

**LA STRUTTURA DEL SETTORE CALABRO-LUCANO E SUO SIGNIFICATO
NEL QUADRO DELL'EVOLUZIONE TETTONICA DEL SISTEMA A THRUST SUDAPPENNINICO(***)**

INDICE

RIASSUNTO	pag.	27
ABSTRACT	"	27
PREMESSA	"	27
IL SETTORE CALABRO-LUCANO: INQUADRAMENTO STRUTTURALE ED ILLUSTRAZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI	"	27
DISCUSSIONE	"	30
CONCLUSIONI	"	33
BIBLIOGRAFIA	"	33

RIASSUNTO

La struttura del settore calabro-lucano è stata definita in base a dati geologici (di superficie e di sottosuolo) e mediante l'interpretazione di alcune linee sismiche.

I risultati del lavoro sono illustrati in due profili geologici ed in un modello strutturale bidimensionale.

Sulla base di questi dati, ed in considerazione delle analogie esistenti tra i settori calabro-lucano e molisano, viene inoltre proposto uno schema evolutivo del sistema a *thrust* sudappenninico, a partire dal passaggio Oligocene-Miocene.

ABSTRACT

Geological and structural analyses carried out in the southern apennines thrust system (in the calabro-lucano sector) allowed us to work out two geological profiles (Fig. 1) and a 2D structural model of the area (Fig. 2).

Based on this set of data, a cartoon (Fig. 3) showing the inferred tectonic evolution of this sector of the afro-adriatic margin, is also presented.

The structuring of the southern Apennines is thought to have occurred through two main evolutionary stages which are related to first-order kinematic processes operating in the Mediterranean since the Early Miocene.

The time-span during which a single stage is accomplished is in the order of 10^7 years; it includes major tectonic phases (characterized by peculiar structural styles) which are related to the modes of accretion and/or of internal deformation of the accreting tectonic wedge.

Each phase covers a time window of about 10^6 years and includes several deformation events. The time-lapse in which a single event develops is very short (in the range of 10^5 years) and it records the tectono-sedimentary evolution of discrete portions of the belt which undergo deformation in response to the sequential emplacement of major thrust sheets.

PAROLE CHIAVE: Appennino meridionale, Sistemi a *thrust*, Struttura ed evoluzione, Fasi tettoniche, Eventi deformativi.

KEY WORDS: Southern Apennines thrust system, Structure and evolution, Tectonics.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria.

(**) Istituto di Scienze della Terra, Università di Catania.

(***) Lavoro eseguito con fondi MURST 40% (resp. G. Cello).

PREMESSA

Le ricerche svolte nell'ambito del Progetto MURST 40% "Analisi strutturale dei *thrusts* neogenico-quadernari dell'Appennino e del Maghreb" hanno consentito di definire la struttura profonda di alcuni settori della catena sudappenninica e di interpretare le relazioni spazio-temporali esistenti tra processi deformativi e principali eventi sedimentari.

Sulla scorta dei risultati acquisiti è stato proposto uno schema di zoneografia strutturale delle zone esterne appenniniche basato sull'analisi di dati geologici di superficie e di sottosuolo e sull'interpretazione di linee sismiche relative ai settori molisano e lucano (CELLO *et al.*, 1987; CELLO *et al.*, 1988; CELLO *et al.*, 1989).

Nel presente lavoro vengono proposti due profili geologici ed un modello strutturale bidimensionale in cui sono esemplificati i rapporti geometrici esistenti, a scala regionale, tra le diverse unità stratigrafico-strutturali riconosciute al confine calabro-lucano.

In base alle indicazioni emerse dall'interpretazione delle strutture regionali vengono inoltre esaminati alcuni aspetti relativi alla cronologia ed alle modalità di deformazione e vengono discusse le possibili relazioni tra stili strutturali e meccanismi di accrezione del sistema a *thrust* sudappenninico in rapporto ai principali eventi cinematici neogenici.

IL SETTORE CALABRO-LUCANO: INQUADRAMENTO STRUTTURALE ED ILLUSTRAZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI

Sul confine calabro-lucano esiste un'ampia, anche se spesso controversa, bibliografia ed alcuni lavori di sintesi, come quelli fondamentali di OGNIBEN (1969; 1973) e di scuola napoletana (D'ARGENIO, 1988 e citazioni relative), ai quali si rimanda per un'approfondita conoscenza della geologia di questo settore dell'Appennino meridionale.

Ai fini che qui interessano e per la successiva discussione è necessario però precisare, seppure in maniera sintetica, alcuni punti essenziali di recente acquisizione che consentono di meglio caratterizzare talune delle unità stratigrafico-strutturali riconosciute nel settore calabro-lucano e che derivano dalla deformazione di domini paleogeografici pre-miocenici appartenenti alle aree sud-orientali del margine afro-adriatico.

I principali domini paleogeografici pre-miocenici, rappresentati in parte nel settore calabro-lucano, sono (dall'interno verso l'esterno):

a) un dominio bacinale di transizione a/o oceanico (BONARDI, 1988 e citazioni relative). Le unità che testimoniano dell'esistenza di questo dominio, al confine calabro-lucano, sono le Liguridi e le Sicilidi (OGNIBEN, 1969) le quali vengono interpretate rispettivamente come unità interne (oceaniche) e prossimali (di transizio-

ne) derivate dalla deformazione oligo-miocenica della Tetide meridionale (BONARDI *et al.*, 1982). Le unità Liguridi sono infatti comprensive di una successione sedimentaria (con o senza ofioliti) a luoghi interessata da un metamorfismo di tipo e grado variabile che registra gli effetti di una deformazione associata alla costruzione di un prisma di accrezione (KNOTT, 1987; CELLO *et al.*, 1987). Gli affioramenti di unità Sicilidi, nel settore in esame, sono interpretati invece come lembi residui delle porzioni frontali del cuneo di accrezione che, a partire dal Miocene, è stato smembrato ed eroso (PIERI & MATTAVELLI, 1986) fornendo così risedimenti e/o olistoliti alle aree bacinali medio-mioceniche (bacino irpino, *Auct.*);

b) un dominio di piattaforma carbonatica sviluppato su crosta continentale a spessore normale (piattaforma interna, campano-lucana, panormide, appenninica; D'ARGENIO, 1988 e citazioni relative).

