

FABRIZIO NIGRO

L'UNITÀ LONGI-TAORMINA NEL SETTORE
DI S. AGATA DI MILITELLO (MESSINA):
STUDIO GEOLOGICO PRELIMINARE

RIASSUNTO

Alcuni risultati preliminari, relativi alla stratigrafia ed all'assetto strutturale dei terreni carbonatico-terrigeni meso-cenozoici, di copertura al basamento cristallino dell'Unità geometricamente più bassa dell'Edificio Peloritano (Unità Longi-Taormina), affioranti nell'area compresa tra S. Fratello e Militello Rosmarino (Messina), evidenziano l'esistenza di più scaglie tettoniche impilate e sovrascorse sulle sottostanti Unità Sicilidi (Flysch di Monte Soro). L'età delle deformazioni appare compresa tra l'Oligocene ed il Miocene inferiore.

L'analisi delle facies ha permesso di individuare degli ambienti deposizionali diversi caratterizzati da una sedimentazione tipica di piattaforma carbonatica liassica evolvente ad ambienti pelagici che perdurano fino all'Eocene superiore. La successiva sedimentazione sintettonica oligo-miocenica è invece costituita da prevalenti depositi conglomeratici noti con la denominazione formale di Flysch di Capo D'Orlando.

SUMMARY

The Longi-Taormina Unit in the S. Agata di Militello sector (Messina): a preliminary geological study.

Preliminary data on the stratigraphy and the structure of the meso-cenozoic sedimentary covers of the lowermost Peloritani tectonic Unit (Longi-Taormina Unit), between S. Fratello and Militello Rosmarino (Messina), point out the presence of tectonic sheets overthrusting Sicilidi Units (Flysch di Monte Soro). The age of deformation is Oligocene-early Miocene.

Facies analysis allows us to recognize different depositional environment characterized by liassic carbonate platform sedimentation evolving to pelagic environments up to late Eocene.

Sussessively Oligo-Miocene syn-tectonic sedimentation is characterized by conglomeratic deposits, known as « Flysch di Capo D'Orlando ».

PREMESSA

Nell'area nord-orientale della Sicilia (Monti Nebrodi, Messina) affiorano terreni costituiti da basamento cristallino e dalle relative coperture carbonatico-terrigene meso-cenozoiche (Unità Longi-Taormina Auct.).

Questi terreni, insieme alle sovrastanti Unità cristalline più interne, di probabile origine europea, costituiscono l'Edificio Calabro-Peloritano e sovrascorrono sui depositi terrigeni, appartenenti al Dominio Sicilide (fig. 1).

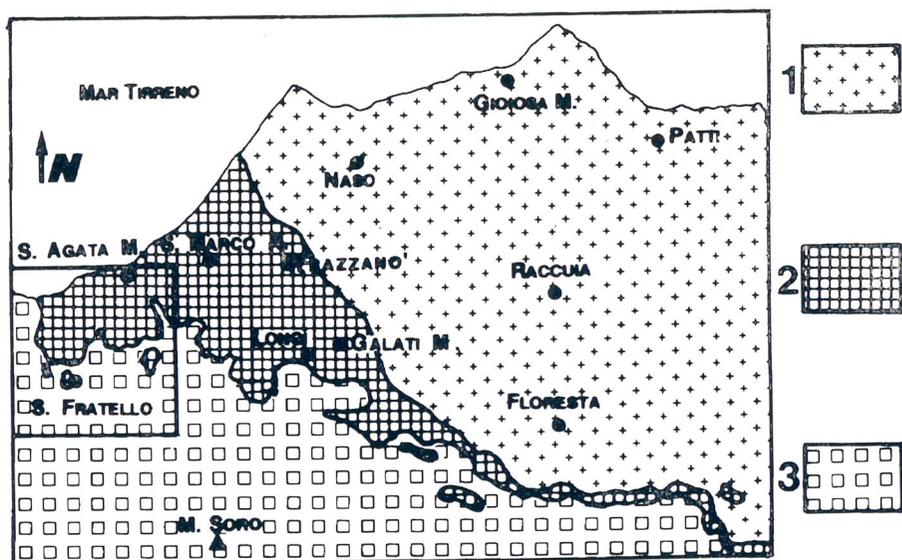


Fig. 1 — Carta degli affioramenti del settore occidentale dell'Unità Longi-Taormina: 1) Metamorfiti di medio ed alto grado; 2) Unità Longi-Taormina; 3) Unità Sicilidi. Il riquadro indica l'area studiata.

L'Unità Longi-Taormina occupa una fascia, ampia pochi chilometri, che decorre secondo una direzione WNW-ESE e si sviluppa, pur con alcune interruzioni in occasione di altrettante depressioni strutturali, tra la costa ionica (Taormina) e quella tirrenica (S. Fratello).

