

IPOTESI SULLA GEOMETRIA E LA GENESI DEI BACINI EUXINICI DEL TRIAS SUPERIORE IN APPENNINO CENTRALE()**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 53
ABSTRACT	" 53
FACIES EUXINICHE IN APPENNINO CENTRALE E NELLA PENISOLA ITALIANA	" 53
EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA	" 55
L'AREA DEL GRAN SASSO	" 55
ANALOGIE CON IL BACINO LOMBARDO UN TENTATIVO DI RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA	" 58
MODELLI ALTERNATIVI DI GENESI ED EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA DEI BACINI NORICI	" 61
BIBLIOGRAFIA	" 62

RIASSUNTO

Le conoscenze disponibili sulla distribuzione delle facies e sulla disposizione dei margini dei bacini euxinici del Trias superiore (Norico) in Appennino centrale ed il confronto con situazioni analoghe lungo il margine meridionale della Tetide occidentale (Bacino Lombardo) convergono nell'indicare la geometria sub-polygonale dei bacini stessi, la cui evoluzione tettonico-sedimentaria sembra essere stata condizionata da deformazioni trascorrenti/transensive, con direzione circa W-E. Sul ruolo svolto da tali discontinuità è possibile avanzare ipotesi diverse, a seconda che esse vengano considerate: come faglie di importanza regionale, lungo le quali si localizzano piccoli bacini estensionali (*pull-apart basins*); oppure come faglie di trasferimento fra diversi settori di una fascia in estensione. In alternativa, i bacini euxinici possono essere generati da effetti di collasso dovuti a movimenti essenzialmente verticali, in un regime tettonico caratterizzato da sforzi principali minimo e intermedio quasi uguali. Per discutere questo problema è essenziale tentare una ricostruzione palinspastica, che stabilisca gli originari rapporti geometrici fra le località a sedimentazione euxinica, tenendo conto delle intense e complesse deformazioni subite durante la strutturazione della catena appenninica.

ABSTRACT

During the Upper Triassic (Norian) the Central Apennines area was affected by extensional tectonics associated with the intracontinental rifting of the future southern margin of the Tethys. These movements generated intra-platform basins characterized by euxinic deposition.

The genesis and evolution of these basins was controlled by present-day E-W trending faults, which can be interpreted in two different ways; as sinistral strike-slip master faults, locally producing pull-apart basins; or as transfer faults

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

(**)Lavoro eseguito con il contributo dei fondi M.U.R.S.T. 40% e 60%, responsabile G. PIALLI, e dei fondi M.U.R.S.T. 40% responsabile R. COLACICCHI.

linking different segments of an extensional belt (present-day trend N-S). Alternatively, the basins could be due to local collapse effects, in response to a regional uplift. To address this problem, kinematic reconstructions of the complex Cenozoic Apenninic thrustphases is needed to restore the euxinic basins to their original position.

PAROLE CHIAVE: Bacini euxinici, Trias superiore, Ricostruzione palinspastica.

KEY-WORDS: Late Triassic, Euxinic basins, Balanced sections.

FACIES EUXINICHE IN APPENNINO CENTRALE E NELLA PENISOLA ITALIANA

Il problema di formulare una ragionevole ipotesi genetica e una coerente ricostruzione geometrica dei bacini euxinici triassici dell'Appennino centrale è allo stato attuale delle conoscenze assai ostico, sia per la scarsità e la cattiva distribuzione degli affioramenti, sia per la difficoltà di tener conto della tettonica successiva. Tale problema è tuttavia assai stimolante, dal momento che le facies bituminose dell'Appennino centrale vengono concordemente ritenute le principali rocce madri dei petroli estratti in Adriatico: ciò determina il notevole interesse pratico del tentativo di ricostruire la geometria e l'estensione dei bacini euxinici triassici.

In Appennino centrale facies euxiniche del Trias superiore affiorano lungo la catena del Gran Sasso e a Filettino (Monti Simbruini) e sono state raggiunte da perforazioni petrolifere nell'Adriatico (bacino "Emma": ZAPPATERRA, 1990a).

Nell'area del Gran Sasso facies euxiniche affiorano ad occidente della omonima catena. Tali facies sono state datate al Trias superiore da ADAMOLI *et alii* (1990), che hanno anche evidenziato la presenza, lungo la catena, di eteropie di facies piattaforma-bacino. Questi Autori ipotizzano una connessione tra il bacino euxinico del Gran Sasso ed il solco Emma.

Nell'area di Filettino-Vallepietra (M. Simbruini), Cirilli (1993) ha riconosciuto una transizione piattaforma carbonatica-bacino euxinico, con un margine disposto circa SSW-NNE. Il margine meridionale del bacino non è invece affiorante.

Nella ricostruzione proposta da ZAPPATERRA (1990a), il bacino euxinico di Emma, non affiorante ma incontrato in sondaggi profondi in Adriatico, borda verso Nord la piattaforma apula esterna ed ha una geometria sub-polygonale, con margini disposti in senso Nord-Sud ed Est-Ovest (Fig. 1).

Facies euxiniche del Trias superiore sono inoltre conosciute in diverse zone della penisola Italiana, come le Alpi meridionali (bacini di Riva del Solto, Zorzino, etc.), l'Appennino meridionale (M. Picentini) e

