

FRANCESCA GHISETTI*, LIVIO VEZZANI**, UMBERTO FOLLADOR***

* Istituto di Geologia e Geofisica, Università degli Studi di Catania

** Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino

*** Via Matese 15, Pescara

TRANSPRESSIONI DESTRE NELLE ZONE ESTERNE DELL'APPENNINO CENTRALE

La zona di taglio Rigopiano-Bussi-Rivisondoli (RBR), costituisce un complesso sistema deformativo a orientazione N-S, che taglia obliquamente il margine orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese lungo il fronte M. Cappucciata-M. Picca e M. Morrone. La zona di taglio è identificata in superficie da un fascio, ampio fino a 2 km, di piani di sovrascorrimento est-vergenti, talora ad alto angolo e con componenti di retrovergenza, e da sistemi di strette pieghe a piano assiale sub-verticale. Nel loro insieme queste strutture controllano il sollevamento e l'estrusione di cunei del substrato carbonatico, pertinente sia ai domini Laziali-Abruzzesi che a quelli esterni. Queste strutture con geometria a fiore si dispongono con un assetto *en échelon* destro, fornendo la principale indicazione regionale di movimenti transpressivi sulla RBR. I vincoli cinematici posti dai rapporti strutturali e dalla cronologia dei depositi clastici sintettonici pertinenti alle diverse unità Laziali-Abruzzesi, Marchigiane ed Adriatiche, testimoniano una complessa successione di eventi contrazionali nell'intervallo compreso tra il Messiniano e il Pliocene superiore. Si tratta di una cinematica attuata con propagazione fuori sequenza dei sovrascorrimenti che tagliano obliquamente le zone isopiche mesozoiche, e in associazione con l'attivazione di strutture transpressive. In questo quadro, le componenti di movimento destro lungo la RBR sembrerebbero aver guidato la progressiva traslazione con rotazione antioraria del fronte del Gran Sasso, fino al raggiungimento delle attuali direttrici E-W; l'arco frontale dei carbonati Laziali-Abruzzesi sarebbe pertanto il risultato di una costruzione transpressiva di questo settore di catena, in probabile connessione con zone di taglio crostali.

Introduzione

Il segmento dell'Appennino centrale compreso tra le discontinuità a direzione meridiana Olevano-Antrodoco-M. Sibillini ad ovest e Volturno-Sangro ad est, costituisce uno dei principali elementi arcuati della catena (Fig. 1) che, per l'assetto geometrico in parte discordante con le direttrici Appenniniche, per l'evoluzione cinematica, e per l'entità dei raccorciamenti, risulta ben differenziabile dagli adiacenti settori dell'Appennino settentrionale e meridionale.

Questo segmento si compone in larga misura di elementi esterni del margine Africano che, scollati lungo molteplici piani di distacco, sono stati coinvolti nella deformazione contrazionale mantenendo, secondo molti Autori, la loro posizione relativa da SW a NE e mostrando un grado di deformazione decrescente verso l'avampaese (ad es. Accordi, 1966; Bally *et alii*, 1988). Molte delle recenti interpretazioni geodinamiche sono fondate sul presupposto di una stretta correlazione tra unità paleogeografiche mesozoiche ed unità cinematiche messiniano-plioceniche, sull'utilizzo di criteri esasperatamente cilindristi, e sulla costante applicazione di modelli di propagazione della deformazione secondo una regolare sequenza dall'interno verso l'esterno. Questi criteri contrastano tuttavia con numerosi dati derivanti da rilievi geologico-strutturali e da ricerche stratigrafiche, già raccolti negli anni '60, e puntual-

Il contributo di U. Follador è relativo all'analisi stratigrafica delle diverse campionature effettuate. Lavoro eseguito nell'ambito dei programmi di ricerca MURST 40%, 1989 (Vezzani), C.N.R. 89.04756.05 (Vezzani) e MURST 60%, 1988, 1989 (Ghisetti).

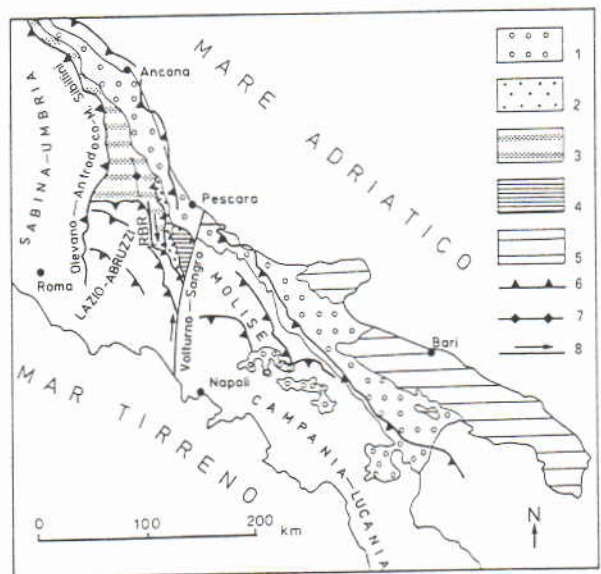
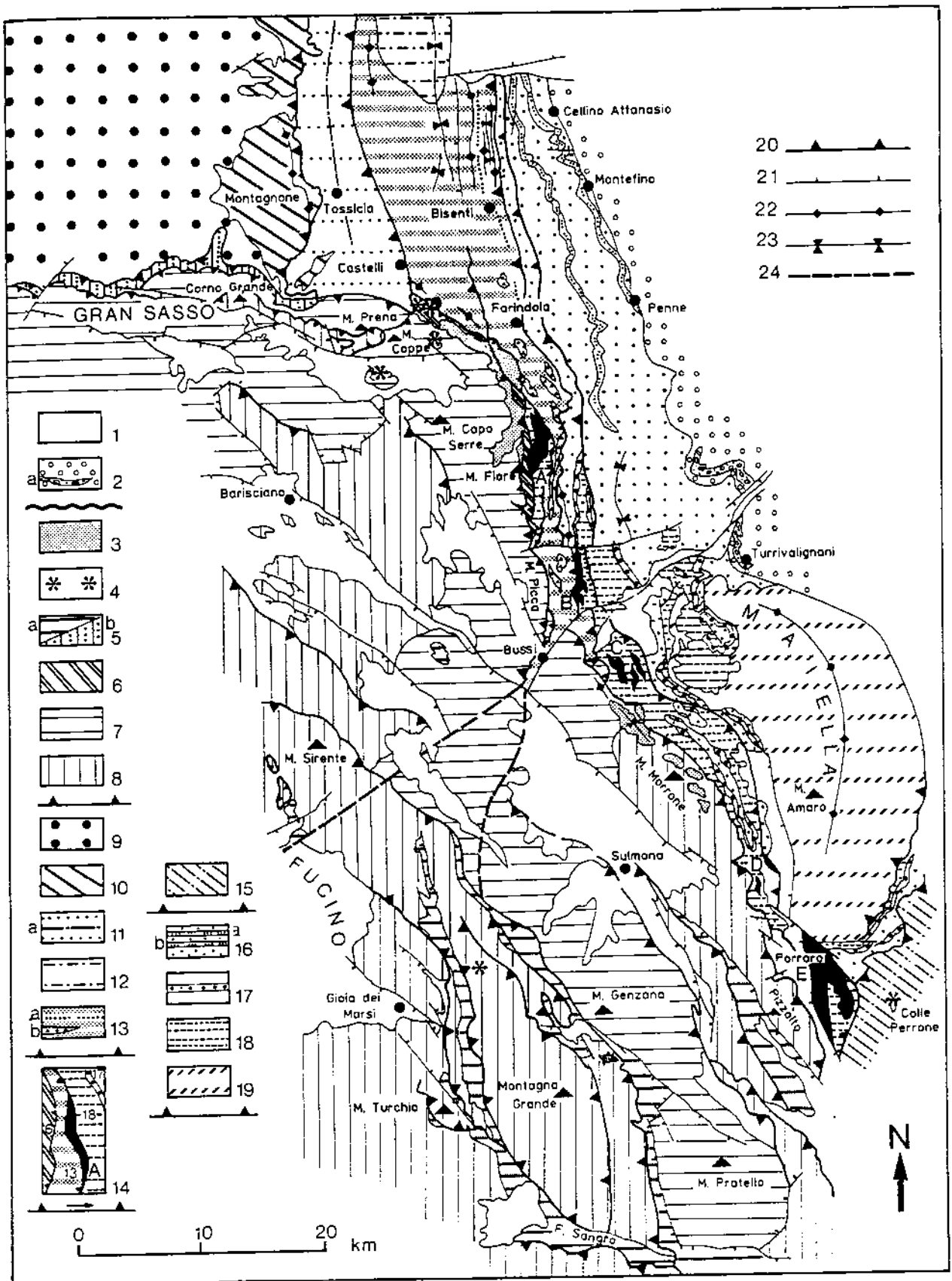