Le unità derivate da questo dominio sono costituite da una serie di *thrust sheets* comprendenti essenzialmente porzioni della successione carbonatica di piattaforma e, subordinatamente, *facies* di transizione ed aree bacinali interne (verso il dominio oceanico), esterne (verso il dominio lagonegrese-molisano) ed intrapiattaforma. Le *facies* di transizione, così come alcune successioni riferibili ad aree bacinali di modeste dimensioni (come ad esempio la successione di M. Foraporta), sono particolarmente sviluppate a partire dal Giurassico (CARANNANTE *et al.*, 1988). Esse sono da collegarsi, a nostro avviso, con lo sviluppo di bacini di *pull-apart* di dimensioni estremamente variabili (dalla scala delle aree bacinali oceaniche a quella di semplici depressioni strutturali localizzate all'interno del dominio di piattaforma) che testimoniano dell'esistenza di fenomeni transtensivi generalizzati, probabilmente connessi con l'attivazione di importanti sistemi trascorrenti sinistri attraverso i quali si realizza il movimento verso SE dell'Africa rispetto all'Europa (da 200 a 92 M.A.; DEWEY *et al.*, 1989; CELLO *et al.*, 1989). Evidenze circa l'esistenza di aree bacinali localizzate in questo dominio (SGROSSO, 1986) e/o in quello apulo (MOSTARDINI & MERLINI, 1986) non modificano quindi, sostanzialmente, il quadro paleogeografico proposto in quanto detti bacini rappresenterebbero elementi di rango inferiore nell'ambito dei domini *s.s.*

Le unità stratigrafico-strutturali derivate da questo dominio affiorano estesamente nelle zone interne del settore calabro-lucano e sono ricoperte tettonicamente dalle unità Liguridi e/o Sicilidi, mentre si ritrovano a loro volta accavallate, verso l'esterno, sulle unità Lagonegresi;

c) un dominio bacinale intracontinentale a crosta assottigliata (bacino lagonegrese-molisano, *Auct.*).

Dati recenti, resi disponibili dall'industria petrolifera, consentono di ascrivere a quest'unico dominio paleogeografico la quasi totalità delle sequenze pelagiche osservabili in affioramento nelle zone esterne ai massicci carbonatici e/o presenti come coltri alloctone nel sottosuolo della fossa bradanica (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et al.*, 1987; CASERO *et al.*, 1988).

Le unità derivate da questo dominio comprendono una successione inferiore (la serie calcareo-silicomarnosa) ed una superiore nella quale sono stati accorpate i terreni flyscioidi legati alle unità lagonegresi, le unità molisane e le argille varicolori esterne; quelle cioè che non corrispondono alle unità Sicilidi le quali

sono riconoscibili per posizione geometrica e per le loro caratteristiche di terreni strutturalmente complessi; d) un dominio di piattaforma carbonatica sviluppato su crosta continentale a spessore normale (piattaforma apula; RICCHETTI *et al.*, 1988).

Le unità derivate da questo dominio sono state riconosciute con chiarezza nel sottosuolo del settore calabro-lucano, sepolte al di sotto delle coltri alloctone, dove risultano organizzate in una struttura a *duplex* il cui *foot-wall* è rappresentato da porzioni poco deformate dell'avampaese apulo (CELLO *et al.*, 1988). In affioramento, unità strutturate del dominio apulo, potrebbero essere rappresentate nella zona di M. Alpi dove la struttura è stata interpretata (essenzialmente in funzione dei rapporti presunti dai vari Autori tra le unità lagonegresi e quelle carbonatiche) sia come un *klippe* della piattaforma interna che come testimone di una piattaforma intermedia (CASERO *et al.*, 1988 e citazioni relative).

A nostro avviso, la struttura di M. Alpi potrebbe invece rappresentare una culminazione (*antiformal-stack*) degli *horses* più interni della struttura a *duplex* apula e, come tale, si sarebbe realizzata verosimilmente fuori sequenza rispetto al resto dell'edificio sepolto. Con questo meccanismo risulta agevole spiegare sia l'accavallamento in sequenza delle unità lagonegresi su quelle carbonatiche, che l'eventuale ricoprimento, fuori sequenza, delle unità apule strutturate su quelle lagonegresi.

Sui vari termini delle successioni appartenenti ai domini b), c) e d) si ritrovano, trasgressivi e diacroni, depositi miocenici comprendenti sia sequenze di annessamento delle aree di piattaforma (che registrano una marcata polarità in direzione N e NE; CARANNANTE *et al.*, 1987) che sedimenti torbiditici (unità irpine *s.l.*), mentre nel dominio apulo si sviluppa, a partire dal Pliocene inferiore, una potente successione terrigena (unità della fossa bradanica). L'insieme di questi depositi rappresenta un *record* sedimentario completo (dal Miocene inferiore al Quaternario) delle principali tappe nella strutturazione della catena sudappenninica (SGROSSO, 1990 e citazioni relative).

Gli attuali rapporti geometrici tra le suddette unità stratigrafico-strutturali sono illustrati in dettaglio nei profili geologici di Fig. 1.