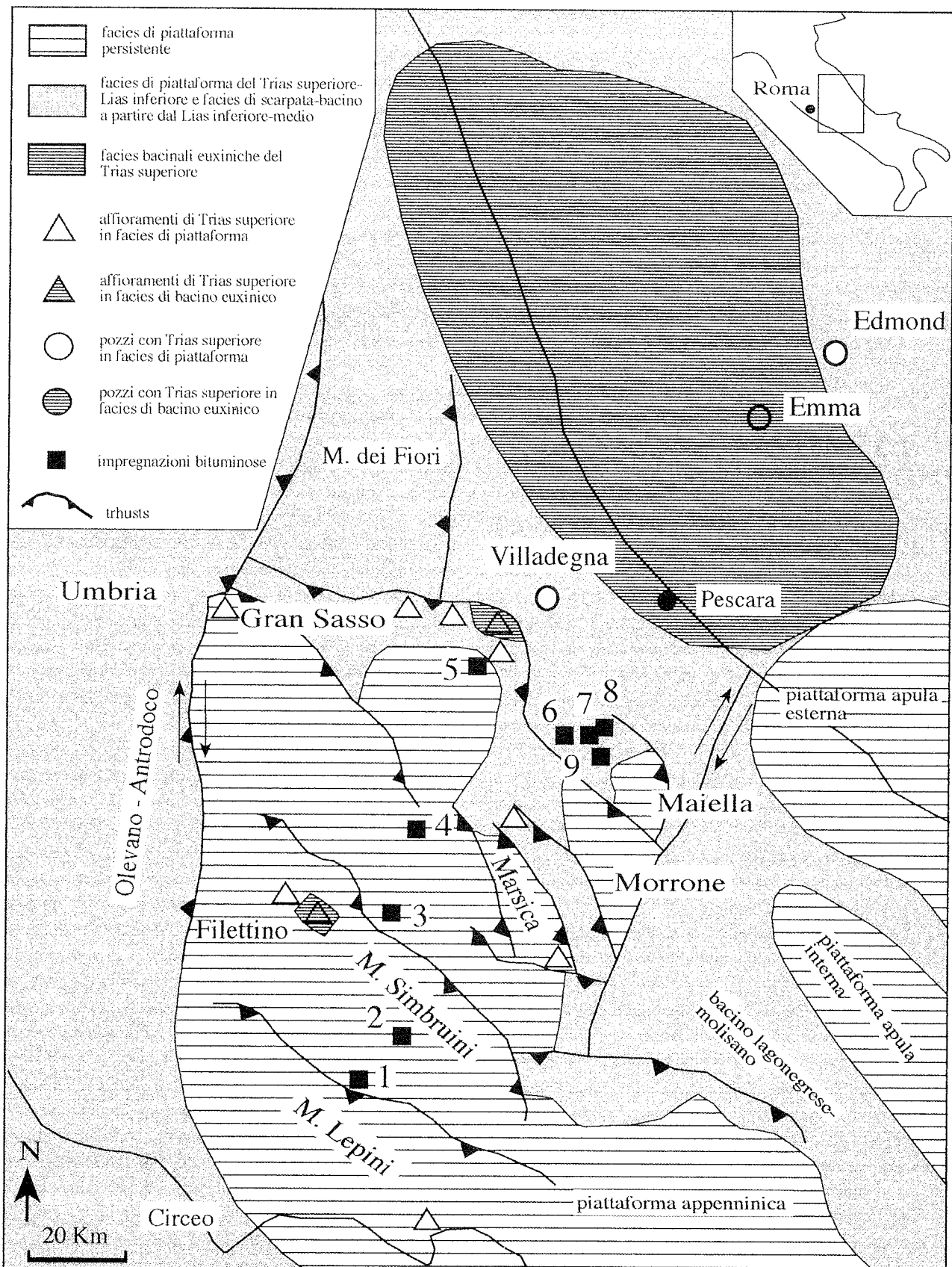


Fig. 1 - Carta della distribuzione delle facies nel Mesozoico dell'Appennino centrale. La ricostruzione del bacino Emma è ricavata da ZAPPATERRA (1990a). La carta mostra la localizzazione dei principali affioramenti e delle perforazioni che hanno raggiunto il Trias superiore. Sono inoltre indicate le impregnazioni bituminose segnalate da BENE0 (1941) nelle seguenti località: 1 - Ceccano; 2 - Veroli; 3 - Civitella Roveto; 4 - Aielli; 5 - Ofena; 6 - Tocco da Casauria; 7 - Bolognano; 8 - S. Valentino; 9 - S. Spirito.

la Sicilia (bacini di Noto e Strepnosa: ZAPPATERRA, 1990b). Tali facies si sarebbero deposte in bacini ristretti, anossici, distribuiti all'interno di estese piattaforme del Trias superiore ed individuatisi in seguito ad eventi tettonici distensivi nelle fasi precoci del *rifting* tetideo, in posizione distale rispetto al centro dell'estensione.

EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA

Tra il Trias superiore e il Dogger la distribuzione delle facies nell'area appenninica (Fig. 1), ubicata lungo il bordo occidentale del blocco Adria, ritenuto un promontorio del margine africano, è legata ai processi estensionali in atto sul margine stesso (CHANNEL *et alii*, 1979; ZIEGLER, 1988).

Nel Trias superiore l'area appenninica era sede di una sedimentazione dolomitico-evaporitica di mare sottile (piattaforma della Dolomia Principale). La continuità della piattaforma era localmente interrotta da aree tettonicamente ribassate a sedimentazione euxinica.

A partire dal Lias inferiore nuove fasi estensionali determinarono il progressivo ampliamento del solco del Gran Sasso, che entrò in connessione con il solco

Bellunese-Ionico (ZAPPATERRA, 1990a).

Al passaggio Lias inferiore-Lias medio si ebbe la più importante fase di *rifting*, che produsse la frammentazione della piattaforma carbonatica del Calcarea Massiccio ed il suo conseguente parziale annegamento. In questa fase si individuarono i principali elementi della paleogeografia mesozoica e terziaria, quali il bacino Umbro-Marchigiano-Sabino, che si unì al preesistente solco Bellunese-Ionico, e la piattaforma Laziale-Abruzzese, estesa a gran parte dell'Appennino centro-meridionale. L'area del Gran Sasso venne quindi a trovarsi in una zona di transizione tra questi due domini e divenne sede di una sedimentazione di scarpatabacino prossimale. Il bacino di Filettino invece, ubicato all'interno del dominio Laziale-Abruzzese, ebbe una diversa evoluzione, in quanto mantenne la sua connotazione di solco intrapiattaforma fino al suo definitivo colmamento, avvenuto nel Dogger (CARBONE & SIRNA, 1980).

L'AREA DEL GRAN SASSO

L'area del Gran Sasso offre l'unico esempio ben conservato di transizione piattaforma-bacino nel Trias

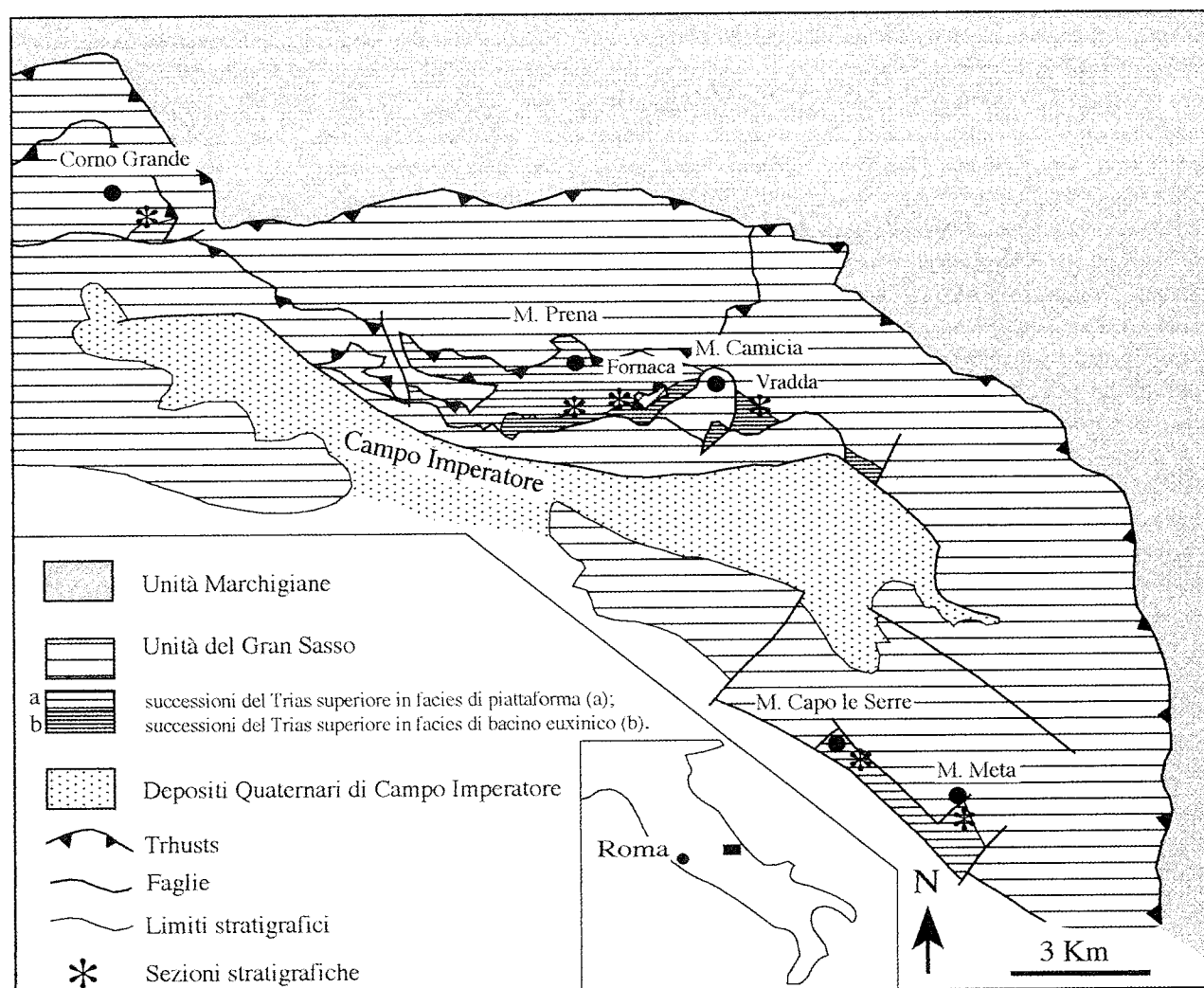


Fig. 2 - Schema geologico semplificato della Catena del Gran Sasso. La figura mostra la distribuzione delle facies di piattaforma e di bacino euxinico del Trias superiore e la localizzazione delle sezioni stratigrafiche analizzate (cfr. Fig. 5).

superiore dell'Appennino centrale, trasportata passivamente all'interno di una delle scaglie tettoniche che costituiscono la catena.

Un quadro degli aspetti stratigrafico - sedimentologici delle successioni del Trias superiore - Lias inferiore nell'area del Gran Sasso è stato fornito da ADAMOLI *et alii* (1990), BIGOZZI *et alii* (1991), BIGOZZI (1990, 1993, 1994).

