

ANALISI STRUTTURALE ED EVOLUZIONE PALEOTETTONICA DELL'UNITÀ DEL CILENTO NELL'APPENNINO CAMPANO

INDICE

RIASSUNTO	pag. 103
ABSTRACT	" 103
INTRODUZIONE	" 103
LA SUCCESSIONE DELL'UNITÀ DEL CILENTO	" 106
<i>Formazione di Pollica</i>	" 106
<i>Formazione di San Mauro</i>	" 106
ANALISI STRUTTURALE	" 106
<i>Struttura regionale</i>	" 111
DISCUSSIONE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	" 111
BIBLIOGRAFIA	" 113

RIASSUNTO

L'analisi strutturale dell'Unità del Cilento, comprendente terreni torbiditici silico-clastici e calcarei di età langhiano-tortoniana inferiore (Formazioni di Pollica e di S. Mauro), ha permesso di ricostruire una successione di eventi deformativi pre-tettonici e tettonici. I primi hanno originato strutture sinsedimentarie (*slumps*) e sindiagenetiche (dicchi sedimentari, vene di estensione perpendicolari alla stratificazione e stiloliti parallele alle superfici di strato). Gli eventi tettonici possono essere suddivisi in: precoci (associati a *layer parallel shortening* iniziale), che hanno prodotto faglie inverse minori coniugate rispetto alla stratificazione; principali, che hanno dato origine ad una struttura plicativa coricata regionale a vergenza sudoccidentale; tardivi, i quali hanno causato un blando ripiegamento a duomi e bacini. La deformazione tettonica principale dell'Unità del Cilento nell'area in esame viene interpretata come il risultato del raccorciamento degli strati compresi tra piani di taglio principali immergenti a NE, obliqui rispetto alla stratificazione, all'interno di un generale regime di deformazione non-coassiale. La superficie di *shear* principale al tetto dell'Unità del Cilento in quest'area viene identificata con un retroscorrimento dei terreni carbonatici dell'Unità Alburno-Cervati. Tale retroscorrimento disloca le precedenti strutture a vergenza nordorientale, producendo un locale fenomeno di *reimbrication* e lo sviluppo di una zona triangolare all'interno della quale i terreni dell'Unità del Cilento sono deformati con vergenza sudoccidentale. Sulla base dei dati raccolti, viene proposta una ricostruzione paleotettonica nella quale i terreni dell'Unità del Cilento costituirebbero il riempimento deformato di un'avanzata medio-miocenica.

ABSTRACT

The Cilento Unit consists of a deformed turbiditic (siliciclastic and carbonate) succession of Langhian to lower Tortonian age, unconformably overlying tectonic units (Liguridi and Sicilidi) derived from an oceanic accretionary prism and, to the east, Meso-Cenozoic carbonates belonging to the

(*)Sezione di Scienze della Terra dell'Università di Salerno (Benevento).

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

Apulian palaeomargin. This succession, representing, in our reconstructions, the sedimentary infill of a post-collisional Miocene foreland basin developed over the flexured southwestern margin of the Apulian plate, shows a complete record of the deformation at the macro and mesoscopic scale. Structures post-dating synsedimentary (*slump*) features include Neptunian dikes, sets of extensional veins perpendicular to bedding and stylolites parallel to bedding, all related to a vertical maximum compression produced by the lithostatic pressure associated with the overburden. Early tectonic structures consist of minor thrust faults, often conjugate with respect to bedding, produced by initial layer-parallel shortening. The main regional structure mapped in the Cilento Unit consists of a moderately inclined to recumbent, SW-vergent fold. This structure developed most probably by shortening of the strata comprised between shear zones oblique with respect to bedding, within the framework of a non-coaxial progressive deformation. The main shear zone representing the upper boundary to the regional fold structure is identified with a back thrust of Meso-Cenozoic carbonates (Alburno-Cervati Unit) onto the terrains of the Cilento Unit. Minor refolding produced open domes and basins at various scales on both fold limbs of the main regional structure. It appears that high pore fluid pressures must have been important not only during the development of pre-tectonic (i.e. compaction-related) structures, but also during the main tectonic deformation. Abnormally fluid pressures, favouring a process of controlled grain boundary sliding, most probably prevented cleavage formation and pervasive strain development during the main folding event. A decrease in pore fluid pressures might have favoured cleavage development during later refolding.

PAROLE CHIAVE: Appennino meridionale, Sistema catenavanzata, Deformazioni sovrapposte.

KEY WORDS: Southern Apennines, Thrust belt, Foreland basin, Superposed deformations.

INTRODUZIONE

Lungo il bordo tirrenico dell'Appennino campano meridionale, tra Agropoli e Stio (Fig. 1a), affiora estesamente una potente successione torbiditica che dagli anni '60 ad oggi è stata oggetto di numerosi studi.

Secondo OGNIBEN (1960; 1969) essa rappresenterebbe la parte alta del "Complesso Liguride", un'unità in cui sarebbero rappresentati terreni di età compresa tra il Giurassico e l'Eocene medio affiorante dal Cilento fino al confine calabro-lucano e costituita, dal basso verso l'alto, dalle Formazioni del Frido-Crete Nere, del Saraceno e di Albidona. La prima di queste formazioni, tutte di derivazione eugeosinclinale, sarebbe costituita da terreni metamorfici passanti verso l'alto a sedimenti pelagici inglobanti grossi corpi ofiolitici; le altre due invece, a prevalente composizione carbonatica la prima e silico-clastica la seconda, vengono messe in relazione dall'autore con il progressivo collassamento del bacino eugeosinclinale.