Il dato più rilevante che si osserva in entrambi i profili proposti è che la struttura profonda del settore calabro-lucano, così come emerge dall'analisi delle situazioni in affioramento e dai dati di sottosuolo, risulta caratterizzata dalla presenza di unità strutturate del dominio apulo, con al tetto depositi pliocenici, sepolte al di sotto della catena appenninica *s.s.*

Questa struttura, che nell'area in esame si estende dalla fascia costiera tirrenica fino alla fossa bradanica, è ricoperta, nelle zone interne, da unità derivate dalla successione inferiore del bacino lagonegrese-molisano sulle quali si ritrovano le scaglie della piattaforma carbonatica interna con i relativi depositi infra-miocenici. Nelle zone esterne, invece, le unità apule sono ricoperte direttamente dal *flysch* Numidico (profilo B di Fig. 1) e/o da una serie di scaglie derivate dalla deformazione di aree bacinali mesoautoctone (Albidona), neoautoctone (Gorgoglione) (*sensu* SELL, 1958) e di avanfossa *s.s.* (*flysch* esterni, irpini) che sono, a loro volta, accavallate sui depositi plio-pleistocenici della fossa bradanica (profili A e B di Fig. 1).

Si osservi anche la posizione strutturale delle uni-

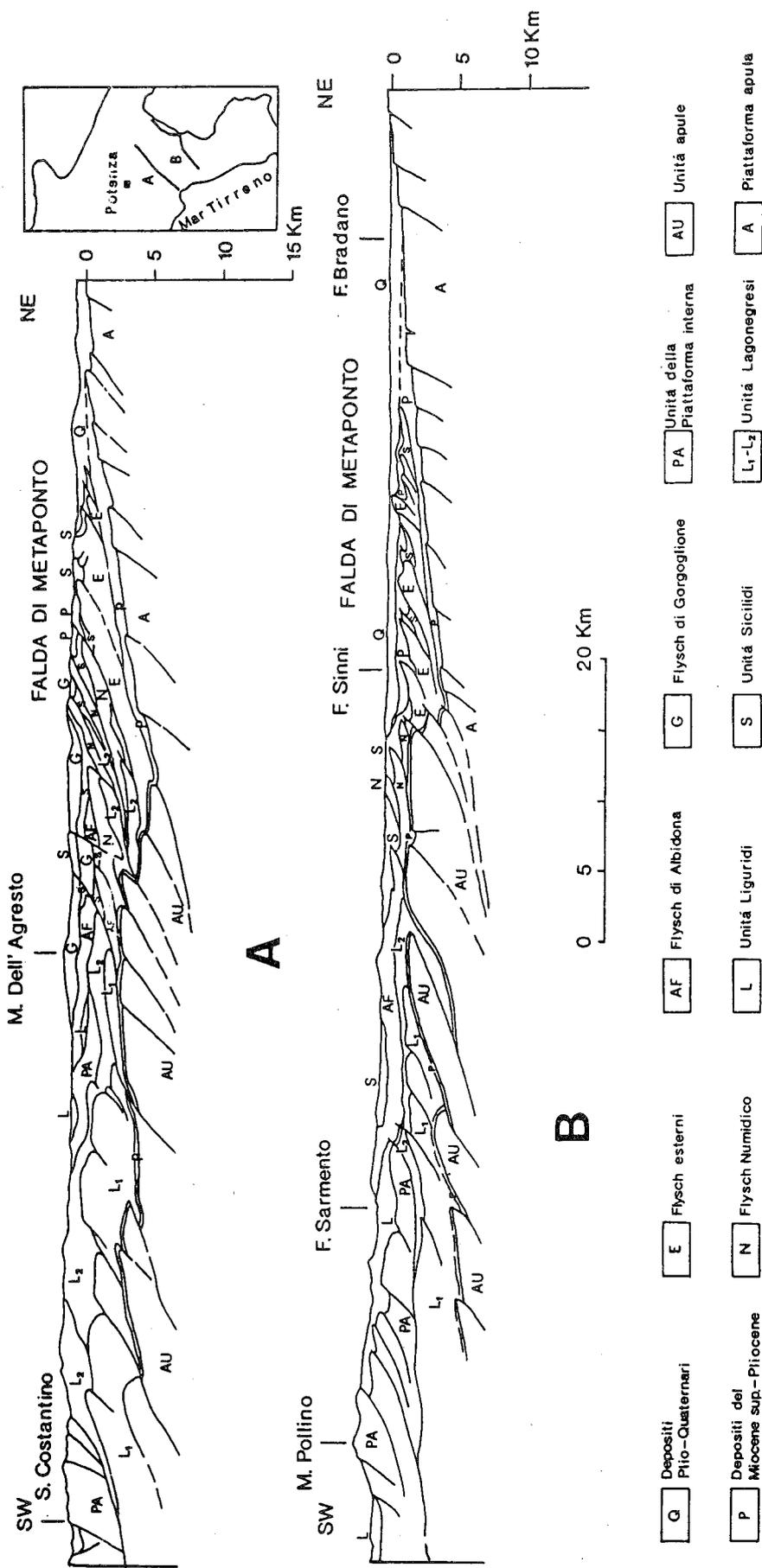


Fig. 1 - Organizzazione strutturale del settore appenninico calabro-lucano: profili geologici.

tà Liguridi che risultano costantemente sovrapposte alle scaglie carbonatiche delle unità di piattaforma interna e di quelle Sicilidi che si ritrovano invece in posizione più esterna, spesso direttamente sovrapposte e/o intercalate ai depositi pliocenici.

