Calcarei e marne con selce nera (Aquitania- Burdigaliano inf.).

Ai calcari variamente marnosi e di colore grigio piombo - superficialmente giallastri- con silice diffusa, talora, concentrata in noduli o in liste nerastri, ma a bordi tipicamente sfumati si alternano marne variamente argillose grigio azzurre; la potenza complessiva è di 20- 25 metri, in accordo con quanto indicato da FAZZINI & MANTOVANI (1965) e da PIALLI *et al.* (1968).

Il passaggio con la sottostante Scaglia Cinerea si verificherebbe secondo PIALLI *et al.* (1968) dubitativamente già nell'Aquitania, mentre secondo BAUMANN (1970) ancora nell' Oligocene (all'interno della biozona a *Globorotalia kugleri* sottostante alla N 4; pag. 1173). Le campionature da noi effettuate ci fanno riferire la porzione basale (è già presente *G. dehiscens*) alla biozona 4 e quella sommitale alla biozona 5, consentendo un riferimento cronostratigrafico all' Aquitania - Burdigaliano inferiore.

3.2.2 Peliti inferiori (Burdigaliano medio-alto).

Si tratta di marne argillose di colore grigio azzurro, caratterizzate da un denso reticolo di sottili vene calcitiche, specie nelle zone più tettonizzate, con sporadiche sottilissime intercalazioni siltose, in taluni casi a granuli di glauconite. Questi depositi (= unità marnosa di Colle S. Angelo in DAMIANI & TUSCANO, in prep.), potenti 200-250 metri, affiorano all'intorno sia della terminazione periclinale del M. Subasio che, poco più a N, del nucleo carbonatico di San Donato.

Le microfaune osservate consentono un riferimento biostratigrafico alle biozone 6 e 7 ed il riferimento cronostratigrafico al Burdigaliano (medio- alto).

3.2.3 Torbiditi pelitico-arenacei (Langhiano).

A queste torbiditi (tipo unità pelitico -arenacea di Monte delle Portole), caratterizzata da prevalenti litofacies "D" , con frazione arenacea che aumenta verso l'alto ove si hanno calcareniti, abbiamo riferito (DAMIANI & TUSCANO, in prep.) numerose altre unità che si sviluppano in corrispondenza della dorsale "M. Gorgacce -M. Subasio" .

Le arenarie sono quarzoso- feldspatiche- micacee ad abbondante matrice calcarea con, talora, intercalati uno o più *megabed* -costituiti da torbiditi miste ad elevata frazione carbonatica- più volte erroneamente confusi con il livello Contessa (3.3.3). La potenza complessiva - ove la successione è più completa - supera di poco i 400 metri.

L'ambiente di sedimentazione sembra essere quello di piana distale.

Dalle campionature effettuate, la base di queste torbiditi è riferibile alla biozona 7 alta, mentre la sua porzione sommitale è riferibile alla biozona 9 inferiore (DAMIANI & TUSCANO, in stampa); pertanto, complessivamente è cronostratigraficamente riferibile al Burdigaliano molto alto fino a tutto il Langhiano .

A questo schema, al momento ed in attesa dei risultati degli studi in corso, fanno eccezione alcuni settori e/o spezzoni di successioni; in particolare:

- l'unità che al temporaneamente abbiamo denominato Pieve Compressato per la presenza di facies "C", per l'organizzazione degli strati che si ispessiscono verso l'alto e per i rapporti sabbia/ pelite anche maggiori di 1:1; queste caratteristiche fanno pensare ad una locale prevalenza di intercalazioni legate ad un ambiente di conoide esterna e/o di lobo;

- le porzioni superiori delle unità di Coccorano e di M. Murcie: per il rapporto sabbia/ argilla di circa 3 a 1. per le sequenze di BOUMA in cui è presente il Ta basale, per la presenza di facies "C" e, soprattutto, per il riferimento biostratigrafico alla biozona 9 superiore. A questo proposito vi è da tenere presente che nelle zone ove affiorano le porzioni superiori delle due ultime unità menzionate, è assente l' olistostroma (3.2.4); è, quindi, possibile che la sedimentazione sia qui proseguita - senza vistosi fenomeni erosivi- ma con notevoli rimaneggiamenti indotti non tanto dalla messa in posto del vicino olistostroma, ma dai corpi progredienti, forse di alimentazione laterale, già riferibili alla soprastante unità torbiditica (3.2.6).