In quest'area facies di piattaforma carbonatica del Trias superiore affiorano lungo la catena del Gran Sasso (Corno Grande, M. Prena, Fornaca) e a sud di essa lungo il bordo meridionale di Campo Imperatore (M. Meta, M. Capo Le Serre). Le eteropiche facies bacinali affiorano invece solo nella porzione più occidentale della catena e più precisamente alla base di M. Prena, a Fornaca, nel Vallone di Vradda e alla base di M. Siella (VEZZANI *et alii*, 1993) (Fig. 2).

Le facies di piattaforma del Trias superiore sono rappresentate dalla *Dolomia Principale* (DP, Norico-Retico); questa è presente con due facies: una massiva (affiorante alla base di M. Prena e a Fornaca) (Fig. 3), caratterizzata da dolomie organizzate in banchi pluridecametrici a grana saccaroide, deposti in un ambiente di margine di piattaforma; ed una ciclotemica (affiorante al Corno Grande, M. Infornace, porzione sommitale di M. Prena, e a Sud di Campo Imperatore), composta da dolomie a grana fine grossolanamente stratificate e organizzate in cicli a carattere prevalentemente peritidale, il cui ambiente di deposizione varia dalla laguna al retromargine.

Le facies di bacino del Trias superiore sono invece rappresentate dalle *Dolomie Bituminose* (DB, No-

rico) (Fig. 4), affioranti alla base di M. Prena, a Fornaca, nel Vallone di Vradda e a M. Siella. L'ambiente di sedimentazione è stato riferito ad un bacino a circolazione ristretta e con fondali asfittici. Seguono le *Dolomie di Vradda* (Retico), caratterizzate da un basso contenuto di sostanza organica.

La transizione piattaforma-bacino è ben evidente nell'area compresa tra il M. Prena, la valle della Fornaca ed il Vallone di Vradda. Il passaggio avviene in uno spazio piuttosto limitato (circa 4 km) ed è attualmente disposto in direzione meridiana.

Alla base di M. Prena (Canala e Fonte Rionne) la successione Norica è costituita da *Dolomie Bituminose* seguite da DP in facies massiva. Quest'ultima è ricoperta dalle facies ciclotemiche della DP di età Retica (Fig. 5, 6). Le *Dolomie Bituminose* sono qui caratterizzate da dololutiti sottilmente stratificate ad alto contenuto di materia organica, alternate a livelli di doloareniti e doloruditi e a banconi dolomitici, di spessore variabile da 1 a 10 m, composti da megabrecce provenienti dal margine della piattaforma. Questa facies risulta organizzata in cicli *coarsening and thickening upwards*, che evidenziano la progradazione della piattaforma sull'antistante bacino (Fig. 6). L'ambiente di deposizione è riferibile alla scarpata superiore.

La DP in facies massiva è invece caratterizzata da banchi di dolomie saccaroidi potenti 20-30 m, composti da *rudstone* a litoclasti e bioclasti incrostati e stabilizzati da alghe ed organismi problematici e da *boundstone* ad incrostanti ed organismi *incertae sedis*.

La successione del Vallone di Fornaca presenta alla base le DB, seguite dalla DP in facies massiva di età

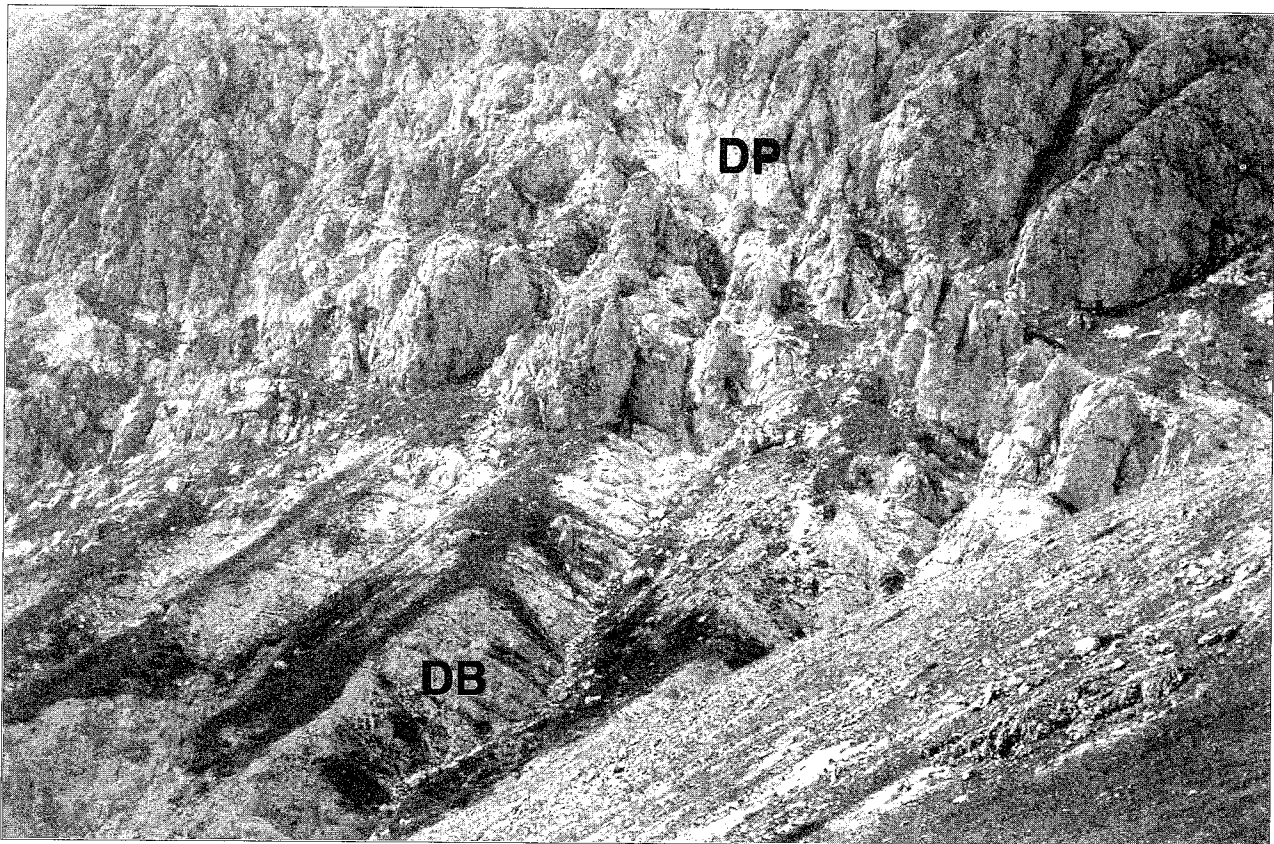


Fig. 3 - Versante meridionale di M. Prena. Si osserva il passaggio dalle *Dolomie Bituminose* (DB) alla *Dolomia Principale* in facies massiva (DP).