Da quanto detto, ed in considerazione delle analogie esistenti tra il settore calabro-lucano e quello molisano (CELLO *et al.*, 1987; CELLO *et al.*, 1989), è possibile estrapolare i risultati dei nostri studi ed esemplificarli in un modello strutturale dell'Appennino meridionale. Gli elementi fondamentali dello schema proposto (Fig. 2) possono, al momento, essere evidenziati solo in due dimensioni (essendo ancora incompleti i dati necessari per l'elaborazione di un modello strutturale tridimensionale a scala dell'intera catena); ciò nonostante, riteniamo che esso abbia una valenza regionale e che le strutture individuate siano ben riconoscibili, seppure con alcune differenze nello stile e/o nella loro estensione areale, dal Molise fino al confine calabro-lucano.

DISCUSSIONE

In questo lavoro sono stati presentati risultati originali, frutto di ricerche in corso da diversi anni in Lucania e Calabria, in base ai quali viene proposto un modello strutturale dell'Appennino meridionale. Il quadro che emerge da questi studi, integrato da dati acquisiti direttamente anche in altri settori di catena e da dati noti in letteratura, fornisce una serie di indicazioni, oltre che sui rapporti tra strutture profonde e pelli-colari, anche sulle modalità stesse di strutturazione del sistema a *thrust* sudappenninico.

Per quel che concerne la cronologia della deformazione, va sottolineato che sensibili progressi nella datazione degli eventi responsabili della strutturazio-

ne della catena sono stati conseguiti quando la gran mole di dati disponibili è stata interpretata con modelli di stratigrafia sequenziale e/o integrata con dati di stratigrafia sismica (MUTTI, 1990 e citazioni relative). Con questo approccio è stato possibile verificare la polarità di strutturazione (in sequenza verso l'avampaese) della catena e sono stati datati, attraverso l'analisi delle sequenze mio-plio-pleistoceniche, una serie progressiva di eventi quali la flessurazione delle aree di piattaforma, l'impostazione e lo sviluppo di bacini periferici (di avanfossa e/o di *piggy-back*) rispettivamente nelle aree esterne ed interne al fronte compressivo del momento, la migrazione della deformazione e la conseguente inversione delle aree bacinali (RICCI LUCCHI, 1990 e citazioni relative).

Sulla scorta di queste informazioni è stato elaborato uno schema di evoluzione tettonica di questo settore del margine afro-adriatico a partire dal passaggio Oligocene-Miocene (Fig. 3). Le tappe principali dell'evoluzione appenninica sono state rappresentate in due stadi (al cui passaggio si registra l'inversione del moto dell'Africa rispetto all'Europa: a circa 9 M.A. la direzione del vettore cinematico cambia infatti da NNE-SSW a NW-SE; DEWEY *et al.*, 1989) ed in quattro fasi tettoniche principali (che corrispondono a drastiche variazioni nelle modalità di accrezione e/o di deformazione interna del cuneo tettonico) le quali comprendono una serie di eventi deformativi che sono chiaramente meglio registrati nelle sequenze tortoniano-pleistoceniche (PATACCA *et al.*, 1988 e citazioni relative).

Stadio I. Nel corso della fase tettonica pre-langhiana si realizza l'obduzione del cuneo di accrezione Liguride-Sicilide sulle zone più interne del margine continentale. Questa fase di collisione è registrata, in Calabria, dalle associazioni di strutture che caratterizzano i terreni metamorfici dell'unità di S. Donato (AMODIO-

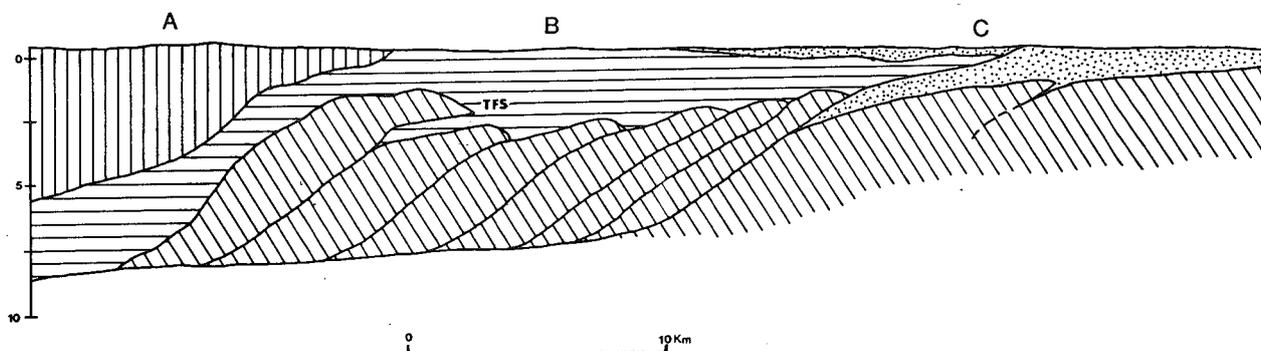


Fig. 2 - Organizzazione strutturale del sistema a *thrust* sudappenninico: modello bidimensionale.

A, zona dei massicci carbonatici. E' costituita, in affioramento, da *thrust sheets* derivati dai domini della piattaforma carbonatica interna e dalle relative coperture inframioceniche. Le scaglie carbonatiche sono ricoperte tettonicamente dalle unità Liguridi che presentano le caratteristiche di una *broken formation* (KNOTT, 1987). In sottosuolo è stato riconosciuto l'accavallamento delle unità di piattaforma interna su quelle del bacino lagonegrese-molisano (CELLO *et al.*, 1987).