3.2.4 I Olistostroma (messo in posto al passaggio Langhiano-Serravalliano).

Questo I olistostroma, denominato da DAMIANI *et al.* (1983) "complesso argilloso varicolore di San Faustino- Lame- Castiglione" e descritto da DAMIANI & PANNUZI (1985), era già stato indicato, per una area più ristretta, come "Argilloscisti di Montanaldo" e riferito all'Elveziano da PIALLI (1966).

La sua messa in posto deve essersi verificata nella biozona 9 al passaggio fra la porzione inferiore e superiore, essendo stati in grado di riferire il tetto delle sottostanti torbiditi, prive di tracce di "argille varicolore", alla biozona 9 inferiore (3.2.3) e la base della soprastante sedimentazione pelitica (3.2.5) alla biozona 9 superiore.

3.2.5 Peliti superiori (Langhiano sommitale -Serravalliano).

Si tratta di marne di colore grigio, talora siltose, con rare ed assai sottili intercalazioni arenacee (tipo unità di M. Salaiole), alla cui base o letto dovrebbe collocarsi il ben noto *debris flow* a pecten affiorante lungo la strada il Monte-Gubbio. Questo intervallo pelitico - stasi fra due diversi apporti arenacei torbiditici - è assai importante ai fini delle correlazioni e della ricostruzione della evoluzione della sedimentazione.

Le marne si sedimentano nella biozona 9 superiore, ma raggiungono la 10 nelle aree più meridionali (quindi, di poco più recente di quanto indicato in DAMIANI *et al.*, 1983) e risulta riferibile al Langhiano sommitale- Serravalliano.

Le potenze sembrano aumentare a S (150 m) ove, inoltre, è assente l'olistostroma (cfr. 3.2.3); in queste ultime aree, inoltre, la base di questa sedimentazione sembrerebbe di poco più antica (biozona 9 inferiore)

rispetto a quanto osservato più a nord (9 superiore) mentre il passaggio alle soprastanti torbiditi sembrerebbe di poco più recente (passaggio fra le biozone 9 e 10). Non escludiamo, quindi, che questa sedimentazione si sia verificata su fondali meno disturbati e che sia costituita da parte della frazione fine e distale dell'olistostroma.

3.2.6 Torbiditi arenaceo-pelitiche (Serravalliano).

Si tratta di una sedimentazione prevalentemente arenacea (tipo unità di M. Urbino) con rapporto sabbia/pelite iniziale di 1 a 2, ma che diviene rapidamente anche di 2 a 1, organizzata in megasequenze negative con strati sommitali anche di 2 metri e con sequenze di BOUMA tipo T b-c. Nella porzione superiore di questa sedimentazione sono presenti tipici strati simili alle "colombine" (RICCI LUCCHI, 1978, 1981). La potenza può raggiungere i 280 m e l'ambiente della prevalente sedimentazione sembrerebbe essere quello di un lobo.

Le arenarie presentano diverse composizioni e granulometrie a seconda della loro alimentazione; i clasti provenienti da N+NW sono più minuti, quarzosi e litici cristallini; quelli provenienti da W sono più grossolani, litici sedimentari e riferibili ai domini sub-ligure e/o toscano.

La porzione inferiore di questa sedimentazione può essere riferita alla biozona 10 e ciò risulta congruente con l'età indicata per le sottostanti peliti (3.2.4); invece, la porzione soprastante contiene faune non più recenti della biozona 9 superiore, fatto che ci suggerisce ingenti rimaneggiamenti, conformi con le caratteristiche energetiche e di organizzazione della sedimentazione. Dal punto di vista cronostratigrafico l'unità è, comunque, riferibile al Serravalliano.

3.2.7. II Olistostroma (Serravalliano).

Al di sopra delle torbiditi arenaceo-pelitiche serravalliane (3.2.5) si ha un secondo olistostroma che in alcune località (il Monte) sembra presentare giaciture conformi alle sottostanti torbiditi, ma non siamo in grado di precisare se esso sia in continuità stratigrafica. Ad argille di vario colore si intercalano: calcisiltiti con liste di selce (Cimitero di Scritto), materiali liguridi (poco più a sud), spessi strati di biocalcareni (il Monte); grosse olistopiacche di Scaglia rossa (Badia di Vallingegno).