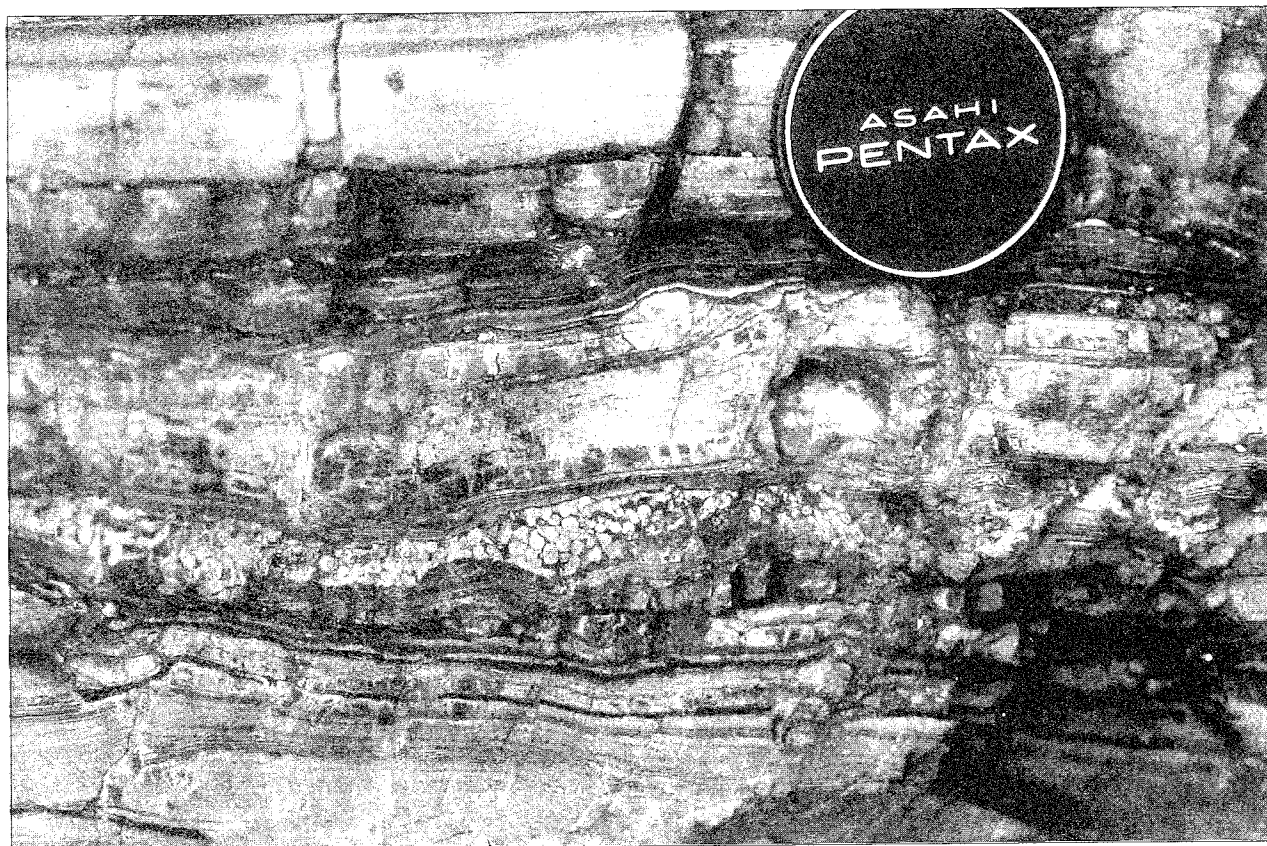


Fig. 4 - Particolare delle *Dolomie Bituminose* (Vallone di Vradda).

Retica. All'interno delle DB è possibile distinguere due porzioni: una porzione basale, caratterizzata da dolomie bituminose alternate a rare doloareniti torbitiche, in cui si possono osservare massi di dimensioni metriche di dolomie franati dall'adiacente margine di piattaforma; e una porzione sommitale, in cui aumenta gradualmente la quantità di materiale detritico esportato dalla piattaforma e si evidenzia una organizzazione in cicli *coarsening and thickening upwards* del tutto identici a quelli osservati alla Canala (Fig. 6). Segue la DP in facies massiva, riferibile anch'essa ad un ambiente di margine di piattaforma.

La successione di Vradda è costituita da *Dolomie Bituminose* (Norico), seguite dalle *Dolomie di Vradda* (Retico). Le DB sono caratterizzate da un'alternanza di dolomie bituminose, dolomie marnose, in strati sottili e dololutiti grigie, doloareniti e rare doloruditi, in strati di spessore variabile dai 20 ai 50 cm. Sono presenti *slumpings*.

Le successioni stratigrafiche descritte sottolineano il carattere progradante della piattaforma della DP durante il Norico. La progradazione è infatti evidenziata alla base della successione di M. Prena dalla presenza di cicli a carattere *thickening and coarsening upwards* nelle DB (Fig. 3, 6), riferibili ad un ambiente di scarpata superiore, successivamente ricoperte dalle facies di margine della DP in facies massiva. Durante il Norico si osserva il progressivo spostamento verso oriente delle facies di piattaforma ed in particolare dell'area marginale, che tende a stabilirsi nell'area di Fornaca al passaggio Norico-Retico. La geometria di tale margine doveva essere quella di una rampa poco inclinata, lungo la quale la piattaforma poteva facilmente

progradare (Fig. 6). Considerata la continuità di facies tra la piattaforma ed il bacino e la modesta quantità di megabrecce presenti a Fornaca, nonché la loro completa assenza nella successione di Vradda, è probabile che l'attività tettonica lungo tale margine fosse relativamente modesta. Il margine occidentale del bacino del Gran Sasso si configura quindi come un margine di tipo deposizionale ad andamento meridiano.

Il margine meridionale del bacino non è invece affiorante, ma il suo andamento può essere desunto sulla base degli affioramenti di Trias superiore in facies di piattaforma presenti a sud della catena, nei pressi di M. Meta e lungo la dorsale di M. Capo le Serre. In quest'area la DP è caratterizzata da successioni calcareo-dolomitiche a spiccato carattere ciclotemico. I cicli a carattere sia peritidale che diagenetico (con livelli sopratidali direttamente sovrainposti sull'intervallo subtidale) presentano un'organizzazione di tipo *shallowing upwards* con subtidale di alta energia. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un immediato retromargine.

La presenza di facies di piattaforma di alta energia del Trias superiore lungo il bordo meridionale di Campo Imperatore lascerebbe supporre un andamento circa W-E per il margine meridionale del bacino euzinico del Gran Sasso.

In base a tali considerazioni il bacino del Gran Sasso sembra avere una geometria di tipo subpoligonale, con margini disposti in direzione circa EW e NS, concordi con quelli del bacino Emma. Tali orientazioni sarebbero del resto simili a quelle dei principali domini paleogeografici del Giurassico, legati agli eventi successivi della medesima evoluzione tettonica (Fig. 1).

