

PRINCIPALI LINEAMENTI STRUTTURALI DELLA SICILIA NORD-ORIENTALE(**)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 319
ABSTRACT	” 319
PREMESSA	” 320
DOMINI OROGENICI DELLA SICILIA NORD-ORIENTALE	” 320
PRINCIPALI LINEAMENTI DEI DOMINI OROGENICI	” 322
Geometria e significato della Linea di Taormina	” 322
Ricoprimento e breaching dell'edificio kabilo-calabride	” 323
<i>Ruolo delle coperture dell'Oligocene inferiore</i>	” 324
<i>Ruolo delle coperture dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore</i>	” 324
Breaching dell'edificio apenninico-maghrebide	” 325
PRINCIPALI LINEE TRASVERSALI DELL'OROGENE E MARGINE TIRRENICO IN SICILIA NORD-ORIENTALE	” 325
BIBLIOGRAFIA	” 328

RIASSUNTO

Un quadro strutturale aggiornato della Sicilia nord-orientale viene proposto sulla base di nuovi dati geologici acquisiti durante recenti campagne di rilevamento che hanno consentito la completa copertura cartografica dell'area. In Sicilia nord-orientale affiorano i domini orogenici alloctoni, la Catena Kabilo-Calabride, di derivazione europea, e la Catena Appenninico-Maghrebide, derivante dalla deformazione dei paleodomini originariamente posti tra il margine europeo e quello afro-adriatico. Essi sono accavallati su un dominio orogenico ancora più esterno, la Catena Sicana, originatasi a spese del margine africano, che in quest'area è completamente sepolto e riconosciuto solo tramite indagini geofisiche. I domini orogenici nel complesso disegnano una geometria a *duplex* a scala regionale. La Catena Kabilo-Calabride è costituita da unità di basamento ercinico, con resti delle coperture mesozoico-terziarie. Essa è caratterizzata da successioni terrigene sin- e tardorogeniche di età Eocene superiore-Miocene medio, che ne attestano la deformazione precoce. La Catena Appenninico-Maghrebide è costituita da unità sedimentarie meso-cenozoiche, ricoperte da depositi terrigeni sin-tardorogenici a partire da una età inframiocenica. Le unità kabilo-calabridi sono estesamente accavallate su quelle appenninico-maghrebidi mediante un contatto di ricoprimento affiorante lungo un allineamento noto come "Linea di Taormina". L'età di questo ricoprimento è ascrivibile all'Oligo-Miocene. Ciascuna delle due catene mostra gli effetti di ripetute fasi di *breaching* che hanno modificato gli originari rapporti geometrici tra le unità. L'assetto attuale dell'area deriva dall'attivazione di una serie di linee trasversali connesse all'individuazione del sistema Tirreno/Arco Calabro che ha dominato il quadro del Mediterraneo Centrale, a partire dal Serravalliano. In Sicilia nord-orientale, ciò si

(*)Istituto di Geologia e Geofisica - Università di Catania.

(**)Lavoro eseguito con fondi M.U.R.S.T. 40% 1994 e C.N.R. 93.01038.05 e 94.00182.05 (resp. F. LENTINI).

è tradotto nell'attivazione del "Sistema Sud-Tirrenico", una complessa fascia trasforme che ha accomodato verso sud la distensione tirrenica. Questo sistema ha favorito, mediante faglie destre orientate NW-SE, il progressivo avanzamento verso SE delle unità orogeniche e causato il graduale collasso delle aree dell'*hinterland*, mediante faglie normali orientate ENE-WSW. Le fasi collisionali dell'orogenesi sono state caratterizzate anche dall'attivazione dei sistemi di faglie che controllano la costa ionica settentrionale, il "Sistema Messina - Etna", la cui natura e significato andrebbe ulteriormente chiarito, anche in relazione alle possibili connessioni con l'attività dell'Etna.

ABSTRACT

In the NE Sicily two main orogenic domains of the Apenninic-Maghrebian Orogen, the Kabilo-Calabride Chain and the Apenninic-Maghrebian Chain, crop out. They form an allochthonous assemblage covering a deep-seated thrust system, the Sicanian Chain, which has been detected by seismic data. The Kabilo-Calabride Chain is composed of basement nappes with remnants of the Meso-Cenozoic sedimentary covers and derives from the delamination, since the Late Eocene, of the crust of the European margin. This edifice shows Late Eocene-Middle Miocene syn- and late-orogenic covers, suggesting an earlier thrust deformation. It suffered two main processes of breaching, during Oligo-Miocene, which are connected to its emplacement onto the Apenninic-Maghrebian domains. The Apenninic-Maghrebian Chain is a thin-skinned thrust system, which originated, since Late Oligocene, from the detachment of the sedimentary covers of Tethys. This edifice comprises the units which formed, since Paleogene, as an accretionary wedge underthrusting the European margin. The Apenninic-Maghrebian Chain shows terrigenous covers deposited since Early Miocene. The apenninic-maghrebide edifice also suffered two main processes of breaching, during the Late Miocene and the Plio-Pleistocene, which are connected with its emplacement onto the Sicanian domain. The tectonic contact between the Kabilo-Calabride Chain and the Apenninic-Maghrebian Chain is exposed along the so-called "Taormina Line", a relict of the original Early Miocene kabilo-calabride thrust front. The modern structural setting of the region derives from the collisional tectonics affecting the area since the Serravallian, which deeply modified the pre-existing outlines. They originated from the combination of the Tyrrhenian Sea opening coupled with the Calabrian Arc SE-ward migration, which resulted in the activation of the "South Tyrrhenian Fault System", along the Northern coast of Sicily. It consists of NW-SE trending dextral faults, which drove the SE migration of the allochthonous units, and ENE-WSW oriented normal faults, which caused the progressive collapse of the orogenic units along the Tyrrhenian coast. The collisional processes gave rise also to the NNE-SSW oriented fault system controlling the Ionian coast. This system is responsible for the overall collapse of the orogenic units along the coast. The NNE-SSW oriented faults join the Malta Escarpment faults in the NE-slope of Etna. The lithospheric significance of the NNE-SSW Ionian faults must be tested on the basis of further seismic data to define their role on the Etna activity.

PAROLE CHIAVE: Domini orogenici, Sicilia nord-orientale, Tettonica collisionale, Sistema Sud-Tirrenico.

KEY WORDS: Orogenic domains, NE Sicily, Collisional tectonics, South-Tyrrhenian fault system.

PREMESSA

L'assetto tettonico della Sicilia nord-orientale deriva dalla sovrapposizione delle strutture prodottesi durante le fasi collisionali dell'orogenesi, in seguito ai fenomeni di migrazione dell'Arco Calabro-Peloritano verso SE e della concomitante apertura del Bacino Tirrenico (MALINVERNO & RYAN, 1986; DEWEY *et alii*, 1989; PATACCA & SCANDONE, 1989; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; FINETTI *et alii*, 1995). Questi due fenomeni hanno investito, a partire dal Serravalliano (LENTINI *et alii*, 1995), le aree interne dell'Orogene Appenninico-Maghrebide, dominando l'intero quadro tettono-cinematico del Mediterraneo centrale, e si sono tradotti in una profonda modificazione dei lineamenti strutturali già al tempo definiti e relativi agli stadi orogenici precollisionali (LENTINI *et alii*, 1994).

Ne è risultato un complesso quadro tettonico, in cui si riconoscono più associazioni strutturali sovraimposte e all'interno del quale i lineamenti antichi vanno ricostruiti ricomponendo le deformazioni intervenute negli stadi successivi.

In un siffatto contesto, nel tentativo di fornire una ricostruzione dell'evoluzione tettonica complessiva, risulta indispensabile la definizione geometrica e cinematica delle strutture recenti, e potenzialmente ancora in evoluzione, per determinare poi l'originario andamento dei lineamenti fossili passivamente coinvolti nell'evoluzione recente. A questi risultati è possibile giungere solo attraverso un dettagliato lavoro di terreno, esteso a livello regionale. A tale scopo è stata condotta una campagna di rilevamenti geologico-strutturali a scala di dettaglio in tutta l'area nord-orientale dell'isola, tesi alla stesura di un nuovo schema geologico alla scala 1:100.000, sufficiente a fornire un aggiornamento tettono-stratigrafico complessivo dell'area, che mancava da diversi decenni (OGNIBEN, 1960).

DOMINI OROGENICI DELLA SICILIA NORD-ORIENTALE

In Sicilia nord-orientale affiora un segmento dell'Orogene Appenninico-Maghrebide, in cui sono ben distinguibili i tre principali domini orogenici, *sensu* LENTINI *et alii* (1994), che caratterizzano tutta la fascia deformata che si estende dall'Africa settentrionale fino all'Appennino centrale (Fig. 1). Essi rappresentano tre edifici a *thrust* tettonicamente sovrapposti, ognuno dei quali assume il rango di "catena" distinta in quanto caratterizzato da proprie coperture sin- e tardo-orogeniche, con sviluppo via via più recente negli edifici più esterni. Ciascuno dei domini orogenici si è originato dalla deformazione di un determinato paleosettore crostale che caratterizzava la paleogeografia della regione. La tripartizione dell'orogene, di conseguenza, è interpretabile come il risultato del controllo dei lineamenti tettonici mesozoici sulla migrazione neogenica dei *thrust* (LENTINI *et alii*, 1996).