B, zona di catena apula. E' costituita da una catena sepolta organizzata in una megastruttura a *duplex* che coinvolge i carbonati della piattaforma apula ed i depositi dell'avanfossa pliocenica. In affioramento corrisponde alla zona dei "fleschi esterni" (OGNIBEN, 1969; CELLO *et al.*, 1987) dove sono rappresentate le sequenze lagonegresi-molisane-irpine (organizzate in *thrust-related folds e splays*; CELLO *et al.*, 1989; TORRENTE, 1990) ed i depositi dei bacini meso e neo-autoctoni (*sensu* SELLI, 1958). TFS: *thrust fuori sequenza*. Si noti che TFS realizza l'accavallamento dell'*horse* più interno sulle unità lagonegresi-molisane. In condizioni di deformazione più severe, questo stesso meccanismo può portare allo sviluppo di una struttura tipo *antiformal-stack*. C, fossa bradanica. E' costituita, in affioramento, da un cuneo clastico di età plio-pleistocenica in cui sono state riconosciute strutture da inversione sin e post deposizionali connesse con deformazioni associate ad elevata pressione dei fluidi (CELLO *et al.*, 1989) ed, in sottosuolo, da coltri alloctone con caratteri di falde gravitative. Al di sotto del cuneo bradanico, si riconosce la monoclinale regionale apula che, a luoghi, risulta interessata da *thrusts* (di modeste dimensioni) che tagliano anche i sovrastanti depositi medio pliocenici-pleistocenici (CELLO *et al.*, 1989).

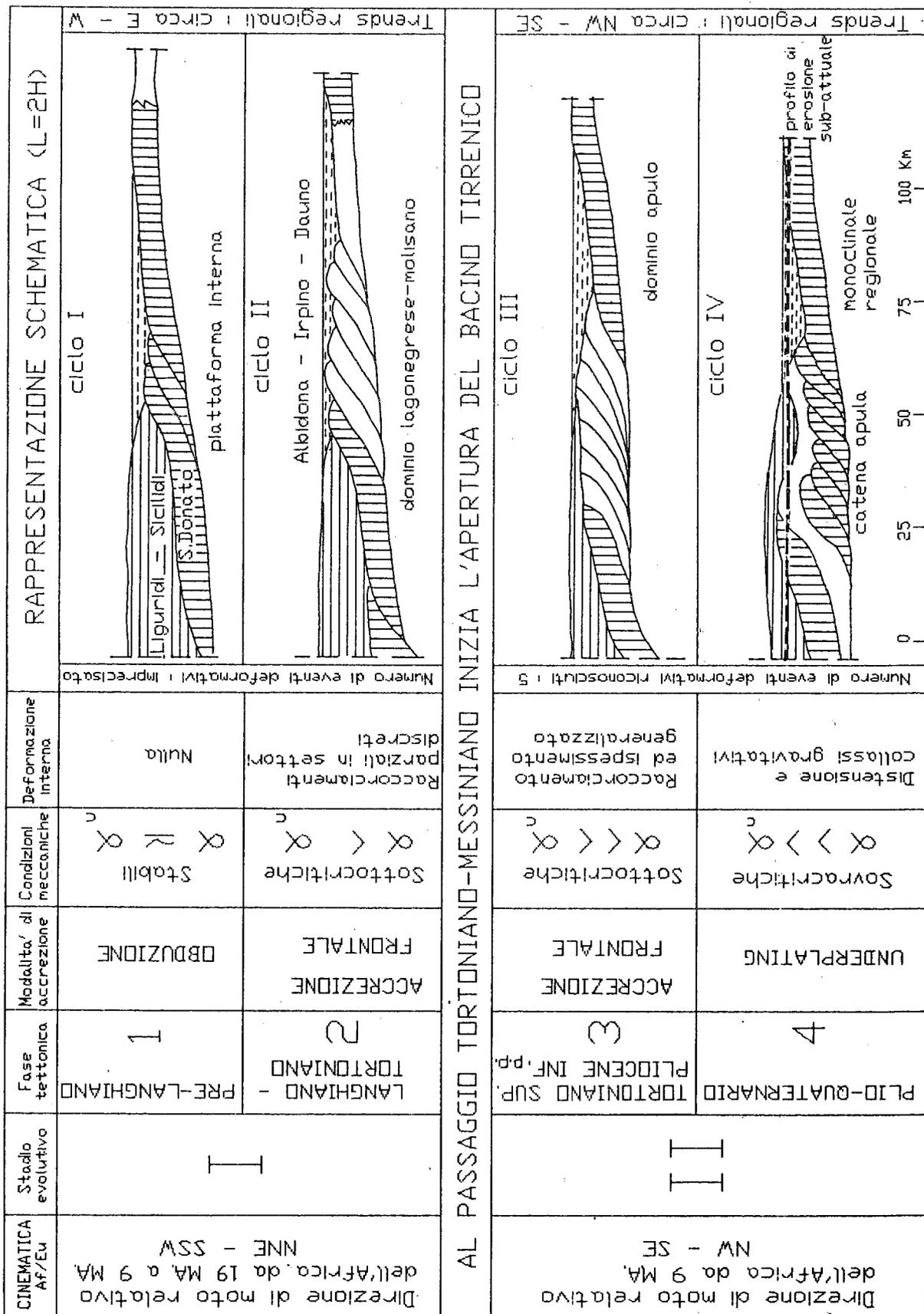


Fig. 3 - Schema di evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico. Per la spiegazione si veda il testo.