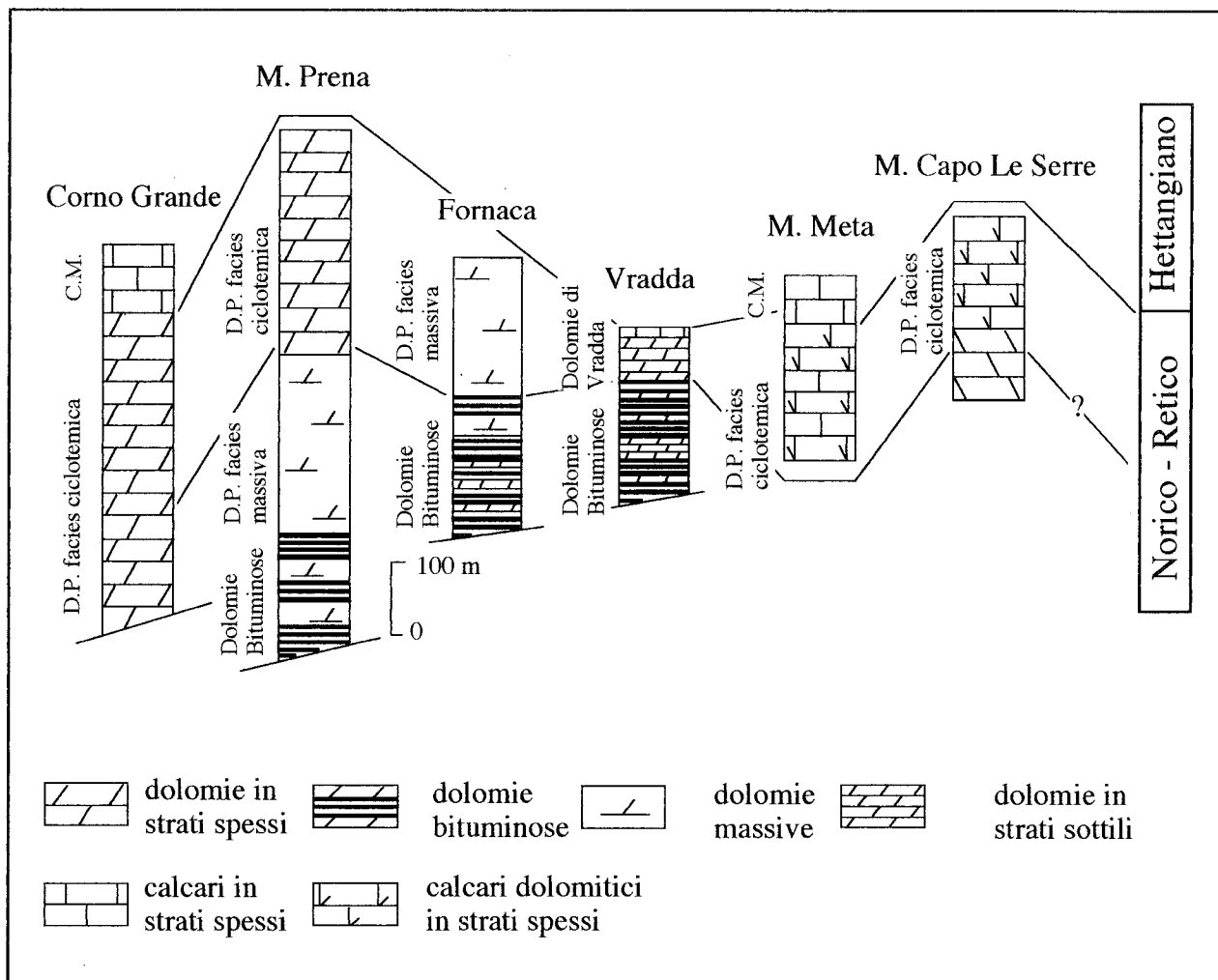


Fig. 5 - Sezioni stratigrafiche nell'area del Gran Sasso (da BIGOZZI, 1994). C.M. - *Calcarea Massiccio*; D.P. - *Dolomia Principale*.

ANALOGIE CON IL BACINO LOMBARDO

Come già detto, le fasi precoci di *rifting* ensialico, che si manifestano nel Norico dell'Appennino centrale con la nascita dei bacini euxinici intra-piattaforma, sono documentate in numerose altre località tetidee. Una citazione particolare merita l'area lombardo-veneta, in cui studi recenti hanno documentato le caratteristiche dei bacini norici, che mostrano numerose analogie con quelli dell'Appennino centrale, che possono essere così riassunte:

- la localizzazione attigua e l'analogo significato geodinamico, sul margine meridionale della Tetide occidentale, in una posizione piuttosto distale e in una fase precoce del processo di *rifting*;
- la geometria subpoligonale dei bacini, delimitati da sistemi di faglie tra loro circa ortogonali;
- la particolare complessità della successiva tettonica compressiva, la cui evoluzione cinematica risente della presenza di brusche variazioni di facies e di spessore nelle sequenze coinvolte, che si riflettono sulla differente reologia dei blocchi in movimento.

Tali blocchi corrispondono al Bacino lombardo e alla Piattaforma di Trento, per quanto riguarda l'area lombardo-veneta, mentre nell'Appennino Centrale sono costituiti dal Bacino umbro-marchigiano-sabino e dalla Piattaforma laziale-abruzzese. In entrambi i casi

i limiti fra i blocchi cinematici risultano obliqui rispetto alla direzione di massimo raccorciamento dei movimenti compressivi, rispettivamente alpini ed appenninici.

La letteratura recente ha messo in luce il ruolo della tettonica trascorrente nella genesi ed evoluzione tettonico-sedimentaria dei bacini intrapiattaforma dell'area lombarda: JADOUL *et alii* (1992), ad esempio, interpretano tali bacini come geneticamente legati ad una fase estensionale asimmetrica, che prelude all'apertura liassica dell'Oceano Pennidico. Il Bacino lombardo sarebbe un *pull-apart basin*, delimitato da faglie normali, con andamento NNE-SSW e da faglie trascorrenti sinistre con direzione circa W-E.

Gli elementi geometrici che suggeriscono l'esistenza di faglie principali trascorrenti sono indicati dagli Autori nella geometria subpoligonale dei bacini stessi, e in qualche caso nella loro disposizione *en-échelon*. Le analisi sedimentologiche inoltre mettono in evidenza margini bruschi, con transizioni rapide, disposti ortogonalmente alla direzione di massima estensione ipotizzata.

Una situazione geodinamica simile è proposta per il *rifting* liassico nelle Alpi meridionali da WEISSERT & BERNOULLI (1985). In entrambi i casi tuttavia la posizione delle *master faults* trascorrenti è solo ipotetica, in quanto tali dislocazioni sarebbero state in parte riattivate ed obliterate dalla tettonica successiva.

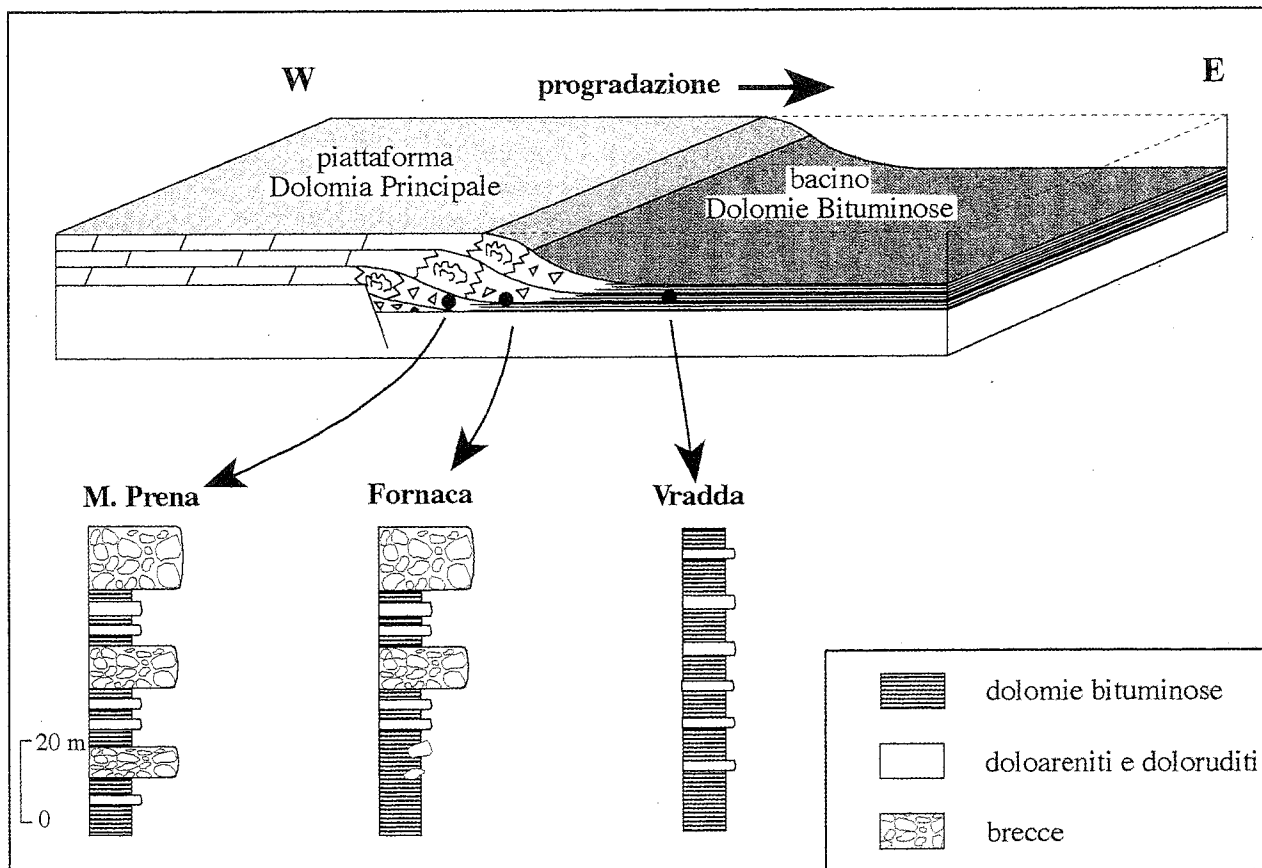


Fig. 6 - Schema paleogeografico dei rapporti tra la piattaforma della *Dolomia Principale* e il bacino euxinico delle *Dolomie Bituminose* durante il Norico nell'area del Gran Sasso (modificato da BIGOZZI, 1994). In Basso sono rappresentati tre particolari significativi delle successioni stratigrafiche affioranti, in cui si nota la diminuzione da W verso E della quantità di materiale detritico risedimentato dal margine della piattaforma.