I tre domini orogenici, in Sicilia nord-orientale,

disegnano complessivamente una geometria a *duplex* di estensione regionale derivante dalla sovrapposizione tettonica di un elemento pellicolare, costituito da due edifici alloctoni, la Catena Kabilo-Calabride e la Catena Appenninico-Maghrebide, su un sistema a *thrust* sepolto, la Catena Sicana (LENTINI *et alii*, 1990a; 1996).

Nell'insieme l'edificio orogenico è in accavallamento, con vergenza sud-orientale, sulle aree del dominio di avampaese. Queste sono rappresentate, a sud, da un'estesa area continentale con una potente copertura carbonatica, il *Blocco Pelagiano* (BUROLLET *et alii*, 1978), affiorante in corrispondenza del *Plateau* Ibleo in Sicilia sud-orientale e connesso, attraverso il Canale di Sicilia, al continente africano. Verso est l'avampaese è invece costituito da una vasta area a crosta oceanizzata, il Bacino Ionico, esteso fino alle Ellenidi e, verso nord, fino al margine della microplacca adriatica (FINETTI, 1982; FINETTI & DEL BEN, 1986; FINETTI *et alii*, 1995). La transizione tra i due settori dell'avampaese siciliano avviene mediante una gradinata di faglie ad andamento meridiano, la Scarpata Ibleo-Maltese, lineamento ereditato dalla tettonica mesozoica e riattivato successivamente durante il Plio-Pleistocene (SCANDONE *et alii*, 1981; CARBONE *et alii*, 1982; LENTINI *et alii*, 1996) (Fig. 1).

Verso nord i settori di avampaese si flettono al di sotto dei domini orogenici, sottoscorrendo alle unità pellicolari alloctone e ricollegandosi in profondità alle scaglie frontali della catena. Queste, laddove si sono formate dallo scollamento delle coperture sedimentarie del margine interno del *Blocco Pelagiano*, formano la cosiddetta Catena Sicana. Questo edificio appartiene al dominio del Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1990a) e si è formato, a partire dal Tortonian, a spese del settore collassato dell'avampaese quando questo era già sottoscuro alle unità alloctone dei domini orogenici più interni (LENTINI *et alii*, 1994). La Catena Sicana si è quindi sviluppata in sottosuolo coinvolgendo passivamente nella deformazione anche le unità alloctone sovrastanti. La presenza del sistema a *thrust* sepolto in Sicilia nord-orientale era stata già segnalata al di sotto dell'Etna da CRISTOFOLINI *et alii* (1979) e da LENTINI (1982). La sua attribuzione alla Catena Sicana, mediante la correlazione con l'edificio a *thrust* affiorante nelle aree esterne della Sicilia occidentale è stata proposta successivamente (LENTINI *et alii*, 1990a; 1994) sulla base della reinterpretazione di linee sismiche attraverso la Sicilia orientale (BIANCHI *et alii*, 1987) e alla luce di considerazioni sull'intero assetto strutturale dell'isola. Le unità della Catena Sicana sono caratterizzate da successioni mesozoiche prevalentemente carbonatiche affini a quelle affioranti nelle aree dell'attuale avampaese africano (Ibleo-Saccense) e da coperture terziarie in facies epicontinentale prive di orizzonti flyscioidi.

La Catena Appenninico-Maghrebide è il più esterno tra i domini orogenici alloctoni (Tav. 1). Essa forma l'ossatura dei Monti Nebrodi e costituisce una copertura di notevole spessore (fino a 7 km) (BIANCHI *et alii*, 1987), poggiate tettonicamente sulle unità sepolte della Catena Sicana. L'edificio appenninico-maghrebide si è originato a partire dall'Oligocene superiore ed è attualmente costituito da tre principali "Complessi" litologici. Essi si sono individuati rispettivamente dallo scollamento delle coperture meso-cenozoiche della Tetide (unità caotiche del "Complesso Sicilide s.l."),

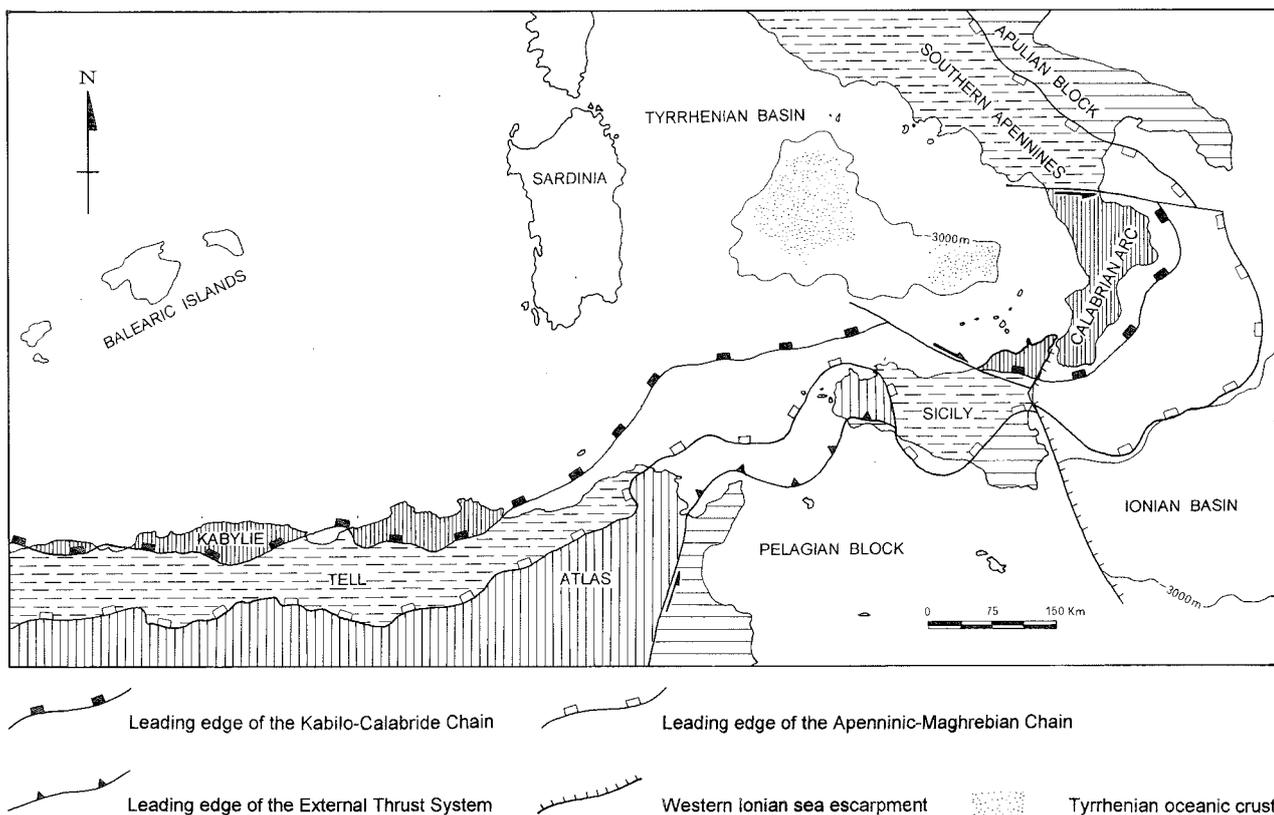


Fig. 1 - Schema del Mediterraneo Centrale (da LENTINI *et alii*, 1995, mod.). In figura sono distinti i principali domini strutturali dell'area (vedi testo).

In rigato orizzontale sono rappresentate le aree emerse dell'Avampaese; in rigato verticale le aree emerse del Sistema a Thrust Esterno; a tratteggio orizzontale sono riportate le aree emerse della Catena Appenninico-Maghrebide; in rigato verticale fitto le aree di affioramento delle unità della Catena Kabilo-Calabride.

e dalla successiva deformazione di coperture sedimentarie scollatesi sia da aree a crosta continentale ("Complesso Panormide") che oceanica ("Complesso Imere") riferibili a paleodomini minori originariamente posti verso il margine afro-adriatico (LENTINI *et alii*, 1996; FINETTI *et alii*, 1996).

Le unità del Complesso Sicilide *s.l.* occupano costantemente la posizione strutturale più elevata nell'ambito dell'edificio. Esse si sono originate nel Paleogene come cuneo di accrezione, in seguito allo scollamento delle coperture sedimentarie dal pavimento oceanico tetideo (FINETTI *et alii*, 1996) e successivamente sono state trasportate in toto al tetto delle sequenze depostesi nei paleodomini più esterni. Il "Complesso Sicilide" è formato da unità con diversi caratteri stratigrafico-strutturali i cui reciproci rapporti geometrici si sono via via determinati per accrezioni successive al margine dell'originario cuneo di subduzione. Esse sono costituite da sequenze cretaceo-paleogeniche prevalentemente argillitiche (*Argille scagliose* ed *Argille varicolori*) caratterizzate da coperture terrigene di diversa natura ed età in funzione della loro originaria posizione paleogeografica e del momento del loro coinvolgimento nel cuneo di accrezione. Le unità più interne, le "Argille scagliose superiori" e l'Unità di M. Soro sono limitate ad una età infracretacea e sono del tutto prive di coperture terziarie; al tetto delle altre unità sicilidi sono stati riconosciuti livelli terrigeni sommitali via via più recenti verso l'esterno. Essi sono rappresentati rispettivamente da successioni miste tufitico-litarenitiche dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore (*Tufiti di Tusa* e

Flysch di Troina - Tusa; GUERRERA & WEZEL, 1974; LENTINI *et alii*, 1987) passanti lateralmente a serie miste litarenitico-quarzarenitiche (*Flysch Numidico dell'Unità di Nicosia*; GRASSO *et alii*, 1987), e, infine, da sequenze esclusivamente quarzarenitiche del Miocene inferiore-medio (*Flysch Numidico dell'Unità di M. Salici*; CARBONE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1987; 1996). Le unità sicilidi hanno mantenuto quasi inalterate le proprie posizioni reciproche durante le fasi del trasporto orogenico, fatta eccezione per locali duplicazioni tettoniche dell'intera pila di falde.