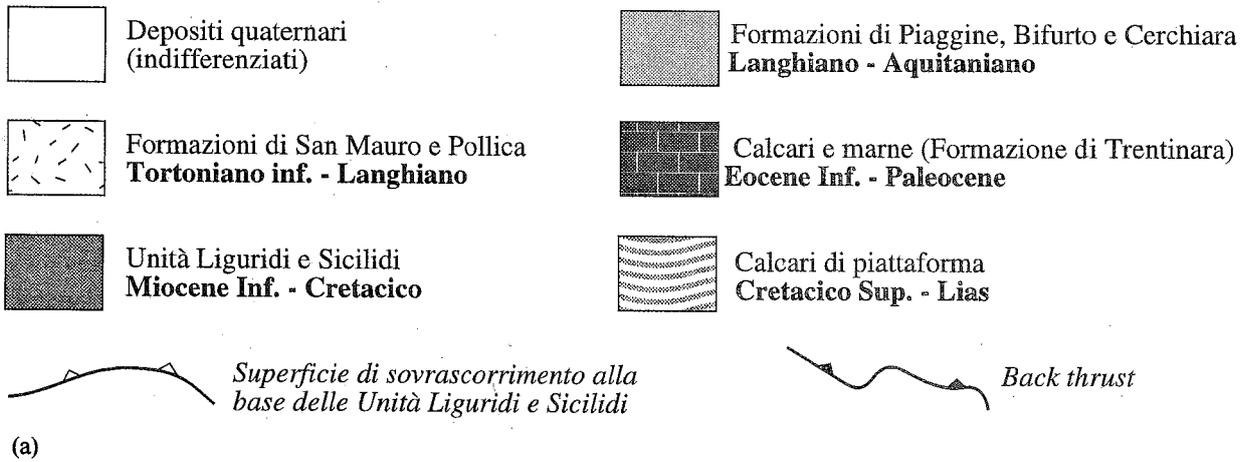
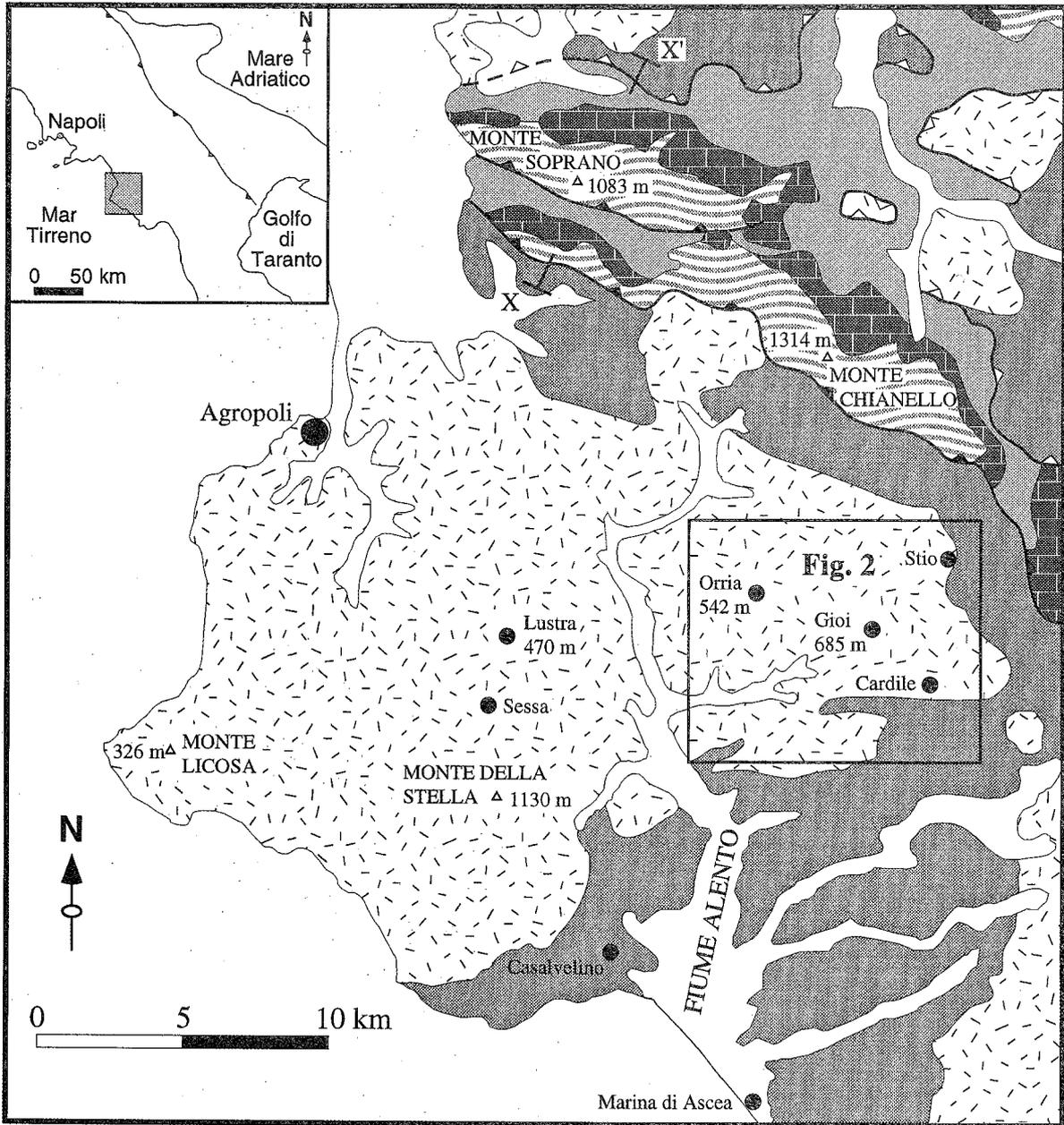
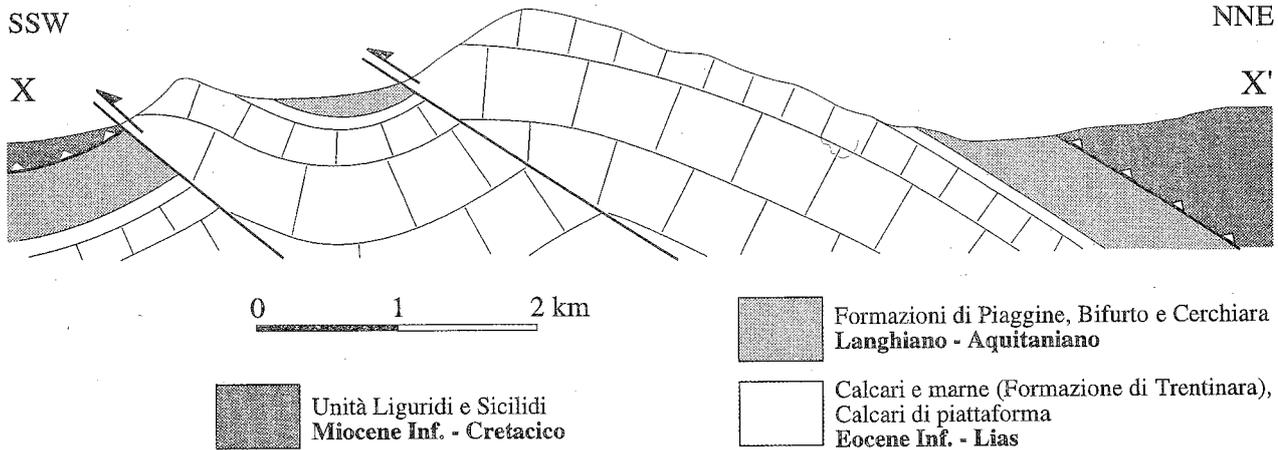


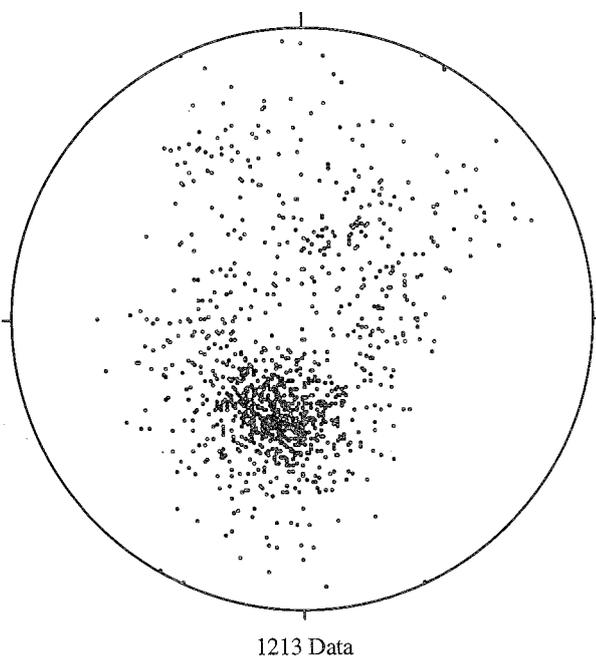
Fig. 1 - (a) Carta geologica del Cilento settentrionale mostrante le principali unità tettonostratigrafiche, l'ubicazione della sezione X-X' e dell'area di Fig. 2.

(b) Sezione geologica X-X' (da Hippolyte, 1992).

(c) Dati di orientazione della stratificazione (poli dei piani di strato) nell'Unità del Cilento (proiezione equiareale, emisfero inferiore).



(b)



(c)

In Cilento, successioni con caratteristiche analoghe e similmente interpretate, ma di età compresa tra il Cretacico inferiore e l'Oligocene superiore, vengono successivamente descritte da IETTO *et alii* (1965). Si tratta di terreni ascritti alle Formazioni di S. Venere, di Pollica e di San Mauro e che fino agli anni '70 gli autori napoletani riferiranno al "Flysch del Cilento". Si deve infatti ad AMODIO MORELLI *et alii* (1976) la distinzione all'interno del "Complesso Liguride" di due unità: l'Unità del Frido, geometricamente inferiore, formata da epimetamorfiti di derivazione arenaceo-pelittica e da ofioliti, e l'Unità del Cilento, ad essa tettonicamente sovrastante, che corrispondeva alla restante parte del Complesso Liguride di OGNIBEN (1960; 1969) e al suo equivalente in Cilento.

Negli anni '80 riprendono impulso gli studi delle successioni affioranti nell'area cilentana. Qui IETTO *et alii* (1983), dopo un riesame dei rapporti geometrici tra le varie formazioni, raggruppano le Formazioni di Pollica e di San Mauro in un'unica unità tettonica, l'*unità torbiditica*

superiore, sovrascorsa su un substrato sedimentario costituito dalla Formazione del Saraceno (VEZZANI, 1968a) e da un'*unità argillitica inferiore*. Quest'ultima comprenderebbe la Formazione di Ascea (Cocco, 1971), nonché la Formazione del Frido e le "ofioliti" (SPADEA, 1968; VEZZANI, 1968b) affioranti al confine calabro-lucano.