MORELLI *et al.*, 1986; CARRARA & ZUFFA, 1976; DEWEY *et al.*, 1989) e che noi interpretiamo come evidenze dell'attivazione e dell'evoluzione di una zona di taglio duttile (*shear zone*) alla base del cuneo. Le condizioni chimico-fisiche della deformazione e la datazione stessa della fase tettonica si ricavano pertanto dai caratteri metamorfici (*facies* scisti verdi) e dall'età del metamorfismo (Aquitano-Langhiano; SCANDONE, 1982). Nelle aree più settentrionali (e/o più esterne), gli eventi connessi con questa stessa fase sono registrati, a nostro avviso, dai primi depositi della trasgressione miocenica (ciclo pre-irpino di PERRONE & SGROSSO, 1981; indicati come ciclo I nello schema di Fig. 3) che marcano l'inizio della flessurazione della piattaforma carbonatica interna. Nell'ambito della fase tettonica pre-langhiana la strutturazione sequenziale del dominio di piattaforma avviene probabilmente in condizioni di equilibrio stabile (espresse da valori pressoché identici tra angolo critico del cuneo, α_c , e gradiente morfologico, α ; DAVIS *et al.*, 1983; PLATT, 1986) in quanto non si riconoscono marcate differenze di stile tra le unità stratigrafico-strutturali derivate da questo dominio.

Nel Langhiano inizia la strutturazione del dominio lagonegrese-molisano e si impostano le aree bacinali irpine e daune, nonché il bacino mesoautoctono di Albidona (ZUPPETTA *et al.*, 1984) i cui depositi si ritrovano attualmente sia sulle unità Liguridi che su quelle della piattaforma interna e del bacino lagonegrese (ciclo II nello schema di Fig. 3). Le associazioni strutturali che si sviluppano nel corso di questa seconda fase tettonica, che comprende anche un numero imprecisato di eventi tortoniani durante i quali si realizza la chiusura del bacino irpino (PESCATORE, 1988), sono caratterizzate da *thrust-related folds* che interessano sia la successione inferiore che quella superiore del bacino lagonegrese-molisano e da *splay thrusts* che tagliano i sovrastanti depositi irpini (CELLO *et al.*, 1989; TORRENTE, 1990); non si registrano ancora eventi nell'ambito delle sequenze dalla Daunia dove la sedimentazione continua fino al Messiniano post-evaporitico (PATACCA & SCANDONE, 1989). Lo stile strutturale è tipico dei sistemi a *thrust* pellicolari connessi con l'accrescimento frontale di sequenze bacinali (*thin-skinned tectonics*; PLATT, 1988). L'insieme delle strutture regionali di età langhiana e tortoniana mostra un *trend* compreso tra E-W e WNW-ESE (ORTOLANI & PAGLUCA, 1988) che è perfettamente compatibile con il vettore cinematico dell'Africa in questo arco di tempo.

Stadio II. Nel Tortoniano superiore si registrano i primi eventi connessi con il secondo stadio evolutivo e che interessano solamente le zone più esterne del dominio lagonegrese-molisano e quelle interne del dominio apulo. Le strutture che si sviluppano in questo stadio hanno un *trend* circa NW-SE, subparallelo cioè alla direzione di moto dell'Africa nell'intervallo 9 M.A.-Attuale (DEWEY *et al.*, 1989). Per spiegare questa evidente incongruenza tra dati strutturali e cinematici è stato proposto, sulla base di chiare analogie cronologiche tra gli eventi distensivi tirrenici e quelli compressivi appenninici (SARTORI, 1988), che la strutturazione delle zone esterne di catena sia dovuta ai fenomeni di *rifting* e di *drifting* che hanno interessato l'area tirrenica fin dal Miocene superiore (BOCCALETTI *et al.*, 1990 e relative citazioni).

Nell'ambito di questo modello, il meccanismo che noi ipotizziamo per il "trasferimento" della distensio-

ne da tergo verso le zone esterne è quello delle faglie trasformi; queste ultime sarebbero rappresentate nel Tirreno dalle strutture ad andamento E-W che limitano verso sud le due aree a crosta oceanica del Vavilov e del Marsili.

L'assenza di strutture equivalenti chiaramente visibili in affioramento (e/o anche solo ipotizzabili) nelle zone esterne ai fronti appenninici, nonché l'arcatura dei fronti stessi, sembrerebbero confermare l'ipotesi della natura trasforme (e non trascorrente) delle strutture tirreniche.

Nel corso della fase tettonica del Tortoniano superiore-Pliocene inferiore *p.p.* (che si sviluppa prima della transizione *rift-drift* nel Tirreno; KASTENS *et al.*, 1988) i meccanismi di strutturazione del sistema a *thrust* sudappenninico non sembrano subire sostanziali modifiche. I principali effetti che si registrano nelle zone esterne appenniniche durante la fase di *rifting* sono: la flessurazione della piattaforma apula (evidenziata dall'evoluzione sedimentologica delle sequenze della Daunia; CROSTELLA & VEZZANI, 1964; DAZZARO & RAPISARDI, 1984; SGROSSO *et al.*, 1988); l'impostazione, a partire dal Pliocene inferiore, dell'avanfossa bradanica (ciclo III di Fig. 3) e l'accrescimento frontale, attraverso lo sviluppo in sequenza di strutture ad andamento NW-SE, dei domini più esterni. Le strutture di questa fase, che coinvolgono anche le unità daune, sono suture da depositi silico-clastici del Messiniano (post-evaporitico)-Pliocene inferiore *p.p.* (PATACCA & SCANDONE, 1989). Si noti anche che le possibili condizioni di disequilibrio meccanico indotte dai meccanismi di accrescimento frontale, operanti fin dal Langhiano, potrebbero essere responsabili della deformazione interna del cuneo che si sviluppa attraverso l'attivazione e/o riattivazione di *thrusts* fuori sequenza e di *back-thrusts* tendenti a ripristinare le originarie condizioni di equilibrio stabile (PLATT, 1988). Evidenze dei processi di deformazione interna del cuneo sono da ricercarsi essenzialmente nella complessa evoluzione strutturale delle Sicilidi che, pur essendo di derivazione interna, si ritrovano costantemente ubicate al fronte della compressione sia come unità alloctone che come olistoliti nei depositi del bacino irpino (PIERI & MATTAVELLI, 1986) oppure accavallate, in retrovergenza, sulle unità Liguridi già strutturate (i ben noti ricoprimenti anti-sicilidi di OGNIBEN, 1969).

