

**EVOLUZIONE SEDIMENTARIA E TETTONICA DELLA PARTE CENTRO-MERIDIONALE DEL
BACINO PLIOCENICO DI RADICOFANI**

Riassunto

Abstract

1. Introduzione

2. Inquadramento geologico e cenni di stratigrafia

2.1 Stratigrafia e giacitura dei sedimenti pliocenici

3. Assetto strutturale

4. Discussione

5. Conclusioni

Riferimenti bibliografici

RIASSUNTO

E' stato studiato l'assetto strutturale e l'evoluzione sedimentaria della parte centro-meridionale del Bacino pliocenico di Radicofani integrando i dati di superficie (rilevamento geologico e studio biostratigrafico dei sedimenti pliocenici) con i dati della sismica a riflessione e dei sondaggi profondi. La struttura di tale Bacino è caratterizzata da faglie dirette a geometria listrica che delimitano la depressione tettonica sia sul bordo occidentale che su quello orientale. Il fatto che, da ovest verso est, i sedimenti pliocenici risultino sempre più recenti e che i loro spessori non aumentino procedendo verso il margine orientale del bacino, suggerisce che anche le faglie dirette abbiano una età più recente verso est. La loro progressiva attività avrebbe determinato la migrazione della sedimentazione nella stessa direzione e, a causa della geometria listrica, la rotazione dei corpi sedimentari precedentemente depositatisi. E' infine presentata una ipotesi per spiegare la subsidenza che ha interessato il Bacino di Radicofani.

ABSTRACT

The structural setting and the sedimentary evolution of the central part of the Radicofani Basin, Pliocene in age, has been analyzed combining data from fieldwork, biostratigraphic studies with borehole and reflection seismic data. The structure of the Basin is characterized by listric normal faults which bound the tectonic depression both in the western and in the eastern side. The occurrence, from west to east, of younger sediments suggests that normal faults are younger eastward. Their activity caused the depocenter migration toward east and, due to the listric geometry, the rotation of the already existing sediments. Finally, a hypothesis on the subsidence, which affected the Radicofani Basin, is here presented.

PAROLE CHIAVE: Toscana meridionale, Bacino di Radicofani, Pliocene inferiore, subsidenza.

Dipartimento di Scienze della Terra Via delle Cerchia 3, 53100 Siena

KEY WORDS: Southern Tuscany, Radicofani Basin, early Pliocene, subsidence

1. INTRODUZIONE

La struttura della Toscana meridionale è caratterizzata da importanti depressioni tettoniche orientate NNW-SSE (fig.1) e definite da GIANNINI & TONGIORGI (1959) come strutture di tipo graben, una interpretazione accettata anche da altri Autori (GIANNINI, 1962; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1965; MAZZANTI, 1966a,b; LAZZAROTTO, 1967; CALAMAI *et al.*, 1970; COSTANTINI *et al.*, 1982) i quali hanno solitamente rappresentato queste depressioni tettoniche come delimitate da faglie dirette piane e non rotazionali. Più recentemente è stato invece suggerito che alcune di queste depressioni possano essere caratterizzate da faglie dirette a geometria listrica (MARIANI & PRATO, 1988), particolarmente per quanto riguarda il loro bordo orientale (LAVECCHIA *et al.*, 1984; BOCCALETTI *et al.*, 1985; LAVECCHIA, 1988; BALLY *et al.*, 1988; LAVECCHIA & STOPPA, 1989; BERTINI *et al.*, 1991).

Nelle depressioni tettoniche della Toscana meridionale si è sviluppata, a partire dal Tortoniano superiore e fino al Pliocene medio, una sedimentazione continentale e marina e che può raggiungere, nelle zone centrali dei bacini, spessori nell'ordine dei 1500 metri. Lo studio dell'evoluzione sedimentaria di questi bacini, seppur oggetto di analisi stratigrafiche (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978; LAZZAROTTO & SANDRELLI, 1979; COSTANTINI *et al.*, 1982; BOSSIO *et al.*, 1992a;b) e ricostruzioni paleogeografiche (AMBROSETTI *et al.*, 1978; BARTOLINI *et al.*, 1982), risente della carenza di analisi cronostatigrafiche e paleoambientali, integrate con studi sull'assetto tettonico della depressione strutturale nella quale la sedimentazione ha avuto sviluppo. Scopo di questa nota è appunto quello di contribuire alle conoscenze sui rapporti fra tettonica ed evoluzione sedimentaria nei bacini neogenici della Toscana meridionale analizzando la parte centro-meridionale del Bacino pliocenico di Radicofani (fig.1 e 2); in questa zona sono stati realizzati una sezione sismica a riflessione e, relativamente al settore occidentale, una serie di pozzi profondi a scopo geotermico. L'integrazione di questi dati con i dati geologici di superficie e con i risultati dell'analisi micropaleontologica dei sedimenti pliocenici ha portato ad alcune nuove considerazioni sull'assetto tettonico e sull'evoluzione sedimentaria del Bacino di Radicofani.

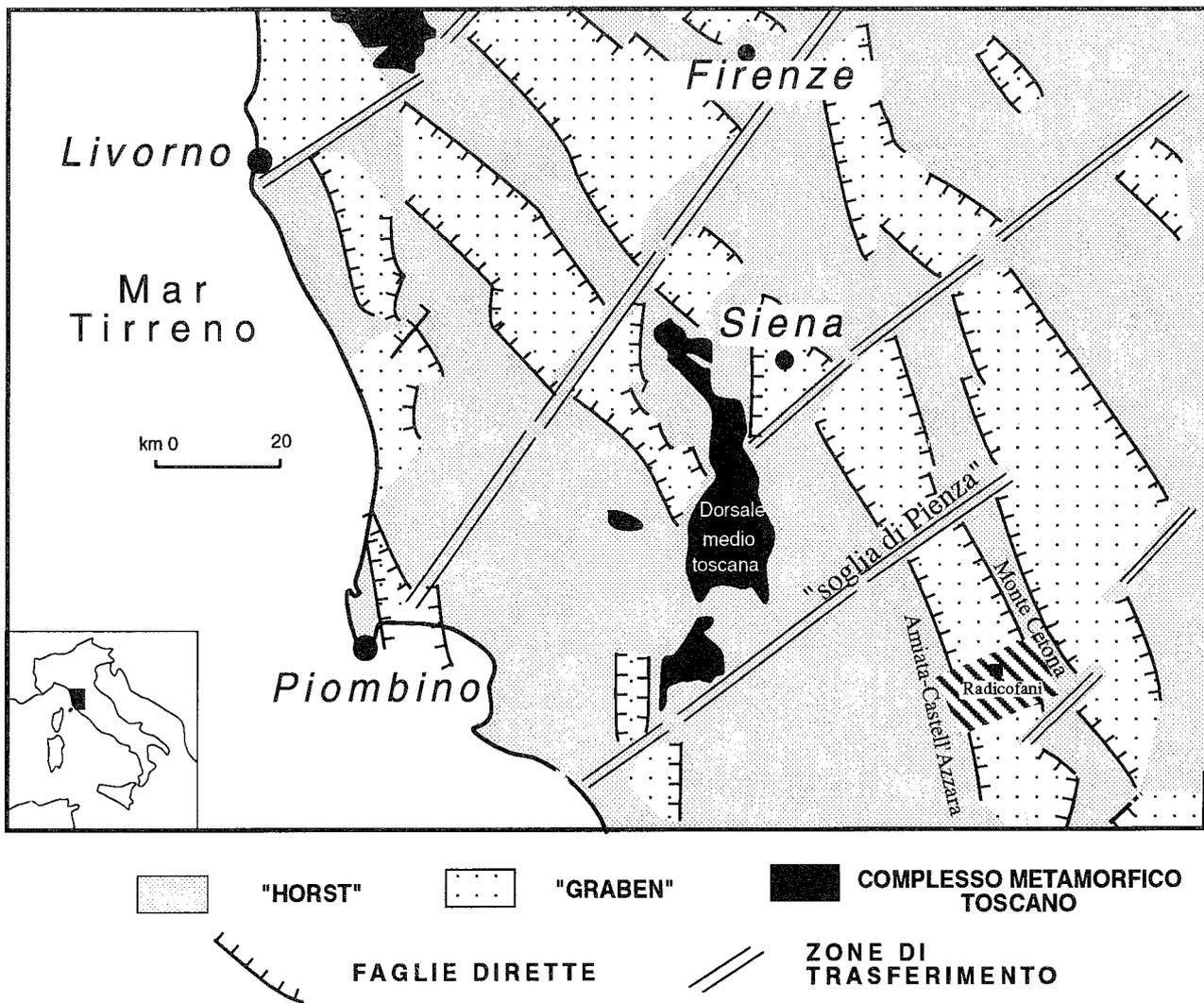


Fig.1 - Schema strutturale della Toscana meridionale. Sono indicati i principali bacini pliocenici e quaternari con gli alti strutturali ad essi interposti. In rigato, l'area oggetto di studio.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E CENNI DI STRATIGRAFIA

Il Bacino pliocenico di Radicofani costituisce la parte meridionale di una importante depressione strutturale che si estende con direzione NW-SE e di cui fa parte anche il Bacino pliocenico di Siena (fig.1). Questa importante depressione è segmentata da discontinuità ad essa trasversali, interpretabili come zone di trasferimento (LIOTTA, 1991) e che la suddividono in bacini caratterizzati da evoluzione sedimentaria indipendente (GELMINI, 1974; COSTANTINI *et al.*, 1982; BARTOLINI *et al.*, 1982). Il Bacino di Radicofani è delimitato a Nord da una di queste strutture (la "Soglia di Pienza", COSTANTINI *et al.*, 1982), mentre ad ovest è delimitato dalla dorsale Amiata-Castell'Azzara ed a est dalla Dorsale del Monte Cetona; a sud, il Bacino di Radicofani si collega con il Bacino del Tevere (BALDI *et al.*, 1974).

