

**OSSERVAZIONI STRATIGRAFICO-STRUTTURALI SULL'AREA FRA LE VALLI
DEI FIUMI PAGLIA E TEVERE, A SUD DEL LAGO TRASIMENO**

RIASSUNTO

Vengono brevemente descritte le caratteristiche lito-biostratigrafiche delle tre successioni tipo qui affioranti (ad affinità toscana, "intermedia" (di nuova segnalazione), etrusca, alcuni loro complessi rapporti orizzontali e verticali, dovuti a controllo tettonico della sedimentazione ed il loro assetto tettonico. Le unità costituenti la successione ad affinità toscana nel Miocene medio-superiore sovrascorrono sulle unità etrusche già dislocate, sia nel Giurassico che nel Miocene inferiore, e le unità riferibili alla successione "intermedia" affiorano: quando sovrascorse, ad E delle unità toscane; quando in finestra tettonica, ad W delle unità etrusche (Fig. 2). In tempi successivi questa superficie di sovrascorrimento viene ripiegata, quindi, attraversata dalle unità etrusche che si stavano enucleando ed infine -nel Plio-Pleistocene- coinvolta nella intensa tettonica distensiva. Oggigiorno le unità etrusche, pur se tettonicamente sottostanti, per il loro maggior sollevamento, costituiscono i maggiori rilievi.

ABSTRACT

Are briefly described: a) the litho-bio-stratigraphic characters of the three types of sequences here outcropping (Fig. 2): a¹-tuscan-like (= "ad affinità toscana"); a²-intermedium (= "intermedia"; new-proposal); a³-etruscan and, particularly, the complex original vertical and horizontal relations of its units due to tectonic control (Fig. 3); b) the tectonic arrangement (Fig. 4): the units of the tuscan-like sequence, in the middle-upper Miocene, overthrust the etruscan units, already dislocated, at least, during Jurassic and lower Miocene; the intermedia units outcrop in different places according to their position in respect of the overthrust plane: eastwards of the tuscan-like units if above it; westwards of the etruscan units if below it (Fig. 2). The overthrust plane has, then, been lifted, folded and crossed by the underlying etruscan units and, at last, in several plio-pleistocenic moments, it has been cut by the intense extensional tectonics. Now a days the etruscan units, although in tectonic window, because of their greater uplift, constitute the ridges.

PAROLE CHIAVE: Miocene, Biostratigrafia, Umbria, Torbiditi.

KEY WORDS: Miocene, Turbidites, Biostratigraphy, Umbria.

1 - INTRODUZIONE

L'Umbria occidentale a sud del Lago Trasimeno (Fig. 1) è orograficamente costituita dalla dorsale

Montarale (q. 854)- M. Peglia (q. 837) e dal Massiccio Amerino (M. Citermella q. 880- M. Croce di Serra q. 994) che si sviluppano longitudinalmente per circa 60 km, separati dalle gole del Forello, entro le quali scorre il F. Tevere con andamento da E (Todi) verso W (Corbara).

Le pubblicazioni relative a questa zona, pur se vasta, oltre che poco numerose, non sono recenti se si prescinde da quelle di DAMIANI & MENCARELLI (1991) e di DAMIANI *et al.* (in corso di stampa). La scarsità di dati -specie sugli spessori, oltretutto qui assai variabili- si riflette negativamente sia nelle costruzioni dei profili, sia nelle interpretazioni geofisiche, sia nella ricostruzione della evoluzione cronostratigrafica e tettonica dell'area; pertanto, l'acquisizione di nuovi dati costituirà uno degli obiettivi primari delle future ricerche nell'ambito di questo CROP 03.

2 - CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI

Nell'area affiorano tre tipi di successioni (Fig. 2): a) ad affinità toscana; b) "etrusca"; c) "intermedia", così al momento definita per le caratteristiche di transizione fra le due anzidette successioni. La prima successione costituisce il ricoprimento tettonico di buona parte dell'area a N delle Gole del Forello; la seconda compare nella finestra tettonica di forma sub-triagonale che si origina circa all'altezza di Pietrafitta e che si amplia sempre più verso meridione, tanto da costituire pressochè totalmente le zone a S delle Gole del Forello (Massiccio Amerino); la terza successione, infine, compare (Fig. 2): quando al di sotto del ricoprimento, ad W della successione "etrusca" lungo la fascia occidentale della finestra tettonica e quando facente parte delle unità sovrascorse, in lembi alle estremità orientali della successione toscana.

Poichè relativamente alla prima successione ed a quella intermedia si dispone, al momento, solo di dati biostratigrafici preliminari relativi ad alcune serie e ad alcune campionature sparse, si farà anche riferimento a quanto recentemente segnalato per l'area immediatamente a nord del Lago Trasimeno (DAMIANI *et al.*, 1989).