AMORE *et alii* (1988) propongono di includere le Formazioni di Pollica, di San Mauro e di Albidona nel Gruppo del Cilento attribuendole ad un unico ciclo di sedimentazione sinorogena di età Burdigaliano superiore-Langhiano in discordanza stratigrafica sulle unità alloctone.

Più di recente, CIESZKOWSKI *et alii* (1992) riprendono in esame il problema della stratigrafia delle successioni del Flysch del Cilento *auctt.* La revisione effettuata porta gli autori a riconoscere nel Flysch del Cilento due formazioni: la Formazione di Pollica, distinta nei Membri di Cannicchio e di Pollica, caratterizzata da torbiditi in prevalenza silico-clastiche cui farebbe seguito la Formazione di San Mauro con torbiditi silico-clastiche e calcareo-clastiche. Gli autori mostrano qualche perplessità nel determinare l'età della successione per le incertezze derivanti dai *markers* bentonici e concludono comunque per un'età Miocene inferiore sulla base dei *taxa* planctonici rinvenuti.

Infine, gli studi effettuati da Russo *et alii* (1994; 1995) hanno portato questi autori a includere nell'Unità del Cilento (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976) solo le Formazioni di Pollica e di San Mauro. I terreni che le rappresentano poggerebbero in discordanza stratigrafica sulle Unità Liguridi e rappresenterebbero il prodotto di una sedimentazione in un bacino *piggy back* attivo tra il Langhiano, età della parte bassa della Formazione di Pollica, e il Tortoniano inferiore, età della parte alta della Formazione di San Mauro.

Nel complesso, da quanto sopra esposto si evince che ad un generale accordo su un'età miocenica delle formazioni che compongono l'Unità del Cilento non fa riscontro un'omogeneità di interpretazioni per quanto riguarda l'assetto strutturale e la posizione paleogeografica dell'unità, probabilmente a causa di una carenza di dati strutturali.

Abbiamo ritenuto pertanto utile intraprendere un'analisi strutturale di questi terreni alla scala macro e mesoscopica per fornire un ulteriore contributo alla comprensione dell'evoluzione paleotettonica di questo settore dell'Appennino meridionale.

LA SUCCESSIONE DELL'UNITA' DEL CILENTO

I terreni che costituiscono l'Unità del Cilento, distinti nelle Formazioni di Pollica e di San Mauro, affiorano con buone esposizioni in tutta l'area studiata. Nell'area costiera di Casalvelino essi poggiano in più punti in discordanza stratigrafica sui terreni delle Unità Liguridi (Formazione di Santa Venere *auctt.*), come pure nell'area a sud di Cardile dove è possibile osservare l'appoggio discordante della Formazione di San Mauro sulle argilliti del substrato liguride (Fig. 1a).

Successioni esemplificative delle Formazioni di Pollica e di San Mauro si possono seguire lungo il bordo tirrenico (Russo *et alii*, 1995), nonché tra Orria, Stio e Cardile, lungo l'area di raccordo con i massicci carbonatici dell'Unità Alburno-Cervati.

Qui di seguito viene fornita una breve descrizione delle successioni da noi osservate sulla base delle distinzioni operate in CIESZKOWSKI *et alii* (1992) e in RUSO *et alii* (1994; 1995).

Formazione di Pollica

E' costituita da depositi torbiditici in cui ai 150 m iniziali di arenarie, siltiti e argille siltose del Membro di Cannicchio fanno seguito oltre 500m di sedimenti torbiditici pelitico-arenacei del Membro di Pollica che verso l'alto evolvono a termini in cui prevale prima la frazione arenacea e poi quella arenaceo-conglomeratica. Nell'area da noi studiata il Membro di Cannicchio non affiora, mentre lungo il promontorio su cui insiste l'abitato di Rosaine (cf. Russo *et alii*, 1995) sono bene osservabili i termini arenaceo-conglomeratici del Membro di Pollica, qui interessati da diffuse fenomenologie da *slumping*, ed il passaggio per alternanze alla soprastante Formazione di San Mauro.

Anche nei pressi di Orria (Fig. 2a) è ben esposto il tratto terminale del Membro di Pollica, nonché il passaggio stratigrafico per alternanze, in giacitura rovesciata, ai terreni della Formazione di San Mauro che, qui come a Rosaine e lungo i costoni che da Lustra Cilento degradano verso la valle dell'Alento (Fig. 1a), si realizza con una graduale comparsa nella successione arenaceo-pelitica di depositi torbiditici calcareo-marnosi. Lo studio delle *facies* ha portato ad attribuire i termini della parte bassa della Formazione di Pollica ad una conoide sottomarina esterna evolvente verso l'alto a lobi di "suprafan" con tipiche sequenze negative. Seguirebbero depositi di canale con sequenze positive e infine i terreni della parte alta interpretati come sedimenti di transizione tra lobi e canali (Cocco *et alii*, 1986).

Formazione di San Mauro

La successione dei terreni della Formazione di San Mauro è presente con buone esposizioni nella porzione settentrionale dell'area compresa in Fig. 2a, dove essa poggia direttamente in discordanza sulle argilliti del substrato liguride. Si tratta di torbiditi calcareo-marnosi non molto potenti alternate a torbiditi silico-clastiche che divengono prevalenti a mano a mano che si procede verso l'alto. Due livelli calcareo-marnosi (*megatorbidite inferiore e superiore* di Russo *et alii*, 1995), che qui raggiungono uno spessore medio di 30 metri, caratterizzano in quest'area la porzione intermedia della successione. L'intervallo da loro delimitato è rappresentato in prevalenza da depositi torbiditici arenaceo-pelitici evolventi verso l'alto ad arenaceo-

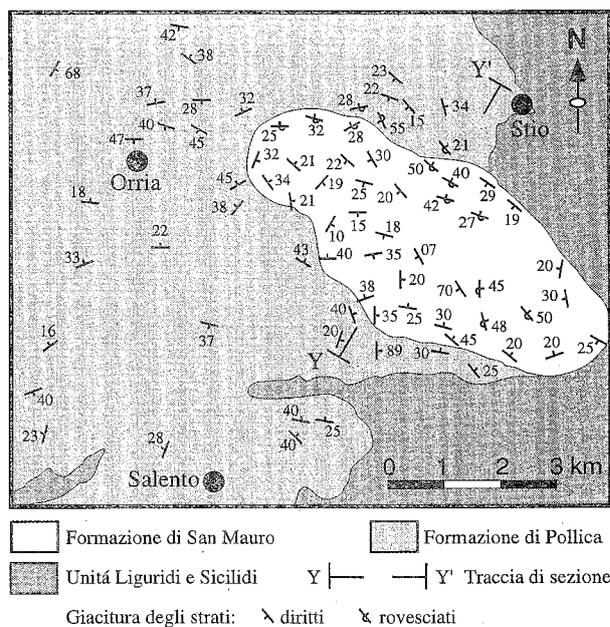


Fig. 2 - (a) Carta geologica dell'area di Stio-Orria-Salento (da BONARDI *et alii*, modificata). (b) Sezione geologica Y-Y'.

conglomeratici caratterizzati da tipiche sequenze di progradazione (*thickening and coarsening upward*) che starebbero a indicare il passaggio dalla conoide esterna all'interna (Cocco *et alii*, 1978; CRITELLI & LE PERA, 1990). Al disopra della megatorbidite calcareo-marnosa superiore si assiste infine al monotono susseguirsi di torbiditi arenaceo-conglomeratici cui a luoghi si intercalano depositi arenaceo-pelitici.

ANALISI STRUTTURALE

I terreni su cui è stata effettuata l'analisi strutturale di dettaglio affiorano tra il bordo sud-occidentale dei rilievi carbonatici di Monte Chianello e la valle dell'Alento nell'area compresa tra gli abitati di Stio, Salento ed Orria (Fig. 2a), e lungo il bordo tirrenico. Essi sono interessati da un'intensa deformazione plicativa dominata dalla presenza di pieghe coricate, da chiuse a strette, con lunghezza d'onda da ettometrica a metrica. Nel diagramma di Fig. 1 (c) sono riportate le giaciture di strato misurate nell'intera area. I dati proiettati, pur mostrando una notevole dispersione (le cui cause verranno discusse in seguito), permettono comunque di riconoscere un generale *trend* ad orientazione WNW-ESE delle strutture.