L'età della messa in posto non è precisabile dall'esame delle microfaune, ma dovrebbe essersi verificata durante la biozona 10 e comunque non più antica di questa biozona, essendo le sottostanti torbiditi riferibili a questa biozona, pur se caratterizzate da intensi rimaneggiamenti (3.2.6), verosimilmente, anche in questo caso, causati dalla messa in posto di un Olistostroma.

3.3 SUCCESSIONE EUGUBINA

Questa successione, affiorante estesamente e con

continuità nei rilievi immediatamente a E di Gubbio costituenti la "Catena appenninica", è caratterizzata dalla presenza del ben noto *megabed* "Contessa" e dalla assenza sia del I che del II olistostroma (3.2.4; 3.2.7). Riteniamo che a questa successione siano riferibili (DAMIANI & TUSCANO, in stampa), anche alcune unità torbiditiche affioranti nella dorsale M. Gorgacce-M. Subasio, tettonicamente sottostanti alla successione centro-umbra.

3.3.1. Formazione del Bisciario (Aquitaniaco-Langhiano p.p.).

Si tratta di calcari grigi, con patine di alterazione giallastro-aranciate, in strati generalmente decimetrici (30÷50 cm), che si alternano a subordinate marne dure a frattura scheggiata. Alla base si hanno livelli vulcanoclastici alterati e poco sopra si osserva scarsa selce nera in noduli, assente, invece, per BARNABA (1959). Le potenze sono da luogo a luogo variabili fra i 5 e gli 80 m (CENTAMORE *et al.*, 1979).

Il passaggio con la sottostante Scaglia cinerea si verificherebbe (LOWRIE *et al.*, 1982) alla base della anomalia magnetica 6C che per BERGGREN *et al.* (1984) corrisponderebbe alla base dell'Aquitaniaco; per i primi A.A. la Scaglia cinerea comprenderebbe il livello chiave biostratigrafico a *G. kugleri*, mentre per i secondi A.A. questo livello ne sarebbe il tetto (cfr. 3.2); a questo proposito non abbiamo ancora ottenuto dati probanti. Invece, avendo rinvenuto alla sommità della formazione la presenza di rarissime preorboline, riteniamo che l'unità si estenda per lo meno a tutta

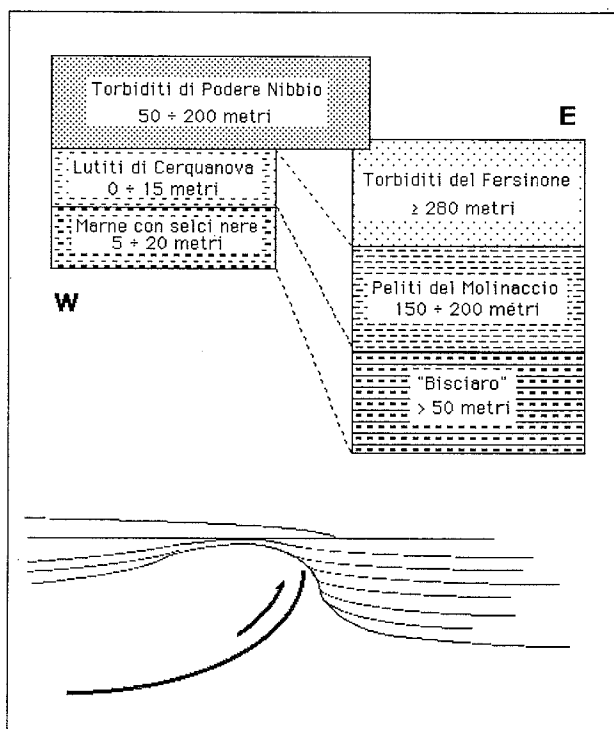


Fig. 3 - Schema dei rapporti fra le diverse unità etrusche durante il Miocene. In basso si indica una possibile interpretazione delle cause di tali differenziazioni legate alla formazione di un "alto strutturale". (da DAMIANI, questo volume).

la biozona 7, denunciando, in tal modo, una estrema condensazione della sedimentazione.

3.3.2 Marne eugubine (Langhiano p.p.).

Questi sedimenti, indicati da BARNABA (1959) come "litozona a marne", sono costituiti da marne di colore grigio, più argillose verso l'alto, con sporadici sottili livelli silteosi e arenacei; nella Valle della Contessa sono potenti 90 metri.

La sedimentazione si estende a tutta la biozona 8 ed è, quindi, riferibile al Langhiano p.p.