Nell'area studiata sono stati riconosciuti, in affioramento e/o in sondaggio (fig.2 e 5/a), le seguenti

unità litostratigrafiche, che a partire dall'alto sono:

- i travertini di S.Casciano dei Bagni;
- le trachidaciti e le latiti ultrapotassiche di età quaternaria appartenenti al complesso vulcanico del Monte Amiata (MAZZUOLI & PRATESI, 1963; BARBERI *et al.*, 1971; BIGAZZI *et al.*, 1981);
- le shoshoniti di età quaternaria del complesso vulcanico di Radicofani (INNOCENTI, 1967; BARBERI *et al.*, 1971; BARBERI *et al.*, 1991; D'ORAZIO *et al.* 1994);
- le formazioni mioceniche e plioceniche;
- le formazioni cretaceo-eoceniche di facies ligure (CALAMAI *et al.*, 1970; COSTANTINI *et al.*, 1977; BUONASORTE *et al.*, 1988);
- le formazioni di facies toscana affioranti sulla dorsale del Cetona e di età compresa fra il Trias superiore e l'Oligocene superiore (PASSERINI, 1964; CALAMAI *et al.*, 1970; BUONASORTE *et al.*, 1988; COSTANTINI *et al.*, 1993);
- le formazioni metamorfiche triassico-paleozoiche, individuate in sondaggio e sottostanti alle Anidriti di Burano (PANDELI *et al.*, 1988b; ELTER & PANDELI, 1991).

2.1 Stratigrafia e giacitura dei sedimenti pliocenici

I sedimenti pliocenici, oggetto dell'analisi biostratigrafica, affiorano estesamente all'interno del Bacino di Radicofani ed i rapporti fra loro esistenti sono illustrati in fig.3 dove, da ovest verso est, sono rappresentate quattro diverse successioni stratigrafiche i cui litotipi sono:

*P₁ - Formazione delle Argille ed argille sabbiose (Pliocene inferiore, dalla Zona a *Globorotalia margaritae* alla Zona a *Globorotalia puncticulata*)*

E' il litotipo prevalente ed affiora con continuità dal Torrente Paglia fino al bordo orientale del Bacino. Questa formazione é costituita principalmente da argille ed argille sabbiose di colore grigio-bruno o grigio-azzurro (*P_{1a}*) a cui talvolta si intercalano orizzonti di pochi centimetri di sabbie scarsamente cementate. La formazione *P₁* ingloba al centro del Bacino, lenti conglomeratiche e lenti sabbiose di notevole spessore ed estensione areale, descritte di seguito come Membro dei conglomerati di podere Pantano e Membro delle sabbie di Celle sul Rigo; nella parte orientale del Bacino, alle argille ed argille sabbiose sono invece intercalate accumuli di Breccie di calcare mesozoico alle quali é stato attribuito il nome di Membro di Casa Margherita.

L'età della Formazione *P₁* é progressivamente più recente da ovest verso est; infatti essa é attribuibile alla Zona a *Globorotalia margaritae* nell'area all'incirca compresa tra il Torrente Paglia ed il Torrente Rigo, alla Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae* fra il Torrente Rigo ed il paese di Celle sul Rigo ed alla Zona a *Globorotalia puncticulata* fra Celle sul Rigo ed il Monte Cetona (figg.2 e 5/a). In sondaggio (*S₃* di figg. 2 e 5/a) é stata identificata anche la Zona a *Globorotalia Sphaeroidinellopsis seminulina s.l.*.

Le associazioni a Foraminiferi bentonici permettono di ritenere che i sedimenti riferibili alla Zona a *Globorotalia margaritae* ed alla Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae* si siano depositi in un ambiente attribuibile alla parte più profonda della zona neritica esterna; diversamente i sedimenti della parte superiore della Zona a *Globorotalia puncticulata* sono riferibili alla zona neritica interna, mostrando quindi una tendenza regressiva.

Lo spessore delle argille ed argille sabbiose non é costante attraverso l'intero bacino, raggiungendo il suo massimo al centro del bacino stesso dove, nel sondaggio *S₄* (figg. 2 e 5/a), la formazione é stata attraversata per circa 1500 metri (fig. 5/a).

Le argille ed argille sabbiose immergono verso ovest con valori di inclinazione intorno ai 15°, ad ovest del torrente Paglia mentre immergono verso est, con valori di inclinazione intorno ai 15-20°, ad est del Torrente Paglia. Lungo il bordo orientale del Bacino il valore di inclinazione tende a diminuire, risultando nell'ordine dei 10°.

*P_{1c} - Membro dei conglomerati di podere Pantano (Zona a *Globorotalia margaritae*)*

Nei dintorni di podere Pantano affiorano, intercalati alle argille ed argille sabbiose, corpi lenticolari di conglomerati di diversa potenza. Nei pressi del podere Pantano anzi detto si osserva lo spessore maggiore che é intorno ai 25 metri. Si tratta di un conglomerato eterometrico ed eterogenico, non classato, poco cementato e caratterizzato da matrice sabbiosa.

Il diametro dei ciottoli varia da circa 30 cm a qualche mm. Essi sono comunque sempre ben arrotondati; la dimensione dei ciottoli e l'abbondanza della matrice sabbiosa é variabile da una lente di conglomerato all'altra. Talvolta, intercalati alla stessa lente di conglomerati si possono riconoscere livelli argillosi dello spessore di circa 15 cm.

I litotipi più rappresentati sono calcari silicei a grana fine di colore grigio-piombo; subordinatamente si riconoscono calcari a grana fine di colore bianco sporco, arenarie calcarifere e rare calcareniti. Questi litotipi sono riferibili a formazioni di facies ligure. In alcune lenti si riconoscono ciottoli di calcare marnoso di colore rosso, grigio-verde e verde, calcari neri con vene di calcite, calcari saccaroidi di colore grigio chiaro e calcari a grana fine con lenti di selce che, nell'insieme, sono riferibili a formazioni di facies toscana. In quantità ancora minore, si possono trovare ciottoli di offioliti e di diaspri. Talvolta i ciottoli calcarei presentano fori di litodomi. Spesso si osservano embriature nei ciottoli e, in questi casi, essi indicano una direzione della corrente Sud/Nord.

Il contatto fra il conglomerato e le argille di letto é di carattere erosivo mentre il contatto con le argille al tetto é netto e ben marcato.

Questi conglomerati immergono costantemente verso est, con valori di inclinazione nell'ordine dei 10-15°.