2.1 - SUCCESSIONE AD AFFINITÀ TOSCANA

E' costituita dall'"insieme varicolore" e dalle so-

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

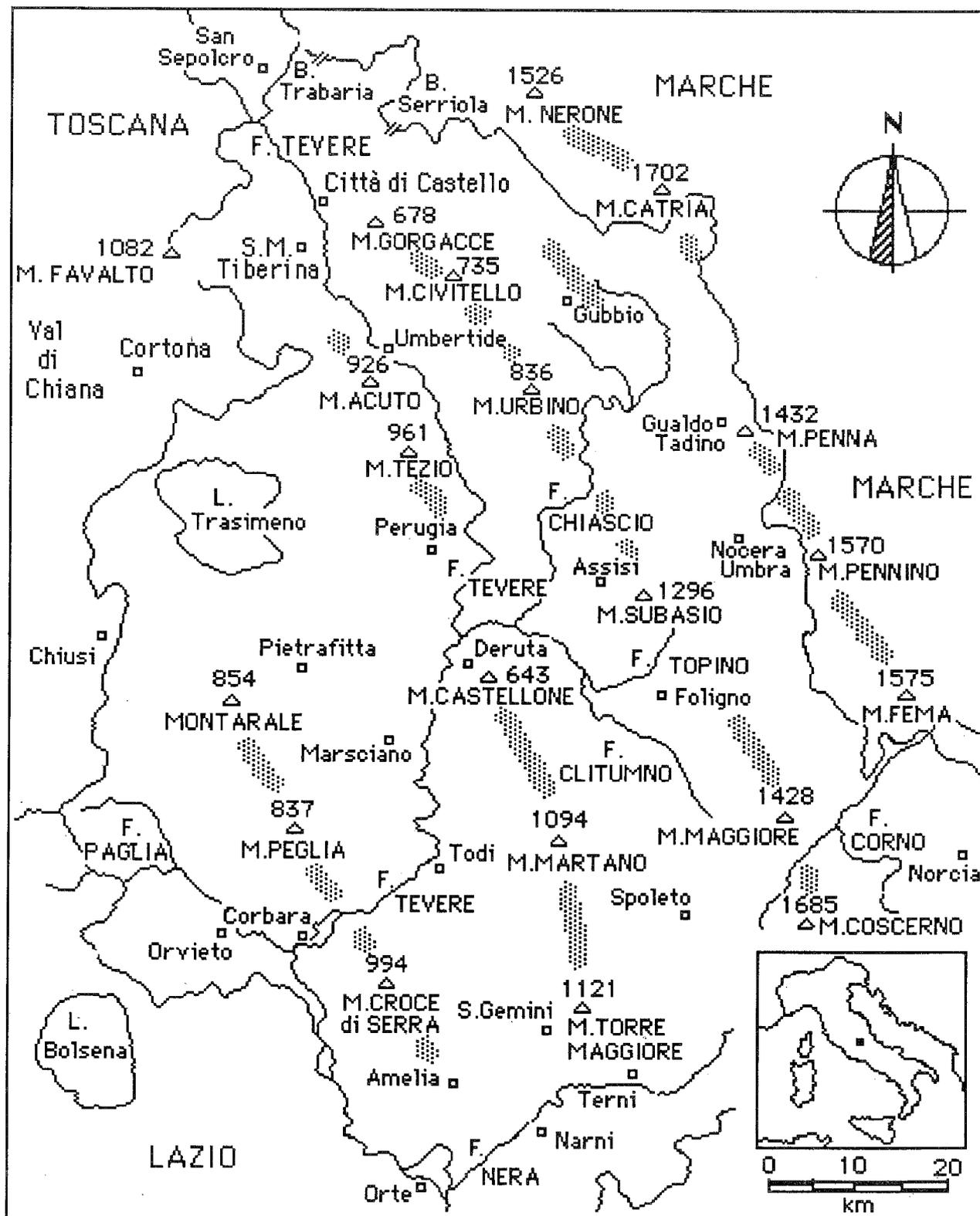


Fig. 1 - Inquadramento geografico dell'area a sud del Lago Trasimeno.

prastanti Arenarie del Trasimeno.

A) "Insieme varicolore" (*sensu* DAMIANI & PANNUZI, 1985). Dal basso verso l'alto si hanno le seguenti tre unità, al momento informali, ma che per la loro cartografabilità e per i caratteri già segnalati (DAMIANI *et al.*, 1989) - potrebbero essere elevate a rango formazionale: a¹) calcarea di colore grigio, talora rosato, con

selce grigia, in strati medio-sottili; la porzione affiorante forse raggiunge i 250 m di spessore ed è riferibile al (Cretacico superiore ?)- Eocene inferiore-medio (PIRINI & MOSNA, 1962; GANDIN & PIERUCCINI, 1969; lavori inediti e/o in corso); a²) calcareo-marnosa con sottili partimenti di argilliti prevalentemente di color rosso, potente 60 m circa, riferibile all'Eocene medio p.p.;

a³) argilloscistosa (sensu BLATT *et al.*, 1972; FOLK, 1974), potente per lo meno 50 m circa e riferibile all'Eocene superiore-Oligocene.

Le osservazioni ed i risultati delle analisi preliminari effettuate concordano sia con quanto genericamente riportato in letteratura, sia con quanto dettagliatamente segnalato -anche relativamente alle ricostruzioni ambientali- per le zone immediatamente a N del Lago Trasimeno (DAMIANI *et al.*, 1989) nelle quali:

- la porzione affiorante dell'unità calcarea basale (=unità Seano), potente per lo meno 80 m, è stata riferita all'Eocene inferiore e medio (P6-P12 p.p.; BLOW, 1969); le microfaune a foraminiferi planctonici -sovente scarsi e/o di dimensioni ridotte- con evidenti tracce di dissoluzione (da parziale a totale), indicano una sedimentazione al di sopra della C.C.S., ma con frequenti oscillazioni al di sotto del lisoclino dei foraminiferi;

- l'unità mediana (= unità Pierle), talora in parziale eteropia con l'unità sottostante, potente 20-40 m circa, è stata riferita all'Eocene medio p.p. (P12 p.p.-P14); le microfaune prevalentemente di *deep water* e con rapporto plancton/benthos = 1, indicano che la sedimentazione deve essersi verificata ancora al di sopra della C.C.S., ma al di sotto del lisoclino dei foraminiferi;

- la porzione superiore (= unità de l'Ansina), potente non meno di 80 metri, si estende dall'Eocene superiore per lo meno all'Oligocene superiore basale (P15 - P21); le faune -rappresentate solo da denti di pesce e da agglutinanti primitivi- e la concomitante assenza di carbonati, indicano una sedimentazione verificatasi al di sotto della C.C.S. (cfr. 2.3 A).