Fig. 1 — Schema strutturale dell'Appennino centro-meridionale. 1) Formazione Mutignano (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore); 2) Formazione Cellino (Pliocene inferiore); 3) Flysch di Teramo (Messiniano-Pliocene inferiore) e Flysch della Laga (Messiniano); 4) Zone esterne deformate (anticlinale sradicata della Maiella); 5) Avampaese Apulo-Adriatico; 6) Sovrascorrimenti; 7) Assi di pieghe anticlinali; 8) Zone di taglio transpressive.

— Simplified structural map of the central and southern Apennines. 1) Mutignano Fmt. (late Pliocene-early Pleistocene); 2) Cellino Fmt. (early Pliocene); 3) Teramo Flysch (Messinian-early Pliocene) and Laga Flysch (Messinian); 4) Deformed outer domains (Maiella detached anticline); 5) Apulian-Adriatic foreland; 6) Thrust faults; 7) Axes of anticlines; 8) Transpressive shear zones.



Domini paleogeografici mesozoici ed unità cinematiche supramiocenico-plioceniche

Le principali unità tettoniche che costituiscono la catena dell'Appennino centrale derivano dalla deformazione, tramite piani di scollamento pellicolari, delle unità di piattaforma-bacino originariamente sviluppate in fasce isopiche lungo le zone esterne del margine continentale Africano, il quale, a seconda dei diversi Autori, risulterebbe articolato in un numero variabile di piattaforme carbonatiche e di interposti bacini pelagici (Perrone & Sgrosso, 1981; Sgrosso, 1983; 1988; Accordi *et alii*, 1988; Mostardini & Merlini, 1988).

Sulla base dei risultati acquisiti nella regione Abruzzese, almeno due ricostruzioni paleogeografiche possono porsi come alternative. Una prima (D'Andrea *et alii*, 1991), differenzia nella piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese, da ovest ad est, facies di piattaforma (Val Roveto), di soglia (Valle del Melfa e Terrata), di scarpata (Meta, Mainarde, M. Godi, Colle Mattone), di transizione (M. Genzana, M. Greco), queste ultime interpretate come facies di collegamento con il bacino Marchigiano ed Umbro-Sabino, ed a loro volta passanti verso l'esterno a facies di soglia (Piano delle Cinquemiglia, Piano dell'Aremogna, Arazzecca) e di piattaforma (M. Morrone, M. Rotella, Pizzalto). In questa ricostruzione paleogeografica la piattaforma Laziale-Abruzzese sarebbe separata da quella del M. Morrone, posta in posizione più esterna, tramite i termini pelagici del «corridoio Marsicano».

Una seconda ipotesi alternativa, illustrata in Fig. 3, tiene conto sia della documentata variazione laterale in senso N-S tra i domini di piattaforma carbonatica a sud (piattaforme Laziale-Abruzzese ed Apula) e di bacino pelagico a nord (bacini Marchigiano ed Adriatico), sia della presenza di un corridoio di sedimenti in facies di transizione (M. Genzana) che suggerisce un originario collegamento tra i domini pelagici Umbro-Sabini e Marchigiani a nord e quelli di Lagonegro a sud. Questa configurazione comporta un dominio di piattaforma comprendente anche gli elementi di M. Rotella e del M. Morrone-Pizzalto, separato, tramite il «corridoio Marsicano» (M. Genzana), dalla zona esterna della Maiella (Fig. 3). Quest'ultima, unitamente alle successioni delle strutture sepolte di Casoli e di Bomba e dell'asse Vasto-Gargano, rappresenterebbe uno dei settori interni più deformati della zona Apulo-Adriatica, in parte corrispondente alla piattaforma Apula interna di Mostardini & Merlini (1988). A partire dal Miocene superiore, una nuova articolazione di unità cinematiche viene delineata dal succedersi di eventi contrazionali. L'età del passaggio stratigrafico tra depositi carbonatici e depositi silico-clastici, e le relazioni strutturali tra i diversi cunei sintettonici supramiocenico-infrapliocenici affioranti lungo il fronte Gran

Sasso-M. Picca e tra il M. Morrone e la Maiella permettono la ricostruzione di Fig. 4, che mostra come la localizzazione dei principali bacini di sedimentazione terrigena sia parzialmente indipendente dalla distribuzione delle zone isopiche mesozoiche.

Di seguito vengono descritte le successioni stratigrafiche delle unità cinematiche implicate sia lungo il fronte del Gran Sasso che lungo la zona di taglio RBR; per la descrizione stratigrafica dei depositi silico-clastici delle unità più interne (Montagna Grande e M. Genzana) si rimanda ad Accordi *et alii* (1969; 1988).