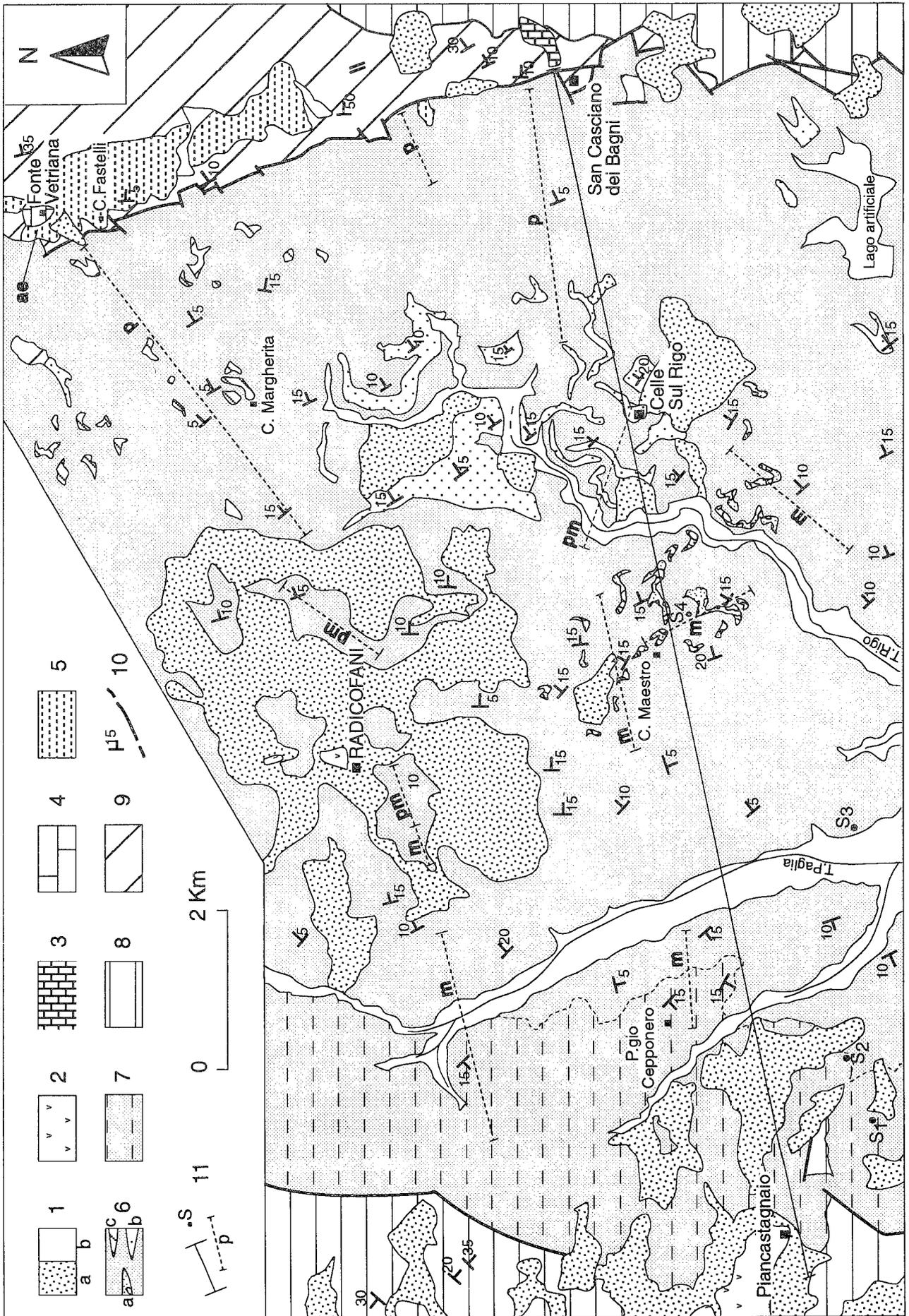
Per quanto riguarda l'età, l'analisi dei Foraminiferi di campioni provenienti dalle argille alla base dei conglomerati, da quelle intercalate ad essi e da quelle al tetto dei conglomerati stessi, hanno indicato la Zona a *Globorotalia margaritae* ed un ambiente di deposizione riferibile alla zona neritica esterna.

Le indicazioni paleobatimetriche, la struttura sedimentaria e la geometria di questi corpi conglomeratici, riconducibile a canali sottomarini, suggeriscono un meccanismo di deposizione legato a flussi gravitativi.

*P_{1s} - Membro delle sabbie di Celle sul Rigo (Pliocene inferiore; dalla Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae* alla Zona a *Globorotalia puncticulata*)*

Nella parte centrale del Bacino si riconoscono lenti prevalentemente costituite da sabbie scarsamente cementate, di colore grigio o giallo-ocra, che possono raggiungere spessori fino a 50 metri.

Il passaggio dalle argille ed argille sabbiose alle sabbie



di Celle sul Rigo, è, dove osservabile, per alternanza; diversamente, al tetto delle sabbie, il passaggio alle argille ed argille sabbiose è netto e ben definibile.

Il litotipo dominante del Membro di Celle sul Rigo è rappresentato da una sabbia color giallo-ocra, generalmente poco cementata, disposta in strati che possono raggiungere uno spessore di circa 50 cm. Questi strati, talvolta gradati, sono separati da sottili livelli argillosi dello spessore di pochi centimetri.

Agli strati di sabbie si intervallano livelli lenticolari costituiti da elementi argillosi (*clay chips*) e da ciottoli provenienti dalle formazioni carbonatiche del Monte Cetona. L'analisi dei Foraminiferi presenti negli elementi argillosi ha dimostrato che essi provengono da argille riferibili alla Zona a *Globorotalia margaritae* e quindi sottostanti alle Sabbie di Celle sul Rigo. Associati ai livelli di *clay chips* si trovano spesso piccoli livelli di ciottoli, di dimensioni millimetriche, oppure orizzonti di detrito conchigliare nel quale si possono riconoscere soprattutto *Ostree*. Intercalate alle sabbie infine, si possono individuare conglomerati di riempimento di canale i cui clasti, spesso con fori di litodomi, sono costituiti da litotipi provenienti dalle formazioni della Successione Toscana affiorante sul Monte Cetona.

Alla base degli strati sabbiosi più cementati sono raramente osservabili contro-impronte di corrente (*flute casts*) indicanti una direzione di apporto da est verso ovest. Le Sabbie di Celle sul Rigo immergono costantemente verso est con valori di inclinazione intorno ai 15°-20°.

L'analisi micropaleontologica condotta sulle intercalazioni più argillose delle Sabbie di Celle sul Rigo, ha mostrato che queste sono per la maggior parte riferibili alla Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae*; solo le lenti di Sabbie più orientali sono risultate della Zona a *Globorotalia puncticulata*. In tutti i casi le associazioni a Foraminiferi bentonici sono riferibili alla zona neritica esterna, ma inquinate da quantità variabili di elementi non in posto, spiazzati da aree più superficiali.

Le strutture sedimentarie riconosciute nelle Sabbie di Celle sul Rigo, la geometria dei corpi sabbiosi e le indicazioni paleobatimetriche permettono di interpretare questi corpi come depositi legati a flussi gravitativi, in accordo con IACCARINO *et al.* (1991) e similmente a quanto interpretato da GANDIN & SANDRELLI (1992) per analoghi corpi sabbiosi presenti nel Bacino di Siena.

*P_{1b} - Membro di Casa Margherita (Zona a *Globorotalia puncticulata*)*

Al tetto delle sabbie di Celle sul Rigo, la sedimentazione delle argille ed argille sabbiose procede con continuità nell'ambito della Zona a *Globorotalia puncticulata*. Lungo il margine orientale del Bacino di Radicofani essa è comunque interrotta dalla deposizione di accumuli lenticolari di breccie eterometriche e poligeniche di calcari mesozoici riferibili ai litotipi della Serie Toscana affiorante sul Monte Cetona.

Gli elementi a spigoli vivi sono rappresentati in maggioranza da calcare grigio-piombo a grana fine riferibile alla Formazione del calcare a *Rhaetavicula contorta*.

I clasti, talvolta con fori di litodomi, sono di dimensione compresa fra pochi millimetri e qualche decimetro; sono immersi in matrice sabbiosa ed il cemento, quando presente, è costituito da calcite.

Le breccie immergono costantemente verso est con valori di inclinazione intorno ai 10°.

L'associazione microfaunistica delle argille al tetto ed al letto delle breccie, indica una tendenza regressiva ed una deposizione in acque relativamente poco profonde. La presenza di accumuli di breccie in prossimità del Monte Cetona suggerisce che la loro messa in posto sia collegata ad eventi franosi originatisi da scarpate in corrispondenza del margine orientale del Bacino.

*P₂ - Formazione delle Argille ed argille sabbiose con elementi di Argille a palombini (Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia margaritae*)*

Affiorano estesamente sul margine occidentale del Bacino di Radicofani, dalle pendici del Monte Amiata fino al Torrente Paglia (sezione "Poggio Cepponero", in fig. 3). Esse vengono a contatto per faglia con il substrato costituito dalla formazione delle Argille a palombini affiorante sul Monte Amiata mentre mostrano rapporti di eteropia almeno con la parte inferiore delle Argille ed argille sabbiose (P₁) descritte nel paragrafo precedente.

Lo spessore di questo complesso argilloso è estremamente variabile: esso è stato attraversato per circa 500 metri nei pressi dell'abitato di Piancastagnaio ma tende ad assottigliarsi verso est, fino ad esaurirsi nei pressi del Torrente Paglia.

Fig. 2 - Schema geologico dell'area in studio. Spiegazione dei simboli: 1 - a - detrito, b - alluvione; 2 - vulcaniti; 3 - travertini; Gruppo di Fonte Vetriana: 4 - Calcare di Fonte Vetriana (Pliocene medio, Zona a *Globorotalia aemiliana*); 5 - Conglomerati con Sabbie di Fastelli (?Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata* - Pliocene medio, Zona a *Globorotalia aemiliana*); 6 - Formazione delle argille ed argille sabbiose (Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia margaritae* - Zona a *Globorotalia puncticulata*): a - Membro dei conglomerati di podere Pantano (Zona a *Globorotalia margaritae*), b - Membro delle sabbie di Celle sul Rigo (Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae*/ Zona a *Globorotalia puncticulata*), c - Membro di Casa Margherita (Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata*); 7 - Formazione delle argille ed argille sabbiose con elementi di Argille a palombini (Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia margaritae*); 8 - Liguri (Cretaceo-Eocene); 9 - successione toscana (Trias superiore-Oligocene superiore, ?Aquitano); 10 - giacitura degli strati con indicato il valore di inclinazione e contatti tettonici; 11 - linea continua: traccia della sezione geologica di fig. 5/a e della sezione sismica di fig. 4; linea tratteggiata: traccia delle sezioni stratigrafiche; la lettera indica la Zona a cui i sedimenti sono attribuiti: m: Zona a *Globorotalia margaritae*; p-m: Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae*; p - Zona a *Globorotalia puncticulata*; ae - ubicazione del campione riferibile alla Zona a *Globorotalia aemiliana*. S - sondaggio stratigrafico.