L'evoluzione del contenuto microfaunistico, il progressivo impoverimento in carbonati, la concomitante diminuzione della velocità di sedimentazione, indicano (DAMIANI *et al.*, 1989) che questo "insieme" -per lo meno per le zone oggi a N del L. Trasimeno- si è sedimentato in un bacino in progressivo abbassamento,

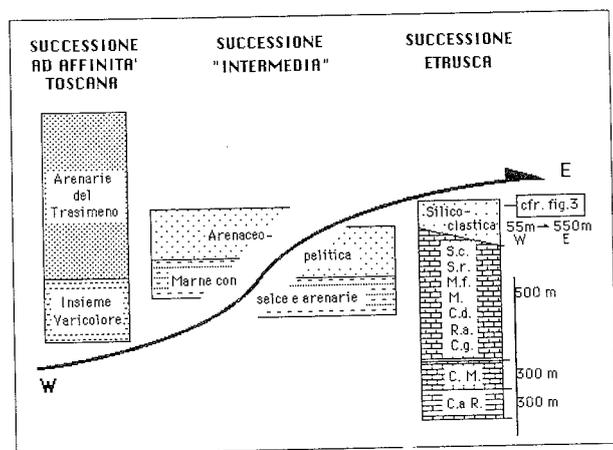


Fig. 2 - I tre tipi di successioni affioranti a S del Lago Trasimeno ed i loro possibili rapporti tettonici. La successione intermedia, a seconda del luogo del taglio e della estensione della finestra tettonica, affiora -quando sovrascorsa- a E della successione toscana, e, quando in finestra tettonica, a W della successione etrusca.

fin sotto la C.C.S., ma, a differenza di quanto segnalato per il Gruppo degli Scisti Policromi toscani, l'approfondimento non inizia a partire dal passaggio fra il Cretacico inferiore e medio cioè dalla Maiolica (BOCCALETTI & SAGRI, 1966; CANUTI *et al.*, 1966), ma nell'Eocene medio, quando ad E, in corrispondenza della successione eugubina, si osserva il passaggio Scaglia rossa- Scaglia variegata (NOCCHI *et al.*, 1986).

B) Arenarie del Trasimeno (sensu DAMIANI *et al.*, 1983). Sono costituite da una associazione torbiditica prevalentemente arenacea con corpi arenaceo-pelitici, specie nelle zone più meridionali ed orientali, con arenarie quarzoso-feldspatiche con subordinati litoclasti di quarziti, filladi e vulcaniti acide; il passaggio con il sottostante "insieme varicolore" è stratigrafico per alternanze, rapido e, pertanto, non sempre osservabile sul terreno. Non si è avuto modo di valutare la potenza complessiva di queste Arenarie del Trasimeno, ma più a N, si ritiene raggiungano i 1500 metri. La sedimentazione, pur se le microfaune risultano scarse e non sempre significative dal punto di vista biostratigrafico, anche se indicano il perdurare di un ambiente al di sotto della C.C.S., dovrebbe essersi verificata nell'Oligocene superiore ed al momento non si hanno elementi per affermare che possa estendersi alla base del Miocene, a differenza di quanto si indicherà per 2.3.

2.2 - SUCCESIONE "ETRUSCA"

2.2.1 - Recentemente si è ritenuto opportuno (DAMIANI *et al.*, in st.) estendere all'intera successione, che qui affiora in finestra tettonica, la definizione di "etrusca" (non limitandolo, quindi, alle sole unità mioceniche; DAMIANI *et al.*, 1983)- oltre che per la diversa colorazione, quantità di selce (maggiore), frazione carbonatica (minore), per lo spiccato carattere di condensazione della sedimentazione, con riduzioni da 1/2 a 4/5 -variabili da luogo a luogo- rispetto alla "classica" successione eugubina. In particolare, gli spessori medi (si aggirano intorno ai: 40 m per i Calcari diasprigni; 60 m per la Maiolica; 50 m per le Marne a Fucoidi; 150 m per la Scaglia (bianca + rossa + variegata), 12-60 per la Scaglia cinerea) coincidono più o meno con quanto già segnalato (FAZZINI, 1966; Note Illustrative del foglio geologico JACOBACCI *et al.*, 1970) e sono più simili a quelli indicati sia per il M. Cetona (PASERINI, 1965), sia per i Massicci Perugini (MINELLI *et al.*, 1988) piuttosto che con quelli della "successione eugubina".

A partire dal passaggio Cattiano - Aquitaniano si cominciano ad osservare differenze -di litofacies e di spessore- oltre che rispetto alla classica successione eugubina, anche nell'ambito di questo stesso settore etrusco, tanto che, risultando la sedimentazione aquitaniano-burdigaliana p.p.(?) particolarmente ridotta (5-20 m) nelle zone occidentali della finestra tettonica, a differenza di quanto si osserva in quelle orientali (>50), si è preferito indicarla come Marne con selce nera anziché come Formazione "Bisciario" per diversi

caratteri lito e bio-stratigrafici.

Differenze più marcate si osservano nella sedimentazione pelitica pre-torbiditica burdigaliana p.p. (Fig. 3) e, recentemente, DAMIANI *et al.* (1991), nell'ambito della finestra tettonica, hanno distinto le: a) "Peliti del Molinaccio" potenti oltre 200 m, affioranti nelle zone orientali; b) "Lutiti di Cerquanova", affioranti solo nelle zone più occidentali, assai sottili (0-15 m).

Ancora più evidenti sono le differenze nell'ambito della sedimentazione silico-clastica torbiditica, dalla analoga distribuzione areale, non più recente dell'inizio del Langhiano, per l'assenza sia di preorboline sia di orboline. Questi depositi sono: a) ad E più potenti, pelitico-arenacei di piana distale, alimentati prevalentemente da NNW e costituiti da arenarie quarzoso-feldspatiche (Na-Ca > K) con frammenti litici (20-30%, con micriti da prevalenti ad esclusive) e con abbondante matrice (Fig. 3; Torbiditi del Fersinone); b) ad W di spessore ridotto e pur se ancora di piana distale con un più elevato rapporto sabbia/pelite, alimentati da WNW e costituiti da arenarie quarzoso-feldspatiche (K > Na-Ca) con litoclasti di quarziti, filladi, vulcaniti acide, solo subordinatamente di micriti, con scarsa matrice, organizzati in megasequenze negative che suggeriscono gli effetti della progradazione di un lobo (Torbiditi di Podere Nibbio); queste torbiditi nelle estreme zone occidentali si sedimentano direttamente sulle Lutiti di Cerquanova mentre ad E, per una piccola fascia, al tetto delle Torbiditi del Fersinone (Fig. 3).