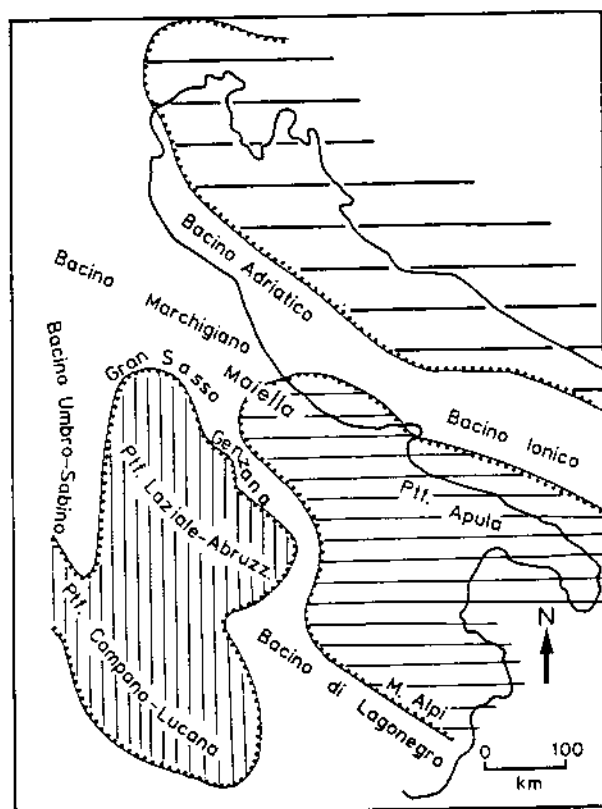


Fig. 3 — Distribuzione delle unità paleogeografiche nelle zone esterne del margine Africano (dal Lias al Cretaceo).

— Distribution of paleogeographic units in the outer zones of the African margin (from Lias to Cretaceous).

Imbricato frontale del Gran Sasso

Nel settore occidentale della catena del Gran Sasso (M. Corvo), la successione carbonatica mesozoica in facies di transizione pertinente all'unità di Santa Colomba (Ghisetti & Vezzani, 1986), mostra il passaggio in continuità stratigrafica dalle Marne con Cerrognola, alle Marne a Orbulina (Tortoniano medio-Messiniano inferiore), ed al Terrigeno del Gran Sasso (Fig. 5a), rappresentato da circa 200 m di

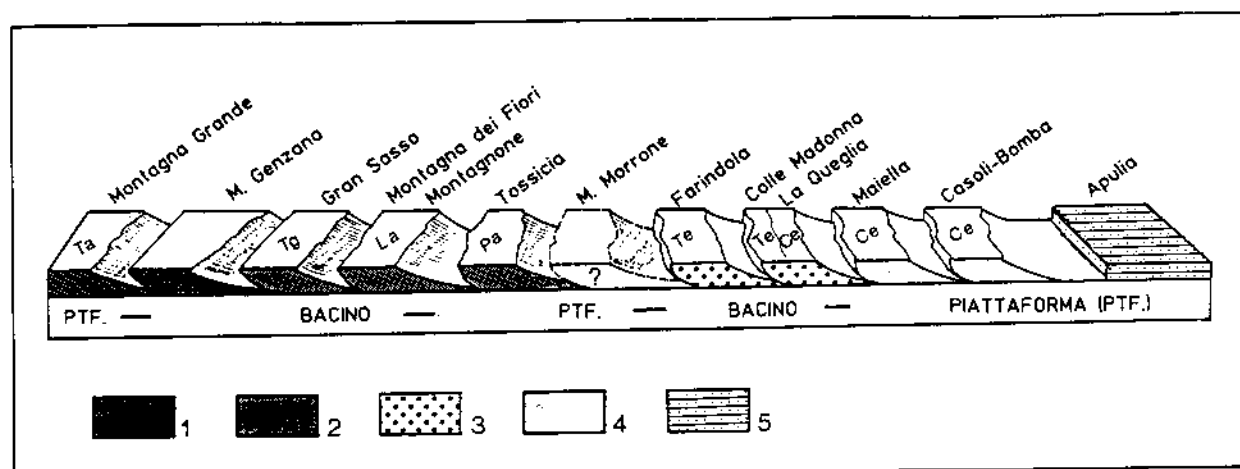


Fig. 4 — Ricostruzione palinspastica composita delle unità silico-clastiche supramiocenico-plioceniche. La diversa retinatura dei cunei clastici indica l'età: 1) Tortoniano-Messiniano; 2) Messiniano; 3) Messiniano-Pliocene inferiore; 4) Pliocene inferiore; 5) Calcareniti organogene di mare basso (Messiniano-Pliocene inferiore). Ta) Terrigeno Abruzzese; Tg) Terrigeno del Gran Sasso; La) Flysch della Laga; Pa) Alternanza arenaceo-pelitica; Te) Flysch di Teramo; Ce) Formazione Cellino. Per la problematica relativa ai depositi silico-clastici del M. Morrone vedi discussione nel testo.

— Palinspastic reconstruction of the late Miocene-early Pliocene siliciclastic units. Ornaments of the clastic wedges indicate the following ages: 1) Tortonian-Messinian; 2) Messinian; 3) Messinian-early Pliocene; 4) early Pliocene; 5) Bioclastic shallow-water calcarenites of Messinian-Pliocene age. Ta) Abruzzi Flysch; Tg) Gran Sasso Flysch; La) Laga Flysch; Pa) Pelitic-arenaceous sequence; Te) Teramo Flysch; Ce) Cellino Fmt.

torbiditi messiniani, identiche per facies e stratigrafia agli intervalli basali del Flysch della Laga (Fig. 5d), ma da questi distinto in base alla diversa posizione strutturale (Ghisetti *et alii*, 1990).