3.3.3. Formazione Marnoso-arenacea (=eugubina) (Langhiano sommitale-Serravalliano).

La formazione è nettamente pelitica e presenta strati da assai sottili a medi. A 91 metri dalla base compare la torbidite mista nota come *megabed* Contessa, potente 560 cm, alimentata da SE; al di sopra del *megabed* compaiono intercalazioni calcarenitiche: le tipiche "colombine" (RICCI LUCCHI, 1978, 1981).

Nella Valle della Contessa lo spessore parziale della formazione (non ne affiora il tetto) è per lo meno di 440 metri. La porzione sottostante al *megabed* Contessa è tutta riferibile alla biozona 9 inferiore, mentre quella soprastante si estende dalla biozona 9 superiore fino alle biozone 11 e/o 12 e, pertanto questa sedimentazione si estende dal Langhiano sommitale a parte del Serravalliano.

A questa formazione abbiamo riferito anche alcune unità che affiorano più a W, nella dorsale M. Gorgacce - M. Subasio (DAMIANI & TUSCANO, in prep.) fra le quali l'unità di Poggio S. Agata costituente l'olistoplastra rovesciata sull'I Olistostroma (DAMIANI & PANUZI, 1987).

4. CONSIDERAZIONI

Da quanto descritto appare evidente come le successioni etrusca, centro-umbra ed eugubina (fig. 2) risultino diversificate sia litologicamente che cronologicamente, procedendo da W verso E, in specie a partire dal Burdigaliano. Questi fatti fanno ragionevolmente ipotizzare che i rispettivi settori dei bacini di sedimentazione, più che in "non-comunicazione" fra loro, si siano individualizzati progressivamente nel tempo per migrazione del depocentro a causa dei fondali che si inflettevano a E e si sollevavano a W.

La Formazione della Scaglia cinerea -elemento ancora comune in tutte e tre le successioni umbre s.l., pur se localmente condensata in quella etrusca (DAMIANI & MENCARELLI, 1991; DAMIANI *et al.*, in stampa)- rappresenta - nell'ambito dello *slope* che raccordava gli altofondi carbonatici (a E) con i fondali abissali (a W)- la sedimentazione in corrispondenza della porzione a minor battente d'acqua, mentre ad una profondità relativamente maggiore si sedimentavano le marne argilloso-arenacee della "successione intermedia" (DAMIANI, questo vol.) ed in quelle più profonde -forse ancora al di sotto della C.C.S.- le Arenarie del

Trasimeno.

Terminata la sedimentazione della Scaglia cinerea (più o meno in corrispondenza del passaggio Oligocene Miocene), mentre più a W stava per iniziare o era appena iniziata la sedimentazione silico-clastica arenitica riferibile alla "successione intermedia", nell'area umbra iniziava la sedimentazione marnoso-calcareea con selce, particolarmente ridotta (fino a meno di 4 cm /1000 anni), forse, oltre che per condensazione, anche per locali erosioni sulla base della non documentabilità delle biozone 5 e 6).

Nel Burdigaliano medio(?) -alto nell'area dei domini etrusco e centro-umbro si osserva un aumento sia della frazione pelitica sia della velocità di sedimentazione, mentre più a E, nella successione eugubina, continua la sedimentazione del Bisciario.

Fra il Burdigaliano sommitale e l'inizio del Langhiano (fig.2), nei domini etrusco orientale e centro-umbro, giungono le prime torbiditi silico-clastiche con provenienze da NNW e, in un secondo momento, limitatamente alle sole aree occidentali del dominio etrusco, si risedimentano le torbiditi arcose di provenienza trasversale. La sedimentazione torbiditica termina prima nel dominio etrusco (ancora nell'ambito della biozona 8) e successivamente nel dominio centro-umbro (biozona 9 inf.; localmente nella biozona 9 sup.). Sembra pertanto, che in questo intervallo questi due domini siano accomunati da un basculamento dei fondali che si abbassavano a E e/o NE e che si innalzavano a W ove la sedimentazione sembrerebbe cessare del tutto. Solo alla fine del Langhiano (biozona 9 inf.) le prime torbide a componente arenacea raggiungono il dominio eugubino.