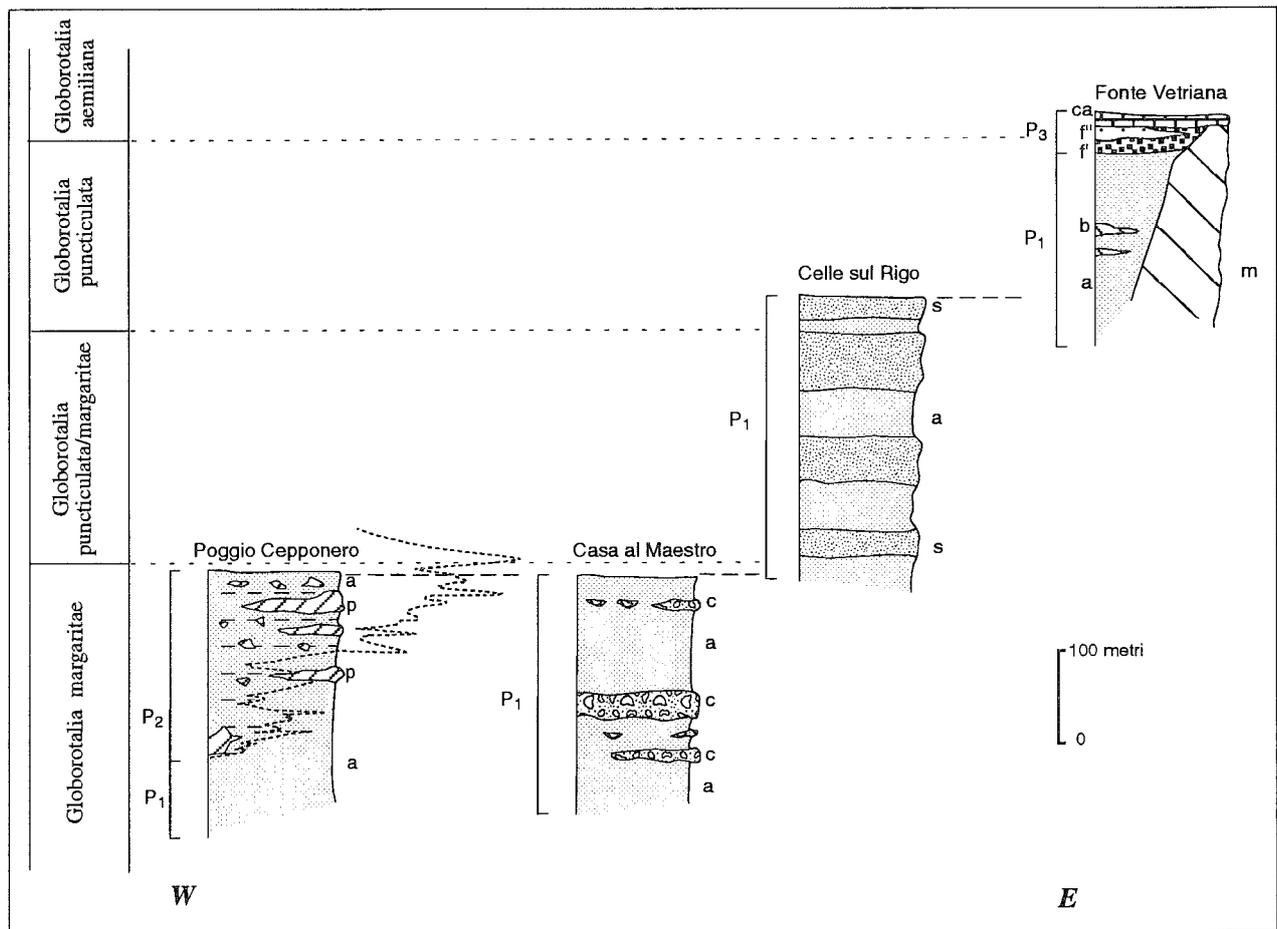


Fig. 3 - Rapporti fra i sedimenti pliocenici affioranti. In fig.2 l'ubicazione delle località da cui provengono le sezioni stratigrafiche. Spiegazione dei simboli: P₁ - Formazione delle argille ed argille sabbiose; a - argille ed argille sabbiose; c - Membro dei conglomerati di podere Pantano; s - Membro delle sabbie di Celle sul Rigo; b - Membro di Casa Margherita. P₂ - Formazione delle argille ed argille sabbiose con elementi di Argille a palombini: a - argille ed argille sabbiose; p - olistostromi ed elementi provenienti dalle Argille a palombini. P₃ - Gruppo di Fonte Vetriana: Conglomerati (f''') con sabbie (f'') di Fastelli; ca - Calcare di Fonte Vetriana. m - substrato rappresentato dai calcari mesozoici della successione toscana.

Il litotipo dominante é costituito da argille ed argille sabbiose di colore grigio-bruno (P_{2a}), plastiche con rare intercalazioni di livelli sabbiosi, debolmente cementati, di qualche centimetro di spessore e livelli di ghiaie ad elementi di calcare siliceo, dello spessore massimo di 2-3 metri.

Nelle argille ed argille sabbiose sono immersi abbondanti clasti talora arrotondati di calcare siliceo, a grana fine, di colore grigio-piombo, provenienti dalla formazione delle Argille a palombini. Questi clasti, di diametro con dimensione variabile da un metro fino a pochi centimetri, si ritrovano immersi nel sedimento argilloso pliocenico senza alcun ordine stratigrafico, assumendo un vero e proprio assetto caotico. Localmente le Argille ed argille sabbiose risultano quantitativamente subordinate ai calcari provenienti dalla formazione delle Argille a palombini tanto che questi ammassi di materiale esogeno sono stati interpretati come olistostromi (JACOBACCI *et al.*, 1957). Le argille ed argille sabbiose con elementi di Calcari palombini immergono verso ovest di circa 10-15°.

L'analisi micropaleontologica delle argille che inglo-

bano questi stessi olistostromi ha permesso di attribuire al Pliocene inferiore (Zona a *Globorotalia margaritae*), l'età delle Argille ed argille sabbiose e quella della messa in posto degli olistostromi.

P₃ - Gruppo di Fonte Vetriana (Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata*- Pliocene medio, Zona a *Globorotalia aemiliana*)

Poggia discordante sia sui termini più recenti della Formazione P₁ sia direttamente sul substrato carbonatico mesozoico del Monte Cetona. E' costituito da due formazioni che, dal basso verso l'alto, sono:

P3f - Conglomerati con sabbie di Fastelli (?Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata*- Pliocene medio, Zona a *Globorotalia aemiliana*)

Affiorano sul bordo orientale del Bacino e poggiano direttamente sulle argille ed argille sabbiose della Zona a *Globorotalia puncticulata* e su superfici di abrasione svi-

luppatesi sul substrato costituito dai carbonati mesozoici affioranti sul Monte Cetona.

Si tratta di conglomerati costituiti da ciottoli ben arrotondati, talvolta con fori di litodomi, di dimensione compresa fra pochi millimetri e gli 8 cm di diametro, prevalentemente provenienti dalla formazione del Calcere a *Rhaetavicula contorta*. I conglomerati sono immersi in una matrice sabbiosa e sono caratterizzati da poco cemento che, quando presente, è carbonatico. Rari sono gli organismi fossili che invece risultano abbondanti (soprattutto *Pecten* ed *Ostree*) nei livelli di sabbie che si intercalano ai conglomerati. Lo spessore di questi conglomerati con sabbie è nell'ordine dei 40 metri.

I Conglomerati con sabbie di Fastelli hanno giacitura generalmente orizzontale o debolmente immergente verso est.

L'analisi micropaleontologica di un campione proveniente dalla parte alta di queste sabbie ha permesso di attribuire, almeno in parte, questo deposito alla Zona a *Globorotalia aemiliana* e quindi al Pliocene medio. I conglomerati con sabbie di Fastelli sono interpretabili, sulla base della loro struttura sedimentaria e del contenuto macro-faunistico, come depositi costieri.

P_{3ca} - Calcere di Fonte Vetriana

Sui Conglomerati con Sabbie di Fastelli e direttamente sul substrato costituito dai carbonati mesozoici della successione toscana, poggia il Calcere bioclastico di Fonte Vetriana che, nella località tipo raggiunge lo spessore di circa trenta metri. Si tratta di un deposito debolmente stratificato, costituito da livelli di calcare compatto bioclastico, caratterizzati da abbondante matrice sabbiosa e cemento carbonatico. Questi strati, di qualche decimetro di spessore, sono separati da livelli di calcareniti e di sabbie calcaree dello spessore di pochi centimetri o di qualche decimetro. Il calcere di Fonte Vetriana, riferibile al "calcere ad *Amphistegina*" (Auctt.), rappresenta un deposito costiero ed è stato recentemente interpretato come appartenente ad un secondo ciclo sedimentario del Pliocene, nell'ambito della Zona *Globorotalia aemiliana*. (LACCARINO *et al.*, 1991). Il calcere di Fonte Vetriana ha giacitura generalmente orizzontale o debolmente immergente verso est.