Complessivamente questa sedimentazione torbiditica presenta strette analogie, anche cronologiche, con quanto già osservato più a N all'intorno dei Massicci Perugini (DAMIANI *et al.* 1983; DAMIANI & TUSCANO, questo volume), e marcatissime differenze con quanto affiora nell'Umbria orientale ove la "Marnoso-arenacea eugubina" inizia a sedimentarsi alla sommità del Langhiano sviluppandosi essenzialmente nel Serravalliano (*ibidem*) se non anche nel Tortonianiano (MENICHETTI & PIALLI, 1988).

2.2.2 - Lo scrivente ritiene che le cause di queste differenziazioni della successione etrusca siano di due diversi ordini:

A- fisiografiche: la porzione mesozoico-paleogene risulterebbe differenziata rispetto alla successione "classica" dell'Umbria orientale per essersi sedimentata a maggior profondità in corrispondenza dello *slope* che raccordava i fondali a minor battente d'acqua (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982, Fig.2) "eugubini", batiali (*sensu* VAN MORKOVEN *et al.*, 1986), con quelli, ad W, abissali "toscani" che si approfondivano al di sotto della C.C.S. fra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore (DAMIANI *et al.*, 1989);

B- tettoniche: la porzione tardo oligocenico-miocenica risulterebbe differenziata da una tettonica a scala quasi regionale -particolarmente attiva nel Burdigaliano- che deformava i fondali. Poichè tutte le variazioni cui si è accennato, ricadono sul terreno lungo una stretta fascia meridiana, che da Mercatello, a N, si sviluppa per oltre 30 km sino alle Gole del Forello

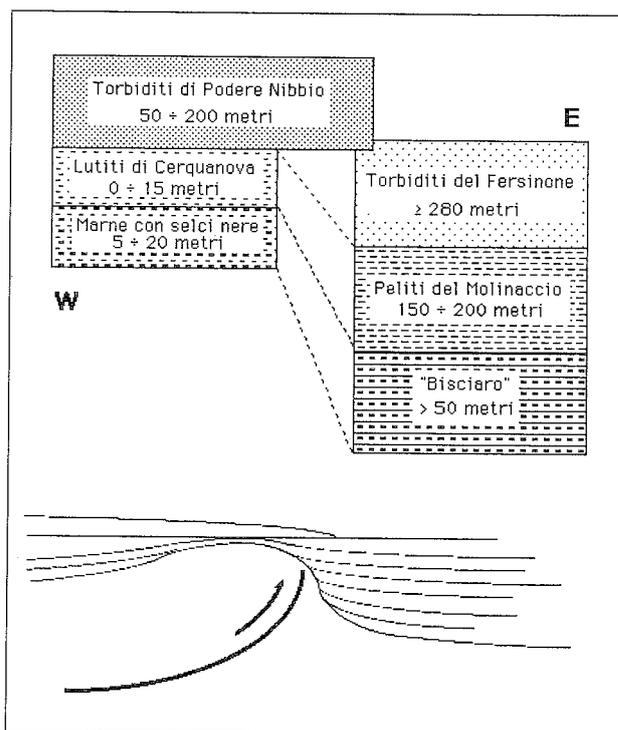


Fig. 3 - Schema della sedimentazione miocenica etrusca e dei rapporti verticali ed orizzontali fra le varie unita in cui è stata, al momento, suddivisa in via informale. In basso si indica una possibile interpretazione delle cause che possono aver determinato tali differenziazioni.

(Poggio Campione), a S, si pensa che l'insieme di queste variazioni sia imputabile all'originarsi di un alto strutturale declive nel suo lato W ed acclive in quello E, verosimilmente in relazione anche ad una o più faglie. Questa deformazione -come confermato dalla ricostruzione delle isopache- avrebbe individuato ad E una zona depressa e, ad W, l'"alto" asimmetrico, dal dislivello complessivo di oltre 400 metri. La sedimentazione in corrispondenza del blocco ribassato sarebbe stata inizialmente di tipo *on-lap* e, poi, di tipo *draping* mano a mano che si estendeva sull'"alto" strutturale il quale nel frattempo svolgeva una funzione di "setto" fino a quando -alla fine del Burdigaliano- non sarebbe stato superato dalle Torbiditi di Podere Nibbio di provenienza trasversale, ad affinità arcossica.

Queste ipotesi renderebbero conto: a) delle variazioni di spessore nella sedimentazione del Miocene inferiore; b) dell'esistenza di momenti deformativi fin dall'Oligocene superiore, ma parossistici nel Burdigaliano; c) della non-sedimentazione, in corrispondenza delle zone occidentali (Fig. 3), delle Peliti del Molinaccio e delle Torbiditi del Fersinone.

2.3 - SUCCESSIONE INTERMEDIA

Della possibile esistenza di questa successione "intermedia" si è cominciato ad avere sentore già da alcuni anni, quando sul terreno insorgevano dubbi se attribuire alcuni affioramenti alla successione ad affinità

toscana (quindi, alla unità sovrascorsa) o alla successione etrusca (in finestra tettonica). Questa possibilità appare oggi confermata anche da una rilettura critica della letteratura (NOCCHI, 1962; SIGNORINI & ALIMENTI, 1968; etc.)