Al di sotto delle unità sicilidi affiorano le successioni riferibili ai "complessi" più esterni. Queste unità profonde nel loro insieme costituiscono un unico orizzonte strutturale caratterizzato da un'omogeneità dei caratteri geometrici, ed in particolare da un generalizzato fenomeno di scollamento delle coperture mioceniche dai relativi substrati mesozoico-neogenici (BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1990b). Cosicché nell'assetto odierno della Sicilia nord-orientale le successioni mesozoico-paleogeniche panormidi ed imeresi risultano arretrate e in gran parte sepolte, mentre le relative coperture, rappresentate da ulteriori successioni di quarzareniti oligo-mioceniche del *Flysch Numidico*, formano ripetuti orizzonti strutturali (Unità di Maragone, Unità di Serra del Bosco, Unità Gagliano) avanzati verso le aree frontali della catena, solidalmente con le sovrastanti unità interne.

Sulle unità appenninico-maghrebidi affiorano in discordanza i sedimenti relativi ad un ciclo deposizionale di età infra-mediomiocenica che nelle aree interne

è rappresentato da una successione flyscioide a composizione arkosico-litica (*Flysch di Reitano*) e in quelle esterne da una successione marnosa langhiano-serravalliana (*Marne di Gagliano*; CARBONE *et alii*, 1990). A questi terreni sono sovrapposti i cicli terrigeni tortoniano e plio-pleistocenici, che costituiscono il riempimento di bacini sospesi sulle falde, coevi con la deformazione in profondità della Catena Sicana (LENTINI *et alii*, 1996).

La Catena Kabilo-Calabride (Tav. 1) costituisce l'edificio alloctono più interno estesamente accavallato sul dominio appenninico-maghrebide. Essa attualmente forma il carapace superficiale dei Monti Peloritani. La Catena Kabilo-Calabride è costituita da diverse falde di basamento ercinico su cui sono conservati resti delle originarie coperture meso-cenozoiche. Queste, a partire dall'Eocene superiore, sono state smembrate, solidalmente con i relativi basamenti costituiti da metamorfiti di diverso grado, in differenti unità (LENTINI & VEZZANI, 1975; CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 1995).

Attualmente le unità kabilo-calabridi più profonde sono costituite da un basamento epimetamorfico ricoperto da successioni meso-cenozoiche relative ad un originario margine continentale (Unità di Capo S. Andrea, Unità di Longi-Taormina ed Unità di S. Marco d'Alunzio; LENTINI & VEZZANI, 1975). Queste unità formano l'apparato frontale della catena e si estendono in sottosuolo fino al margine tirrenico siciliano, individuando livelli strutturali sovrapposti con andamento complessivamente sub-orizzontale. Al tetto delle unità epimetamorfiche affiora un'unità filladica (Unità di Mandanici), cui va attribuita anche la successione carbonatica mesozoica di Rocca Novara (Unità di Novara di TRUILLET, 1968 o Unità di Rocca Novara di ATZORI *et alii*, 1977). Quest'ultima, scollata dal basamento filladico, è scivolata al tetto delle unità sottostanti e attualmente borda il fronte estremo di accavallamento delle *filladi*. Nei settori più interni dell'edificio al tetto delle *filladi* dell'Unità di Mandanici, sono conservati lembi di un'originaria copertura sedimentaria interessata da un debole metamorfismo. Questi terreni formano la cosiddetta Unità di Alì (ATZORI, 1968; TRUILLET, 1968; CIRRINCIONE & PEZZINO, 1991) e si estendono dalla costa ionica settentrionale dell'isola verso l'entroterra, affiorando in lembi lungo l'allineamento Alì - Mandanici - Fiumara di S. Venera. Essi marcano il contatto tettonico tra le *filladi* e la sovrastante unità gneissoso-micascistosa, l'Unità dell'Aspromonte (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1975). Questa appare totalmente priva di coperture sedimentarie mesozoiche e comprende terreni metamorfici di medio-alto grado e di altissimo grado, la cui completa distribuzione areale e posizione geometrica relativa è stata solo parzialmente definita (*Carta geologica del Golfo di Patti*, 1993; GARGANO, 1994).

Al tetto delle unità kabilo-calabridi affiorano successioni terrigene flyscioidi di età supraeocenica (*Flysch di Frazzandò*; LENTINI & VEZZANI, 1975) e oligo-miocenica (*Flysch di Capo d'Orlando*; LENTINI & VEZZANI, 1975) che attestano la deformazione precoce di questo dominio (LENTINI *et alii*, 1995). I caratteri composizionali dei depositi terrigeni, come risulta dalla natura di alcuni degli elementi costituenti i livelli conglomeratici (MAZZOLENI, 1991; CIRRINCIONE *et alii*, 1995), suggeriscono la loro alimentazione da aree cristalline identificabili con quelle attualmente affioranti in Sar-

degna. Queste, un tempo adiacenti alle aree di deposizione dei *flysch*, sono oggi separate da essi dal Bacino Tirrenico. La stessa evoluzione tettonica della Catena Kabilo-Calabride è stata recentemente messa in relazione con i fenomeni della rotazione oligo-miocenica del Blocco Sardo-Corso (CATALANO *et alii*, 1996). Ciò permette di ipotizzare l'originaria pertinenza europea del basamento cristallino coinvolto nell'edificio kabilo-calabride.

PRINCIPALI LINEAMENTI DEI DOMINI OROGENICI

La Sicilia nord-orientale per la sua posizione nell'ambito dell'oroclineo appenninico-maghrebide è contraddistinta da una notevole complessità strutturale. Ai lineamenti caratteristici di ciascun dominio orogenico, comuni lungo tutto l'orogene, infatti, si sono sovrapposte le associazioni di strutture legate al sistema Tirreno/Arco Calabro (BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1994; FINETTI *et alii*, 1996), attive a partire dalle fasi tardive dell'orogenesi ed in alcuni casi ancora in evoluzione (Sistema Sud-Tirrenico). I lineamenti dei domini orogenici si riconoscono in quanto parzialmente fossilizzati dalle coperture terrigene sinorogene che hanno permesso una scansione degli eventi deformativi, lasciando tracce degli assetti strutturali del passato.

Geometria e significato della Linea di Taormina

Un caso classico di lineamento fossile è il contatto tra le unità del dominio kabilo-calabride e le unità appenninico-maghrebidi, oggetto spesso di contrastanti interpretazioni da parte degli Autori (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; GIUNTA *et alii*, 1989; GHISSETTI *et alii*, 1991; LENTINI *et alii*, 1996). La Catena Kabilo-Calabride forma l'ossatura dei Monti Peloritani. Questi costituiscono la terminazione meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976) ovvero del segmento di orogene maggiormente avanzato sulle aree dell'avampese ionico rispetto ai settori collidenti con i blocchi apulo e pelagiano (LENTINI *et alii*, 1994; FINETTI *et alii*, 1996). In alcune sintesi a scala regionale (SCANDONE *et alii*, 1974; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BOCCALETTI *et alii*, 1984; PATACCA & SCANDONE, 1989) lo svincolo tra l'Arco Calabro-Peloritano e i settori dell'orogene siciliano adiacenti è stato identificato nella cosiddetta "Linea di Taormina", ovvero l'allineamento orientato NW-SE, esteso da San Fratello, sulla costa tirrenica siciliana, a Taormina, sulla costa ionica, lungo il quale avviene il contatto tra le unità cristalline kabilo-calabridi e le unità sedimentarie appenninico-maghrebidi. In questo caso la Linea di Taormina è rappresentata quale zona di taglio destra attiva anche durante le fasi deformative post-tortoniane. Questa interpretazione è stata comunemente ripresa in quasi tutti gli schemi del Mediterraneo centrale proposti in letteratura.

I nuovi dati di terreno hanno invece evidenziato che la Linea di Taormina rappresenta effettivamente l'emergenza in superficie del contatto di ricoprimento posto tra la Catena Kabilo-Calabride e la Catena Appenninico-Maghrebide, arretrato nell'attuale posizione in seguito a imponenti fenomeni di erosione (Figg. 2 e 3). La presenza di numerose finestre tettoniche modellate all'interno dei terreni kabilo-calabridi, infatti,

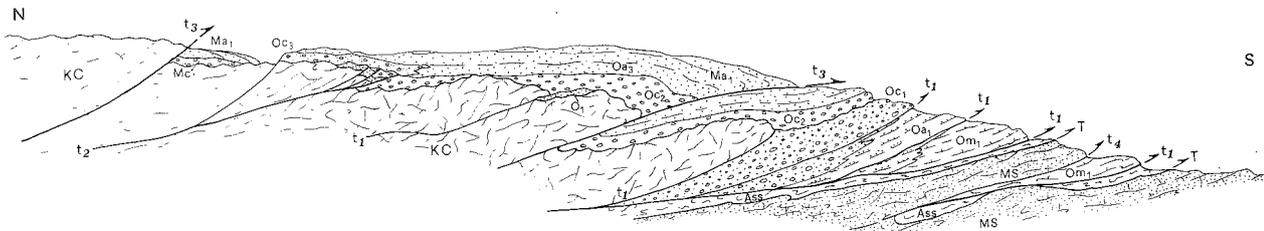


Fig. 2 - Schema dei rapporti tra le unità kabilo-calabride e appenninico-maghrebidi, al Miocene inferiore, ricostruiti sulla base dei dati raccolti lungo la porzione terminale della Valle dell'Alcantara. Nell'assetto attuale i rapporti sono rimasti quasi invariati: sono riconoscibili più generazioni di accavallamenti che permettono di ricostruire la progressiva saldatura tra dominio kabilo-calabride e unità interne del dominio appenninico-maghrebide.