3. ASSETTO STRUTTURALE

I sedimenti pliocenici del Bacino di Radicofani descrivono nell'insieme una blanda antiformentata con direzione del piano assiale NNW-SSE: i sedimenti affioranti ad occidente del Torrente Paglia infatti immergono verso ovest mentre, i sedimenti ad oriente del Torrente Paglia immergono costantemente verso est; i valori di inclinazione (fig. 2) e le caratteristiche sedimentologiche dei depositi argillosi suggeriscono che l'inclinazione non è originaria ma è

dovuta ad una deformazione successiva alla sedimentazione, la cui causa va ricercata nella struttura del bacino pliocenico.

Il Bacino di Radicofani è legato allo sviluppo di faglie dirette che dislocano tutte le strutture del substrato preneogenico incluse quelle originatesi durante l'evento distensivo che ha originato la sovrapposizione delle Unità liguri alla Formazione anidritica di Burano ("serie ridotta", Auctt.).

La struttura del bacino, come suggerito dai dati geofisici (fig. 4), è caratterizzata da faglie dirette a geometria listrica. Le inclinazioni dei sedimenti argillosi, dei conglomerati di pod. Pantano e delle sabbie di Celle sul Rigo possono quindi essere conseguenti alla rotazione del tetto avvenuta lungo la superficie concava di queste faglie dirette.

In fig. 5 è riportata una ipotesi evolutiva sul Bacino di Radicofani lungo la sezione Piancastagnaio-San Casciano dei Bagni: essa tiene conto delle informazioni provenienti dalle indagini geofisiche, dei sondaggi e delle indagini di campagna. In fig. 5/a è illustrata la sezione geologica della situazione attuale. Poiché lo spessore dei sedimenti neogenici non aumenta procedendo verso il margine orientale del bacino e poiché, nella stessa direzione, l'età dei sedimenti risulta sempre più recente, è ipotizzabile che l'area interessata dalla sedimentazione si sia estesa progressivamente verso est. La faglia diretta del Monte Cetona (la più orientale nella sezione) è quindi verosimilmente l'ultima faglia ad essersi sviluppata. Questa faglia è caratterizzata da una geometria articolata e sembra esaurirsi in corrispondenza di un riflettore sismico di notevole importanza, noto in letteratura come orizzonte K (BATINI *et al.*, 1978; NICOLICH & MARCHETTI, 1982; GIANELLI *et al.* 1988). Questo orizzonte è stato recentemente interpretato da CAMELI *et al.* (1993) come il limite superiore di una zona di taglio cinematicamente attiva in regime di distensione. In questa zona di taglio, che si colloca all'interno della crosta superiore e che separa una parte superiore caratterizzata da deformazione fragile da una parte inferiore caratterizzata da deformazione duttile, dovrebbero quindi esaurirsi le principali faglie dirette.

L'attività della faglia del Monte Cetona, per la sua geometria articolata, potrebbe aver causato sia la rotazione verso ovest dei sedimenti ad occidente del Torrente Paglia sia quella verso est dei sedimenti posti ad oriente dello stesso Torrente.

I sedimenti della Zona a *Globorotalia puncticulata* potrebbero, in questa ipotesi, essersi depositati in un semigraben (fig. 5/b) sviluppatosi in conseguenza dell'attività della faglia in discussione.

Similmente, un semigraben ed un cuneo sedimentario che si rastrema verso ovest è ipotizzato per la deposizione dei sedimenti della Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae* (fig. 5/c). Il cuneo sedimentario potrebbe così spiegare la discordanza fra i riflettori messi in evidenza dalla sezione sismica (fig. 4) e riferibile al passaggio fra la Zona a *Globorotalia margaritae* e la Zona a *Globorotalia*

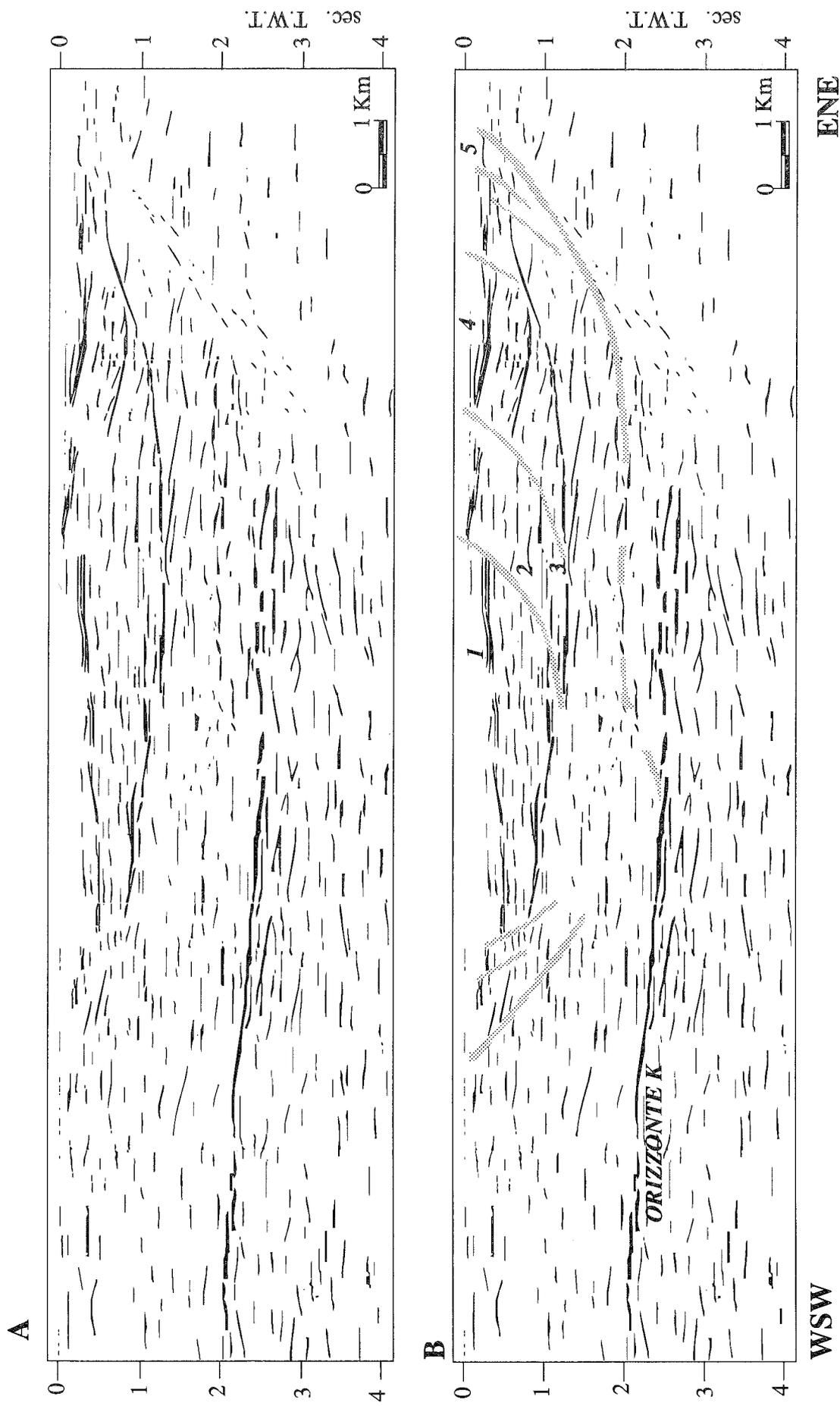


Fig. 4 - Line drawing (A) e sua interpretazione (B) della sezione sismica PIA 17, di proprietà ENEL.
 A - La traccia della sezione è indicata in fig. 2; il "Datum plane" è 200 m sul livello del mare. Le linee più spesse mettono in evidenza i riflettori con maggiore energia. La sezione originale e non migrata è stata di recente pubblicata da ORLANDO et al., (1991).
 B - Interpretazione delle riflessioni sismiche: In grisé: Traccia delle faglie dirette; 1 - livello di conglomerati, riconosciuto anche nei sondaggi S3 ed S4; 2 - tetto dei depositi del Langhiano (vedasi anche fig. 5); 3 - Base del Bacino; 4 - discordanza angolare riferita al contatto fra i sedimenti della Zona a *Globorotalia margaritae* e della Zona a *Globorotalia puncticulata/margaritae*; 5 - Sistema di faglie dirette ubicate nella parte occidentale del Bacino. La faglia del Monte Cetona è interpretata come una faglia diretta a geometria articolata che tende ad orizzontalizzarsi in corrispondenza dell'orizzonte K.

puncticulata-margaritae.

La Zona a *Globorotalia margaritae* (fig. 5/d) rappresenta l'intervallo durante il quale si è verificato il maggior sviluppo della sedimentazione. In questo intervallo di tempo si mettono in posto i numerosi olistostromi lungo il margine occidentale del Bacino.

Infine in fig. 5/e è ricostruito la struttura precedente allo sviluppo delle faglie dirette plioceniche e successiva allo sviluppo della "serie ridotta". Da questa sezione è possibile stimare anche l'estensione legata alle faglie dirette plioceniche che risulta nell'ordine del 15%.