Il rilevamento geologico effettuato alla scala 1:10.000 nell'area compresa tra Orria, Stio e Salento (Fig. 2a) ha consentito di ricostruire la struttura generale costituita da una sinclinale coricata regionale, a

vergenza sudoccidentale, che coinvolge le Formazioni di Pollica e di San Mauro (Fig. 2b).

Attraverso l'analisi di dettaglio è stato inoltre possibile distinguere diversi tipi di strutture, alcune delle quali vengono mostrate in Figg. 3, 4 e 5; la Fig. 6 con-

tiene invece le proiezioni equiareali dei principali dati di orientazione. Partendo dalle più antiche, la successione cronologica delle strutture è la seguente:

(a) pieghe caotiche a scala metrica/decametrica (originate da fenomeni sinsedimentari di *slumping*);

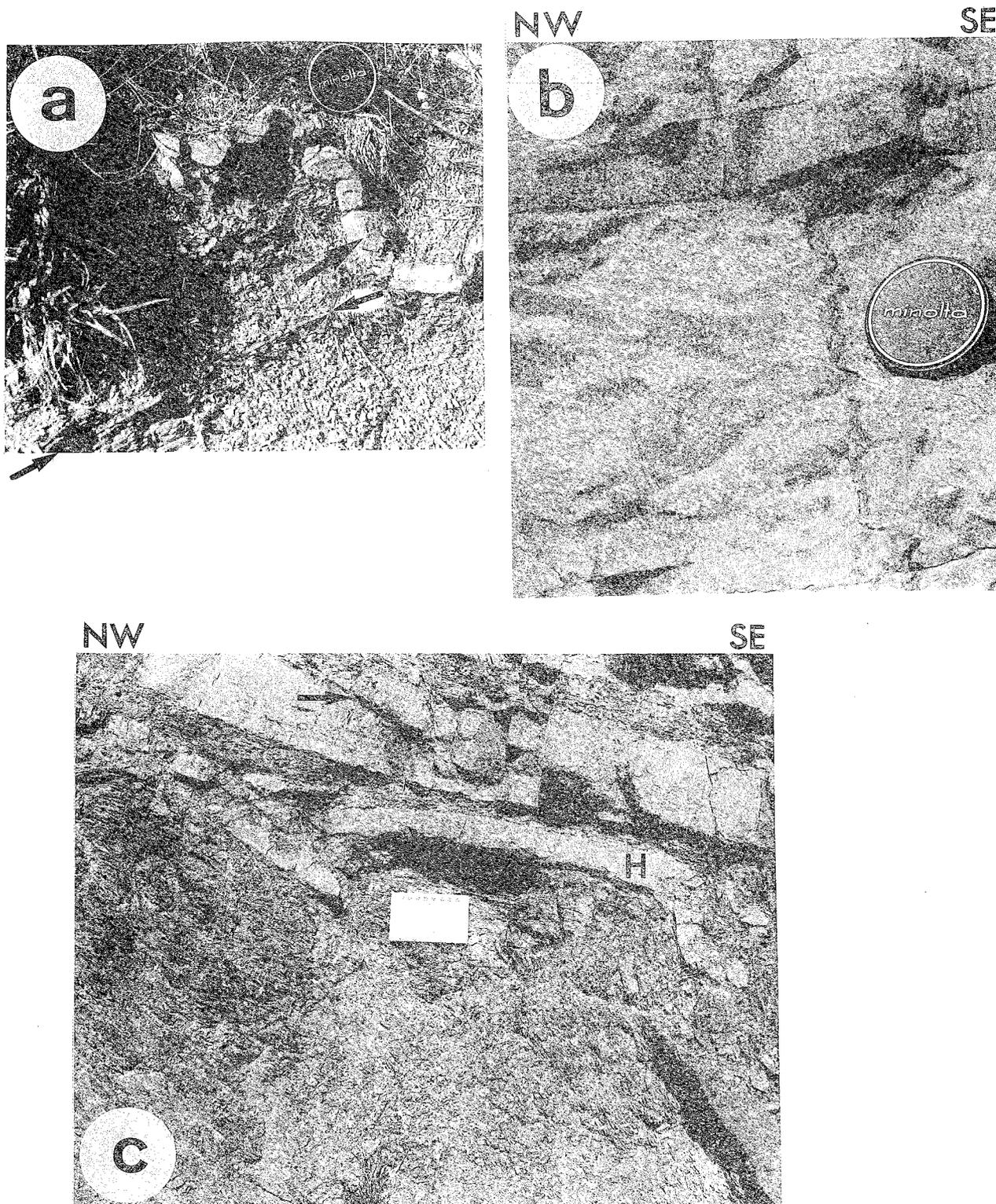


Fig. 3 - (a) Dicco sedimentario di arenaria (freccia grande), discordante rispetto alla stratificazione (freccie piccole), all'interno di peliti (Formazione di Pollica). (b) Vene di estensione (con riempimento di calcite) tagliate da stiloliti parallele alla stratificazione (freccia) in calcari (Formazione di S. Mauro). Il dicco sedimentario in (a) e le vene in (b) risultano piegati per effetto del carico litostatico durante i processi di compattazione diagenetica. (c) Strutture di *layer parallel shortening* (deformazione tettonica iniziale): faglia inversa a basso angolo rispetto alla stratificazione (freccia) in calcarenite media e faglie inverse coniugate nella parte sottostante, con associato piegamento antiforme della calcarenite sottile (H) e sviluppo di una struttura di tipo *pop-up* a piccola scala (Formazione di S. Mauro).