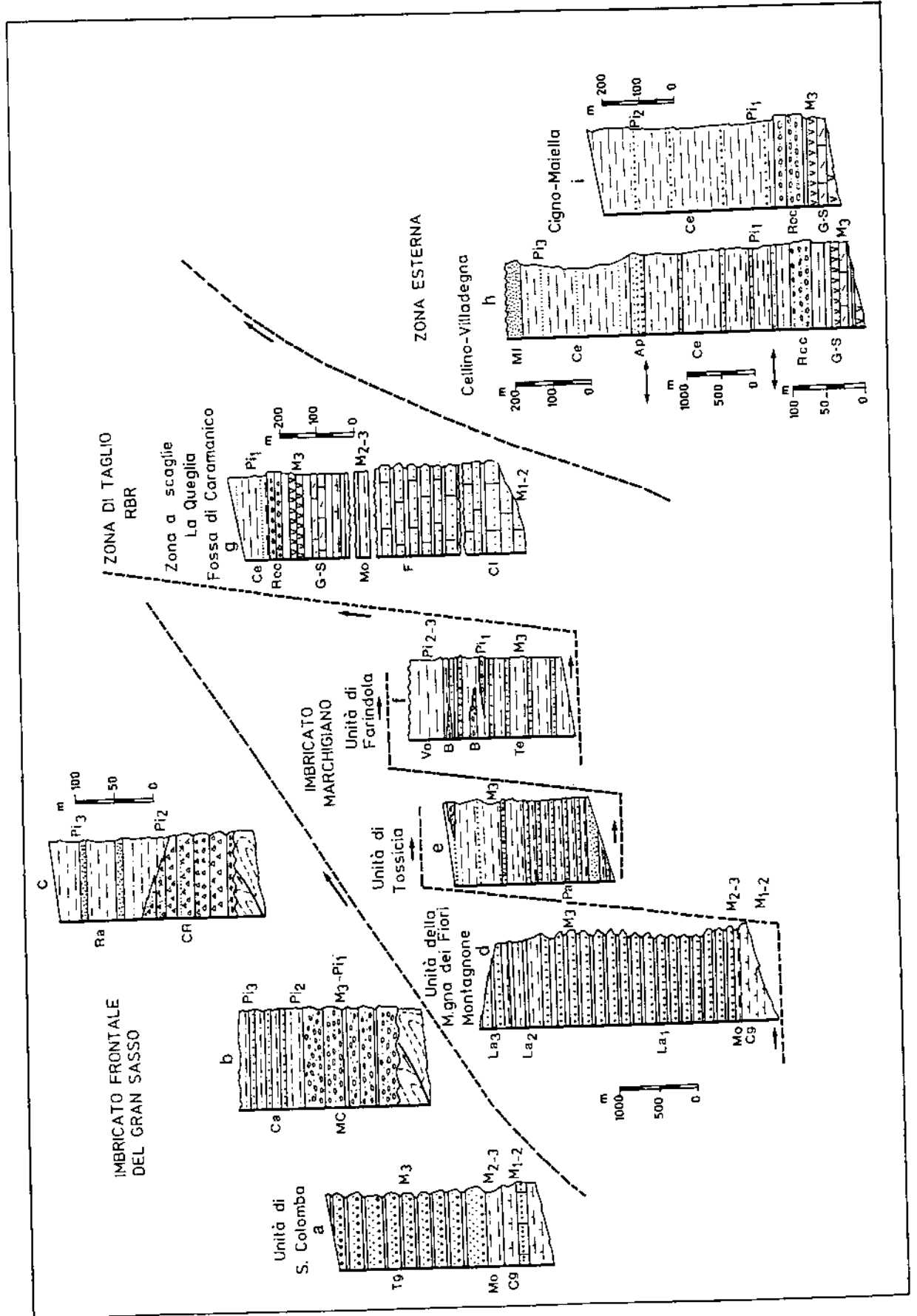
Ben diversificabile dalla precedente è la successione sviluppata nella parte orientale della catena del Gran Sasso, ad est di M. Camicia (Fig. 5b), così come quella presente nel settore di Rigopiano-M. Cappucciata-M. Picca (Fig. 5c). In queste aree la successione carbonatica meso-cenozoica in facies di transizione è deformata da pieghe ed accavallamenti suturati in discordanza dai Conglomerati di M. Coppe e dalle Calciruditi di Rigopiano (Ghisetti & Vezzani, 1986), che rappresentano pertanto un deposito postorogeno rispetto alla fase contrazionale intramessiniana che ha coinvolto nella deformazione la piattaforma Laziale-Abruzzese.

I Conglomerati di M. Coppe (Fig. 5b) affiorano in lembi discontinui nella parte orientale della catena del Gran Sasso, ove poggiano in discordanza su diverse unità già accavallate (Ghisetti & Vezzani, 1986). Si tratta di una formazione di conglomerati poligenici costituita, oltre che da clasti carbonatici derivanti dalla piattaforma Laziale-Abruzzese, da frequenti elementi arenacei e calcarei ad affinità Liguride e da più rari clasti di rocce cristalline, indicativi di un'alimentazione da zone interne. I conglomerati passano verso l'alto ad un intervallo arenaceo-pelitico di probabile età messiniana a M. Paradiso, ed infrapliocenica a M. Coppe (zona a *Sphaeroidinellopsis*) ed a Colle dei Cavatori (zona a *Globorotalia margaritae* ed a *G. puncticulata*).

Conglomerati comparabili per composizione, ed in parte anche per l'età, sono sviluppati a sud del M. Porrara, in pieno dominio Molisano (Colle Perrone, Fig. 2); affioramenti correlabili sono inoltre presenti sulla piattaforma Laziale-Abruzzese in Valle del Liri (Devoto, 1967), a Bocca di Mezzana nei pressi di Anversa degli Abruzzi (Colacicchi, 1967) ed in Val Rapino in Marsica (Accordi *et alii*, 1969).

Le Calciruditi di Rigopiano (Fig. 5c) sono costituite da breccie molto cementate a clasti eterometrici in prevalenza calcarei e più raramente silicei, con matrice prevalentemente carbonatica e localmente arenaceo-calcarenitica. Questi livelli, in banchi talora lenticolari, e con spessore degli strati variabile da pochi decimetri alla decina di metri, passano verso l'alto a depositi pelitici, con sottili intercalazioni arenaceo-calcarenitiche, di età Pliocene inferiore (zone a *Globorotalia margaritae* ed a *G. puncticulata*). Le Calciruditi di Rigopiano, poggianti in discordanza sulle unità carbonatiche di Santa Colomba, della Miniera di Lignite e dell'Alto Tavo, sono traslate tettonicamente, unitamente al loro substrato, sulle sequenze silico-clastiche delle unità di Tossicia e di Farindola (Fig. 5e, f). Depositi assimilabili alle Calciruditi di Rigopiano sono presenti in lembi discontinui a M. Picca, a M. di Roccatagliata, e sulla struttura frontale del M. Morrone (Calaturo, Fonte delle Portelle).

La collocazione discordante dei Conglomerati di M. Coppe e delle Calciruditi di Rigopiano su unità già accavallate lungo il fronte del Gran Sasso-M. Picca e del M. Morrone costituisce uno dei più



importanti vincoli per la datazione, rispettivamente intramessiniana e infrapliocenica, di due delle prime fasi della deformazione contrazionale.

Nella catena del M. Morrone, a Monte della Grotta, sui calcari detritici a frammenti di Rudiste del Cretaceo superiore, poggiano concordanti calcareniti organogene a Litotamni di età Miocene inferiore-medio (Raffi & Forti, 1959), a tetto delle quali non è stato osservato alcun passaggio in continuità stratigrafica a sovrastanti depositi silico-clastici messiniano-infrapliocenici. Pertanto non è documentabile lo sviluppo di un'unità di età Messiniano-Pliocene inferiore, estesa lungo l'asse Pesaro-Teramo-M. Morrone-Fossa di Caramanico, come proposto da Patacca & Scandone (1989), che implicherebbe invece un passaggio stratigrafico tra i carbonati del M. Morrone ed i depositi terrigeni messiniani (Flysch di Teramo in Fig. 5 f).

Imbricato Marchigiano

Nel settore Marchigiano, caratterizzato da una sequenza carbonatica meso-cenozoica di bacino pelagico passante durante il Messiniano a sedimentazione terrigena, si possono distinguere diversi cunei silico-clastici la cui migrazione verso l'esterno è controllata dall'evoluzione strutturale di assi positivi e fronti di sovrascorrimento a direzione meridiana. Un esempio è la struttura della Montagna dei Fiori-Montagnone, che ha funzionato da elemento di separazione tra un bacino occidentale essenzialmente messiniano (Flysch della Laga), ed uno orientale sviluppatosi dal Messiniano al Pliocene inferiore (Flysch di Teramo). Nel settore qui considerato del dominio Marchigiano sono differenziabili, dall'interno verso l'esterno, tre successioni attualmente poste a diversi livelli strutturali.