4. DISCUSSIONE

Il bacino di Radicofani è caratterizzato da un elevato spessore di sedimenti pliocenici, fatto che deve trovare una sua giustificazione nella subsidenza che ha interessato il bacino e nella elevata velocità di sedimentazione (circa 0,16 cm/anno).

Una stima dell'entità di subsidenza prevede la ricostruzione degli spessori originari dei sedimenti pliocenici, prima cioè che essi abbiano subito la perdita di porosità per il carico di nuovi e più recenti sedimenti (fenomeno della "compattazione"). Lo spessore originario dei sedimenti, e quindi lo spessore "decompattato", può essere calcolato tramite la relazione che lega la diminuzione di porosità all'aumento della profondità. In questa nota è stata utilizzata la relazione proposta da BALDWIN & BUTLER (1985) per i sedimenti argillosi.

Questo calcolo, insieme alla valutazione della profondità alla quale i sedimenti si sono depositi e che è stata ottenuta dai risultati delle analisi micropaleontologiche, permette di stimare la profondità a cui si trovava il substrato al momento della sedimentazione. Effettuando queste valutazioni per differenti intervalli di tempo, è possibile dedurre la variazione della quota del substrato e quindi la evoluzione della subsidenza nel corso dell'evoluzione sedimentaria.

L'evoluzione della subsidenza relativamente alla parte centrale del Bacino di Radicofani è rappresentata nel diagramma profondità/tempo di fig. 6. L'unione dei punti rappresentativi delle quote del substrato costituisce la curva relativa alla subsidenza intesa nel suo significato cumulativo di effetti legati alla tettonica, al carico ed alla variazione di gradiente termico; essa è quindi indicata come subsidenza "totale".

In fig. 6 sono anche rappresentati gli spessori sedimentari "decompattati" da cui risulta che la perdita di porosità incide per circa il 10% sul volume dei sedimenti in esame.

BOND & KOMITZ (1984) suggeriscono una relazione, qui applicata, che permette di calcolare l'effetto della tettonica sulla subsidenza "totale". Detta relazione consente infatti di stimare a quale profondità si sarebbe collocato il substrato in assenza di carico sedimentario. Seguen-

do questa metodologia si ottiene che circa un terzo della subsidenza "totale" è dovuta alla tettonica (fig.6); ne consegue che la causa dell'elevato spessore di sedimenti è da ricercare in un eventuale contributo della subsidenza termica e/o nel carico esercitato dalla colonna dei sedimenti.

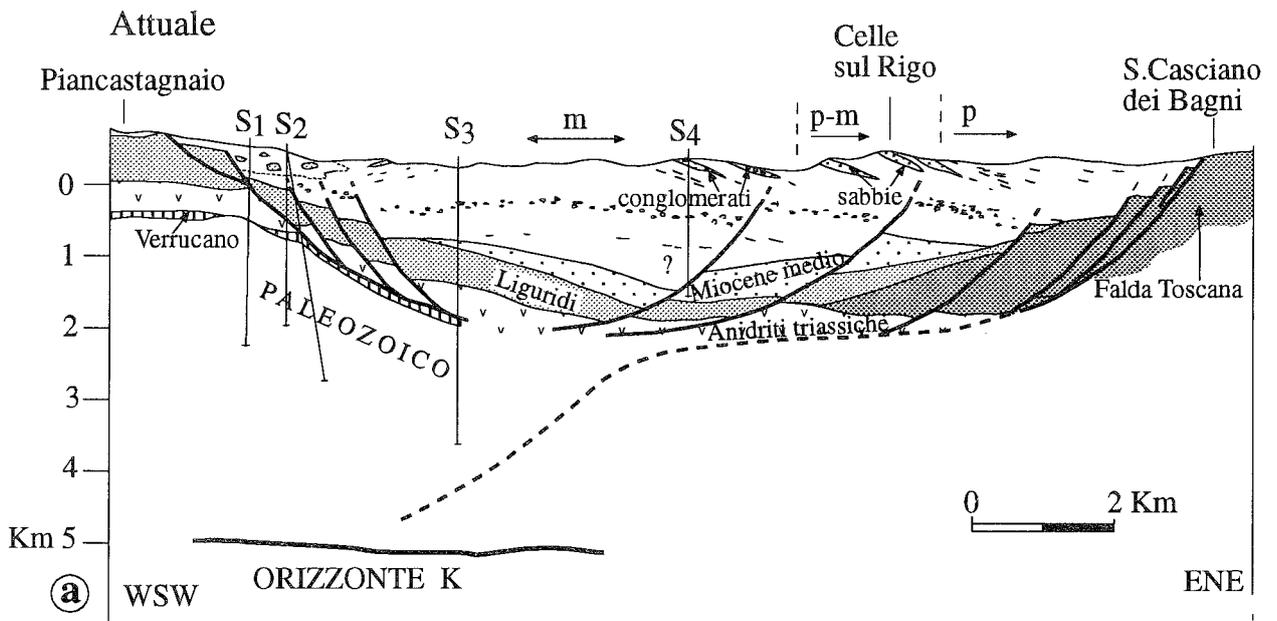
Per quanto riguarda la subsidenza termica, il fatto che, durante il Pliocene inferiore, la Toscana meridionale sia stata interessata da un diffuso magmatismo (FERRARA & TONARINI, 1985; SERRI *et al.*, 1991) suggerisce che questo periodo di tempo era anche caratterizzato da un riscaldamento anomalo della litosfera, una condizione che tende ad escludere il contributo del riequilibrio termico all'approfondimento del substrato del bacino, almeno nel periodo corrispondente alle Zone a *Globorotalia margaritae* e *puncticulata-margaritae* (fig.6).

Per quanto riguarda la subsidenza legata al carico, possono essere fatte le seguenti considerazioni: poiché i sedimenti della Zona a *Globorotalia margaritae* e *puncticulata-margaritae* sono attribuibili, in tutto il loro spessore, ad una comune profondità di deposizione, è necessario ritenere che la velocità di sedimentazione abbia costantemente bilanciato la subsidenza del bacino. LISTER *et al.* (1991) ritengono che il carico di depositi *syn-rift* possa incidere sulla subsidenza di un fattore pari a circa tre volte la quantità di subsidenza legata alla tettonica. Nel caso del Bacino di Radicofani, anche se gli ordini di grandezza risultano paragonabili a quelli proposti da questi Autori, ciò che sorprende è la velocità con cui il substrato del bacino si approfondisce. Nell'ipotesi che questo sia una conseguenza del carico, bisogna allora ritenere che la resistenza della litosfera alla deformazione sia stata relativamente piccola, durante il Pliocene inferiore; KUZNIR & PARK (1987) sostengono che la resistenza della litosfera dipende, in un regime distensivo, dal flusso di calore e dalla velocità di deformazione: in presenza di elevato flusso termico e di velocità di deformazioni maggiori di $10^{-15} \text{ sec}^{-1}$, il valore della resistenza tende a diminuire.

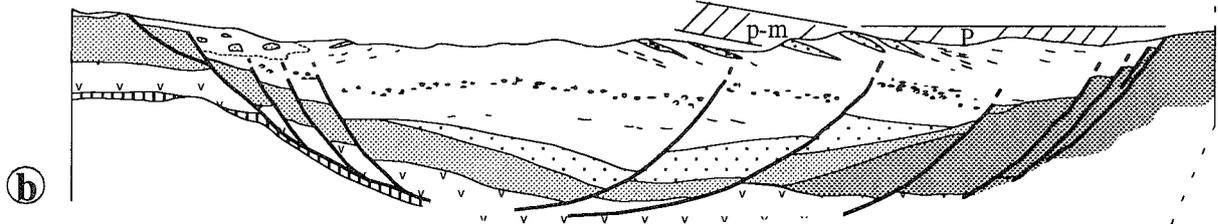
Dalle sezioni retrodeformate di fig. 5 può essere stimata per il Bacino di Radicofani una velocità di deformazione di circa $3 \cdot 10^{-15} \text{ sec}^{-1}$; questo fatto, insieme al possibile riscaldamento litosferico avvenuto durante il Pliocene inferiore, potrebbe avere determinato un indebolimento della capacità elastica della litosfera, favorendo così la subsidenza del substrato per carico.