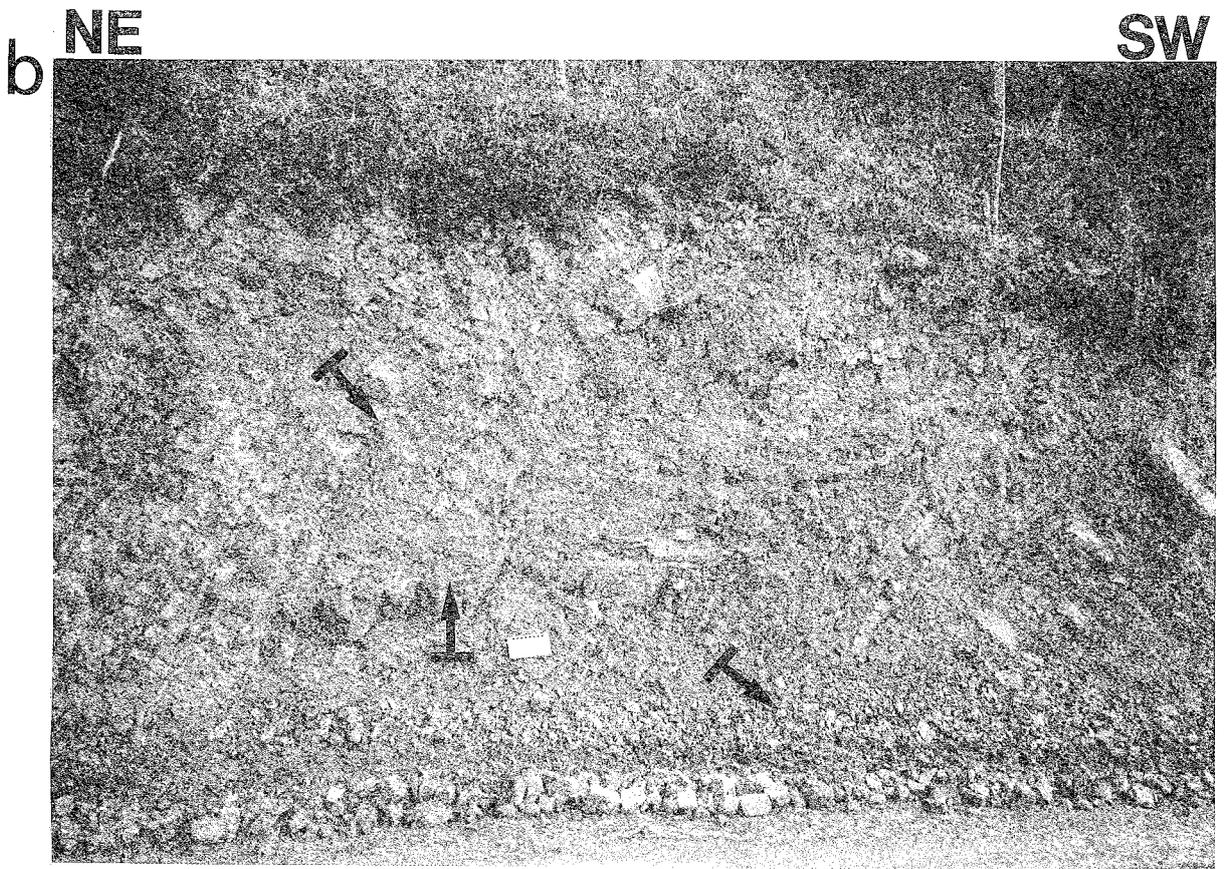
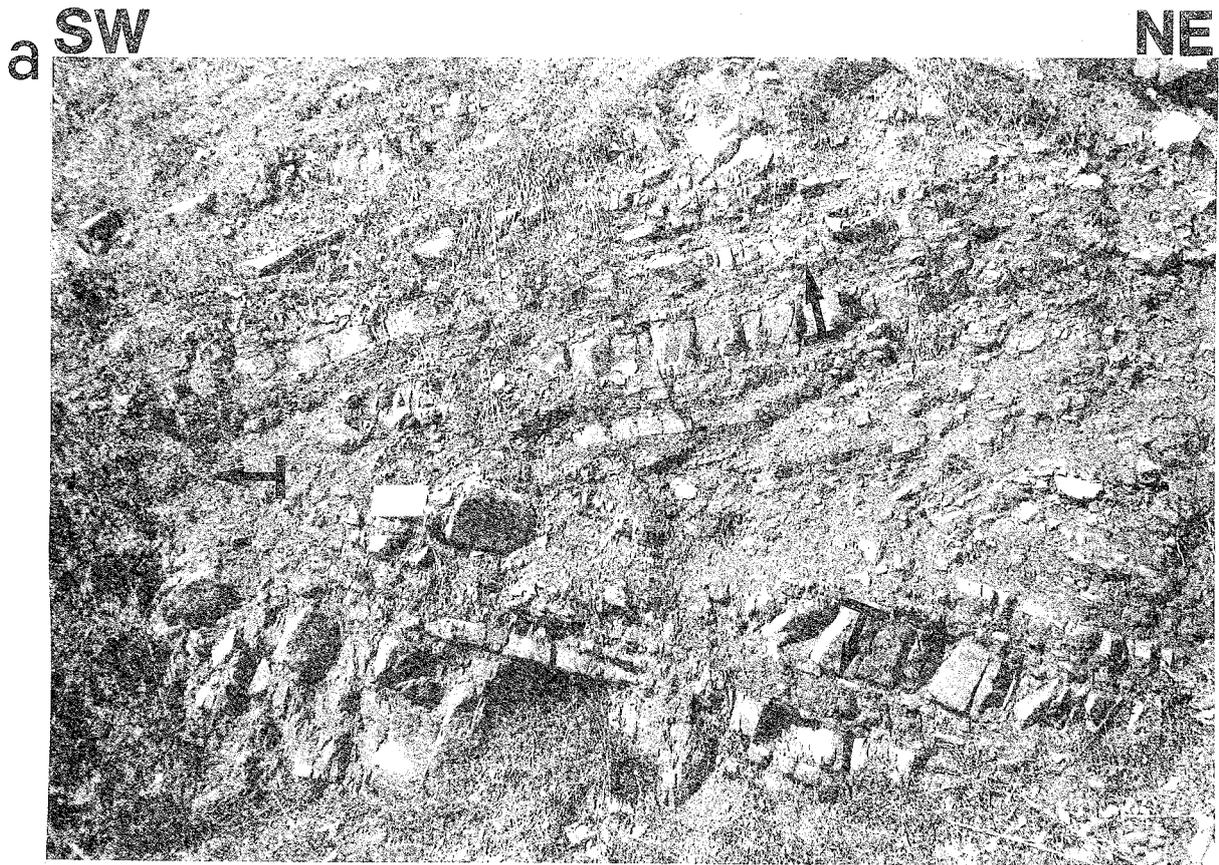


Fig. 4 - Pieghe parassite di prima fase, a vergenza sudoccidentale, associate alla struttura regionale di Fig. 2b (le frecce indicano la polarità degli strati). (a) Piegia coricata al nucleo della struttura plicativa regionale (Formazione di Pollica). (b) Pieghe moderatamente inclinate, asimmetriche, nel fianco normale della struttura regionale (Formazione di S. Mauro).



Fig. 5 - Pieghe tardive che deformano il fianco rovesciato della piega regionale di prima fase. (a) Deformazione a duomi e bacini in uno strato arenaceo rovesciato, isolato all'interno di peliti (Formazione di Pollica). (b) Dettaglio della precedente, mostrante pieghe da blande a chiuse (queste ultime con geometrie di tipo *cuspede-lobate folds*) con piani assiali subverticali. (c) Sinclinale antiforale con lunghezza d'onda pluridecametrica (Formazione di S. Mauro).