L'unità della Montagna dei Fiori-Montagnone (Fig. 5d), è costituita da una successione dove dalle Marne con Cerrognana si passa in continuità stratigrafi-

ca, attraverso le Marne a Orbulina (Tortoniano medio-Messiniano inferiore), al Flysch della Laga (Messiniano), potente oltre 2000 m, e distinguibile in un membro inferiore pre-evaporitico, uno intermedio evaporitico ed uno superiore post-evaporitico (Cantalamesa *et alii*, 1982; Centamore *et alii*, in stampa). A letto del sovrascorrimento del sistema imbricato Montagna dei Fiori-Montagnone si sviluppa un'ampia fascia di depositi terrigeni, ascritti da Centamore *et alii* (in stampa) al Flysch della Laga, ma qui distinti nelle due unità di Tossicia e di Farindola, tra loro accavallate tramite un piano di sovrascorrimento a direzione N-S esteso da Castelli fino al Fiume Vomano (Fig. 2).

L'unità più occidentale e geometricamente più elevata, sviluppata lungo l'allineamento S. Pietro-Tossicia-Civitella del Tronto (unità di Tossicia, Fig. 5e), è costituita da un'alternanza arenaceo-pelitica, caratterizzata da un orizzonte di gessareniti, e passante verso l'alto a prevalenti peliti con rare lenti di arenarie e di conglomerati, di età essenzialmente messiniana.

L'unità più orientale e geometricamente sottostante (unità di Farindola, Fig. 5f), è costituita da un'alternanza pelitico-arenacea di età messiniano-infrapliocenica (Flysch di Teramo), con un orizzonte di tufiti acide tardo-messiniane tracciabile con discreta continuità dal Fiume Vomano fino ai pressi di Farindola, e già descritto da Girotti & Parotto (1969) e Moruzzi & Follador (1973a) nelle Marche meridionali. A nord di Bisenti e, con maggiore sviluppo, tra Roccafinadamo e Villa Celiera, nella parte apicale della successione, sono presenti ripetute intercalazioni lenticolari di conglomerati, localmente poligenici (Conglomerati di M. Bertona), che talora (Pietrarossa) sono caratterizzati da livelli pelitici con microfau-ne di età Pliocene inferiore (zona a *Sphaeroidinellopsis*). Il Flysch di Teramo è sormontato in continuità stratigrafica da un intervallo di marne argillose con rare intercalazioni arenacee (Marne del Vomano di Centamore *et alii*, in stampa) con microfaune infra-

◀ Fig. 5 — Colonne stratigrafiche delle successioni silico-clastiche messiniano-infraplioceniche relative ai domini esterni dell'Appennino centrale. Le formazioni sono indicate con le sigle: Tg) Terrigeno del Gran Sasso; Mo) Marne a Orbulina; Cg) Marne con Cerrognana; MC) Conglomerati di M. Coppe e sovrastante alternanza pelitico-arenacea (Ca); CR) Calciuriditi di Rigopiano e sovrastante alternanza di peliti e arenarie (Ra); La1, La2, La3) Flysch della Laga, membri pre-evaporitico, evaporitico e post-evaporitico; Pa) Alternanza arenaceo-pelitica; Vo) Marne del Vomano; Te) Flysch di Teramo con le intercalazioni dei Conglomerati di M. Bertona (B); Ce) Formazione Cellino con le intercalazioni torbiditiche di Montefino (Mf) e di Appignano (Ap); Rcc) Conglomerati di Roccaaramanico; G-S) Formazione Gessoso-Solfifera; F) Formazione di M. Fiore; Cl) Calcareniti a Briozoi e Litotamni della Formazione Bolognana. Pi₁) Pliocene inferiore, zona a *Sphaeroidinellopsis*; Pi₂) Pliocene inferiore, zona a *Globorotalia margaritae*; Pi₃) Pliocene inferiore, zona a *Globorotalia puncticulata*; M₃) Messiniano; M_{2,3}) Miocene medio-superiore; M_{1,2}) Miocene inferiore-medio.

— Stratigraphic columns of the Messinian-early Pliocene silicic-clastic sequences belonging to the outer zones of the central Apennines. Tg) Gran Sasso Flysch; Mo) Orbulina marls; Cg) Cerrognana marls; MC) M. Coppe conglomerates and overlying pelitic-arenaceous sequence (Ca); CR) Rigopiano calcirudites and overlying pelitic-arenaceous sequence (Ra); La1, La2, La3) Pre-evaporitic, evaporitic and post-evaporitic members of the Laga Flysch; Pa) Pelitic-arenaceous sequence; Vo) Vomano marls; Te) Teramo Flysch and interlayered horizons of the M. Bertona conglomerates (B); Ce) Cellino Fmt. with the turbiditic horizons of Montefino (Mf) and Appignano (Ap); Rcc) Roccaaramanico conglomerates; G-S) Gessoso-Solfifera Fmt.; F) M. Fiore Fmt.; Cl) Briozoa and Lithotamnium calcarenites of the Bolognana Fmt. Pi₁) early Pliocene, *Sphaeroidinellopsis* zone; Pi₂) early Pliocene, *Globorotalia margaritae* zone; Pi₃) early Pliocene, *Globorotalia puncticulata* zone; M₃) Messinian; M_{2,3}) middle-late Miocene; M_{1,2}) early-middle Miocene.

plioceniche delle zone a *Globorotalia margaritae* ed a *G. puncticulata*.

Zona di taglio RBR

Più discontinua è la successione stratigrafica miopliocenica ricostruibile lungo l'allineamento di scaglie tettoniche di Colle Madonna, La Queglia, Colle Cantalupo, Colle della Grotta, Colle Castellano, Fonte Romana, dove il substrato dei depositi silico-clastici è rappresentato da diverse formazioni pertinenti a zone originariamente collocate in posizione interna rispetto alla Maiella (Fig. 5g). Lungo questo allineamento strutturale esistono brusche variazioni laterali tra la successione di Colle Madonna a nord, dove la sequenza miocenica è rappresentata da prevalenti termini marnosi (Marne con Cerrognana) e quella de La Queglia a sud, dove invece si passa dalle Calcareniti a Briozoi e Litotamni della Formazione Bolognana alle Marne a Orbulina ed alla Formazione Gessoso-Solfifera (Ghisetti & Vezzani, 1983; Bigi & Di Bucci, 1987), talora stratigraficamente sormontata dai Conglomerati di Roccacaramanico (Colle Cantalupo), passanti verso l'alto ad argille infraplioceniche a *Sphaeroidinellopsis*.

Per lo sviluppo della sua successione prepliocenica anche il M. Porrara sembra collocabile in posizione di originaria contiguità con la Maiella fino a tutto il Messiniano; tuttavia l'assenza dei Conglomerati di Roccacaramanico e delle sovrastanti argille infraplioceniche a *Sphaeroidinellopsis* (vedi avanti) consente di ipotizzare che, a partire dal Pliocene inferiore, il M. Porrara sia stato implicato nella zona di taglio RBR, con conseguente evoluzione separata rispetto agli adiacenti domini del M. Morrone e della Maiella.