5. CONCLUSIONI

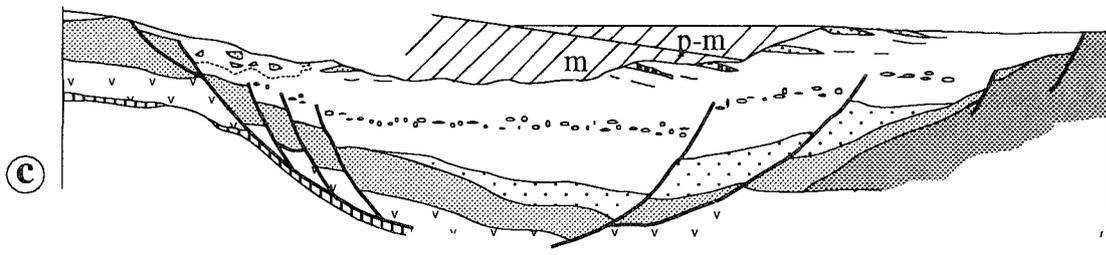
La sedimentazione pliocenica è verosimilmente avvenuta nella depressione strutturale, determinatasi per l'attività delle faglie dirette e, nell'ambito della Zona a *Globorotalia margaritae*, essa trova il suo massimo sviluppo. Durante questo intervallo di tempo si è quindi verificato un rapido accumulo di sedimenti che potrebbe



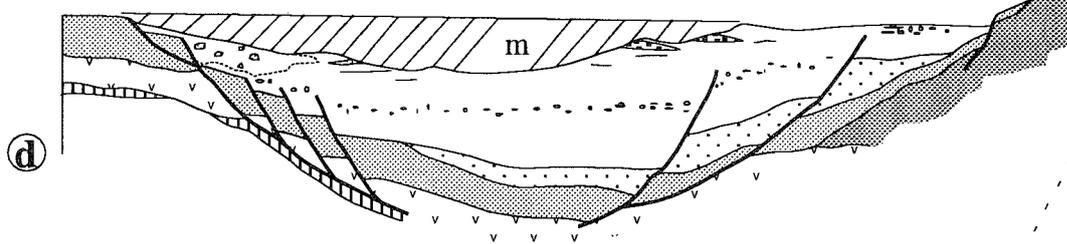
Zona a *G. puncticulata*



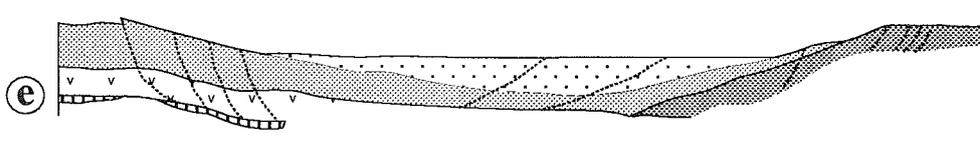
Zona a *G. puncticulata-margaritae*



Zona a *G. margaritae*



Miocene medio



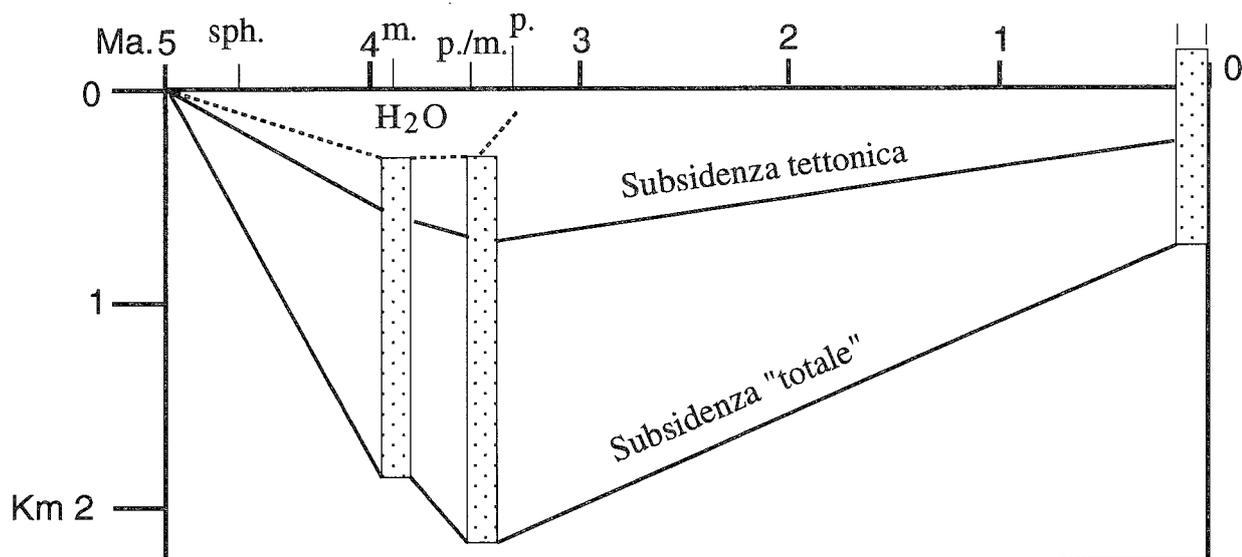


Fig. 6 - Grafico profondità/tempo relativo alla parte centrale del Bacino di Radicofani, lungo la sezione di fig.5/a. I litotipi argillosi tendono a diminuire il loro spessore per la perdita di acqua conseguente all'aumentare dell'accumulo sedimentario. La variazione dello spessore originario durante l'evoluzione sedimentaria, indicato in puntinato, può essere stimata applicando i metodi per la "decompattazione"; tenendo presente le indicazioni paleobatimetriche, è possibile costruire grafici che esprimano la variazione di profondità del substrato del Bacino nel corso dell'intervallo di tempo considerato. La variazione di profondità del substrato neogenico esprime anche la variazione della subsidenza "totale"; la curva della subsidenza attribuibile all'attività delle faglie dirette è indicata come subsidenza "tettonica" (vedasi il testo per ulteriori spiegazioni).

Spiegazione dei simboli: sph. - Zona a *Globorotalia Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.. Questa Zona è stata riconosciuta soltanto nel sondaggio S₃ ubicato presso il torrente Paglia; m: Zona a *Globorotalia margaritae*; p/m: Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae*; p: Zona a *Globorotalia puncticulata*.

aver determinato un aumento del carico sedimentario sul substrato e quindi aver favorito la subsidenza.

Nell'intervallo di tempo compreso fra la parte alta della Zona a *Globorotalia margaritae* e la Zona a *Globorotalia puncticulata* la sedimentazione delle argille ed argille sabbiose viene localmente interrotta dalla messa in posto di olistostromi e da depositi legati a flussi gravitativi. Questi elementi suggeriscono che, durante questo periodo, il substrato dell'intera zona era soggetto ad insta-

bilità.

Olistostromi, depositi legati a flussi gravitativi od addirittura depositi lacustri caratterizzano l'evoluzione sedimentaria dei principali Bacini pliocenici della Toscana meridionale durante il Pliocene inferiore (MARTINI & SAGRI, 1993; BOSSIO *et al.*, 1993 *cum bibl.*).

Questo intervallo di tempo, che corrisponde anche ad un intenso periodo di magmatismo, potrebbe essere stato caratterizzato da un importante flusso termico regionale,

Fig. 5 A - Sezione geologica lungo la traccia indicata nella carta geologica di fig. 2. Questa sezione è stata ottenuta integrando i dati di campagna con i dati della sezione sismica PIA 17, con i risultati delle analisi micropaleontologiche e con i dati delle stratigrafie dei pozzi. La struttura del Bacino è caratterizzata da faglie dirette con geometria listrica immergenti verso il centro del Bacino. Nella parte occidentale della sezione geologica i sedimenti argillosi e sabbiosi sono caratterizzati da olistostromi di facies ligure; la linea tratteggiata indica l'area dove si trovano gli olistostromi di Argille e Calcari palombino. Il sondaggio S₃, pur avendo attraversato l'intero complesso neogenico e raggiunto sedimenti del Langhiano (MAZZEI, *com. pers.*), non fornisce informazioni sul passaggio Miocene-Pliocene. Dopo 1350 metri di perforazione è stata registrata una brusca diminuzione di resistività: essa potrebbe quindi essere legata ad argille di ambiente continentale, correlabile con i depositi turoliani che affiorano nella Toscana meridionale ad est della Dorsale medio-Toscana (LAZZAROTTO & SANDRELLI, 1979). Questa incertezza interpretativa si riflette sulla sezione dove, con un punto interrogativo, viene indicato l'intervallo in questione.

Spiegazione dei Simboli: S1, S2, S3 ed S4 - sondaggi; I conglomerati sono quelli del Membro di podere Pantano mentre le sabbie sono quelle del Membro delle Sabbie di Celle sul Rigo; m: Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia margaritae*; p-m: Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae*; p: Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia puncticulata*.

B - Ricostruzione della struttura del Bacino di Radicofani alla fine della Zona a *Globorotalia puncticulata*. Viene ipotizzata la formazione di un semigraben legato alla faglia listrica del Monte Cetona e lo sviluppo di un cuneo sedimentario che si rastrema ad ovest. Lo spessore del cuneo sedimentario è valutato sulla base di sedimenti attribuibili alla Zona a *Globorotalia aemiliana* che, più a Nord, giacciono discordanti su quelli della Zona a *Globorotalia puncticulata*. In rigato obliquo sono indicati i sedimenti erosi.

C - Ricostruzione della struttura del Bacino di Radicofani alla fine della Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae*. La sezione sismica mostra una discordanza correlabile al passaggio fra i sedimenti della Zona a *Globorotalia margaritae* e la Zona a *Globorotalia puncticulata-margaritae*. Il semigraben costituisce una ipotesi che può spiegare i dati sismici e quelli micropaleontologici.

D - Ricostruzione della struttura del Bacino alla fine della Zona a *Globorotalia margaritae*. In questo intervallo di tempo, si mettono in posto numerosi olistostromi che si intervallano alla sedimentazione pliocenica lungo il bordo amiatino.