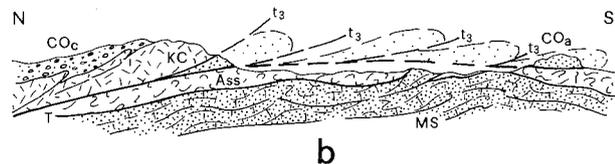
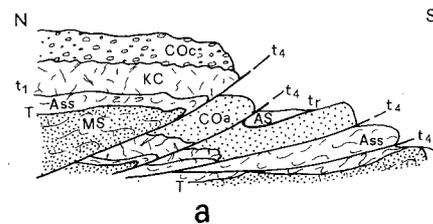
Legenda: MS = Unità di M. Soro; Ass = Unità delle "Argille Scagliose Superiori"; Om1 = Form. Piedimonte: facies marnose (Oligocene inferiore); Oa1 = Form. Piedimonte: facies arenacee (Oligocene inferiore); Oc1 = Form. Piedimonte: facies conglomeratiche (Oligocene inferiore); KC = Unità Kabilo-Calabridi; O1 = Conglomerato Rosso (Oligocene inferiore?); Oc2 = Flysch di Capo d'Orlando: facies conglomeratiche (Chattiano inferiore); Oa3 = Flysch di Capo d'Orlando: facies arenacee (Chattiano superiore); Oc3 = Flysch di Capo d'Orlando: facies conglomeratiche (Chattiano superiore); Mc1 = Flysch di Capo d'Orlando: facies conglomeratiche (Miocene inferiore); Ma1 = Flysch di Capo d'Orlando: facies arenacee (Miocene inferiore); t1 = duplicazioni al fronte e strutture di *breaching* "fuori sequenza" all'interno dell'edificio kabilo-calabride (Oligocene inferiore); T = ricoprimento delle unità kabilo-calabride e delle "Argille Scagliose Superiori" sulle unità appenninico-maghrebidi (Oligocene superiore-Miocene inferiore); t2 = strutture di *breaching* "fuori sequenza" all'interno dell'edificio kabilo-calabride dell'Oligocene superiore; t3 = duplicazioni al fronte e strutture di *breaching* "fuori sequenza" relativi alla definitiva messa in posto delle unità kabilo-calabride (Miocene inferiore); t4 = accavallamenti "fuori sequenza" indotti dalla deformazione profonda delle unità maghrebide.

Fig. 3 - Profili geologici schematici attraverso la "Linea di Taormina" (vedi testo).

Nel profilo a sono ricostruiti i rapporti tra le unità kabilo-calabride, appenninico-maghrebide e le relative coperture terrigene oligo-mioceniche nell'area di Roccella Valdemone. Vengono messe in evidenza le diverse generazioni di accavallamenti che caratterizzano le aree di contatto tra i due domini orogenici. In particolare è evidenziata l'ultima generazione di *thrust* t4 relativa alla deformazione del substrato maghrebide che ha modificato i rapporti geometrici lungo la Linea di Taormina quando questa era già da tempo inattiva.

Nel profilo schematico b sono messi in evidenza i presumibili volumi di Flysch di Capo d'Orlando asportati dall'erosione lungo la congiungente Alcara Li Fusi - Poggio Pracido (Monti Nebrodi) e la generazione di *thrust* t3 responsabili della duplicazione del Flysch di Capo d'Orlando.

Legenda: MS: Unità di M. Soro; Ass: Unità delle "Argille Scagliose Superiori"; KC: Unità Kabilo-Calabridi; COa: Flysch di Capo d'Orlando: facies arenacee (Oligocene superiore); COc: Flysch di Capo d'Orlando: facies conglomeratiche (Oligocene superiore); t1: contatto primario tra unità cristalline kabilo-calabride e le "Argille Scagliose Superiori" (Oligocene inferiore); T: contatto di ricoprimento della Catena Kabilo-Calabride e delle "Argille Scagliose Superiori" sulle unità appenninico-maghrebide (Oligocene superiore - Miocene inferiore); t3: accavallamenti relativi alla definitiva messa in posto delle unità kabilo-calabride (Miocene inferiore); tr: contatto di ricoprimento delle Argille Variegata Antisicilidi al tetto del Flysch di Capo d'Orlando (Burdigaliano inferiore); t4: accavallamenti "fuori sequenza" indotti dalla deformazione profonda delle unità maghrebide.



testimoniano la continuità delle unità appenninico-maghrebide al di sotto delle unità cristalline dei Monti Peloritani. Diversi *klippen* di terreni kabilo-calabridi posti al tetto delle unità della Catena Appenninico-Maghrebide a sud della Linea di Taormina costituiscono lembi preservati dall'erosione dell'originario proseguimento verso sud dell'edificio kabilo-calabride, un tempo molto più esteso. In definitiva la Linea di Taormina è un lineamento morfostrutturale modellato su una struttura pellicolare (LENTINI *et alii*, 1994), come già segnalato anche da altri Autori, anche se in un quadro interpretativo complessivo differente (GIUNTA *et*

alii, 1989; GHISETTI *et alii*, 1991). La migrazione dell'Arco Calabro-Peloritano, avvenuta a partire dal Tortoniano, ha interessato quindi l'intero edificio orogenico composto sia dalle unità kabilo-calabride che appenninico-maghrebide ed è stato guidato da direttrici differenti da quelle che caratterizzano i confini tra i due domini orogenici.

Ricoprimento e *breaching* dell'edificio kabilo-calabride

I rapporti tra le due "catene" risalgono a momenti precedenti della storia deformativa di quest'area. Al

tetto delle unità cristalline kabilo-calabridi affiorano più cicli terrigeni discordanti la cui deposizione si è estesa anche alle aree interne del dominio appenninico-maghrebide, scandendo le tappe della progressiva saldatura tra i due domini. Le originarie relazioni tra le unità kabilo-calabridi e le unità appenninico-maghrebide sono osservabili nel tratto terminale della Valle del Fiume Alcantara, a nord dell'Etna (CARBONE *et alii*, 1994) (schema di Fig. 2) e, verso ovest lungo un transetto orientato N-S nei pressi dell'abitato di Roccella Valdemone (profilo schematico a di Fig. 3) e lungo la direttrice da Alcara Li Fusi a Poggio Pracido (profilo schematico b, di Fig. 3). In generale le coperture terrigene terziarie discordanti al tetto delle unità dei due domini sono coinvolte in più generazioni di accavallamenti che hanno di volta in volta dislocato orizzonti più recenti.

Ruolo delle coperture dell'Oligocene inferiore

La copertura terrigena più antica che testimonia l'inizio della saldatura tra le due catene è la *Formazione di Piedimonte*. Questa è stata assegnata alternativamente, dai diversi Autori, all'edificio maghrebide (COLTRO, 1967; FERRARA, 1974; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976), essenzialmente per la sua posizione al tetto delle "Unità delle Argille Scagliose Superiori", e all'edificio kabilo-calabride (CARMISCIANO *et alii*, 1981a; LENTINI, 1982), essenzialmente per i caratteri litologici della formazione. Essa è costituita da una sequenza marnoso-arenacea alla base, argilloso-arenacea e via via arenaceo-conglomeratica alla sommità. Il carattere regressivo ha suggerito una deposizione al fronte del ricoprimento delle unità cristalline calabridi, ulteriormente confermata dalla presenza negli orizzonti apicali di olistoliti riferibili alla successione sedimentaria delle unità calabridi esterne (Unità di Taormina) che ha indotto CARMISCIANO *et alii* (1981a) ad assegnare questa formazione al dominio calabride e comunque a sancirne la contiguità, in quanto da esso massicciamente alimentato. Di contro CASSOLA *et alii* (1990) segnalano la natura stratigrafica del contatto della formazione sulle unità maghrebide più interne.