Nel Pliocene inferiore inizia l'ultima fase tettonica riconosciuta. I processi di *drifting* che si realizzano lungo le strutture tirreniche inducono, nelle aree esterne di catena, una serie di eventi deformativi connessi sostanzialmente con un unico meccanismo: l'*underplating* (accrescimento alla base della catena) dei carbonati della piattaforma apula. Questi eventi sono registrati sia nelle unità apule strutturate che coinvolgono i depositi del Pliocene inferiore ed, a luoghi (nelle zone più esterne: carbonati dell'unità Bomba-Casoli), anche quelli del Pliocene medio, che nei vari cicli sedimentari (*sensu* PATACCA & SCANDONE, 1989) delle sequenze plio-quadernarie (ciclo IV della Fig. 3).

Nel corso di questa fase tettonica le modalità di strutturazione del sistema a *thrust* sudappenninico cambiano radicalmente. L'accrescimento avviene (a livelli profondi) attraverso lo sviluppo sequenziale di una struttura a *duplex* derivata dal collasso progressivo del *foot-wall* in risposta alle nuove condizioni di carico litostatico (indotte dall'impilamento delle falde) e, a livelli pellicolari, attraverso l'inversione del bacino di avan-

fossa plio-quadernario che si deforma in condizioni di elevata pressione dei fluidi (CELLO & NUR, 1988; CELLO *et al.*, 1989).

La strutturazione delle unità apule produce il ripiegamento ed il sollevamento delle unità di tetto ed un forte ispessimento della catena. Le nuove condizioni di instabilità meccanica che si determinano favoriscono sia lo sviluppo di fenomeni gravitativi (come, ad esempio, la messa in posto delle falde di Metaponto, in Lucania e di Cariati, in Calabria) che l'attivazione di strutture distensive.

CONCLUSIONI

Le ricerche svolte in questi ultimi anni in Appennino meridionale hanno fornito, con il supporto dei dati di sottosuolo, una serie di informazioni che rappresentano, a nostro avviso, vincoli importanti sia per l'interpretazione delle strutture regionali che per l'elaborazione di un modello strutturale del sistema a *thrust* sudappenninico.

In base a queste informazioni si ricava che la struttura dell'intera catena deriva dalla deformazione progressiva ed in sequenza di due aree bacinali e di due piattaforme carbonatiche ubicate al margine del settore sud-orientale del continente afro-adriatico.

La strutturazione di questi domini, che avviene con modalità differenti (condizionate probabilmente dalle caratteristiche crostali dei domini paleogeografici pre-miocenici), sembra inoltre suggerire una possibilità di gerarchizzazione dei processi deformativi (si veda lo schema di Fig. 3). Sono stati infatti riconosciuti due stadi nell'evoluzione della catena sudappenninica. Il più antico inizia con l'obduzione del cuneo Liguride-Sicilide sui domini di margine più interni e termina con la deformazione dei domini irpini *s.s.*, mentre quello più recente, che inizia con la strutturazione delle unità della Daunia, risulta essere ancora attivo nel Quaternario (CASERO *et al.*, 1988). Al passaggio tra i due stadi si registra l'inversione del moto relativo Africa/Europa; i *trends* delle strutture compressive che si sono evolute durante il primo stadio risultano essere circa normali al vettore cinematico, mentre quelli delle strutture più recenti sono pressoché sub-paralleli alla direzione di moto. Questa incongruenza tra dati strutturali e cinematici è stata interpretata mettendo in relazione la tettonica da *rift* e da *drift* tirrenica con quella compressiva delle zone esterne appenniniche.

L'intervallo temporale coperto da uno stadio evolutivo è dell'ordine dei 10^7 anni; i due stadi riconosciuti in Appennino meridionale sono stati discriminati in base ai *trends* delle strutture regionali le quali riflettono specifiche condizioni cinematiche (moto relativo Africa/Europa, apertura del bacino tirrenico).

Nell'ambito dei due stadi evolutivi sono stati riconosciuti gli effetti di quattro fasi tettoniche caratterizzate da specifiche associazioni strutturali che, nel loro insieme, ne definiscono lo stile. Una fase tettonica si sviluppa in un arco di tempo dell'ordine di 10^6 anni e può essere distinta da quella successiva e/o da quella precedente in base allo stile strutturale che determina e che, a sua volta, riflette variazioni nelle modalità di accrezione (e/o di deformazione interna) del sistema (obduzione, accrezione frontale, *underplating*).

Ciascuna fase tettonica, infine, comprende una serie di eventi che registrano gli effetti della deformazio-

ne in settori discreti di catena. Un evento deformativo si sviluppa in tempi estremamente brevi (dell'ordine di 10^5 anni; CELLO & NUR, 1988); esso può essere discriminato attraverso analisi mesostrutturali, stratigrafiche e sedimentologiche e registra, sostanzialmente, la deformazione associata alla messa in posto di singoli *thrust sheets*.

BIBLIOGRAFIA

AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E., & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-magrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.

BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani arc in a semi-quantitative palinspastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 259-274.

BONARDI G. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Relazioni.

BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. Paleo. Paleo., **77**, 15-40.