In linea generale questa successione intermedia è costituita da:

A) marne varicolori variamente argillose con alcuni livelli che ricorderebbero la Formazione della Scaglia cinerea, se non fosse per la presenza di fiamme rossastre (fatto che le avvicina ai termini della sequenza toscana), di livelli di selce e, pur se non molto frequenti, di strati di arenarie quarzose giallastre potenti anche 20 cm.

Nelle campionature -anche se sparse- effettuate nella fascia che da S. Maria Tiberina (dati inediti), a N, fino a Corbara, a S, si sviluppa ad E del M. Acuto (DAMIANI & PANNUZI, 1985), ad E del L. Trasimeno (NOCCHI, 1962; PIRINI & MOSNA, 1962; SIGNORINI & ALIMENTI, 1968) e ad W della dorsale del M. Peglia (dati inediti), si sono osservati, differenzialmente da quanto si ha nell'"insieme varicolore", foraminiferi calcarei ben sviluppati riferibili ad un generico Oligocene se non già al Miocene inferiore sulla base del rinvenimento di *Globiquadrina dehiscens* (NOCCHI, 1962) alla sommità delle marne.

Queste associazioni faunistiche consentono di ricostruire una sedimentazione che si verificava su fondali più profondi di quelli sui quali in questo momento si sedimentava la Successione etrusca, e meno profondi di quelli sui quali si sedimentava l'"insieme varicolore" della Successione toscana (DAMIANI *et al.*, 1989), rappresentando, così, un ulteriore elemento di raccordo fra i fondali ad W, al di sotto della C.C.S. (2.1.A), e quelli "eugubini" ad E, a minor battente d'acqua.

Variazioni laterali esterne nell'ambito di questa "Successione intermedia", potrebbero essere gli "argilloscisti di M. Filoncio" (DAMIANI & PANNUZI, 1985), costituiti da argilliti meno indurite di quelle toscane, meno povere di CaCO₃ e contenenti faune a foraminiferi planctonici ben sviluppati in apparenza simili a quelle segnalate a M. Melino, M. Rentella, M. Bitorno (PIRINI & MOSNA, 1962; NOCCHI, 1962; SIGNORINI & ALIMENTI, 1968), etc.;

B) torbiditi arenaceo-pelitici, più distali, assai meno potenti di quelle toscane (300-500 m; cfr. 2.1.B), pur se con arenarie litologicamente affini. Nella porzione inferiore di queste torbiditi, a luoghi, sono presenti livelli di selce nera; sarebbe interessante verificare se questi livelli siano correlabili con quelli delle Marne con selce nera e/o con quelli del "Bisciario classico" dato che GELARD (1979) indica che a 19 M.a. si ha un livello siliceo ubiquitario, a diffusione mediterranea. Inoltre, sempre nella porzione inferiore di questa unità sono state segnalate *Miogypsinoides complanata* e *Miogypsinidae* (RENZ, 1936; PISTOLESI, 1965; NOCCHI, 1961; PIRINI & MOSNA, 1962) indicanti, pertanto, che questa risedimentazione silico-clastica

è iniziata sul finire dell'Oligocene, se non già nell'Aquitano, sulla base della segnalazione di *Miogypsina gunteri* (NOCCHI, 1961) e di *Globiquadrina dehiscens* nella porzione sommitale delle sottostanti marne (NOCCHI, 1962). Anche l'età di queste torbiditi, più recente di quelle toscane e più antica di quelle etrusche, troverebbe giustificazione nella loro posizione paleogeologica.

L'attuale localizzazione degli affioramenti riferibili a questa "successione intermedia" nel contesto dell'Umbria occidentale troverebbe spiegazione nel posizionamento dei piani di taglio in corrispondenza di essa (Fig. 2): ove il ricoprimento delle unità toscane si sviluppa maggiormente verso E (in genere a N del Trasimeno), essi si trovano alla estremità orientale di queste ultime, mentre ove la finestra tettonica è più ampia ed il sollevamento strutturale della successione etrusca è maggiore, compaiono alla estremità occidentale di questa.

3 - STILE DEFORMATIVO

L'assetto tettonico della regione considerata è messo bene in luce dalle due sezioni di Fig. 4 che corrono, con andamento subparallelo (WSW-ENE), circa una ventina ed una trentina di chilometri a S del Lago Trasimeno; quest'ultima, in particolare, ricade quasi sulla traccia della sezione di Fig. 56 in BALLY *et al.* (1988). Queste due sezioni preliminari sono state costruite sulla base di rilevamenti (areali), non specifici alla scala 1/10.000 e per la successione "etrusca" lo scrivente ha adottato le potenze riportate in 2.2, integrate -per le unità più antiche- con quanto noto in letteratura. Tenendo conto della scala delle due sezioni, si sono considerati i seguenti intervalli: a) Marne con selce nera/"Bisciario" + Scaglia Cinerea: 50 m ad W e di 150 m ad E; b) *multilayer* carbonatico, compreso fra il letto della Scaglia Cinerea ed il tetto del Calcere Massiccio: 500 m; 150-180 m sono relativi alla Corniola-Calcarei Grigi (PASSERINI, 1968; FAZZINI, 1968) valore che coincide con quanto si sta ricavando dagli studi nel Massiccio Amerino; c) Calcere Massiccio: 300 m; in analogia con quanto segnalato sia nel Massiccio Amerino, ove affiorano i sottostanti Calcari a Rhaetavicula (FAZZINI, 1968), sia al M. Cetona (200-350 m: PASSERINI, 1965); d) Calcari a Rhaetavicula: 300 m in via ipotetica, tenendo conto delle potenze indicate da FAZZINI (1968; 150 m (?) nel Massiccio Amerino) e da PASSERINI (1965; 300-375 m al M. Cetona). La potenza complessiva di questa successione (1150-1250 m) è circa 1/3 di quella raffigurata in BALLY *et al.* (1988) e, pertanto, occorrerà -qualora si disponesse dei profili sismici originali- verificare se non riconsiderare i vari riflettori.