Di difficile definizione è la collocazione originaria dell'alternanza di calciruditi, calcareniti e marne argillose della Formazione di M. Fiore, di età Tortonianop.p.-Messiniano inferiore, affiorante da Rigopiano fino a Cannatina nei pressi di Forca di Penne, in posizione basale rispetto alle unità del Gran Sasso, e coperta in discordanza dai Conglomerati di M. Cope e dalle Calciruditi di Rigopiano. Per i suoi caratteri lito-stratigrafici e per la posizione geometrica, la Formazione di M. Fiore potrebbe rappresentare l'equivalente laterale sia delle Marne a Orbulina che della parte alta della Formazione Bolognana, costituendo pertanto un elemento della zona di transizione tra il dominio Marchigiano e quello più esterno della Maiella (Fig. 5g).

Zona esterna Maiella-Villadegna

La successione affiorante lungo l'allineamento strutturale Maiella-Cigno-Villadegna-Cellino si diffe-

renza rispetto a quella del bacino Marchigiano per la sostituzione dei depositi silico-clastici messiniani del Flysch della Laga e messiniano-infrapliocenici del Flysch di Teramo-Marne del Vomano, con le facies evaporitiche della Formazione Gessoso-Solfifera, sormontate stratigraficamente, tramite orizzonti conglomeratici di sviluppo regionale, dall'alternanza argilloso-arenacea infrapliocenica della Formazione Cellino. Il substrato pre-messiniano di questa successione affiora nella Maiella, dove dalle Calcareniti a Briozoi e Litotamni (Formazione Bolognana), di età Miocene inferiore-medio, si passa in continuità stratigrafica a marne a planctonici tortoniano-messiniane, e successivamente all'alternanza di gessi, calcari evaporitici, marne bituminose, marne tripolacee, e siltiti di età messiniana (Formazione Gessoso-Solfifera *Auct.*), che a nord della Valle del F. Pescara è rappresentata da prevalenti alternanze argilloso-arenacee. Al disopra poggia un caratteristico orizzonte di conglomerati calcarei che marca la base del Pliocene (Fig. 5h, i). Si tratta dei Conglomerati di Roccacaramanico (Accordi, 1966), sviluppati con discreta continuità (Fig. 2) lungo la periferia occidentale ed orientale della Maiella (vedi anche Crostella, 1967), ed affioranti in ripetuti livelli anche a nord del Fiume Pescara, dove passano stratigraficamente verso l'alto alla successione pelitico-arenacea della Formazione Cellino, che si sviluppa in continuità dalla zona a *Sphaeroidinellopsis* fino alla zona a *Globorotalia puncticulata* (Fig. 5h, i).

Sulla base dei dati di sottosuolo dei campi Cigno ed Alanno e di numerosi altri pozzi esplorativi posti più a nord (Crescenti, 1969; 1975; Casnedi *et alii*, 1976), tra il sondaggio Cigno 2 ed il sondaggio Poggioragone 1 è individuabile una transizione graduale da facies di piattaforma a sud a facies di scarpata a nord. La sezione geologica di Fig. 6, tracciata lungo l'allineamento strutturale Maiella-Villadegna, mostra infatti come le facies calcarenitiche neritico-litorali della Formazione Bolognana ed evaporitiche della Formazione Gessoso-Solfifera passino rispettivamente verso nord alle Formazioni a dominante marnosa delle Marne con Cerrognana e dei Colombacci. Su entrambe queste facies poggiano in concordanza uno o più orizzonti di conglomerati calcarei, ben evidenziati tramite i carotaggi elettrici in numerosi sondaggi del campo Cigno (Moruzzi & Follador, 1973b), correlabili per litologia e posizione stratigrafica con i Conglomerati di Roccacaramanico (Fig. 5h, i). A tetto dell'orizzonte conglomeratico (membro F della Formazione Cellino di Casnedi, 1983), si sviluppa un'alternanza di argille marnose e torbiditi, di età Pliocene inferiore (zone a *Sphaeroidinellopsis*, a *Globorotalia margaritae* ed a *G. puncticulata pars*), corrispondente ai membri E, D, C, B della Formazione Cellino, seguita dalle torbiditi di Appignano e da sovrastanti argille passanti verso l'alto alle arenarie di Montefino (membro A della Formazione

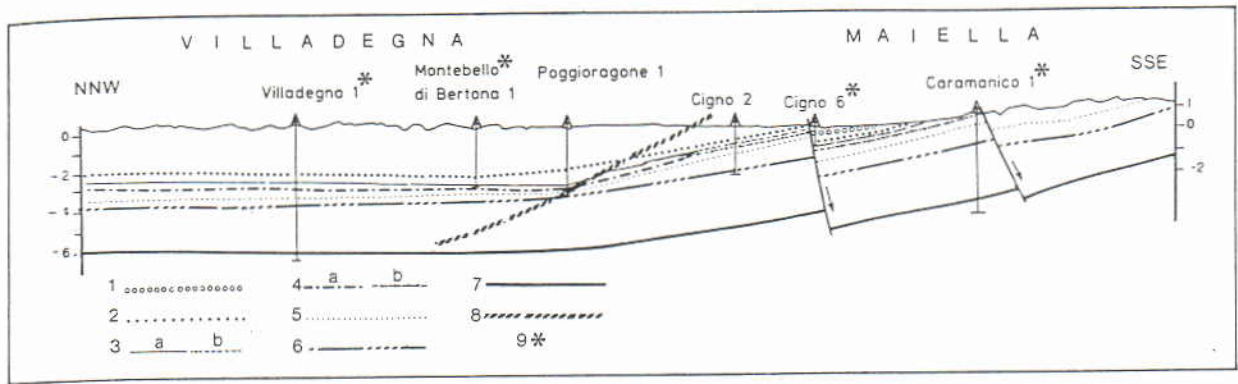


FIG. 6 — Sezione geologica composta lungo l'asse dell'anticlinale Maiella-Cigno-Villadegna, ricostruita in base alla geologia di superficie ed alla stratigrafia dei sondaggi per idrocarburi disponibile in letteratura (per il relativo tracciato vedi Fig. 7). 1) Base della Formazione Mutignano; 2) Base della Formazione Cellino; 3) Base della Formazione a Colombacci (a) e della Formazione Gessoso-Solfifera (b); 4) Base delle Marne con Cerroigna (a) e delle Calcareniti a Briozoi e Litotamni (b); 5) Orizzonte delle Marne a Fucoidi; 6) Sommità del Calcarea Massiccio e delle Dolomie di Castelmafrino; 7) Sommità delle Anidriti di Burano; 8) Ipotetico piano di sovrascorrimento tra l'unità di Villadegna e l'unità della Maiella; 9) Sondaggi la cui stratigrafia non è stata pubblicata.