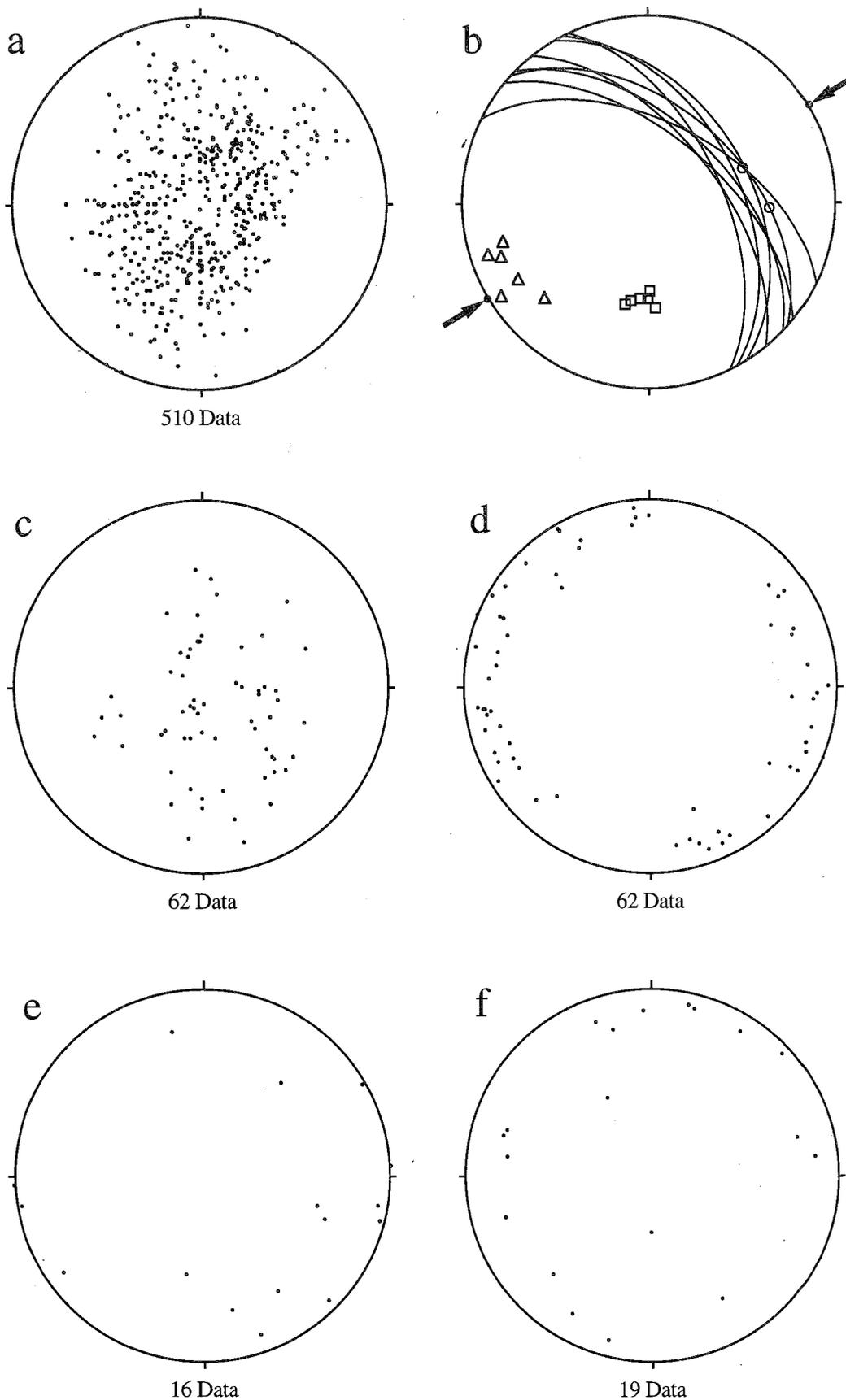


Fig. 6 - Dati di orientazione (proiezioni equiareali, emisfero inferiore) dei principali elementi strutturali misurati all'interno dell'area di Fig. 2. (a) Poli dei piani di strato. (b) *Back thrust* presso Magliano Nuovo (cf. Fig. 7b-c): ciclografiche = piani di taglio; cerchi = lineazioni (strie, fibre di calcite) sui piani di taglio; triangoli = poli dei piani di clivaggio; quadrati = poli dei piani delle fratture di estensione; frecce = orientazione dello sforzo principale minimo (cf. Angelier & Mechler, 1977). (c) Poli delle superfici assiali di pieghe parassite di prima fase. (d) Cerniere di pieghe parassite di prima fase. (e) Poli delle superfici assiali di pieghe tardive. (f) Cerniere di pieghe tardive.

(b) dicchi sedimentari di arenaria all'interno di livelli pelitici, sistemi di vene di estensione perpendicolari alla stratificazione e stiloliti parallele alle superfici di strato nei calcari (interpretati come strutture generate da uno sforzo compressivo principale perpendicolare agli strati prodotto dal carico litostatico). I dicchi sedimentari (Fig. 3a) e le vene normali alla stratificazione, conseguenti a fratturazione idraulica indotta dalla sovrappressione dei fluidi associata ai processi di compattazione diagenetica, sono frequentemente piegati per effetto del carico litostatico normale agli strati; questo processo è confermato dal fatto che le vene piegate sono frequentemente troncate da superfici stilolitiche parallele alla stratificazione (Fig. 3b);

(c) strutture che registrano le fasi precoci della deformazione tettonica (*layer parallel shortening* iniziale). Queste sono rappresentate da faglie inverse minori con geometrie di rampe a basso angolo negli strati competenti, localmente accompagnate da piegamenti degli strati competenti isolati all'interno di potenti livelli pelitici (Fig. 3c);

(d) strutture associate alla sinclinale coricata regionale a vergenza sudoccidentale osservabile in Fig. 2b (che costituisce la struttura tettonica principale dell'area di studio). Pieghe parassite con lunghezza d'onda plurimetrica caratterizzano l'intera area di studio; esse variano generalmente da chiuse a strette e sono di tipo simmetrico (*m*) nella zona di cerniera (Fig. 4a), mentre mostrano le tipiche asimmetrie ad *s* e a *z* sui fianchi della struttura principale (Fig. 4b). Nonostante la deformazione plicativa risulti alquanto intensa, i sedimenti coinvolti non mostrano clivaggi ad essa associati. I livelli pelitici sono generalmente caratterizzati da una fissilità parallela alla stratificazione, originata da processi di compattazione diagenetica (RAMSAY & HUBER, 1983), mentre gli strati competenti, arenacei o calcarei, non mostrano apprezzabile deformazione interna;

(e) pieghe da blande a chiuse, con lunghezza d'onda da decimetrica (Fig. 5a-b) a pluridecametrica (Fig. 5c) e superfici assiali molto inclinate o verticali, che deformano con strutture a duomi e bacini entrambi i fianchi della struttura maggiore descritta al punto (d). Queste strutture indicano che due eventi plicativi minori si sono succeduti a quello principale responsabile della genesi della sinclinale coricata osservabile alla scala regionale (Fig. 2b). Un clivaggio non pervasivo di tipo stilolitico, a giacitura subverticale, è sporadicamente associato alle pieghe tardive nei livelli calcarei e calcareo-marnosi della Formazione di San Mauro, mentre un *fabric* planare è a volte presente, al nucleo di pieghe tardive chiuse, nei livelli pelitici della Formazione di Pollica (Fig. 5b). L'assenza di clivaggio pervasivo (di tipo *slaty cleavage*) e di clivaggio di crenulazione non permette di osservare relazioni di sovrapposizione, impedendo così di stabilire un ordine cronologico relativo tra i piegamenti tardivi.

Per concludere, conviene qui sottolineare che questi ultimi due sistemi plicativi sono responsabili della dispersione delle giaciture di strato all'interno dell'area analizzata in dettaglio (Fig. 2a) e, con ogni probabilità, dell'intera area cilentana (Fig. 1c). In ogni caso, una generale orientazione WNW-ESE delle strutture plicative principali (di prima fase) è tuttora desumibile dalle proiezioni stereografiche di Fig. 1 (c) e Fig. 6 (a). Superfici assiali (Fig. 6c) ed assi (Fig. 6d) delle pieghe parassite di prima fase mostrano anch'esse una

notevole dispersione dovuta ai ripiegamenti successivi. In particolare, le superfici assiali delle pieghe registrano chiaramente questa deformazione tardiva a blandi duomi e bacini (Fig. 6c); è infatti possibile osservare frequentemente le giaciture di tali superfici variare da orizzontali, a moderatamente inclinate, fino a molto inclinate all'interno di uno stesso affioramento. Pur determinando una considerevole distorsione delle strutture preesistenti, le pieghe tardive, a causa della loro geometria a blandi duomi e bacini con zone di cerniera arrotondate (Fig. 5), possono essere solo raramente analizzate attraverso la misura diretta dei loro elementi mesostrutturali (Fig. 6e-f).

Struttura regionale

La successione che costituisce l'Unità del Cilento poggia in discordanza angolare sulle unità interne (Liguridi e Sicilidi) ed in parte, probabilmente, anche sulle unità carbonatiche appenniniche (BONARDI *et alii*, 1988). La struttura dell'area di Fig. 1 (a) è caratterizzata dal sovrascorrimento regionale delle Unità Liguridi e Sicilidi su quelle carbonatiche. Queste ultime mostrano una deformazione caratterizzata da strutture embriate definite da superfici di *thrust* immergenti a SW e, nelle parti di successione con stratificazione ben definita ed alternanza di livelli competenti e incompetenti, da pieghe a lunghezza d'onda pluridecametrica a vergenza nordorientale (Fig. 7a). Le strutture tettoniche a generale vergenza nordorientale, compresa la superficie di sovrascorrimento principale tra le unità interne ed i carbonati, sono dislocate da una serie di *back thrusts* i quali, attraverso un fenomeno di *reimbrication*, provocano la locale inversione dei rapporti geometrici originali tra le diverse unità (Fig. 1b). Il limite sudoccidentale dei rilievi carbonatici di M. Soprano-M. Chianello risulta in effetti definito da un *back thrust* che produce la sovrapposizione tettonica delle unità carbonatiche su quelle Liguridi e Sicilidi, nonché sull'Unità del Cilento (Fig. 7b). L'analisi degli elementi mesostrutturali (Fig. 7c) associati alla zona di retroscorrimento a SE di M. Chianello (presso Magliano Nuovo) indica un raccorciamento in direzione NE-SW (Fig. 6b), similmente a quanto ottenuto da Hippolyte (1992) per altre località nella stessa area. A SW del *back thrust* che borda i rilievi carbonatici, l'Unità del Cilento mostra la struttura plicativa regionale retrovergente descritta in precedenza (Fig. 2b). Ove, localmente, i terreni del substrato Liguride-Sicilide sono presenti al *footwall* del *back thrust*, essi mostrano a loro volta pieghe e piani di taglio inversi a vergenza sudoccidentale (Fig. 7d) (per una dettagliata analisi strutturale di tali terreni si rimanda a MAURO & SCHIATTARELLA, 1988).