Osservando le due sezioni di Fig. 4, è evidente che le unità ad affinità toscane sovrascorse sono giunte almeno fino all'attuale valle del F. Tevere, se non oltre, e che si sono messe in posto -per quanto detto nei

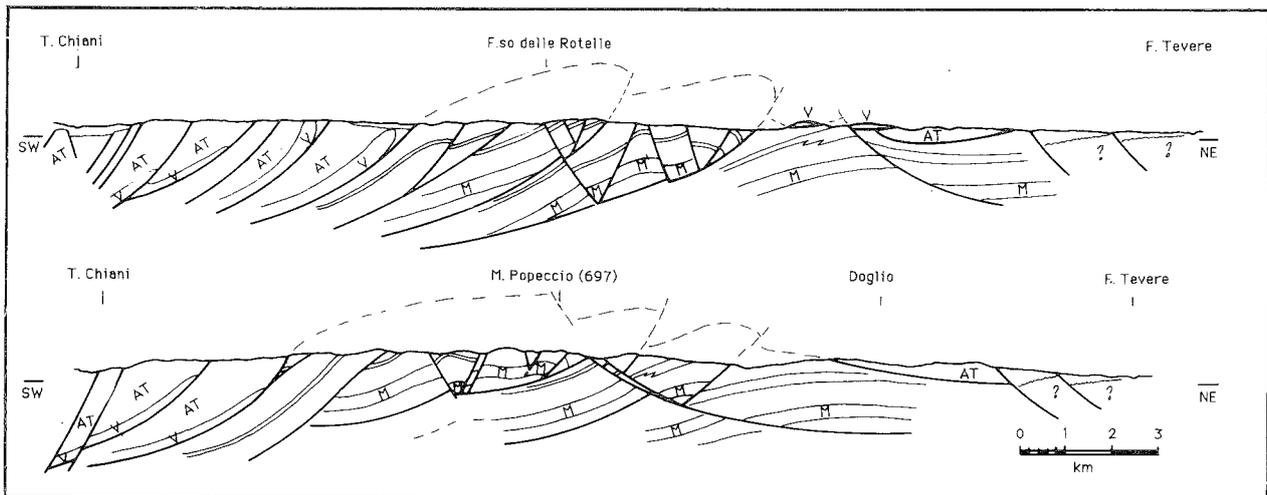


Fig. 4 - Sezioni schematiche interpretative attraverso l'area considerata. Con AT si indicano le arenarie del Trasimeno alla cui base si ha l'"insieme varicolore" (= V) non sempre raffigurato; con M si indica la Formazione del Calcarea massiccio; il livello molto sottile che compare in finestra tettonica rappresenta le Marne con selce nera- Formazione Bisciario.

paragrafi precedenti- su unità etrusche -di dominio umbro- già dislocate (per lo meno sia nel Giurassico sia nel Miocene inferiore). La superficie di sovrascorrimiento è stata successivamente:

- ripiegata in antiformali e in sinformi;
- sollevata e attraversata dai nuclei mesozoici in facies etrusca che si stavano enucleando;
- ribassata, sia ad W che ad E, dalla tettonica estensionale (pleistocenica) che ha dato luogo ai *graben* multipli entro cui scorrono i fiumi Paglia e Tevere.

Nelle future interpretazioni nel corso dello sviluppo di questo CROP, sembrerebbe opportuno valutare se i piani di scollamento principali utilizzati dalle unità ad affinità toscana -che in superficie coincidono o sono assai prossimi agli affioramenti dell'"insieme varicolore"- possano, nel sottosuolo, prima verticalizzarsi (=ramp) e poi, a maggior profondità, tendere a divenire suborizzontali (=flat). I sovrascorrimenti, in tal modo: si svilupperebbero ad una maggiore profondità, in analogia anche con quanto raffigurato da BALLY *et al.* (1988); eliderebbero minori porzioni di successione carbonatica (etrusche e/o toscane), i cui volumi, pur se di potenza ridotta, in base alle attuali interpretazioni, trovano una difficile collocazione. Per quanto riguarda i livelli di scollamento utilizzati dalle unità etrusche, questi sembra essere meno superficiale, e, verosimilmente coincidere con le evaporiti.

Il raccorciamento nella zona considerata sembrerebbe essere compreso per le unità ad affinità toscana fra il 20 ed il 30 %, mentre per quelle etrusche fra il 15 ed il 25 %; in entrambi i casi, sembrerebbe essere di maggiore entità a nord.

4 - MOMENTI DEFORMATIVI

Sulla base dei dati fin'ora raccolti dallo scrivente sembra poter individuare per lo meno i seguenti dieci momenti nella evoluzione sedimentaria/strutturale ce-

nozoica dell'area considerata:

a) fra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore si verifica: a'- nelle attuali zone occidentali un basculamento oppure una inflessione che accentua l'inclinazione dello "slope" verso W. I fondali, infatti, si approfondiscono ad W, fino a raggiungere zone abissali, al di sotto della C.C.S. (DAMIANI *et al.*, 1989); a''- nelle zone attualmente ad oriente un innalzamento per cui i fondali passano, fra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore da un batiale inferiore (2.000 m) ad un batiale superiore (1.000-500 m) (PARISI *et al.*, 1988);

b) nel tardo Oligocene inizia la deformazione lungo la fascia meridiana Mercatello- Poggio Campione, con acme nel Burdigaliano, dal dislivello complessivo superiore ai 400 metri: il blocco orientale, oltre a deprimersi, bascula e si abbassa verso N; il blocco occidentale, asimmetrico, si solleva ed esercita un importante controllo sulla sedimentazione (Fig. 3);

c) sul finire del Burdigaliano si ha un progressivo basculamento/inflessione dei fondali, i quali si deprimono a E o NE e si sollevano a W o SW: vengono "scaricate" nel bacino, con provenienza trasversale, le torbiditi arcose e la sedimentazione termina all'inizio del Langhiano.