CARANNANTE G., PESCATORE T., SENATORE M.N. & SIMONE L. (1987) - *L'annegamento delle aree di avampaese miocenico e la migrazione delle facies a briozoi e litotamni (foramol) nell'Appennino meridionale*. Convegno Soc. Geol. It.: Sistemi avanfossa-avampaese lungo la catena appenninico-magrebide. Naxos-Pergusa 22-25 Aprile 1987, Riassunto.

CARANNANTE G., D'ARGENIO B. & SGROSSO I. (1988) - *Le successioni mesozoiche dell'Appennino campano-lucano. Inquadramento generale*. Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Relazioni.

CARRARA A. & ZUFFA G.G. (1976) - *Alpine structure in northwestern Calabria, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**, 1229-1246.

CASERO P., ROURE F., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino meridionale*. Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Relazioni.

CELLO G., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1987) - *Caratterizzazione strutturale delle zone esterne dell'Appennino molisano*. Convegno: Sistemi avanfossa-avampaese lungo la catena appenninico-magrebide. Naxos-Pergusa, 22-25 Aprile 1987. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 155-161.

CELLO G. & NUR A. (1988) - *Emplacement of foreland thrust systems*. Tectonics, **7**, (2), 261-271.

CELLO G., LENTINI F., MARTINI N., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1988) - *Structural styles in the southern appennines thrust system*. AAPG Mediterranean Basins Conference, Nizza, 25-28 settembre, Abstract volume.

CELLO G., MARTINI N., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1989) - *Structural styles in the frontal zones of the southern Appennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, **8**, (4), 753-768.

CELLO G., DE FRANCESCO A.M. & MORTEN L. (in stampa) - *The tectonic significance of the Diamante-Terranova unit (Calabria, southern Italy) in the alpine evolution of the northern sector of the Calabrian Arc*. Riassunti del Convegno CNR, Pisa, 26-27 ottobre 1989 ed Abstracts del Meeting del Tectonic Studies Group, Londra, 18-20 dicembre 1989. Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale.

CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It. **83**, 121-141.

- D'ARGENIO B. (1988) - *L'Appennino campano-lucano. Vecchi e nuovi modelli geologici tra gli anni sessanta e gli inizi degli anni ottanta.* Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Relazioni.
- DAVIS D., SUPPE J. & DAHALEN F.A. (1983) - *Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges.* J. Geophys. Res., **88**, 1153-1172.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1984) - *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino dauno.* Boll. Soc. Geol. It., **103**, 51-58.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean.* Alpine Tectonics, Geological Society of London, Special Publication, 265-283.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J., CURZI P., EMEIS K.C., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORRI M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution.* Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- KNOTT S. (1987) - *The Liguride Complex of southern Italy: a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge.* Tectonophysics, **142**, 217-226.
- MOSTARDINI G. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- MUTTI E. (1990) - *Relazioni tra stratigrafia sequenziale e tettonica.* Atti 75° Congresso Soc. Geol. It., Riassunti relazioni a invito.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni.* Geol. Romana, **12**, 243-585.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) - *Lineamenti strutturali dell'Appennino campano-lucano.* Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Relazioni.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1988) - *L'Appennino meridionale: modello strutturale e palinospastica dei domini esterni.* Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., relazioni.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab.* In: The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research, Acc. Naz. Lincei (Roma, 5-6 Maggio 1987), Atti dei Convegni Lincei, (Ed.: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai) **80**, 157-176.
- PERRONE V. & SGROSSO I. (1981) - *Il Bacino pre-irpino: un nuovo dominio paleogeografico miocenico dell'Appennino meridionale.* Rend. Soc. Geol. It., **4**, 365-368.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano.* Atti 74° congresso Soc. Geol. It., Relazioni.
- PIERI M. & MATTAVELLI L. (1986) - *Geologic framework of Italian petroleum resources.* AAPG Bull., **70**, 103-130.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and uplift of high pressure metamorphic rocks.* Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 1037-1053.
- PLATT J.P. (1988) - *The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis.* Geologische Rundschau, **77**, (2), 577-589.
- RICCI LUCCHI F. (1990) - *Turbidites in foreland and on-thrust basins of the northern Apennines.* Paleo. Paleo. Paleo., **77**, 51-66.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione stratigrafico-tettonica dell'avampaese apulo.* Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Relazioni.
- SARTORI R. (1988) - *Evolution of a land-locked basin related to deformations in its peripheral orogenic system: the Tyrrhenian sea, mainland Italy and Sicily.* Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Relazioni.
- SCANDONE P. (1982) - *Structure and evolution of the Calabrian Arc.* Earth Evol. Sc., **3**, 172.
- SELLI R. (1958) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. Geologia, **2**, 26, 1-54.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale.* Atti 73° Congresso Soc. Geol. It., 167-170.
- SGROSSO I. (1990) - *Sedimenti miocenici discordanti nell'Appennino centro-meridionale.* Atti 75° Congresso Soc. Geol. It., Riassunti Posters.
- SGROSSO I., AMORE F.O. & RUGGERO TADDEI E. (1988) - *L'inizio della sedimentazione terrigena nel bacino molisano.* Boll. Soc. Geol. It., **107**, 73-79.
- TORRENTE M.M. (1990) - *Folding and thrusting in the calcareo-siliceo-marnosa sequence (Lagonegro area, Southern Apennine).* Atti 75° Congresso Soc. Geol. It., Riassunti Posters.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. & GALLO L. (1984) - *Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **103**, 159-170.

Indirizzo attuale di:

G. CELLO - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino
L. TORTORICI - Istituto di Scienze della Terra, Università di Catania