CASTELLARIN & PICOTTI (1990) attribuiscono alle faglie trascorrenti con direzione W-E una minore importanza, interpretandole come faglie di trasferimento (*transfer faults*) fra settori diversi della zona in estensione.

Il possibile ruolo di deformazioni trascorrenti con direzione W-E durante il Trias superiore in Appennino centrale è stato discusso da BIGOZZI (1993).

UN TENTATIVO DI RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA

Le ricostruzioni paleogeografiche correnti per il Norico dell'Appennino centrale propongono l'esistenza di un numero limitato di bacini euxinici di modeste dimensioni, mal collegati tra loro, che interrompono episodicamente la continuità di un'estesa piattaforma carbonatica. Questa assunzione, che si basa essenzialmente sulla disposizione attuale degli affioramenti e delle perforazioni (Fig. 1), oltreché sulla natura euxinica dei sedimenti, è certamente ragionevole, ma deve essere accolta con prudenza per tre motivi:

- la scarsità e la cattiva distribuzione delle informazioni disponibili;
- la presenza in numerose località dell'Appennino centrale di impregnazioni bituminose (BENEIO, 1941) (Fig. 1), la cui origine viene riferita a rocce analoghe a quelle affioranti a Vradda e a Filetino, e la cui distribuzione suggerisce una maggiore diffusione ed estensione delle aree a sedimentazione euxinica;

— l'importanza e la complessità dei movimenti tettonici successivi, legati alla strutturazione della catena appenninica, che hanno profondamente alterato l'originaria distribuzione delle facies.

A titolo esemplificativo, per meglio illustrare quest'ultimo tema, analizziamo il problema dei rapporti spaziali tra i bacini di Vradda e di Emma. In questo caso le informazioni disponibili sono rappresentate dalle perforazioni profonde di Villadegna (VD), Emma (EM) e Edmond (ED), nell'avanfossa deformata adriatica, e dagli affioramenti triassici al nucleo della catena nord-vergente del Gran Sasso, in particolare dalle facies bacinali affioranti nel Vallone di Vradda (VR).

Se si considera la disposizione attuale delle località succitate, fra il bacino Emma e l'area del Gran Sasso si interpone il pozzo VD, in cui il Trias superiore presenta facies dolomitiche di piattaforma. La disposizione attuale degli affioramenti fa pensare quindi ad EM e VR come località pertinenti a due distinti bacini, analoghi per età e significato, non molto estesi longitudinalmente, separati da una zona di persistenza della piattaforma carbonatica.

In realtà questa disposizione è profondamente alterata dalla tettonica successiva: bisognerebbe considerare la posizione originaria degli affioramenti e delle perforazioni, stabilendola attraverso una ricostruzione palinospastica. Per far ciò, occorre costruire delle sezioni geologiche che colleghino le località considerate, bilanciarle per valutare i raccorciamenti subiti e riportare i siti alla loro posizione originaria, tenendo conto

delle direzioni di massimo raccorciamento dei diversi settori della catena.

In pratica questa procedura nasconde più di un'insidia, sia per le notevoli incertezze sullo stile deformativo e sui valori del raccorciamento da attribuire a questo settore della catena (GHISSETTI *et alii*, 1993), sia perché questa zona costituisce il complesso punto d'incontro fra blocchi cinematici caratterizzati da modalità di deformazione e vergenze di tipo diverso. La catena del Gran Sasso rappresenta infatti il coinvolgimento nell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti appenninico della zona di transizione tra la Piattaforma laziale-abruzzese ed il Bacino umbro-marchigiano-sabino: l'originaria orientazione di tale margine ha influenzato l'orientazione e la vergenza delle strutture, che mostrano una direzione di avanzamento verso NNE, non concorde con la generale vergenza orientale del complesso dell'edificio appenninico (GHISSETTI & VEZZANI, 1991).

Per la ricostruzione qui proposta sono state utilizzate due sezioni geologiche regionali, bilanciate alla scala 1:100.000, entrambe elaborate da BALLY, sulla base di linee sismiche commerciali disponibili circa 10 anni fa (Fig. 7): queste sezioni non sono immuni dalle incertezze cui si è precedentemente accennato, ma offrono il vantaggio di essere tra loro omogenee, in quanto costruite sulle medesime ipotesi riguardo allo stile de-

formativo, che è del tipo pellicolare (*thin skinned*), e sulla profondità dei livelli di scollamento. Le sezioni quindi sono fra loro coerenti, e gli eventuali errori dovrebbero risultare dello stesso segno, di entità paragonabile e omogeneamente distribuiti lungo le sezioni.

La prima sezione, tratta da BALLY *et alii* (1986), si estende in direzione circa SW-NE dalla terminazione settentrionale della Montagna dei Fiori fino all'avampaese adriatico, passando per le tre perforazioni VD-EM-ED. Il raccorciamento fra VD e ED, misurato lungo la sezione in corrispondenza del tetto delle evaporiti triassiche, risulta essere di circa 43 km: di poco inferiore è tra VD e EM, poiché la distanza EM-ED, rimasta pressoché inalterata, è di circa 20 km. Nel restaurare la posizione di VD occorre tener conto della effettiva direzione degli assi strutturali, che in questa zona è all'incirca meridiana. Questo fa sì che la posizione originaria di VD vada ricercata arretrando la posizione attuale verso ovest.

La seconda sezione, tratta da GHISSETTI *et alii* (1993), va dal M. Camicia, nella porzione centrale della catena del Gran Sasso, fino all'avampaese adriatico, attraversando le perforazioni VD, EM ed ED: il raccorciamento fra VR e VD risulta essere di circa 50 km. La parte interna della sezione, in cui la direzione di raccorciamento è verso NNE, ci indica che la posizione di VR rispetto a VD va arretrata di circa 40 km verso SW.