L'inizio del Serravalliano (limite fra le biozone 9 inf. e 9 sup.) corrisponde ad un momento particolarmente critico nella storia della sedimentazione dei domini centro-umbro ed eugubino. Infatti, in questo momento:

a) su di una parte del dominio centro-umbro viene messo in posto il I Olistostroma (S. Faustino-Lame-Castiglione) accompagnato da fenomeni erosivi che spiegherebbero forse anche l'assenza di parte di quanto deposti nell'area, durante la biozona 9 superiore; segue, in corrispondenza di un'area più estesa, una sedimentazione pelitica, tipo *draping*, forse anche coda dello olistostroma;

b) nel dominio eugubino, nell'ambito della sedimentazione marnoso-arenacea -appena iniziata- si ha la messa in posto del "*megabed* Contessa";

i relativi settori di bacino sembrano essere se non indipendenti per lo meno non-comunicanti, dato che nelle due successioni affioranti, non si è mai osservata la coesistenza -anche parziale- dei due suddetti olistostromi (cfr. a,b), pur se verosimilmente legati ad un improvviso insorgere di un regime di alta energia in relazione all'approssimarsi di un fronte.

In entrambi questi domini orientali, successivamente a detti eventi, la sedimentazione diviene maggiormente arenacea, ma ad energia più elevata nel dominio centro-umbro in cui, oltre a megasequenze

negative, si osservano intensi rimaneggiamenti sia nelle porzioni di successione non raggiunte dalla messa in posto del I olistostroma, sia in quelle al di sopra di esso. La sedimentazione sembra terminare nel dominio centro-umbro con la messa in posto del II olistostroma (biozona 10), mentre più a E, nel dominio eugubino, si continua per lo meno comprendendo la biozona 12.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

BARNABA P.F.(1959)- *Geologia dei monti di Gubbio*. Boll.Soc.Geol.It., **77**, 39-70.

BERGGREN W.A., FLYN J.J. & KENT D.W. (1984) - *Paleogene geochronology and chronostratigraphy*. In: SNELLING N.J. Ed., GEOCHRONOLOGY AND GEOLOGICAL RECORD, Geol. Soc. London, Sp. Pap., 19-83.

BLATT H., MIDDLETON G. & MURRAY R. (1972)- *Origin of sedimentary rocks*. 634 p. Prentice Hall, N.J.

BLOW W. (1969)- *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Pr. of the First Int. Conf. on Plank. micr., Leiden: 149-151.

BONARELLI G.(1967)- *Descrizione geologica dell'Umbria Centrale*. Opera postuma (1901) curata per inc. del "Centro Umbro di Studi per le Risorse Energetiche", da C. LIPPI BONCAMPB, R. SIGNORINI, G. GIOVAGNOTTI, C.ALIAMENTI & M.ALIAMENTI, 156 pp., Poligrafica Salvati, Foligno.

BOSCHERINI A., NOCCHI LUCARELLI M. & PIALLI G. (1982) - *Geologia della riva etrusca del Tevere tra le confluenze del T. Niccone e del T. Nese*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Nat., Soc. Naz. di Sc. e Lett. in Napoli, **48**, 409 - 438.

CENTAMORE E. & JACOBACCI A. (1968)- *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche nei sedimenti miocenici ad oriente del F. Tevere nel F. 115 "Città di Castello"*. Boll. Serv. Geol. d'It., **89**, 37-51.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., DRAMIS F., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1979)- *Note Illustrative F. 301 "FABRIANO"*. 51 pp., Serv. Geol. d'It.

CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M., CIPRIANI N. & TORRICINI F. (1988)- *Petrografia delle unità torbiditiche della Marnoso-arenacea nella alta valle Tiberina*. Boll. Soc. Geol. It. **108**, 57-73.

COCCIONI R., GUERRERA F. & VENERI F. (1988)- *Segnalazione di un livello piroclastico di notevole spessore nel Bisciaro inframiocenico di Acervia (Appennino marchigiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 25-32.

DAMIANI A.V. (questo vol.)- *Osservazioni stratigrafico-strutturali sull'area fra le Valli del F. Paglia e del F. Tevere, a sud del Lago Trasimeno*.

DAMIANI A.V. & MENCARELLI I. (1991) - *Controlli strutturali subiti dalla sedimentazione "etrusca" affiorante nella finestra tettonica del M. Peglia (Umbria di SW)*. Rend. Soc. Geol. It.

It., **13**, 147-151.

DAMIANI A.V. & PANNUZI L. (1985)- *Unità litologiche nell'ambito degli "argilloscisti varicolore" fra il Cortonese e l'Eugubino e preliminari considerazioni paleogeografiche e stratigrafiche*. Boll. Serv. Geol. d'It., **103**, 241-276.