L'estremo settore sudoccidentale di questa fascia, compreso tra S.

Fratello e Militello Rosmarino, è stato oggetto delle ricerche che lo scrivente conduce da qualche anno nell'area peloritana. I risultati di queste ricerche sono qui di seguito riportati.

STUDI PRECEDENTI

L'assetto strutturale dei corpi rocciosi affioranti nella regione peloritana è stato nel tempo oggetto di differenti interpretazioni, anche in relazione alla tematica inerente l'originaria collocazione di questi terreni nei Domini Europeo e/o Africano (STAUB, 1951; GLANGEAUD 1952a-b; CAIRE, 1962, 1970, 1975; CAIRE *et. al.*, 1960; GRANDJACQUET *et. al.*, 1961; OGNIBEN, 1969-1970; DUBOIS, 1970; DIETRICH e SCANDONE, 1972; SCANDONE *et. al.*, 1974; ALVAREZ *et. al.*, 1974; ALVAREZ, 1976; AMODIO MORELLI *et. al.*, 1976; BONARDI *et al.*, 1976; DIETRICH *et al.*, 1976; BOCCALLETTI *et. al.*, 1990).

In particolare, per quanto riguarda l'Unità Longi-Taormina, essa risulterebbe costituita dall'impilamento tettonico di diversi corpi geologici derivanti dalla deformazione di domini paleogeografici tra di loro adiacenti. Tale impilamento sarebbe avvenuto in varie riprese durante il Terziario.

L'individuazione delle varie Unità tettoniche, la loro suddivisione in Unità di ordine minore e soprattutto la correlazione tra le due porzioni affioranti nei settori più periferici (area di Taormina ed area di Longi-S. Fratello), pongono molti problemi a causa delle deformazioni complesse che queste rocce hanno subito.

Il tentativo di riconoscere l'assetto strutturale dei terreni mesozoico-terziari dell'Unità Longi-Taormina è stato nel tempo l'obiettivo di molti ricercatori, tra i quali predominante risulta il contributo di Ogniben e degli Autori francesi.

Ogniben (1960) riconosce all'interno dell'Unità Longi-Taormina la sovrapposizione di due falde (Falda di Longi e Falda di Galati). Duée (1961) suddivide gli affioramenti occidentali dell'Unità Longi-Taormina in tre corpi tettonici sovrapposti denominati, dal basso: 1) Unità di Longi; 2) Unità di Galati e 3) Unità dei Calcari Rossi.

La suddivisione di Ogniben viene ripresa, essenzialmente con il parziale ritorno ai vecchi schemi strutturali, dagli Autori successivi (CAIRE *et. al.*, 1965; DUÉE, 1965; ANDREIEFF e DUÉE, 1966; TRUILLET, 1968; DUÉE, 1969; CAIRE, 1970; etc.).

Questi Autori riconoscono nelle coperture carbonatiche due Unità tettoniche: l'Unità di Longi-Gallodoro e l'Unità di Taormina. La prima, e la più bassa geometricamente di queste Unità, è caratterizzata da depositi ba-

cinali dal Lias all'Eocene, mentre quella superiore è costituita da terreni di piattaforma carbonatica di età liassica, sovrastata da depositi di bacino dell'intervallo Cretaceo-Eocene.

BONARDI *et al.* (1976) ed ARNONE *et al.* (1979) definiscono l'assetto regionale delle strutture individuando tre Unità tettoniche denominate A, B e C (BONARDI *et al.*), oppure Unità di Longi, Unità di S. Marco e Unità di Monte S. Pietro (ARNONE *et al.*).

Alla generale convergenza di opinioni sulla ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica di questo settore di catena, non corrisponde altrettanto accordo tra gli Autori per quanto riguarda l'età delle fasi tettonogenetiche e, soprattutto, circa la relazione tra queste e la contemporanea sedimentazione di tipo terrigeno.

Nel settore di S. Fratello-Militello Rosmarino (Messina) affiorano i terreni dell'Unità Longi-Taormina, i flysch Sicilidi (Flysch di Monte Soro) ed i terreni del Flysch Numidico Auct. Le indicazioni bibliografiche sono spesso riferite a problematiche generali e quindi i rilievi di dettaglio sono scarsi o inesistenti, ad eccezione di Campisi (1958).

Pertanto, nel quadro del Dottorato di Ricerca in Geologia del sedimentario, alcuni dei risultati delle ricerche condotte in quest'area dallo scrivente, permettono di fornire un contributo alla conoscenza della geologia dell'area compresa tra S. Fratello e Militello Rosmarino, con particolare riferimento alle successioni stratigrafiche riconosciute sul terreno.