La revisione delle relazioni tra la *Formazione di Piedimonte* e le unità maghrebide al letto e le unità calabridi al tetto, l'analisi della distribuzione delle facies all'interno della formazione, nonché i nuovi dati biostratigrafici, basati sull'analisi dei nannofossili calcarei, hanno permesso di interpretare la formazione come un classico esempio di cuneo clastico depositatosi al fronte di un sovrascorrimento attivo durante l'Oligocene inferiore e quindi esso stesso coinvolto dalla deformazione a *thrust* nelle fasi successive. La formazione, infatti, poggia sull'"Unità delle Argille Scagliose Superiori", mediante un contatto tettonizzato caratterizzato da una fascia cataclastica potente alcune decine di metri. Le frequenti giaciture rovesciate dei livelli basali non consentono più di riconoscere un eventuale rapporto stratigrafico originario, per tutto il settore esaminato. Tuttavia da un bilancio delle sezioni attraverso il contatto calabride-maghrebide (Fig. 2) appare improbabile uno scollamento della *Formazione di Piedimonte* da un originario substrato kabilo-calabride. Sembra molto più verosimile che i contatti attuali alla base della *Formazione di Piedimonte* siano il prodotto di un parziale scollamento della formazione dal suo originario substrato maghrebide. La stessa disposizione verticale di facies, precedentemente considerata sol-

tanto di natura stratigrafica, è invece dovuta in gran parte all'embriciatura tra più sequenze (accavallamenti t1 in Fig. 2) della formazione originariamente laterali e via via meno grossolane verso l'esterno. Tali embrici sembrano riguardare la sola copertura terrigena e non coinvolgono i terreni del substrato. Questa interpretazione è confermata dalle analisi biostratigrafiche che consentono di attribuire allo stesso intervallo cronostatigrafico, il Rupeliano, i terreni che attualmente si trovano tettonicamente sovrapposti simulando un'unica successione integra.

All'interno dell'edificio kabilo-calabride, la *Formazione di Piedimonte* si correla, per posizione stratigrafica, a conglomerati rossi di ambiente continentale ("Conglomerato Rosso"; TRUILLET, 1968; CATALANO *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 1995) (Fig. 2). Questi si sono depositi nelle aree antistanti il fronte di accavallamento delle falde gneissico-micascistose appartenenti all'Unità dell'Aspromonte (TRUILLET, 1961; ATZORI *et alii*, 1977; BONARDI *et alii*, 1982) e suturano il contatto tra unità filladiche (Unità di Mandanici) ed unità epimetamorfiche (Unità di S. Marco d'Alunzio) (*Carta geologica del Golfo di Patti*, 1993). La deposizione del *Conglomerato Rosso* coincide con l'inizio di una tettonica di *breaching* della Catena Kabilo-Calabride che è risultata nell'individuazione di scaglie tettoniche che dislocano i pre-esistenti contatti di ricoprimento tettonico (accavallamenti t1 in Fig. 2) (LENTINI *et alii*, 1995; CATALANO *et alii*, 1996).

Queste hanno dato luogo ad ampie anticlinali di rampa, sigillate dai depositi dell'Oligocene superiore, con assi disposti obliquamente rispetto all'andamento della Linea di Taormina (v. oltre). Locali riattivazioni lungo queste strutture sono responsabili del coinvolgimento anche dei depositi supraoligocenici (base del *Flysch di Capo d'Orlando*; accavallamenti t2 in Fig. 2) (CATALANO & DI STEFANO, 1996).

Nel complesso i dati di terreno indicano che la *Formazione di Piedimonte* originariamente costituiva un cuneo clastico depositosi al fronte del calabride sulle unità più interne del cuneo di accrezione maghrebide ed alimentata da un sistema di drenaggio continentale situato al tetto delle unità cristalline. Al momento della deposizione della *Formazione di Piedimonte*, era quindi già in atto la saldatura tra i domini kabilo-calabridi e appenninico-maghrebide, ed in particolare con i terreni qui attribuiti alle "Argille Scagliose Superiori" ed era già iniziata la messa in posto del ricoprimento calabride. Le prime fasi di attività lungo questo contatto sono state accompagnate da un esteso fenomeno di *breaching* dell'edificio cristallino. Indizi di componenti oblique del movimento lungo il fronte di accavallamento sono stati rilevati sulla base della geometria dell'associazione delle strutture infraoligoceniche (CATALANO *et alii*, 1996).

Ruolo delle coperture dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore

I rapporti geometrici determinatisi nell'Oligocene inferiore sono in parte sigillati dai depositi del *Flysch di Capo d'Orlando* (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1975) (Fig. 2 e 3). Questa formazione terrigena, di età Chattiano-Burdigaliano inferiore (CATALANO & DI STEFANO, 1996; LENTINI *et alii*, 1995), ricopre in discordanza sia il *Conglomerato Rosso*, all'interno dell'edificio kabilo-calabride, che la *Formazione di Piedimonte*, al tetto dell'edificio appenninico-maghrebide (Fig. 2).

La distribuzione dei depositi oligo-miocenici riflette l'andamento di una fisiografia delineatasi in seguito ai fenomeni di *breaching* dell'edificio kabilo-calabride (CATALANO *et alii*, 1996). La formazione mostra, in vari orizzonti, effetti di una sedimentazione sintettonica che ha via via interessato orizzonti sempre più recenti in aree più interne, a suggerire un'ulteriore fase di *breaching* "fuori sequenza" che ha rimobilizzato le unità della Catena Kabilo-Calabride (CATALANO *et alii*, 1996). Le giaciture della formazione mantengono, comunque, una certa integrità che consente una completa ricostruzione degli originari rapporti con il substrato. La base della formazione ringiovanisce verso nord, nei settori più interni dell'edificio kabilo-calabride. In particolare gli orizzonti supraoligocenici del *flysch*, caratterizzati da potenti successioni conglomeratiche, sono limitati alle aree più esterne dell'edificio kabilo-calabride e al tetto della *Formazione di Piedimonte*, mentre le sequenze prevalentemente arenacee inframioceniche sono ampiamente distribuite anche sul settore settentrionale dell'edificio cristallino (LENTINI *et alii*, 1995). L'aggradazione delle facies arenacee sul substrato cristallino è evidenziato da appoggi discordanti di tipo *on-lap* e dal ringiovanimento dei livelli basali procedendo verso il Tirreno.

Lungo il fronte delle calabridi il *Flysch di Capo d'Orlando* è ridotto in scaglie tettoniche che interessano anche i relativi substrati cristallino e maghrebide (Figg. 2 e 3). Una prima duplicazione al fronte delle successioni flyscioidi oligo-mioceniche è avvenuta contemporaneamente alla seconda fase di *breaching* dell'edificio cristallino (accavallamenti t3), coincidente con le fasi della definitiva messa in posto delle unità kabilo-calabridi sulle unità appenninico-maghrebide e la disattivazione del ricoprimento della Linea di Taormina (Fig. 2 e 3b). A queste ultime fasi della traslazione delle unità cristalline hanno partecipato solidalmente anche le "Argille Scagliose Superiori" che, a partire da questo momento risultano così del tutto svincolate dalle unità maghrebide del substrato. L'avvenuta saldatura tra i due domini, lungo la Linea di Taormina, è già completamente acquisita al momento della deposizione del ciclo di età infra-mediomiocenico, rappresentato dalle "Calcareni di Floresta" (OGNIBEN, 1960; CARMISCIANO *et alii*, 1981b), sulle unità kabilo-calabridi e dal *Flysch di Reitano* sul dominio appenninico-maghrebide. Le prime costituiscono i depositi di piattaforma da cui traeva l'alimentazione il *flysch* nelle antistanti aree di bacino (CARBONE *et alii*, 1993).

Esse suturano i contatti di una estesa falda retrovergente sicilide (Unità Antisicilidi) (accavallamento tr in Fig. 3a), originatasi dalla sutura calabride-maghrebide e messa in posto sui livelli infraburdigaliani del *Flysch di Capo d'Orlando*.

Ad una ulteriore fase di accavallamenti che coinvolge le successioni del *Flysch di Capo d'Orlando* è riferibile l'embriciatura delle unità del substrato maghrebide che ha passivamente coinvolto le sovrastanti unità alloctone (accavallamenti t4 in Figg. 2 e 3).

Breaching dell'edificio appenninico-maghrebide

I lineamenti più recenti dell'orogene hanno modificato gli originari rapporti inframiocenici tra le unità dei due domini. Nella Catena Appenninico-Maghrebide sono evidenti le testimonianze di estesi fenomeni di *thrusting* "fuori sequenza", connessi a due distinte fasi

di *breaching* dell'edificio. Tali processi si sono tradotti nella formazione di una serie di scaglie tettoniche che dislocano i pre-esistenti contatti tra le unità.

Una prima serie di accavallamenti "fuori sequenza", concomitanti con la completa chiusura dei paleodomini oceanici e l'inizio del ricoprimento dell'intera catena sul dominio sicano, ha controllato la fisiografia di bacini sospesi che, pavimentati dalle coltri caotiche sicilidi, sono state sede della deposizione di potenti successioni del ciclo supratortoniano-messiniano e infrapliocenico. A questa fase sono riferibili anche gli accavallamenti retrovergenti riconosciuti nel versante meridionale dei Monti Nebrodi (allineamento S. Teodoro - Cesarò - Randazzo), responsabili della sovrapposizione con vergenza settentrionale, delle unità sicilidi esterne sulle "Argille Scagliose Superiori" e sull'Unità di M. Soro. Ulteriori sovrascorrimenti "fuori sequenza", indotti nell'edificio appenninico-maghrebide dalla deformazione in profondità della Catena Sicana, hanno controllato la deposizione delle successioni discordanti plio-pleistoceniche. Anche in questo caso a tale fase sono riferibili estesi fenomeni di retrovergenza nelle aree pedemontane dei Nebrodi (sinclinale del Fiume Salso) (LENTINI *et alii*, 1990b), che causano la sovrapposizione delle unità numidiche al tetto delle *evaporiti* messiniane.