Invece, ad E nelle zone attualmente adiacenti in sinistra del F. Tevere, la sedimentazione silico-clastica torbiditica si continua, mentre, ancora più a E, nei rilievi di Gubbio, questa comincerà solo alla sommità del Langhiano (DAMIANI & TUSCANO, questo vol.), confermando che questo tipo di sedimentazione continua a spostarsi da W o SW verso E e/o NE per migrazione del depocentro di un bacino che progressivamente tende a divenire meno profondo. Se l'alto strutturale asimmetrico indicato in 2.2.B, fosse in relazione ad una piega antiformali formatasi nell'*hanging wall* di un sovrascorrimiento, le prime manifestazioni compressive nella zona si potrebbero far risalire al tardo Oligocene con acme nel Burdigaliano;

d) al passaggio Langhiano Serravalliano nelle zone attualmente adiacenti in sinistra del F. Tevere, si ha la messa in posto di un grosso olistostroma di materiale liguride (DAMIANI *et al.*, 1983; DAMIANI & PANNUZI, 1986; DAMIANI & TUSCANO, questo volume; in prep.) mentre nella successione costituente i rilievi di Gubbio si ha la messa in posto della *megabed* Contessa;

e) fra l'inizio del Serravalliano -per quanto ora detto- ed il Tortonianiano inferiore (sedimentazione delle Arenarie di M. Vicino alla sommità della "Marnoso-arenacea eugubina") dovrebbe essersi verificata la messa in posto della Falda Toscana su di un *footwall* -per quanto detto in b- già parzialmente deformato;

f) successivamente alla messa in posto della Falda Toscana, ma comunque prima dell'alto Pliocene inferiore (4,27 M.A. =comparsa della *Globorotalia puncticulata*) seguono fenomeni compressivi che determinano fra l'altro: f¹) il sollevamento ed il ripiegamento della superficie del sovrascorrimento della falda toscana; f²) la enucleazione della dorsale M. Peglia - Massiccio Amerino, con modalità del tutto analoghe a quanto si verifica più a N nei massicci Perugini (MINELLI *et al.*, 1988; DAMIANI *et al.*, questo vol.); f³) notevoli effetti compressivi in tutte le zone ad E e , forse, anche il rovesciamento della olistoplacca di torbiditi serravalliane di S. Agata-Calaghita (DAMIANI & PANNUZI, 1986);

g) nell'alto Pliocene inferiore era già iniziata la tettonica distensiva con la formazione dei *graben* sia ad W che ad E della dorsale del M. Peglia; in particolare in quello ad W (Val di Chiana-F. Tevere) nelle "Argille di Fabro" (termini più antichi della ingressione marina) non è mai stata rinvenuta *Globorotalia margaritae* (AMBROSETTI *et al.*, 1987) la cui scomparsa è riferita a 3,6 M.a.

h) nel Pliocene medio-superiore, oltre ad un generale sollevamento (regressione medio pliocenica) si ha nella val di Chiana una migrazione verso E dell'asse del bacino (AMBROSETTI, 1978) indicante evidenti basculamenti dedotti anche per l'area considerata dalle inversioni di deflussi e dalla formazione di bacini lacustri interni;

i) in vari momenti del Pleistocene si manifestano eventi distensivi, non solo con riattivazioni. Sui bassi versanti orientali della dorsale del M. Peglia sui depositi "villafranchiani" che colmano il *graben* si espandono (STOPPA *et al.*, 1991) le effusioni di S. Venanzo (0,470 M.a.), mentre più a SE sono segnalate vulcanoclastiti anche sul lato orientale dello stesso *graben*. Per la posizione peritirrenica del vulcanismo pleistocenico è da ritenersi più verosimile che le faglie che bordano i lati orientali dei *graben* presentino caratteri di *master fault* e che vengano intersecate dalle faglie antitetiche che ne bordano i lati occidentali. Queste faglie più recenti potrebbero essere ad alto angolo (a domino ?), oltretutto avendo consentito la risalita di questi magmi particolarmente profondi;

l) in un momento ancora successivo (<0,470 M.a.), queste lave vengono interessate da nuovi fenomeni di taglio (N-S, destri; in STOPPA *et al.*, 1991).

Con le ricerche in corso e con quelle future sarebbe auspicabile, fra l'altro:

- incrementare i dati sulle potenze delle singole unità ricavando una più dettagliata carta delle isopache (Fig. 4 in DAMIANI *et al.*, in st.);

- approfondire l'analisi della dislocazione meridiana Mercatello-Poggio Campione individuandone la possibile prosecuzione verso N, poichè potrebbe aver condizionato la sedimentazione del Miocene inferiore non solo nelle zone qui considerate; infatti, litofacies pressochè analoghe si rinvencono lungo quasi tutta la fascia che si sviluppa da qui fin oltre i Massicci Perugini (SIGNORINI & ALIMENTI, 1968; DAMIANI *et al.*, 1983). A tal fine occorrerà completare per tutta l'area lo studio di dettaglio delle litologie e delle geometrie a cavallo di essa;

- analizzare la successione "intermedia";
- individuare quanto ad E si estenda il sovrascorrimento delle unità toscane, o di dominio toscano", nel quale si comprenderebbe la successione "intermedia" ora individuata;
- ricercare elementi che consentano di precisare quando si sia verificata la messa in posto delle unità ad affinità toscana;
- verificare se il sovrascorrimento abbia indotto ed, eventualmente, in quale entità una tettonica da trascinamento nelle sottostanti unità;
- precisare i caratteri delle dislocazioni più recenti.

BIBLIOGRAFIA CITATA

AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini toscano- umbro- laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 573-580.

AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G.B., LANDINI B. & PARISI G. (1987) - *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del F. Tevere nell'Umbria meridionale*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**, 10-33.