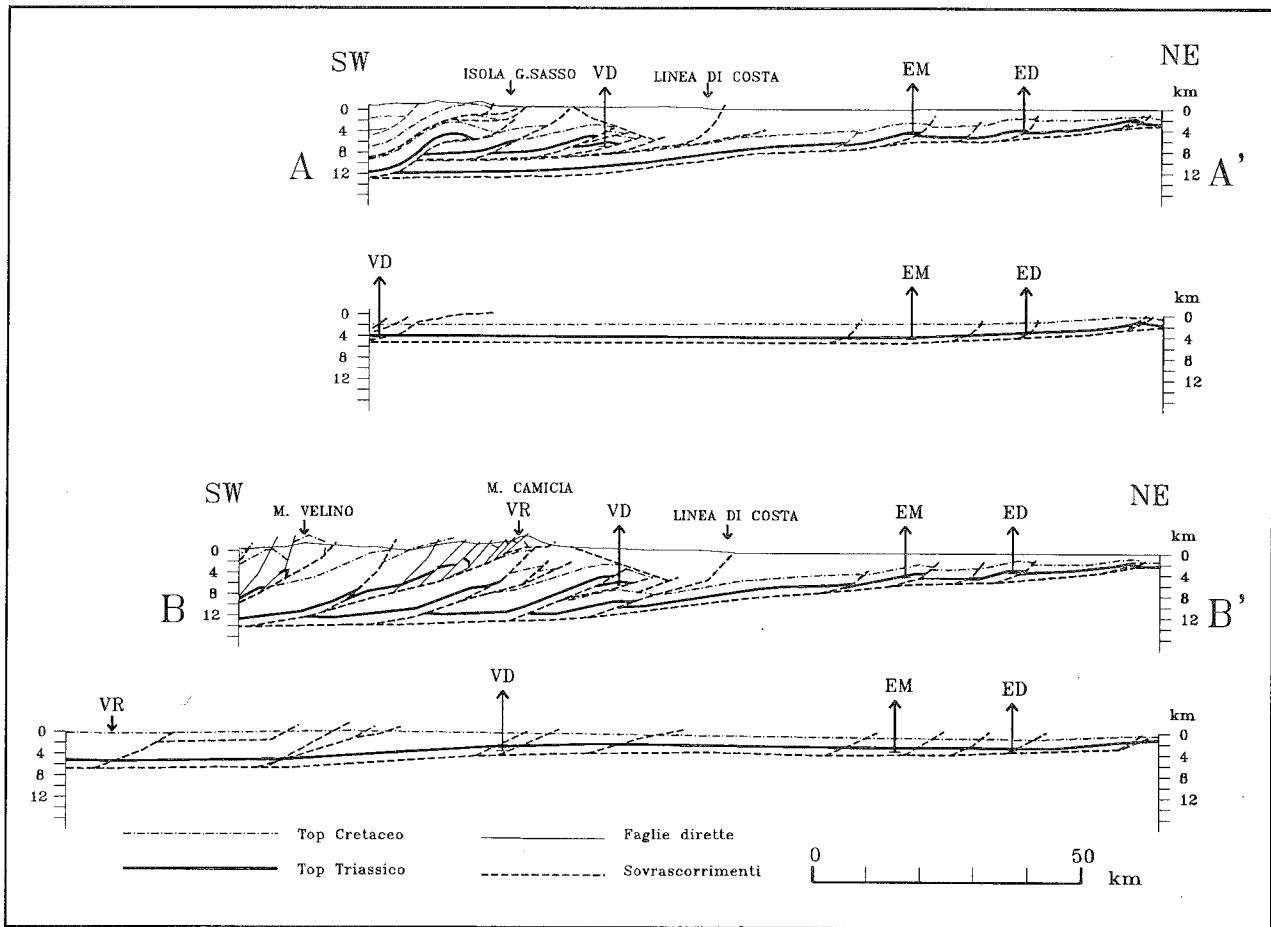


Fig. 7 - Sezioni geologiche bilanciate attraverso l'area di studio. A-A' Sezione geologica tra la struttura del Montagnone e l'avampaese adriatico (semplificata da BALLY *et alii*, 1986). La sezione è stata utilizzata per valutare i raccorciamenti in direzione W-E fra le strutture di Villadegna e di Emma. B-B' Sezione geologica tra la catena del gran Sasso e l'avampaese adriatico (semplificata da GHISSETTI *et alii*, 1993). La sezione è stata utilizzata per valutare i raccorciamenti in direzione NNE-SSW fra le strutture di Vradde e di Villadegna.

In entrambe le sezioni, c'è da tener presente la scarsa qualità del dato sismico nella parte più interna della sezione: la geometria profonda e l'entità degli avanscorimenti risulta quindi determinata più dalle ipotesi sullo stile deformativo adottate dagli Autori che da dati geologici e geofisici effettivamente disponibili. La diminuzione nei raccorciamenti stimati che si ottiene coinvolgendo livelli più profondi ("basamento s.l.") nelle scaglie sovrascorse può essere notevole, raggiungendo il 20%-30% a seconda dei modelli geologici adottati.

Una ricostruzione in pianta della posizione originaria dei punti considerati può essere ottenuta applicando gli spostamenti valutati con il metodo suesposto (Fig. 8): è evidente che, a causa del movimento verso ovest imposto nella ricostruzione alla posizione originaria di VD, questa località non viene a trovarsi interposta fra VR e EM.

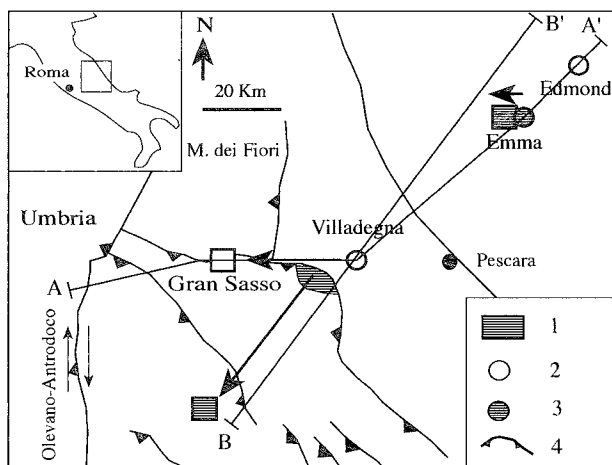


Fig. 8 - Ricostruzione palinspastica della originaria posizione dei bacini di Emma e Vradda rispetto alla piattaforma Villadegna. 1 - Facies di bacino euxinico; 2 - pozzi con Trias superiore in facies di piattaforma; 3 - pozzi con Trias superiore in facies di bacino euxinico; 4 - *thrusts*.

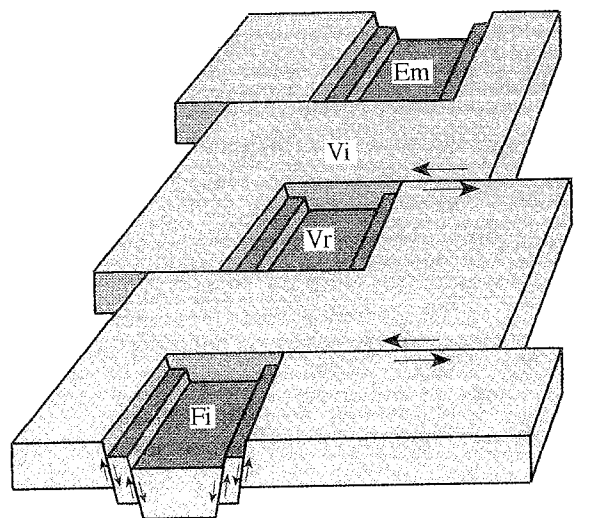
In base a questa ricostruzione non si può escludere che i bacini di Emma e Vradda fossero tra loro collegati, o comunque disposti lungo un solco continuo, con direzione circa meridiana.

MODELLI ALTERNATIVI DI GENESI ED EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA DEI BACINI NORICI

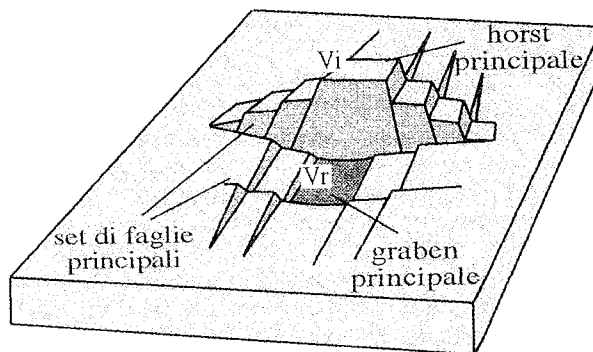
Come abbiamo visto, i dati disponibili consentono di ricostruire per grandi linee la geometria dei bacini norici dell'Italia centrale, attribuendo loro una forma sub-polygonale, dimensioni modeste, margini tra loro circa ortogonali, corrispondenti a faglie con direzione circa N-S e W-E, dotate di analoga continuità longitudinale. Questo tipo di geometria consente di formulare ipotesi diverse sulla genesi e l'evoluzione tettonico-sedimentaria dei bacini stessi, ipotesi che si differenziano principalmente in base alla diffusione ed alla continuità longitudinale che si attribuisce ai depositi bacinali; e all'importanza che si intende attribuire alle deformazioni trascorrenti / transtensive sinsedimentarie.

Una prima ipotesi prevede la formazione dei ba-

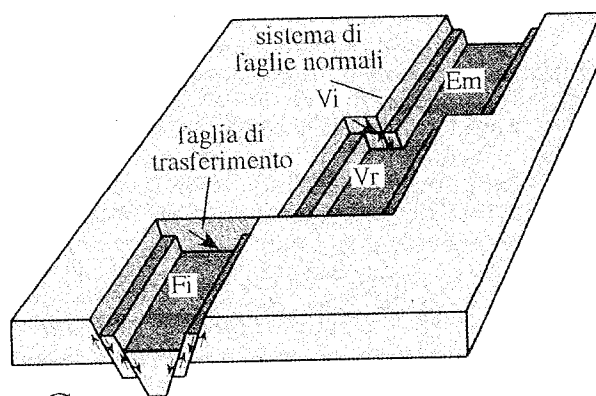
cini di *pull-apart*, associati a zone di taglio a rigetto prevalentemente orizzontale, trasversali rispetto alla direzione principale di apertura oceanica (Fig. 9A). Questa



A



B



C

Fig. 9 - Schema dei rapporti geometrici tra i bacini di Emma, Vradda e Filettino. A) bacini di *pull-apart*, delimitati da faglie trascorrenti principali, con direzione W-E e movimento sinistrale. B) bacini estensionali, delimitati da due *set* di faglie dirette fra loro ortogonali. C) bacini localizzati lungo un medesimo solco estensionale, dislocato da faglie di trasferimento trasversali. Em-Emma; Fi-Filettino; Vi-Villadegna; Vr-Vradda.