PRINCIPALI LINEE TRASVERSALI DELL'OROGENE E MARGINE TIRRENICO IN SICILIA NORD-ORIENTALE

Mentre le aree esterne dell'orogene erano soggette ad una deformazione a *thrust*, le aree interne dell'orogene, a partire dal Serravalliano, hanno subito una radicale trasformazione del regime tettonico-sedimentario, imputabile all'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico nell'*hinterland* dell'orogene, che lungo il margine meridionale del bacino ha avuto prevalente carattere trasversivo. L'inversione tettonica ha comportato l'inizio di una tettonica di collasso con l'individuazione di nuovi depocentri su aree precedentemente emerse. Queste sono divenute sede di accumulo di sedimenti alimentati dalle aree di catena ancora in sollevamento. Ciò è testimoniato da una generale inversione delle direzioni di trasporto del detrito a favore dei nuovi depocentri in via di individuazione e dalla contemporanea disattivazione dell'alimentazione verso i vecchi bacini sospesi sulle falde (LENTINI *et alii*, 1995). L'apertura tirrenica è stata registrata dalla deposizione lungo il margine peritirrenico di più cicli sedimentari, di età compresa tra il Serravalliano ed il Pleistocene, attualmente affioranti limitatamente ad una fascia ristretta lungo l'attuale costa tirrenica, che hanno scandito le varie fasi della tettonogenesi.

Le strutture connesse all'apertura tirrenica si sono progressivamente propagate verso aree orogeniche sempre più esterne, sovrapponendosi alle associazioni strutturali legate alla migrazione Africa-vergente dei sistemi a *thrust*. In Sicilia nord-orientale ciò si è espresso nell'attivazione di sistemi di faglie trasversali, a prevalente componente trascorrente, responsabili dell'accostamento laterale tra unità appartenenti a domini differenti. Nel loro insieme queste strutture compongono un fascio trasforme, il "Sistema Sud-Tirrenico" di FINETTI *et alii* (1996), che dal margine tirrenico dell'isola si sviluppa verso sud, disseccando l'intera fascia

orogenica (Fig. 4). Esso, a livello regionale, è responsabile dell'accostamento laterale tra la crosta assottigliata europea del margine tirrenico con la crosta di pertinenza africana presente al di sotto delle coltri in Sicilia (FINETTI *et alii*, 1996) ed è la discontinuità lungo la quale la distensione tirrenica viene interamente accommodata verso sud.

Il "Sistema Sud-Tirrenico" è principalmente costituito da faglie destre orientate NW-SE, disposte *en-échelon*. Tali strutture sono responsabili di un generale avanzamento delle unità orogeniche più interne andando da ovest verso est. Il loro proseguimento a mare è stato identificato tramite linee sismiche all'interno del Bacino Tirrenico. A questi fasci di faglie si associano, nelle diverse aree, strutture coniugate di diversa orientazione e cinematica. A livello regionale il fenomeno più evidente legato a questo sistema è il maggior avanzamento verso SE delle unità dell'Arco Calabro-Peloritano, che in Sicilia nord-orientale si è tradotto nell'accostamento tra il settore orogenico affiorante nei Monti Nebrodi e quello che costituisce i Monti Peloritani.

La migrazione delle unità peloritane è stata guidata da due direttrici principali disposte *en-échelon*, che in superficie non corrispondono a limiti tra differenti domini orogenici (Fig. 5). Un primo fascio di faglie ta-

glia in superficie le unità della Catena Appenninico-Maghrebide e si estende dal margine tirrenico verso terra nelle aree di S. Agata di Militello proseguendo con direzione NW-SE fino alle zone di Cesarò (S. Agata di Militello Line in Fig. 5), nelle aree pedemontane dei Monti Nebrodi; un secondo fascio di faglie, parallelo al primo, affiora in posizione più orientale e disloca in superficie le unità della Catena Kabilo-Calabride, in corrispondenza della valle del Fiume Alcantara (Alcantara Line in Fig. 5), a nord dell'Etna. La disposizione *en-échelon* dei due fasci di faglie dà luogo ad un'area di sovrapposizione delimitata a sud e a nord da associazioni di strutture minori, la cui geometria ne denuncia rispettivamente il carattere traspressivo e trasten-

sivo. La traspressione si realizza lungo un fronte di sovrascorrimento complesso, posto nel versante meridionale dei Monti Nebrodi ed esteso da Cesarò fino a Randazzo - S. Domenica Vittoria (*North Etna Thrust Front* in Fig. 5). Il sovrascorrimento si sviluppa al *tip-point* della Linea di S. Agata di Militello e si estende fino alla Linea dell'Alcantara. Questa struttura in gran parte coincide con un contatto precedentemente interpretato come ricoprimento tettonico primario tra l'Unità di Monte Soro e le unità sicilidi più esterne (*Carta geologica del Monte Etna*, 1979). In realtà questo contatto,

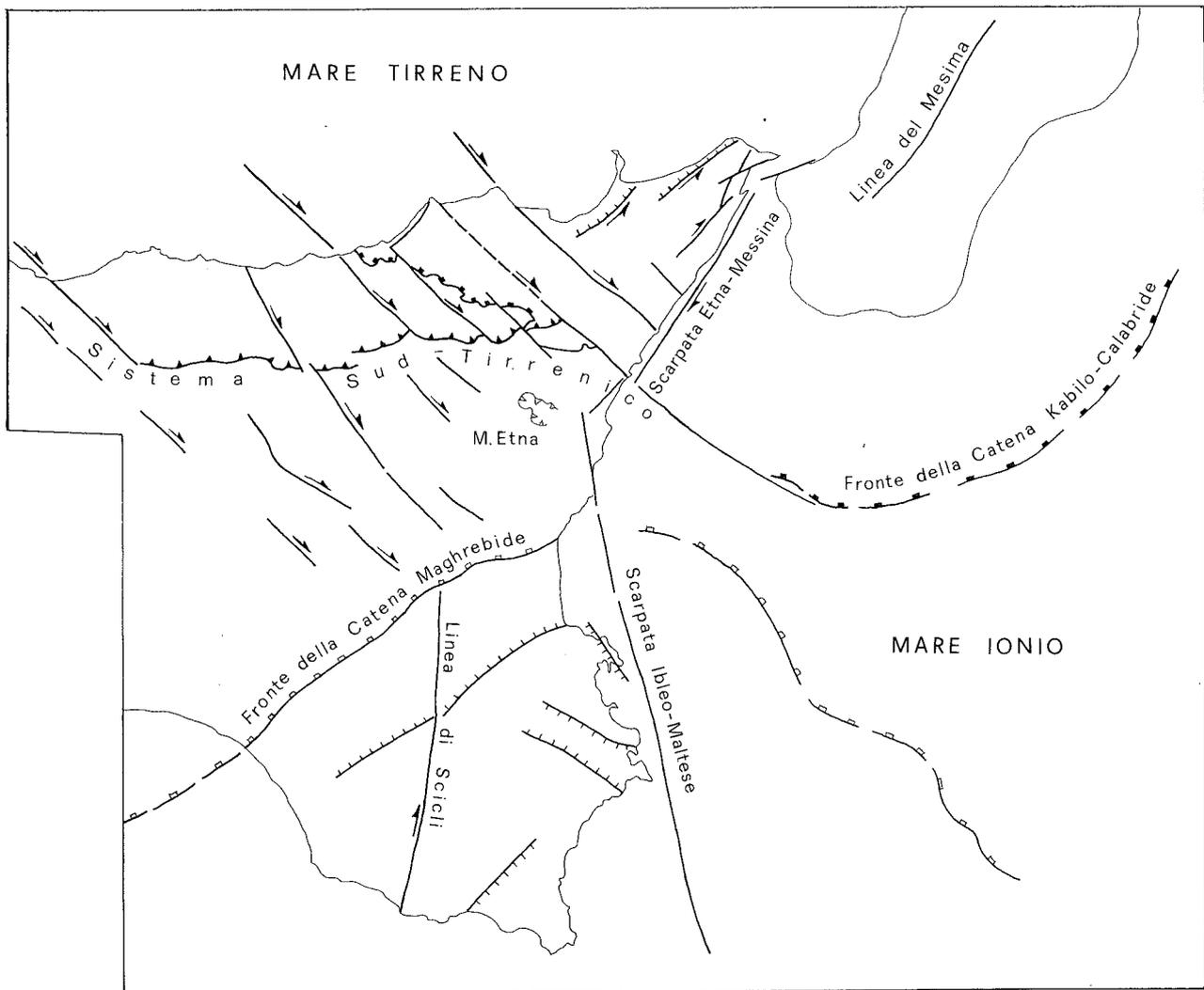
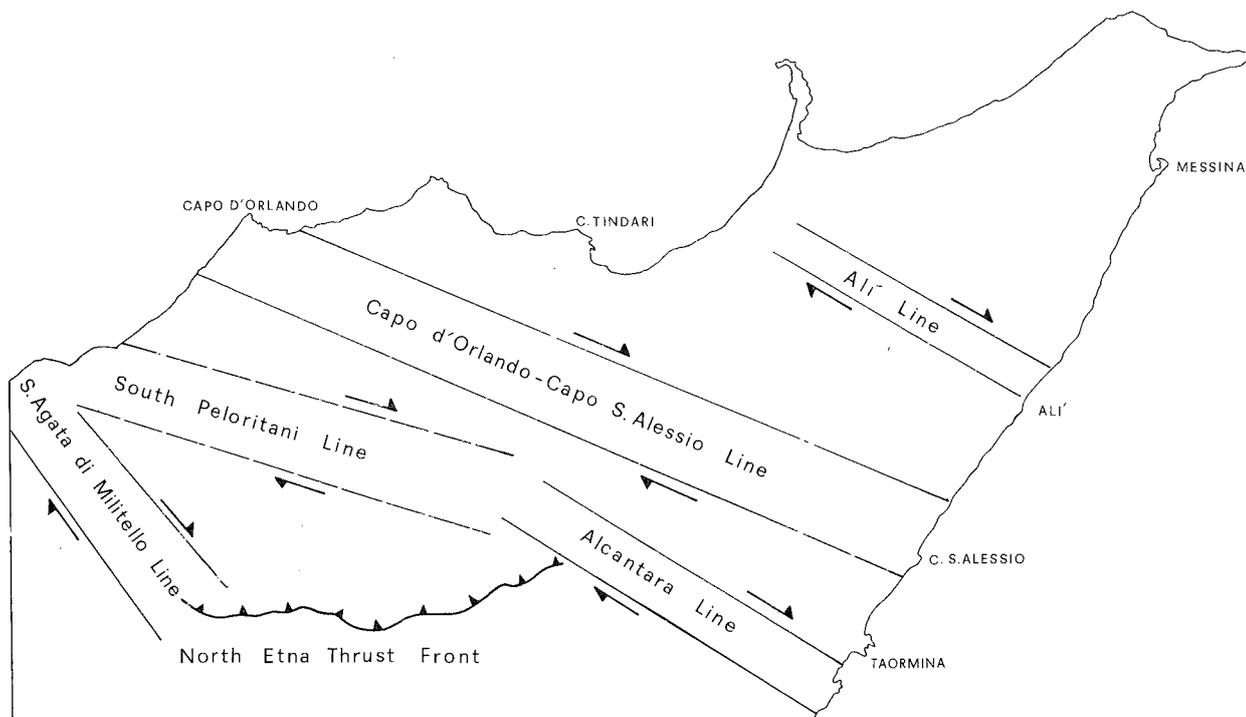