ARTHUR M.A. & PREMOLI SILVA I. (1982) - *Development of widespread organic carbon rich strata in the Mediterranean Tethys*. in: SCHLAGER S.O. & CITA M.B. - NATURE AND ORIGIN OF CRETACEOUS CARBON RICH FACIES. 9-55, Academic Press.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

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

BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della serie toscana. 2 - Breccie e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (1965, 1), 19-66.

- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1966) - *Stratigrafia , correlazione e genesi degli scisti policromi dei monti del Chianti (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 93- 166.
- 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. **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 stratigrafico-strutturale della olistoplastra di S. Agata- Calaghita ad oriente di Umbertide (Umbria settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **104**, 205-224.
- DAMIANI A.V. & TUSCANO F. (questo volume) - *Panoramica sulla sedimentazione silicoclastica in facies umbra ed i suoi rapporti con le unità ad affinità toscana*.
- DAMIANI A.V. & TUSCANO F. (in prep.) - *Precisazioni geologico-stratigrafiche sulle torbidità "etrusche" ed "ombre s.l." affioranti fra i Massicci Perugini ed i rilievi di Gubbio*.
- DAMIANI A.V., FARAMONDI S., NOCCHI- LUCARELLI M. & PANNUZI L. (1989) - *Biocrono stratigrafia delle unità litologiche costituenti l'insieme varicolore" affiorante fra la Val di Chiana ed il F. Tevere (Italia centrale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **106**, 109-160.
- DAMIANI A.V., MENCARELLI I. & PIAZZOLI S. (in stampa) - *La "Catena preappenninica" dell'Umbria occidentale. parte I^a - Considerazioni e problematiche sulla sedimentazione dalla "Successione etrusca" affiorante nella dorsale del M. Peglia*. Boll. Serv. Geol. d'It., 109.
- DAMIANI A.V., MINELLI G. & PIALLI G. (questo vol.) - *L'unità Falterona - Trasimeno nell'area compresa fra la Val di Chiana e la valle Tiberina : Sezione Terontola-Abbazia di Casiano*.
- 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.
- FAZZINI P. (1959) - *Brevi cenni sui terreni sovrascorsi sulla serie dell'Umbria nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 232-242.
- FAZZINI P. (1968) - *La geologia dei monti di Amelia (TR). Stratigrafia e tettonica*. Mem. Soc. Geol. It., **7**(4), 441-469.
- FOLK R.L. (1974) - *Petrology of sedimentary rocks*. 182 pp. Hemphil P.co, Austin, Texas.
- GANDIN A. & PIERUCCINI U. (1969) - *Anomalie stratigrafiche dei terreni oligo-miocenici della zona di Morrano (Orvieto)*. Riv. It. Paleont. **75**(1), 123-164.
- GHELARDONI R. (1962) - *Stratigrafia e tettonica dei monti ad E e S del Lago Trasimeno*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 521-531.
- JACOBACCI A., BERGOMI C., CENTAMORE E., MALATESTA A., MALFERRARI N., MARTELLI G., PANNUZI L. & ZAITINI N. (1970) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia F. 115 - "CITTA' DI CASTELLO" ,F. 122 "PERUGIA", F. 130 "ORVIETO"*. Serv. Geol. d'It. 151 pp.
- MENICHETTI M. & PIALLI G. (1988) - *Geologia strutturale del preappennino umbro tra i monti di Gubbio e la catena del M. Petrano-M. Cucco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 371- 388.
- MINELLI G., MOTTI A. & PIALLI G. (1988) - *Evoluzione tettonica dei Massicci Perugini area di M. Torrazzo*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 389-398.
- PARISI G., GUERRERA F., MADILE M., MAGNONI G., MONACO P., MONECHI S. & NOCCHI M. (1988) - *Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossils and foraminiferal biostratigraphy in the Monte Cagnero section, Piobbico (Italy)*. Int. Subcomm. Paleog. Strat. E/O meeting. Ancona, Oct. 1987. Spec. Publ. **1**, 119-135.
- NOCCHI M. (1962) - *Osservazioni stratigrafiche a N ed a E del Lago Trasimeno*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 423-427.
- NOCCHI M. & CATINELLI A. (1965) - *Cenni sulla stratigrafia della "serie toscana" e della serie umbra nell'alta val Tiberina*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 525-542.
- PASSERINI P. (1965) - *Il Monte Cetona*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 222-338.
- PIRINI C. & MOSNA S. (1962) - *Nota micropaleontologica per i terreni ad E e a S del Lago Trasimeno*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 533-541.
- PISTOLESI A. (1965) - *Ritrovamento di Miogipsine alla base del Macigno in Umbria*. Boll. Soc. geol. It., **84**, 271-280.
- RENZ O. (1936) - *Über Aufarbeitung von Foraminiferen in Jungtertiär stlich des Trasimenischen Sees (Umbrien)*. Ecl. Geol. Helv. **29**(1), 325-335.
- SCARSELLA F. (1950) - *Resoconto sommario delle osservazioni geologiche compiute nel medio bacino del Tevere fra Orvieto e Narni*. Contr. Sc. Geol. (Suppl. a "la Ricerca Sc."), **20**, 6 pp.
- SIGNORINI R. & ALIMENTI M. (1968) - *La serie stratigrafica del M. Rentella fra il Lago Trasimeno e Perugia*. Geol. Romana, **8**, 75-94.
- STOPPA F., LAVECCHIA G., LUPINI L. & BROZZETTI F. (1991) - *Guide Book to Volcanism in the Umbria-Latium ultra-alkaline district*. IAVCEI: Potassic- volcanism working group: post confernce excursion - Napoli Settembre 1991.
- VAN MORKHOVEN F.P.C.M., BERGGREN W. A. & EDWARDS A.S. (1986) - *Cenozoic cosmopolitan deep- water benthic foraminifera*. Bull. Centr. Res. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine. Mem. **11**.