DAMIANI A.V. & PANNUZI L.(1986)- *Assetto strutturale della olistoplacca S. Agata-Calaghita ad oriente di Umbertide (Umbria settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **104**, 227-247.

DAMIANI A.V. & TUSCANO F. (in prep.)- *Precisazioni geologico-stratigrafiche sulle torbiditi "etrusche" ed "umbre s.l." affioranti fra i Massicci Perugini ed i rilievi di Gubbio*.

DAMIANI A.V., MENCARELLI I. & PIAZZOLI S. (in stampa)- *La "Catena preappenninica" dell'Umbria occidentale. PARTE I - Considerazioni e problematiche sulla sedimentazione dalla "Successione etrusca" affiorante nella dorsale del M. Peglia*. Boll. Serv. Geol. d'It.,

DAMIANI A.V., PANNUZI L. & PIALLI G.(1983)- *Osservazioni geologiche nelle aree comprese fra i Massicci Perugini ed i rilievi di Gubbio*. Giornale di Geologia, S.2, **45**, 1, 127-150.

DAMIANI A.V., FARAMONDI S., NOCCHI-LUCARELLI M. & PANNUZI L.(1989)- *Biocronostratigrafia delle unità litologiche costituenti l'"insieme varicolore" affiorante fra la Val di Chiana ed il Fiume Tevere (Italia centrale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **106**, 109-160.

DE FEYTER A.J. (1982)- *The structure of the northern umbrian apennines, Italy*. Geologie en Mijnbouw, 183- 189.

FAZZINI P. & MANTOVANI (1965)- *La Geologia del gruppo di M. Subasio*. Boll.Soc.Geol.It. **84**(3),72-142.

FOLK R.L.(1974)- *Petrology of sedimentary rocks*. 182 pp. Hemphil P.Co, Austin, Texas.

GUERRERA E. (1979)- *Stratigrafia e sedimentologia dei livelli "tripolacei" del Miocene inferiore-medio appenninico*. Boll. Serv. Geol. d'It., **99**, 233-262.

IACCARINO S. (1985)- *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. 283-314. in BOLLI H.H., SOUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.)- *Plankton stratigraphy*. Cambridge Univ. Press.

LOWRIE W., ALVAREZ W., NAPOLEONE G., PERCH-NIELSEN K., PREMOLI SILVA I. & TOURMARKINE M.(1982)- *Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: the Contessa sections, Gubbio*. Geol. Soc.of Amer. Bull., **93**(5): 414-432.

MINELLI G., MOTTI A. & PIALLI G. (1988)- *Evoluzione tettonica dei massicci Perugini- Area di Monte Torrazzo*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 389-398

NOCCHI M. (1961)- *Sui rapporti fra la serie toscana e la serie umbra a sud di M. Acuto e di M. Filoncio (Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2), 181- 229.

PIALLI G. (1966)- *Osservazioni geologiche sulle formazioni*

flyschiodi di Castiglione Aldobrandi. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 365-386.

PIALLI G., SANTAGATI G. & BARONI F. (1968) - *Due affioramenti di Scaglia cinerea nella tavoletta "Valfabbrica" nel foglio Assisi (Umbria)*. Boll. Sc. Geol. It., **77**(1), 19-41.

RICCI LUCCHI F. (1978) - *Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain*. Geol. en Mijnbouw, **57**, 559-576.

RICCI LUCCHI F. (1978) - *The Marnoso-arenacea migrating turbidite basin "oversupplied" by a high efficient dispersal system*. 231-275. In RICCI LUCCHI F. ed.: *Excursion Guidebook*, 2nd I.A.S. Reg. Meeting Bologna,

RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973) - *Apporti secondari nella*

Marnoso-arenacea: Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a E e NE di Perugia. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 669-712.

SIGNORINI R. & ALIMENTI M. (1968) - *La serie stratigrafica del M. Rentella fra il Lago Trasimeno e Perugia*. Geol. Romana, **8**, 75-94.

TEN HAAF E. & VAN WAMEL W. A. (1979) - *Nappes of the Alta Romagna*. In VAN DER LINDEN (ed.): *Fixism, mobilism or relativism. Van Bemmelen's research for harmony*. Geol. en Mijnbouw, **58**, 145-152.

VAN MORKOVEN F.P.C., BERGGREN W.A. & EDWARDS (1986) - *Cenozoic cosmopolitan deep-water bentic foraminifera*. Bull. Centr. Res. Expl. Prod. Elf-Aquitaine. Mem. **11**.