Fig. 4 - Geometria delle faglie del Sistema Sud-Tirrenico e principali lineamenti neotettonici della Sicilia orientale.



SOUTH TYRRHENIAN DEXTRAL SHEAR ZONE

Fig. 5 - Principali zone di taglio del Sistema Sud-Tirrenico in Sicilia nord-orientale.

con chiare evidenze di movimenti pleistocenici (CATALANO, 1996) modifica i rapporti geometrici tra le unità maghrebidi determinatisi in seguito alle estese fasi di retroscorrimento tortoniane, che, come detto, nella zona avevano già abbondantemente invertito i rapporti originari tra le diverse unità (LENTINI *et alii*, 1996). Al tetto di questo sovrascorrimento recente si verifica la massima culminazione delle unità appenninico-maghrebidi dei Monti Nebrodi (dorsale di M. Soro). La culminazione delle unità alloctone si realizza lungo un allineamento coincidente con il limite di massima estensione verso nord delle successioni carbonatiche sepolte del *Blocco Pelagiano*, che sono state identificate in sottosuolo fino al bordo settentrionale dell'Etna (CRISTOFOLINI *et alii*, 1979).

Le strutture trasversive sono rappresentate da una zona di taglio formata da segmenti di faglie *en-échelon*, orientati NW-SE e disposti secondo un allineamento WNW-ESE (*South Peloritani Line* in Fig. 5). Queste strutture tagliano ad alto angolo il contatto di ricoprimento della "Linea di Taormina" riattivandola a tratti, collegando il *tip-point* della Linea dell'Alcantara con il fascio di faglie della Linea di S. Agata di Militello.

La generale geometria delle strutture presenti nella zona di sovrapposizione tra la Linea dell'Alcantara e la Linea di S. Agata di Militello suggeriscono che esse abbiano agito come fasce di trasferimento del movimento orizzontale tra la porzione dei domini orogenici bloccato al fronte dal settore crostale ibleo ed un segmento di orogene libero di avanzare sulle aree di avampaese a crosta assottigliata del Bacino Ionico (LENTINI *et alii*, 1996). La presenza combinata di un'area trasversiva al nord ed una traspressiva a sud, sarebbe da mettere in relazione anche ad una generale tendenza alla rotazione oraria delle unità via via più avanzate.

La migrazione delle unità dell'arco è stata favorita anche da fasci di faglie trascorrenti minori, come quelle che dissecano l'edificio peloritano. Tra queste vanno citate la "Linea Capo d'Orlando - Capo S. Alessio" (CATALANO *et alii*, 1996) (*Capo d'Orlando - Capo S. Alessio Line* in Fig. 5), che separa il settore peloritano nord-orientale da quello sud-occidentale, lungo la quale si è accumulato un rigetto destro totale di circa 40 km, e la "Linea di Ali" (*Ali Line* in Fig. 5), che separa la dorsale dei Monti Peloritani, nell'area del messinese, dal resto dell'edificio, con rigetti destri non valutabili con i dati attualmente a nostra disposizione.

Nella fascia peritirrenica il "Sistema Sud-Tirrenico" si esprime con due distinte generazioni di faglie, associate alle trascorrenti destre. La prima ha prodotto sistemi di faglie ad andamento N-S e NNE-SSW e cinematica prevalentemente normale associate alle faglie maestre destre orientate NW-SE. Questi sistemi sono presenti solo nell'area peloritana ed individuano una serie di depressioni strutturali ad andamento meridiano e forma grossolanamente triangolare aperta verso mare, disposte lungo la costa tirrenica e riempite da sedimenti supramiocenici e plio-pleistocenici. La tettonica di collasso delle aree peritirreniche peloritane è stata registrata a partire dalle coperture terrigene serravalliane che indicano una netta inversione della direzione di trasporto del materiale clastico (LENTINI *et alii*, 1995) dai vecchi depocentri dei bacini sospesi sulle falde ai nuovi depocentri generatisi nel margine tirrenico in formazione. Questa transizione si è realizzata tramite la deposizione di facies marnose eterocrone che hanno chiuso la sedimentazione all'interno dei vecchi bacini e hanno caratterizzato l'inizio della deposizione all'interno dei nuovi depocentri. La sedimentazione marnosa indica una diminuzione dei gradienti topo-

grafici tra le aree sorgenti ed i bacini legata al progressivo collasso del settore peritirrenico che precedentemente alimentava i cunei clastici progradanti verso sud e alle prime fasi di individuazione dei margini del nuovo bacino a bassi gradienti topografici. Questa inversione è avvenuta probabilmente in una fase di alto eustatico generalizzato che ha ulteriormente inibito il trasporto di detrito. Le facies marnose datano al Serravalliano inferiore al *top* delle successioni infra-medio-mioceniche e ringiovaniscono al Serravalliano medio verso nord alla base delle successioni medio-supramioceniche del margine tirrenico.

La seconda generazione di faglie peritirreniche consiste nel sistema a direzione ENE-WSW che, associate alle trascorrenti, hanno guidato il progressivo collasso delle aree costiere. Queste faglie sono riconoscibili lungo tutto il margine tirrenico siciliano e condizionano l'attuale configurazione della costa. L'inizio della loro attività è attribuibile ad una età tardo-pleiocenica (DI STEFANO & LENTINI, 1995). Esse sono responsabili della dislocazione a varie quote dei depositi infra- e mediopliocenici. Nel tratto di costa peloritano queste faglie dislocano l'associazione di faglie pre-esistenti, causando al contempo una loro parziale rimobilizzazione (DI STEFANO & LENTINI, 1995; CATALANO & CINCQUE, 1995).

Nel tratto di costa nebrodica, queste stesse faglie troncano contatti di accavallamento di età Serravalliano-Pliocene medio, cioè coeve all'associazione di strutture distensive dei Monti Peloritani. È verosimile ipotizzare quindi che l'originario margine peritirrenico fosse un tempo confinato al solo edificio kabilo-calabride. La tettonica di collasso delle aree peritirreniche nebrodiche sarebbe intervenuta solo dopo l'esposizione del settore nebrodico lungo il margine tirrenico, in seguito al progressivo avanzamento del settore peloritano verso SE. Complessivamente quindi gli effetti della migrazione del margine tirrenico diventano via via più recenti andando da est verso ovest.