ipotesi, già considerata da BIGOZZI (1993), enfatizza il ruolo delle deformazioni trascorrenti / transtensive durante l'evoluzione tettonica dei margini continentali tetidei, fino a ridurre i movimenti estensionali in questa regione a strutture di secondo ordine rispetto a grandi faglie trascorrenti, orientate circa W-E. Abbiamo già ricordato come il modello dei *pull-apart basins* sia stato già suggerito da diversi Autori per gli analoghi bacini dell'area lombardo-veneta. Interpretazioni basate sulla tettonica transtensiva ricorrono frequentemente anche per gli eventi tettonici successivi, che hanno condizionato la paleogeografia dell'Appennino tra il Lias medio ed il Dogger (CASTELLARIN *et alii*, 1978; DECANDIA, 1982; LAVECCHIA, 1985; MENICETTI, 1991). Anche in questi casi, l'orientazione delle faglie bordiere dei bacini e degli alti strutturali si mantiene nelle direzioni N-S e W-E. Questa ipotesi offre il vantaggio di rispondere ad un modello strutturale assai ben codificato e documentato in situazioni analoghe in varie zone del mondo. La principale difficoltà è costituita dalla localizzazione attuale delle *master faults* trascorrenti: infatti strutture di questo tipo, che raggiungono profondità crostali con geometria subverticale, dovrebbero mostrare una notevole persistenza, anche in presenza di importanti movimenti tettonici successivi. Nel nostro caso, una struttura con direzione W-E è localizzabile nell'area del Gran Sasso, al margine settentrionale della Piattaforma laziale-abruzzese.

Alternativamente, si possono pensare i bacini intrapiattaforma come generati in un regime tettonico caratterizzato dalla sostanziale uguaglianza tra gli sforzi principali minimo e intermedio, come effetti di collasso dovuti a movimenti essenzialmente verticali (Fig. 9B). In questo caso si avrebbe una situazione assai articolata, con zone di alto strutturale e depocentri assai localizzati, tendenzialmente disposti a scacchiera, delimitati da faglie dirette organizzate in famiglie tra loro ortogonali. Una situazione analoga è stata ricostruita da ALVAREZ (1989) per l'alto strutturale giurassico del M. Nerone. La presenza di deformazioni di tipo trascorrente o transtensive può essere limitata a svincoli cinematici laterali fra le zone in estensione (*transfer faults*). Questa ipotesi non prevede la necessità di ipotizzare fasce di deformazione trascorrente di importanza regionale, di cui per la verità mancano evidenze chiare.

Entrambe le ipotesi fin qui illustrate prevedono l'esistenza di una pluralità di bacini di modeste dimensioni, e che sono basate sulla disposizione attuale degli affioramenti e delle perforazioni, sono certamente suggestive e realistiche.

Tuttavia la notevole diffusione delle impregnazioni bituminose nelle rocce affioranti in Appennino centrale suggerisce la presenza nel sottosuolo di altre sequenze triassiche bacinali. Una corretta ricostruzione palinspastica, di cui abbiamo fornito un esempio nel paragrafo precedente, potrebbe dimostrare che la distribuzione di tali rocce è compatibile con l'esistenza di bacini tra loro collegati, o comunque disposti lungo un solco continuo, con direzione circa meridiana, eventualmente dislocato da faglie di traferimento ad esso ortogonali (Fig. 9C).

Come si vede, il quadro dei dati disponibili è compatibile con diverse soluzioni. Una ragionevole prospettiva di avanzamento delle conoscenze può essere offerta dall'acquisizione e lo studio di dati geofisici specificamente mirati alla soluzione di questo problema, in aree, come quella a NE del Gran Sasso, in cui è già nota la variabilità delle facies deposizionali triassiche.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMOLI L., BIGOZZI A., CIARAPICA G., CIRILLI S., DURANTI F., PASSERI L., ROMANO A., VENTURI F. (1990) - *Upper Triassic bituminous facies and Hettangian pelagic facies in the Gran Sasso range*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 219-230.
- ALVAREZ W. (1989) - *Evolution of the Monte Nerone seamount in Umbria-Marche Apennines: 2. Tectonic control of the seamount-basin transition*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 23-68.
- BALLY A. W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 217-310.
- BENEO E. (1941) - *Ipotesi sulla posizione stratigrafica della roccia-madre degli idrocarburi in Abruzzo e nel Lazio*. Boll. R. Uff. d'It., **60**, 102, Roma.
- BIGOZZI A. (1990) - *Cyclic Stratigraphy of the Upper Triassic - Lower Liassic sequence of Corno Grande (Central Apennine)*. Mem. Soc. Geol. It. **45**, 709-721.
- BIGOZZI A. (1993) - *Sedimentologia e Stratigrafia sequenziale di un sistema piattaforma-bacino nel Trias superiore-Giurassico superiore in Appennino centrale*. Tesi di dottorato inedita, Università di Perugia 173 pp.
- BIGOZZI A. (1994) - *Storia evolutiva ed inquadramento sequenziale dell'area del Gran Sasso nell'intervallo Trias superiore-Lias inferiore*. In: Geologia dell'Abruzzo nord-orientale, Atti Tic. Sc. Terra (serie speciale), **2**, 73-95.
- BIGOZZI A., CIARAPICA G., CIRILLI S. & PASSERI L. (1991) - *Eteropie di facies nel Trias superiore e nel Lias inferiore del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11 (1991) **2**, 115-118.
- CARBONE F. & SIRNA G. (1980) - *Upward shoaling carbonate sequences: the Lowest Jurassic of Filettino, Simbruini Mts. (Latium)*. Geol. Rom., **19**, 195-208.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la "linea Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, **17**, 161-189.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin*. Eclogae geol. Helv., **83**, 683-700.
- CHANNEL J.E.T., D' ARGENIO B. & HORWATH F. (1979) - *Adria the African promontory, in Mesozoic mediterranean paleogeography*. Earth Sci. Rev., **216**, 365-378.
- CIRILLI S. (1993) - *Il Trias di Filettino-Vallepietra (Monti Simbruini, Appennino centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 371-394.
- DECANDIA F.A. (1982) - *Geologia dei monti di Spoleto (provincia di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 291-315.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991) - *Thrust belt development in the Central Apennines: northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain (Italy)*. Tectonics, **10**, 904-919.
- GHISETTI F., BARCHI M., BALLY A. W., MORETTI I. & VEZZANI L. (1993) - *Conflicting balanced sections across the central Apennines: problems and implications*. In SPENCER A.M. (Ed.) - Generation, accumulation and production of European hydrocarbons, III. Spec. pubbl. of the European Association of Petroleum Geologists, n. **3**, Springer, Heidelberg, 219-231.
- JADOU F., BERRA F. & FRISIA S. (1992) - *Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**, 29-44.
- LAVECCHIA G. (1985) - *Il sovrascorrimiento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. geol. It., **104**, 161-194.
- MENICETTI M. (1991) - *Evoluzione tettonica del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano*. Tesi di Dottorato, Università di Perugia, 258 pp.
- VEZZANI L., CASNEDI F., GHISETTI F., BIGOZZI A., BONINI M., CLARI P., CRESCENTI U., DE LA PIERRE F., FOLLADOR U., GIRAUDI C., LANZAVECCHIA S., MORUZZI G., MOSNA S., NEGRO N. & VIOTTO C. (1993) - *Geological map of the North-Eastern Abruzzo Region (scale 1: 100.000)*. S.EL.CA., Firenze.
- WEISSART H.J. & BERNOULLI D. (1985) - *A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps*. Geol. Rundsch., **74**, 665-679.
- ZAPPATERA E. (1990a) - *Carbonate paleogeographic sequences of the Periadriatic region*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 219-230.
- ZAPPATERA E. (1990b) - *Regional distribution models of source rocks in the Periadriatic region*. 75° Congresso Soc. Geol. It., Milano 1990, abstract.
- ZIEGLER P.A. (1988) - *Evolution of the Arctic North Atlantic and the Western Tethys*. A.A.P.G. Mem., **43**, 198 pp.