— Composite cross-section down the plunge of the Maiella-Cigno-Villadegna anticlinal axis (trace in Fig. 7). Interpretation based on geologic maps and published logs of boreholes. 1) Base to the Mutignano Fmt.; 2) Base to the Cellino Fmt.; 3) Base to the Colombacci Fmt. (a) and to the Gessoso-Solfifera Fmt. (b); 4) Base to the Cerroigna marls (a) and Briozoa and Lithotamnium calcarenites (b); 5) Fucoidi marls; 6) Top to the Calcarea Massiccio Fmt. and Castelmafrino Dolomites; 7) Top to the Burano Anhydrites; 8) Trace of the hypothetical thrust fault separating the Villadegna from the Maiella unit; 9) Unpublished boreholes.

Cellino di Casnedi, 1983, di età Pliocene inferiore, zona a *Globorotalia puncticulata*).

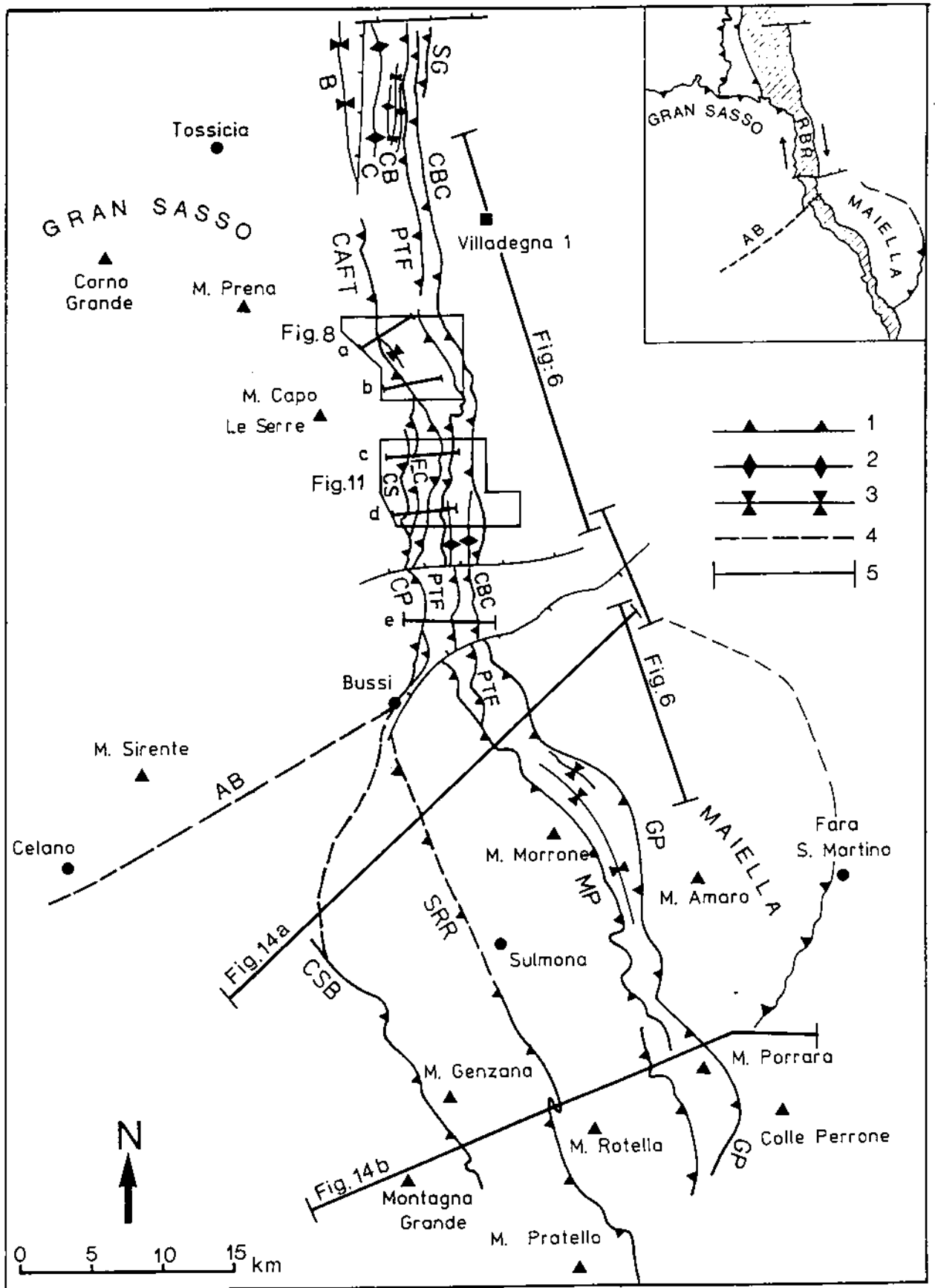
Un problema tuttora non risolto riguarda la Formazione Cellino. Essa infatti potrebbe da un lato costituire la copertura terrigena dell'unità di Villadegna, definibile come un imbricato accavallato sull'unità della Maiella tramite un piano di sovrascorrimento che dovrebbe emergere in superficie in corrispondenza dell'alto strutturale del Campo Cigno (Fig. 6). L'ipotesi alternativa, in cui la Formazione Cellino rappresenta invece il tetto stratigrafico di un'unica unità Maiella-Villadegna è in accordo con la continuità degli orizzonti stratigrafici pre-pliocenici correlabili attraverso i diversi sondaggi di Fig. 6, con l'assenza, per lo meno in superficie, di piani di accavallamento che permettano di separare l'unità di Villadegna da quella della Maiella, e con il regolare sviluppo, nell'ambito della Formazione Cellino, di facies via via più continue e potenti procedendo da sud a nord (Casnedi, 1991). Questo quadro è coerente con il progressivo approfondimento del bacino verso nord lungo l'asse Maiella-Villadegna, già configuratosi durante il Miocene inferiore-medio, e perdurato fino al Pliocene inferiore.

Assetto geometrico

Il sistema imbricato nord-vergente del Gran Sasso, costituito da pieghe e da piani di sovrascorrimento orientati E-W con indicatori cinematici di traspor-

to verso nord, è caratterizzato da una complessa evoluzione, con propagazione dei sovrascorrimenti sia in sequenza che fuori sequenza (Ghissetti & Vezzani, 1990; 1991). A partire dalla zona di Rigopiano questo assetto geometrico si interrompe (Fig. 2) contro le strutture che definiscono la zona di taglio Rigopiano-Bussi-Rivisondoli (RBR). Questa ampia fascia di deformazione si compone di un sistema di piani di accavallamento sub-paralleli a direzione N-S (Fig. 7), continui dal Fiume Vomano al Fiume Pescara. L'allineamento più orientale si sviluppa lungo le direttrici Canzano-Montebello di Bertona-Civitella Casanova (CBC), e Colle Pagano-Troiano-Farindola (PTF). A queste strutture si associano altre superfici di accavallamento, sempre a direzione N-S, sviluppate con minore continuità tra Rigopiano e Bussi, ed indicate con le sigle CAFT, FC, CS e CP (Fig. 7). A sud della discontinuità trasversale Avezzano-Bussi (AB), la fascia deformativa si amplia, risultando compresa tra i piani di sovrascorrimento frontale di Monte della Grotta-M. Porrara (GP) e M. Morrone-M. Pizzalto (MP) e le più interne superfici di sovrascorrimento Sulmona-Rocca Pia-Roccaraso (SRR) e Cocullo-Anversa degli Abruzzi-Scanno-Villetta Barrea (CSB), tra le quali è compresa la struttura di M. Genzana.