DISCUSSIONE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I terreni dell'Unità del Cilento analizzati in questo studio sono caratterizzati da una intensa deformazione plicativa principale, con strutture da chiuse a strette, generalmente coricate fino a moderatamente inclinate. Questa deformazione, non accompagnata dallo sviluppo di clivaggio e strain penetrativo, è probabilmente avvenuta attraverso processi intergranulari in condizioni di elevate pressioni di fluidi interstiziali (probabilmente mantenute da un elevato carico litostatico). L'elevata pressione dei fluidi, riducendo lo *stress* nor-

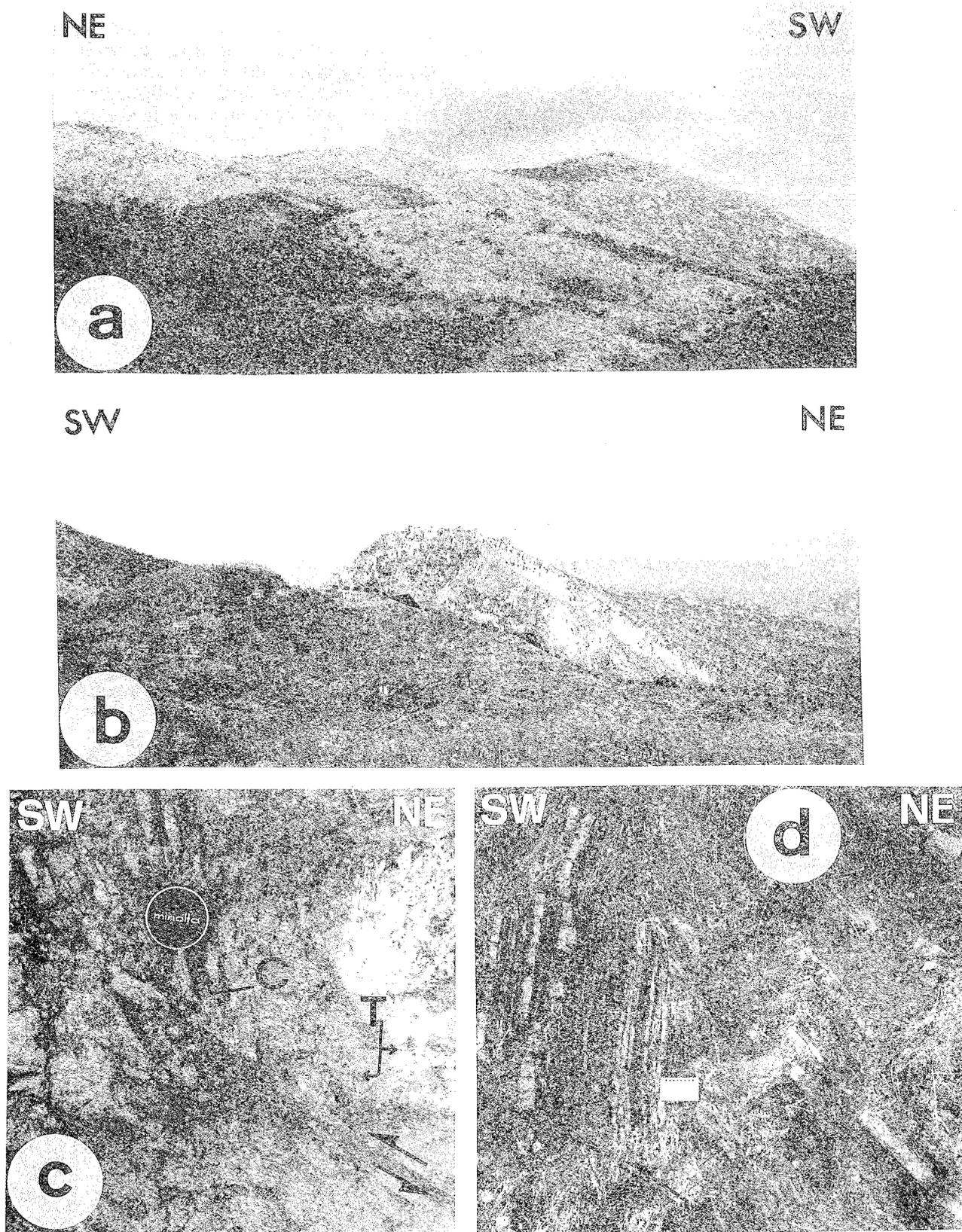


Fig. 7 - Strutture nei carbonati (Unità Alburno-Cervati) e lungo il contatto con l'Unità del Cilento. (a) Monte Chianello: pieghe debolmente inclinate/coricate, a vergenza nordorientale, in calcari neritici cretaci. (b) Magliano Nuovo: retroscorrimento di calcari cretaci sui terreni dell'Unità del Cilento posti a sudovest. (c) Particolare della precedente, mostrante un piano di taglio inverso, fratture tensionali (T) e clivaggi (C) in rocce carbonatiche cataclastiche lungo il contatto tettonico. (d) Piegua a vergenza sudoccidentale e piano di taglio inverso in quarziti sottili ed argilliti varicolori (terreni "ad affinità sicilide" di BONARDI *et alii*, 1988) al *footwall* del *back thrust* mostrato in (b). I terreni dell'Unità del Cilento affiorano, pochi metri a sudovest, in posizione rovesciata e discordanti sul substrato "ad affinità sicilide".

male lungo i contatti tra i granuli, ha probabilmente facilitato il movimento intergranulare (*controlled grain-boundary sliding*), sopprimendo lo sviluppo di clivaggio e deformazione penetrativa intragranulare. Una diminuzione della pressione dei fluidi (CELLO & NUR, 1988) può avere successivamente prodotto la transizione dal regime di *controlled grain-boundary sliding* a quello di deformazione intragranulare (testimoniata dallo sviluppo, seppur discontinuo, di clivaggi associati alle pieghe tardive).

Lo sviluppo della piega coricata regionale (Fig. 2b), la quale costituisce la struttura principale dell'area di studio, viene qui interpretato come il risultato del raccorciamento degli strati compresi tra piani di taglio principali obliqui rispetto alla stratificazione, all'interno di un generale regime di deformazione non-coassiale, similmente a quanto ipotizzato da RAMSAY (1981) per le Falde Elvetiche delle Alpi Occidentali e da MAZZOLI (1992) per le Unità Lagonegresi della Lucania sudoccidentale. La superficie di taglio principale localizzata al tetto della piega coricata di Fig. 2 (b) può essere identificata con il retroscorrimento dei carbonati di M. Soprano-M. Chianello sui terreni dell'Unità del Cilento (Fig. 7b). I carbonati all'*hanging wall* del retroscorrimento conservano strutture interne (Fig. 7a) acquisite con ogni probabilità durante una precedente deformazione non-coassiale a vergenza nordorientale. Tale cronologia relativa della deformazione appare confermata dal fatto che i piani di taglio a vergenza sudoccidentale dislocano la superficie principale di sovrascorrimento delle Unità Liguridi e Sicilidi sulle unità più esterne (Fig. 1b).

La blanda deformazione a duomi e bacini dell'intera struttura precedente è interpretata come il risultato di due ulteriori eventi plicativi minori, dei quali, per le cause descritte in precedenza, non è tuttavia possibile stabilire la cronologia relativa. Tentativamente è possibile supporre che un primo ripiegamento sia avvenuto come risultato di una deformazione continua e progressiva che avrebbe prodotto lo sviluppo della piega coricata regionale e quindi il suo ripiegamento con geometria di interferenza di Tipo 3 (RAMSAY, 1967) all'interno di un generale regime di raccorciamento orientato SW-NE. Il secondo ripiegamento risulterebbe invece da un raccorciamento sub-parallelo agli assi delle strutture precedenti, similmente a quanto osservato, in Appennino meridionale, nelle Unità mesozoiche Lagonegresi (MAZZOLI, 1992).