Ulteriori sistemi di faglie controllano la costa ionica della Sicilia nord-orientale, conferendole la forma di angolo ottuso molto aperto con vertice in corrispondenza dell'Etna. Tale andamento è determinato dall'incontro delle faglie orientate NNW-SSE della Scarpata Ibleo-Maltese e le faglie orientate NNE-SSW della cosiddetta "Scarpata Etna-Messina" (LENTINI *et alii*, 1996). I due sistemi di faglie provocano il collasso delle unità affioranti in terraferma. Se da un lato la "Scarpata Ibleo-Maltese" è un chiaro lineamento litosferico (SARTORI *et alii*, 1991; LENTINI *et alii*, 1996), dall'altro esistono ancora incertezze sulla reale definizione della "Scarpata Etna-Messina". Quest'ultima corrisponde ad una scarpata di faglie lungo la quale si realizzano 2000 metri di dislivello, immediatamente al largo della costa. Faglie appartenenti a questo sistema sono riconoscibili lungo la linea di costa e nelle aree a terra immediatamente retrostanti. Il fascio di faglie di questo sistema affiora estesamente nelle aree di Messina, dove si presenta come una complessa zona di taglio caratterizzata da segmenti di faglie *en-échelon* orientati NE-SW e disposti secondo un allineamento NNE-SSW, lungo la sponda messinese dello Stretto di Messina. La geometria della zona di taglio suggerirebbe almeno una componente destra di movimento lungo il taglio principale. Ciò è compatibile con i dati cinematici raccolti lungo alcuni segmenti di faglie orientate NNE-SSW, lungo le quali sono stati riconosciuti

indizi di movimento prevalentemente normale con una componente trascorrente destra. Le faglie del Sistema Etna-Messina troncano trasversalmente diverse unità sia della Catena Kabilo-Calabride che della Catena Appenninico-Maghrebide, che si ritrovano sprofondate di migliaia di metri sul fondo del Mare Ionio a formare il cosiddetto Rise di Messina (SARTORI *et alii*, 1991). Esse inoltre dislocano anche gli elementi strutturali recenti della "Linea dell'Alcantara" legati al "Sistema Sud-Tirrenico". Le faglie della Scarpata Etna-Messina si prolungano verso sud fino al versante nord-orientale dell'Etna, dove si ricollegano alle terminazioni delle faglie della Scarpata Ibleo-Maltese.

L'eventuale natura litosferica del sistema di faglie della Scarpata Etna-Messina deve essere identificata tramite una migliore conoscenza dei dati a mare e della sismica profonda. Tale indagine rivestirebbe una significativa importanza considerando la collocazione dell'Etna al punto nodale tra i due sistemi.

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., ZANNETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- ATZORI P. (1968) - *Studio geologico-petrografico dell'affioramento mesozoico di Ali Terme (Messina)*. Atti Acc. Gioienna Sc. Nat. Catania, **20**, 134-172.
- ATZORI P., CARVENI P., LENTINI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1977) - *Posizione strutturale dei lembi meso-cenozoici dell'Unità di Rocca Novara nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 331-338.
- BEN AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione neogenico-quadernaria nel Mediterraneo Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 453-462.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S., & MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 429-458.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian arc and the Ionian sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. Marine Geology, **55**, 219-245.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G. & PERRONE V. (1982) - *I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità di Novara*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 157-172.
- BURROLLET P.F., MUGNIOT G.M. & SWEENEY P. (1978) - *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania*. In: NAIRN A., KANES W. & STELHI F.G., Eds., *The Ocean basins and Margins*, Plenum Press, New York, 331-339.
- CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. & MONACO C. (1990) *Carta Geologica della Sicilia centro-orientale. Scala 1:50.000*; S.EL.CA, Firenze.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & VINCI G. (1994) - *Carta Geologica dei Monti di Taormina (Sicilia nord-orientale). Scala 1:25.000*; S.EL.CA, Firenze.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1982) - *Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud-orientale dal Cretaceo al Quaternario*. Mem. Soc. Geol., It., **24**, 362-386.
- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcareni di Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a middle Miocene sea-level high stand*. Giorn. Geologia, **55**(2), 105-116.
- CARMISCIANO R., LENTINI F. & PUGLISI D. (1981a) - *Caratteri petrografici ed evoluzione tettonico-sedimentaria della Formazione di Piedimonte (Sicilia Nord-Orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **37**, 91-104.

- CARMISCIANO R., GALLO L., LANZAFAME G. & PUGLISI D. (1981b) - *Le calcareniti di Floresta nella costruzione dell'Appennino Calabro-Peloritano (Calabria e Sicilia)*. Geologica Romana, **20**, 12 pp.
- Carta geologica del Monte Etna* (1979) - *Scala 1:50.000*, a cura di ROMOLO ROMANO, Ed. L.A.C. Firenze,.
- Carta Geologica del Golfo di Patti* (1993) - *Scala 1:25.000*, direttore dei rilevamenti FABIO LENTINI, S.E.L.C.A., Firenze.
- CASSOLA P., GIAMMARINO S. & PUGLISI D. (1990) - *Il Flysch di Monte Sorò: caratteri e significato geodinamico di un flysch cretaceo ad affinità "maurétanien" nel segmento siculo della Catena Maghrebide*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., **23**, 93-117.
- CATALANO S. (1996) - *Il contributo dei dati morfologici nella determinazione dello stato di attività di faglie neotettoniche: esempio del versante meridionale dei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. In Riassunti Convegno AIQUA "Il ruolo della geomorfologia nella Geologia del Quaternario", Napoli 27-29 Febbraio 1996.
- CATALANO S. & CINQUE A. (1995) - *L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare*. Studi Geol. Camerti, stesso volume.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1996) - *Nuovi dati geologici e stratigrafici sul Flysch di Capo d'Orlando nei Peloritani orientali (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 16 pp.
- CATALANO S., DI STEFANO A. & VINCI G. (1996) - *Tettonica e sedimentazione nell'Oligo-Miocene lungo l'allineamento Raccuia-Novara di Sicilia-Capo S. Alessio nei M.ti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 13 pp.
- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1991) - *Caratteri strutturali dell'evento alpino nella serie mesozoica di Ali e nella unità metamorfica di Mandanici (Peloritani orientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 263-272.
- CIRRINCIONE R., GRASSO M., TORELLI L., ATZORI P. & MAZZOLENI P. (1995) - *The porphyritic clasts of the tortonian conglomerates of north-central Sicily: palaeogeographic and palaeotectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 131-145.
- COLTRO R. (1967) - *Paleogeografia dell'Eocene siciliano e deduzioni petrolifere*. Atti Acc. Gioenia sc. nat. Catania, **19**, 193-240.
- CRISTOFOLINI R., LENTINI F., PATANÈ G. & RASÀ R. (1979) - *Integrazione di dati geologici, geofisici e petrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 239-247.
- DEWEY J.F., HELMAN L.M., TURCO E., HUTTON D.W.H. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. Spec. Pubbl. Geol. Soc. London, **45**, 265-283.
- DI STEFANO A. & LENTINI R. (1995) - *Ricostruzione stratigrafica e significato paleotettonico dei depositi plio-pleistocenici del margine tirrenico tra Villafranca Tirrena e Faro (Sicilia nord-orientale)*. Studi Geol. Camerti, stesso volume.
- FERRARA V. (1974) - *Stratigrafia della successione cretaceo-eocenica di Piedimonte Etneo (Catania)*. Riv. Min. Sic., **148-150**, 1-23.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. e Appl., **24**, 247-426.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geofis. Teor. e Appl.; vol. **28**, n. 110, 75-156.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale - Arco calabro - Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.
- GARGANO C. (1994) - *Carta geologica di Messina e del settore nord-orientale dei Monti Peloritani (Sicilia NE)*. *Scala 1:25.000*, S.E.L.C.A., Firenze.
- GHISETTI F., PEZZINO A., ATZORI P. & VEZZANI L. (1991) - *Un approccio strutturale per la definizione della Linea di Taormina: risultati preliminari*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 273-289.
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S., PISANO A., PROFETA R. & RUNFOLA P. (1989) - *La "Linea di Taormina": residuo epidermico di una paleostruttura crostale del fronte cinematico maghrebide?* Atti 8° Convegno annuale del G.N.G.T.S, Roma 7-9 novembre 1989.
- GRASSO M., GUERRERA F., LOIACONO F., PUGLISI D., ROMEO M., BALENZANO F., CARMISCIANO R., DI PIERRO M., GONZALEZ-DONOSO J.M. & MARTIN-ALGARRA A. (1987) - *Caratterizzazione sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di "successioni miste" infra-mioceniche affioranti in Spagna (Catena Betica) e in Italia meridionale (Monti Nebrodi e Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 475-516.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Minerar. Siciliana, **145-147**, 27-51.
- LENTINI F. (1982) - *The geology of the Mount Etna basement*. Mem. Soc. Geol. It., **23**, 7-25.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geofis. Teor. e Appl., **36** (141-144), 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., ROMEO M., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1995) - *Sedimentary evolution of basins in mobile belts: examples from Tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts (NE Sicily)*. Terra Nova, Vol. speciale **7** (2), 161-170.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1996) - *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 17 pp.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990b) - *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 495-502, Milano.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990a) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena Appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale (1990), 19-26.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. Convegno della S.G.I. su: "Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide"; Naxos/Pergusa, 60 pp.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - *Le successioni meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 537-554.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of Arc migration driving by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.
- MAZZOLENI P. (1991) - *Le rocce porfiriche nel conglomerato basale della formazione di Stilo - Capo d'Orlando*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 557-565.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**, 183-212.
- 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*. Atti Acc. Naz. Lincei, **80**, 157-176.
- SARTORI R., COLALONGO M.L., GABBIANELLI G., BONAZZI C., CARBONE S., CURZI P.V., EVANGELISTI D., GRASSO M., LENTINI F., ROSSI S. & SELLI L. (1991) - *Note stratigrafiche e tettoniche sul rise di Messina (Ionio nord-occidentale)*. Giornale di Geologia, ser. 3^a, **53/2**, 49-64.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and Sicily*. Montecarlo, 24° Congress Assembly Plenaire C.I.E.S.M. Com. Geol. Geoph. Marines, 1974.
- SCANDONE P., PATACCA E., RODICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWASON M., CHERZAR H., MILLER E., MCKENZIE J. & ROSSI S. (1981) - *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean)*. A.A.P.G. Bull., **65**, 1299-1319.
- TRUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sc., Paris.