L'assetto geometrico della RBR è di seguito descritto in alcune delle situazioni strutturali più tipiche, riscontrabili procedendo da nord a sud lungo la zona di taglio.



Anticlinorio Cermignano-Bisenti

Nel suo tratto più settentrionale (dal Fiume Vomano fino al settore di Rigopiano), la RBR attraversa i depositi terrigeni del Flysch di Teramo (Fig. 2), in corrispondenza del fascio di strette pieghe anticlinali-sinclinali a direzione N-S che definiscono l'anticlinorio Cermignano-Bisenti (CB in Fig. 7), troncato in cerniera e sul fianco orientale da sistemi di faglie inverse, e delimitato ad ovest dalla faglia normale di Caprafico (C) che, con un rigetto stratigrafico di circa 2000 m, gradualmente decrescente da nord verso sud, solleva l'anticlinorio CB rispetto all'adiacente sinclinale di Basciano (B) che viene tagliata obliquamente al suo asse (Fig. 7).

L'intera struttura dell'anticlinorio Cermignano-Bisenti è troncata ad est dal piano PTF, che sovrappone il Flysch di Teramo dell'unità di Farindola alla Formazione Cellino dell'unità Maiella-Villadegna (Fig. 2). Ancora più ad est il subparallelo piano di accavallamento CBC determina raccorciamenti interni alla porzione inferiore della Formazione Cellino, mentre il sovrascorrimento Scorrano-M. Gualtieri (SG), sviluppato tra il Fiume Vomano ed il Torrente Piomba, interseca livelli alti della Formazione Cellino, con rigetti che diminuiscono gradualmente verso sud.

Zona di Rigopiano-Cima delle Scalate

Questo settore (Fig. 8) è deformato da pieghe sinclinali e anticlinali sradicate, da faglie inverse e da piani di accavallamento a basso angolo che sovrappongono le unità imbricate lungo il fronte del Gran Sasso (unità di Santa Colomba, Miniera di Lignite e Alto Tavo) sulle unità più esterne dell'imbricato marchigiano (unità di Tossicia e Farindola), a loro volta accavallate sull'unità Maiella-Villadegna.

In questa zona le strutture a pieghe passano da direzioni WNW-ESE a N-S (Fig. 9) e sono troncate

obliquamente dal piano di accavallamento tettonico principale CAFT e da faglie minori ad esso associate, che determinano il repentino cambiamento di direzione degli elementi strutturali del fronte. Lungo l'allineamento Rigopiano-Cima delle Scalate le unità dell'Alto Tavo e di Santa Colomba, poste in posizione basale nell'edificio del Gran Sasso (Ghisetti & Vezzani, 1986), sono deformate da strette pieghe a direzione N-S (Fig. 10a, b), generalmente est-vergenti, talora a piano assiale subverticale, ed a volte ovest-vergenti. In questa zona le Calciruditi di Rigopiano suturano in discordanza il contatto di sovrapposizione tettonica dell'unità di Santa Colomba sull'unità dell'Alto Tavo, e sono a loro volta piegate e sovrascorse tramite il piano CAFT sul Flysch di Teramo della sottostante unità di Farindola (Fig. 8 e Fig. 10a, b). Le strutture plicative ad assi NW-SE di questa unità sono delimitate verso est dal piano PTF, che sovrappone il Flysch di Teramo dell'unità di Farindola alla Formazione Cellino dell'unità Maiella-Villadegna.

Zona di M. Fiore-Croce di Forca

Verso sud la zona di taglio RBR, delimitata dalla coppia di piani subparalleli M. Cappucciata-M. Scarafano (CS) ad ovest, e Colle Pagano-Troiano-Farindola (PTF) ad est, si amplia, assumendo un prevalente sviluppo a direzione N-S (Fig. 11). Il piano tettonico più elevato (CS) sovrappone il fianco orientale subverticalizzato della piega anticlinale di M. Cappucciata (unità di Santa Colomba), tagliato con geometria di *ramp*, alla monoclinale immergente verso ovest dell'unità dell'Alto Tavo (Fig. 10d). Questo piano di sovrascorrimento è suturato dall'appoggio discordante delle Calciruditi di Rigopiano (vedi Fig. 11, a nord della traccia del profilo c). L'intero sistema imbricato si sovrappone, tramite il piano M. Fiore-Croce di Forca (FC), alla scaglia est-vergente di Colle Madonna (Fig. 11 e Fig. 12).

◀ Fig. 7 — Carta indice dei principali elementi strutturali che definiscono la zona di taglio RBR. 1) Superfici di sovrascorrimento; 2) Assi di pieghe anticlinali; 3) Assi di pieghe sinclinali; 4) Zone di taglio con discontinue evidenze di superficie; 5) Traccia dei profili di Fig. 6, 8, 11 e 14. Le sigle indicano le seguenti strutture: SG) Scorrano-M. Gualtieri; CB) Cermignano-Bisenti; C) Caprafico; B) Basciano; CBC) Canzano-Montebello di Bertona-Civitella Casanova; PTF) Colle Pagano-Troiano-Farindola; CAFT) Capsano-Arsita-Fino-Tavo; FC) Monte Fiore-Croce di Forca; CS) Monte Cappucciata-M. Scarafano; CP) M. Pietra Corniale-M. Picca; AB) Avezzano-Bussi; CSB) Cocullo-Anversa degli Abruzzi-Scanno-Villetta Barrea; SRR) Sulmona-Rocca Pia-Roccaraso; MP) M. Morrone-M. Pizzalto; GP) Monte della Grotta-M. Porrara.

— Index map of the major structures belonging to the RBR shear zone. 1) Thrust faults; 2) Axes of anticlines; 3) Axes of synclines; 4) Shear zones inferred from discontinuous surface evidence; 5) Trace of cross-sections of Figs. 6, 8, 11 and 14. Labels indicate the following structures: SG) Scorrano-M. Gualtieri; CB) Cermignano-Bisenti; C) Caprafico; B) Basciano; CBC) Canzano-Montebello di Bertona-Civitella Casanova; PTF) Colle Pagano-Troiano-Farindola; CAFT) Capsano-Arsita-Fino-Tavo; FC) Monte Fiore-Croce di Forca; CS) Monte Cappucciata-M. Scarafano; CP) M. Pietra Corniale-M. Picca; AB) Avezzano-Bussi; CSB) Cocullo-Anversa degli Abruzzi-Scanno-Villetta Barrea; SRR) Sulmona-Rocca Pia-Roccaraso; MP) M. Morrone-M. Pizzalto; GP) Monte della Grotta-M. Porrara.