In base ai dati sopra esposti ed alla discussione precedente, l'evoluzione tettonica del settore di catena in studio può essere ricostruita come segue: (i) durante il Miocene Inferiore (e.g. KNOTT, 1987; ROURE *et alii*, 1991), con l'inizio della collisione continentale in Appennino meridionale, si ha la messa in posto di unità (Liguridi e Sicilidi) appartenenti ad un prisma di accrezione oceanico (MONACO & TORTORICI, 1995) sul margine continentale apulo; (ii) il *sole thrust* alla base delle unità Liguridi e Sicilidi costituisce contemporaneamente il *roof thrust* della catena appenninica che si sviluppa a spese della copertura sedimentaria mesocenozoica del margine apulo (MONACO & TORTORICI, 1994); i terreni carbonatici a letto del *roof thrust* vengono deformati da sovrascorrimenti (con conseguente sviluppo di una struttura a *duplex*) e piegamenti interni a vergenza nordorientale; (iii) durante l'intervallo Langhiano-Tortoniano inferiore, le Formazioni di Pollica e di S. Mauro si depositano (in parte in discordan-

za sulle Unità Liguridi e Sicilidi, in parte sui carbonati del margine apulo) all'interno di un bacino d'avanfossa prodotto dalla flessura della placca apula; i sedimenti d'avanfossa sono progressivamente deformati dalla propagazione dei sovrascorrimenti all'interno dell'avanfossa stessa, con conseguente sviluppo di *growth anticlines* associate ai *thrust* a vergenza nordorientale (Fig. 8a); (iv) lo sviluppo di superfici di *back thrust* nei carbonati provoca la formazione di una zona triangolare all'interno della quale la porzione interna (sudoccidentale) della successione d'avanfossa e parte del substrato liguride/sicilide subiscono un piegamento retrovergente associato ad un regime di deformazione non-coassiale (Fig. 8b); (v) ulteriori raccorciamenti producono blandi ripiegamenti dell'Unità del Cilento all'interno della zona triangolare precedente.

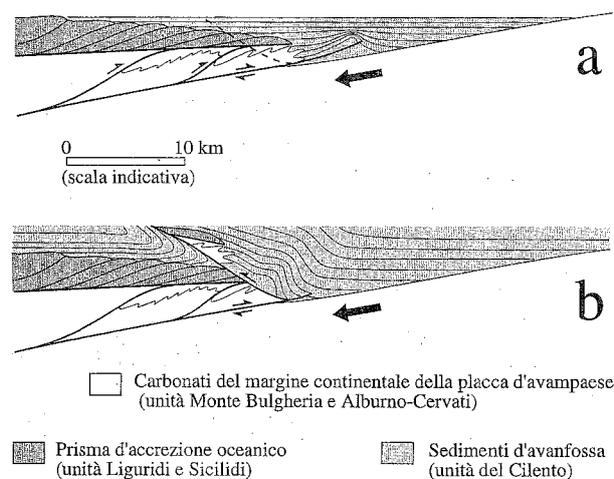


Fig. 8 - Schema interpretativo dell'evoluzione strutturale dell'area di studio.

Come descritto in precedenza, i terreni dell'Unità del Cilento registrano una sequenza di deformazione completa, comprendente strutture pre-tettoniche (sia sinsedimentarie, sia sindiagenetiche; LABAUME, 1987) e strutture tettoniche che possono essere distinte in precoci, principali e tardive. L'analisi strutturale di dettaglio di tali terreni, di conseguenza, non solo permette di ottenere importanti dati di carattere regionale sull'evoluzione tettonica dell'Appennino meridionale, ma può fornire anche utili informazioni sulla sequenza degli eventi deformativi in una successione d'avanfossa e sui processi attraverso i quali la deformazione ha avuto luogo.

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANNETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988) - *Relazione tra "flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona nel quadro dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 285-297.

- ANGELIER J. & MECHLER P. (1977) - *Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et séismologie: la méthode des dièdres droits*. Bull. Soc. Géol. France, (7), T. XIX, n. 6, 1309-1318.
- BONARDI G., COCCO E., IETTO A., SCANDONE P. & SGROSSO I. (1971) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio 209 Vallo della Lucania*. Roma.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. Ital., 41, 17-35.
- CELLO G. & NUR (1988) - *Emplacement of foreland thrust systems*. Tectonics, 7, 261-271.
- CIESZKOWSKI M., MALATA E., OSZCZYPKO N., PESCATORE T.S., SENATORE M.R., SLACZKA A. & VALENTE A. (1992) - *Rapporti tra le successioni di Monte Sacro e Monte della Stella nel Flysch del Cilento (Appennino meridionale)*. Soc. Naz. Sc. Lettere e Arti in Napoli, 59, 33-56.
- COCCO E. (1971) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio 209 Vallo della Lucania*. Serv. Geol. d'Italia, 1-38, Roma.
- COCCO E. & PESCATORE T.S. (1975) - *Facies Pattern of Southern Apennines Flysch Troughs*. In: Coy Squires Ed., *Geology of Italy*, Petrol. Explo. Soc. of Libya, 289-303, Tripoli.
- COCCO E., DE MAGISTRIS M.A. & DE PIPPO T. (1978) - *Sedimentologia del Flysch del Cilento: 1. Le arenarie di Serramezzana (Cilento, Appennino meridionale)*. Geologica Romana, XVII, 289-302.
- COCCO E., DE PIPPO T. & VALENTE A. (1986) - *Sedimentologia del Flysch del Cilento: 2. Le arenarie di Tempa Rossa (Cilento, Appennino meridionale)*. Geologica Romana, XXV, 25-32.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1990) - *Composizione e provenienza delle arenite della Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento) e di Monte Sacro (Cilento, Appennino meridionale)*. Giorn. Geol., 52, 121-133.
- HIPPOLYTE J.C. (1992) - *Tectonique de l'Apennin méridional: structures et paléocontraintes d'un prisme d'accrétion continentale*. These de Doctorat, Université de Paris 6, 1-245.
- IETTO A., GIANNI A. & PAPPONE G. (1983) - *Cilento Flysch Nappes (Southern Apennines). Tectonic and palaeogeographic interpretation*. Terra Cognita, 3, 248-249.
- IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E. (1965) - *Il flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 74, 259-260.
- KNOIT S. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, 142, 217-226.
- LABAUME P. (1987) - *Syn-diagenetic deformation of a turbiditic succession related to submarine gravity nappe emplacement, Autapie Nappe, French alps*. In: (JONES M.E. & PRESTON R.M.F. ed.) *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 29, 147-163.
- MAURO A. & SCHIATTARELLA M. (1988) - *L'Unità Silentina di base: assetto strutturale, metamorfismo e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 1201-1213.
- MAZZOLI S. (1992) - *Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro Units in SW Lucania (Southern Italian Apennines)*. Studi Geol. Camerti, 12, 117-146.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1994) - *Evoluzione geologico-strutturale dell'appennino Calabro-Lucano*. In: (GHISSETTI F., MONACO C., TORTORICI L. & VEZZANI L. ed.) *Strutture ed evoluzione del settore del Pollino (Appennino Calabro-Lucano)*. Guida all'escursione.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tectonic role of the internal units in the building of the Southern Apennine orogenic belt*. Terra Nova, 7.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Miner. Sicil., 11, 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York.
- RAMSAY J.G. (1981) - *Tectonics of the Helvetic Nappes*. In: (McCLAY K.R. & PRICE N.J. ed.) *Thrust and Nappe Tectonics*, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 9, 293-309.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1983) - *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1, Strain Analysis*. Academic Press, London.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth Planet. Sci. Lett., 102, 395-412.
- RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1994) - *Evolution of the Cilento Flysch in a piggyback basin (Campanian Apennines-Southern Italy)*. I.A.S. Ischia - Napoli.
- RUSSO M., ZUPPETTA A. & GUIDA A. (1995) - *Alcune precisazioni stratigrafiche sul "Flysch del Cilento" (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.
- SPADEA P. (1968) - *Pillow lavas nei terreni alloctoni dell'Appennino lucano*. Atti Accad. Gioenia Sc. Natur. Catania, 20, 105-142.
- VEZZANI L. (1968a) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Jonio e il Torrente Frido*. Geologica Romana, 7, 229-275.
- VEZZANI L. (1968b) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania)*. Geologica Romana, 7, 101-126.