E - Ricostruzione della struttura prima dello sviluppo delle faglie dirette plioceniche e dopo la fase distensiva che ha determinato il fenomeno della "serie ridotta". Le linee tratteggiate indicano la posizione relativa delle faglie plioceniche.

un fattore che favorendo i movimenti verticali, ha determinato l'instabilità tettonica indicata dalla presenza di olistostromi e flussi gravitativi (BALDI *et al.*, questo volume).

In questa ipotesi, i flussi gravitativi del Bacino di Radicofani, riferiti al Pliocene inferiore, sono interpretati come elementi preannunzianti il sollevamento che interesserà questo stesso bacino a partire dalla Zona a *Globorotalia puncticulata*. Seguendo questa ipotesi, i depositi trasgressivi del secondo ciclo pliocenico di Fonte Vetriana (IACCARINO *et al.*, 1991) potrebbero essere legati ad un parziale riequilibrio termico della litosfera.

Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. n° 90.00822 (responsabile Prof. Lazzarotto).

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- 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 tosco-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 573-580
- BALDI P., BERTINI G., CAMELI G.M., DECANDIA F.A., DINI I., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1994) - *La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. Questo volume
- BALDI P., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & CALAMAI A. (1974) - *Studio geologico del substrato della copertura vulcanica laziale nella zona dei laghi di Bolsena, Vico e Beacciano*. Mem. Soc. Geol., **13**, 575-606
- BALDWIN B. & BUTLER C.O. (1985) - *Compaction curves*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **69**(4), 622-626
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *La tettonica di scollamento dell'Appennino centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), 257-310
- BARBERI F., BUONASORTE G., CAMELI G.M., CIONI R., DINI I., FIORDELISI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI M., SBRANA A., VERNIA L. & VILLA I. (1991) - *Evoluzione stratigrafica strutturale e vulcanismo plio-quadernario nell'area tosco-laziale*. "Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale", Pisa 12-13/6/91, volume dei riassunti, 7-9
- BARBERI F., INNOCENTI F. & RICCI C.A. (1971) - *Il Magmatismo*. In: "La Toscana meridionale". Rend. Soc. It. Miner. e Petr., **27**, 169-210
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.B., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1983) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 523-549
- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: Deep reflecting horizons in Larderello-Travale Geothermal field*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 477-484
- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1**, 155-178
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., GHEZZO C., GIULIANI O., RADICATI DI BROZOLO F. & RITA F. (1981) - *Geochronological study of the Monte Amiata lavas (Central Italy)*. Bull. Vulcanol., **44**, 455-465
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Appennines*. Tectonophysics, **117**, 7-38
- BOND G.C. & KOMINZ M.A. (1984) - *Construction of tectonic subsidence curves for early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**, 155-173
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. (1992A) - *Il Pliocene dell'area di Pomarance (Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A., **98**, 1-97
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. (1992B) - *Il Pliocene di S. Dalmazio-Anqua e Radicondoli-Belforte (Siena)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A., **98**, 98-191
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neoautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 17-98
- BUONASORTE G., CATALDI R., CECCARELLI A., COSTANTINI A., D'OFFIZI S., LAZZAROTTO A., RIDOLFI A., BALDI P., BARELLI A., BERTINI G., BERTRAMI R., CALAMAI A., CAMELI G., CORSI R., D'ACQUINO C., FIORDELISI A., GHEZZO A. & LOVARI F. (1988) - *Ricerca ed esplorazione nell'area geotermica di Torre Alfina (Lazio-Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 265-337
- CALAMAI A., CATALDI R., SQUARCI R. & TAFFI L. (1970) - *Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields: I - Maps and comments*. Geothermics, special issue
- CAMELI G.M., DINI I. & LIOTTA D. (1993) - *Upper crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of post-collisional extensional tectonics (Southern Tuscany, Italy)*. Tectonophysics, **224**, 413-423
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & MICHELUCCHINI M. (1977) - *Le formazioni liguri nell'area a Sud del Monte Cetona (Toscana meridionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. ser. A, **84**, 25-60
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & PANDELI E. (1993) - *Le successioni del "macigno" nell'area a sud del Monte Cetona (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 305-313
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1982) - *Il Graben*

- di Siena: conoscenze geologico-strutturali. In: Rel. finale "studi geol. idrogeol. geof. finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo", C.N.R., 11-33
- D'ORAZIO M., INNOCENTI F., SERRI G. & PETRINI R. (1994) - *Il vulcano di Radicofani nel quadro del magmatismo neogenico-quadernario dell'Appennino settentrionale*. Questo volume
- ELTER F.M. & PANDELI E. (1991) - *Structural features of the metamorphic Paleozoic-Triassic sequences in deep geothermal drillings of the Monte Amiata (SE Tuscany, Italy)*. Boll.Soc.Geol.It., **110** (3/4), 511-522
- GANDIN A. & SANDRELLI F. (1992) - *Caratteristiche sedimentologiche dei corpi sabbiosi intercalate nelle argille plioceniche del Bacino di Siena*. Giornale di Geologia, **54**(1), 55-65
- GIANELLI G., PUXEDDU M., BATINI F., BERTINI G., DINI I., PANDELI E. & NICOLICH R. (1988) - *Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy)*. Geothermics, **17** (5/6), 719-734
- GIANNINI E. (1962) - *Geologia del bacino della Fine (province di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2), 99-224
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1959) - Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana Marittima. Boll. Soc. Geol. It. (1958), **77** (2), 147-170
- GELMINI R. (1974) - *Studio fotogeologico del bacino neogenico senese (Toscana meridionale)*. Boll.Soc.Geol. It., **24**, 299-311
- IACCARINO S., VERNIA L., BATTINI P. & GNAPPI G. (1991) - *Osservazioni stratigrafiche sul bordo orientale del Bacino di Radicofani*. Workshop "Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale", Pisa 12-13/6/91, volume dei riassunti, 44-45
- INNOCENTI F. (1967) - *Studio chimico-petrografico delle vulcaniti di Radicofani*. Rend.Soc.It.Mineral.Petrol., **13**, 99-128
- JACOBACCI A., MALFERRARI N., MARTELLI G. & PERNO U. (1957) - *Gli olistostromi di età pliocenica nel Foglio 129 "Santa Fiora"*. Boll.Serv.Geol.d'It., **81** (4/5), 407-436
- KUSZNIR N.J. & PARK R.G. (1987) - *the extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness*. In: "Continental Extensional Tectonics" (Ed: COWARD *et al.*), Geol. Soc.Spec.Publ., **28**, 35-52
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L' appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476
- LAVECCHIA G. (1988) - *The tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989) - *Tettonica e magmatismo nell'Appennino settentrionale lungo la geotraversa Isola del Gligio-Monti Sibillini*. Boll.Soc.Geol.It., **108** (2), 237-268
- LAZZAROTTO A. (1967) - *Geologia della zona compresa fra l' alta Valle del Fiume Cornia ed il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto)*. Mem. Soc. Geol. It., **6** (2), 151-197
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1965) - *Stratigrafia neogenica toscana: studio geologico di tre sezioni del complesso neoautoctono di Pomarance e Castelnuovo di Val di Cecina (Prov. di Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3), 291-302
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1978) - *Geologia dell' alta Val di Cecina*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (6), 1365-1487
- LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1979) - *Stratigrafia ed assetto tettonico delle formazioni neogeniche del bacino del Casino (Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **96** (5/6) (1976), 747-762
- LIOTTA D. (1991) - *The Arbia-Val Marecchia Line, Northern Apennines*. Ecl. Geol. Helv., **84** (2), 413-430
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. & SYMONDS P.A. (1991) - *Detachment models for the formation of passive continental margins*. Tectonics, **10** (5), 1038-1064
- MARIANI M. & PRATO R. (1992) - *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico*. Mem.Soc.Geol.It, **41**(1988), 519-533
- MARTINI I.P. & SAGRI M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy*. Earth-Science Reviews, **34**, 197-233
- MAZZANTI R. (1966A) - *Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa)*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (2), 105-138
- MAZZANTI R. (1966B) - *Geologia della zona di Monte Verdi Marittimo-Canneto*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser A, **73** (2), 467-490
- MAZZUOLI R. & PRATESI M. (1963) - *Rilevamento e studio chimico-petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., **70**, 355-429
- NICOLICH R. & MARCHETTI (1982) - *Profili sismici*. In: "Il Graben di Siena", CNR-PFE-RF 9, Pisa, 137-149
- ORLANDO L., BERNABINI M., BERTINI G., CAMELI G.M. & DINI I. (1991) - *Il Bacino neogenico di Radicofani*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1**, 199-205
- PANDELI E., PUXEDDU M., GIANELLI G., BERTINI G. & CASTELLUCCI P. (1988) - *Paleozoic sequences crossed by deep drillings in the Monte Amiata geothermal region (Italy)*. Boll.Soc.Geol.It., **107**, 593-606
- PASSERINI F. (1964) - *Il Monte Cetona (Provincia di Siena)*. Boll.Soc.Geol.It., **83** (4), 219-338