Sulla base delle ricerche condotte nell'area di S. Fratello-Militello Rosmarino sono state riconosciute un gruppo di Unità tettoniche, impilate tra di loro e sovrascorse sulle sottostanti Unità interne Sicilidi (fig. 2).

All'interno delle Unità tettoniche sono a volte riconoscibili corpi di dimensioni minori con geometrie da duplex e superfici di scollamento, a luoghi responsabili di apparenti e parziali elisioni di termini stratigrafici intermedi.

Nel loro complesso i corpi tettonici sono rappresentati da terreni compresi tra il Paleozoico e il Miocene inferiore.

Le Unità tettoniche e i loro rapporti spaziali sono stati riconosciuti sulla base di osservazioni effettuate in varie località (vedi fig. 3).

Il rilevamento è stato effettuato con un supporto cartografico in scala 1:10.000 ed è visibile sinteticamente nella tavola fuori testo.

STRATIGRAFIA

I terreni affioranti nell'area studiata (vedi la carta geologica a scala 1:25.000 qui allegata), appartengono alle Unità tettoniche Calabridi, Sici-

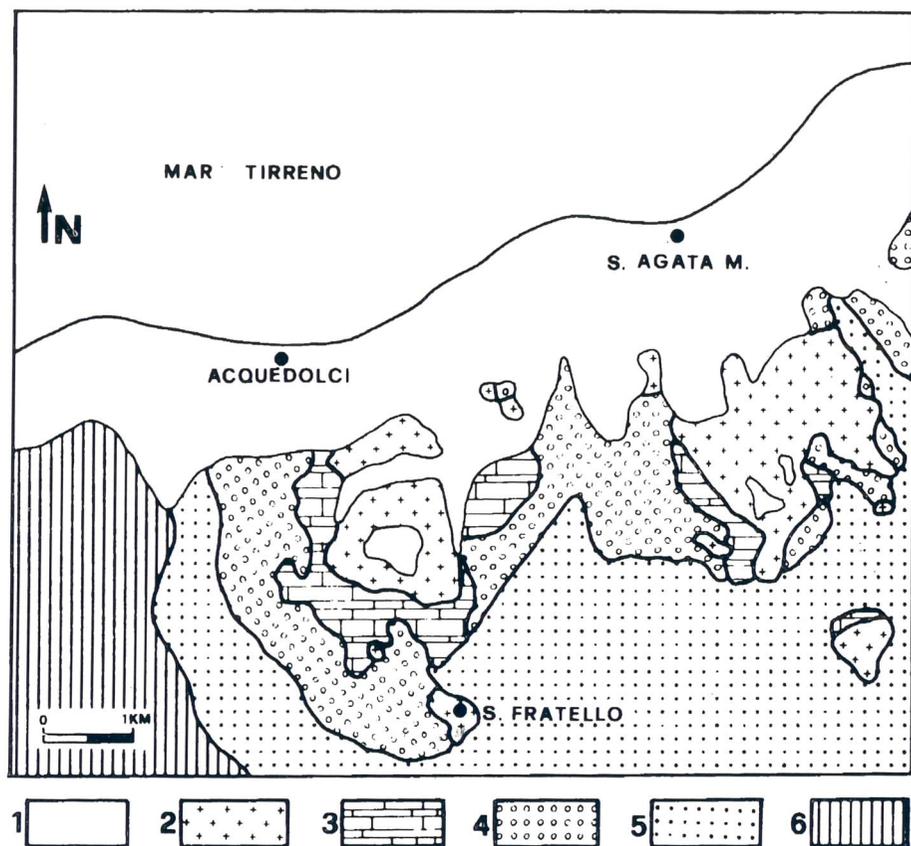


Fig. 2 — Carta strutturale dell'area in esame: 1) Depositi pleistocenici; 2) Unità tettonica superiore (costituita da prevalenti filladi e carbonati di piattaforma, Unità Monte S. Fratello); 3) Unità tettonica intermedia (costituita da prevalenti depositi bacinali liassico-cocenici, Unità Iria); 4) Unità tettonica inferiore (costituita da prevalenti depositi oligo-miocenici, Unità Rocca Carboni); 5) Unità del Flysch di Monte Soro; 6) Unità del Flysch Numidico.

lidi ed alle Unità del Flysch Numidico. In questi terreni sono state riconosciute un gruppo di Unità litologiche limitate da superfici di discontinuità (Figg. 3 e 4). Le unità così individuate nell'area corrispondono a volte ad Unità litostratigrafiche già note.

TERRENI DELL'UNITÀ DEL FLYSCH NUMIDICO

Questi terreni affiorano nell'area sud-occidentale rilevata e sono dati da alternanze di quarzareniti giallastre e di argilliti brune fogliettate. Lo

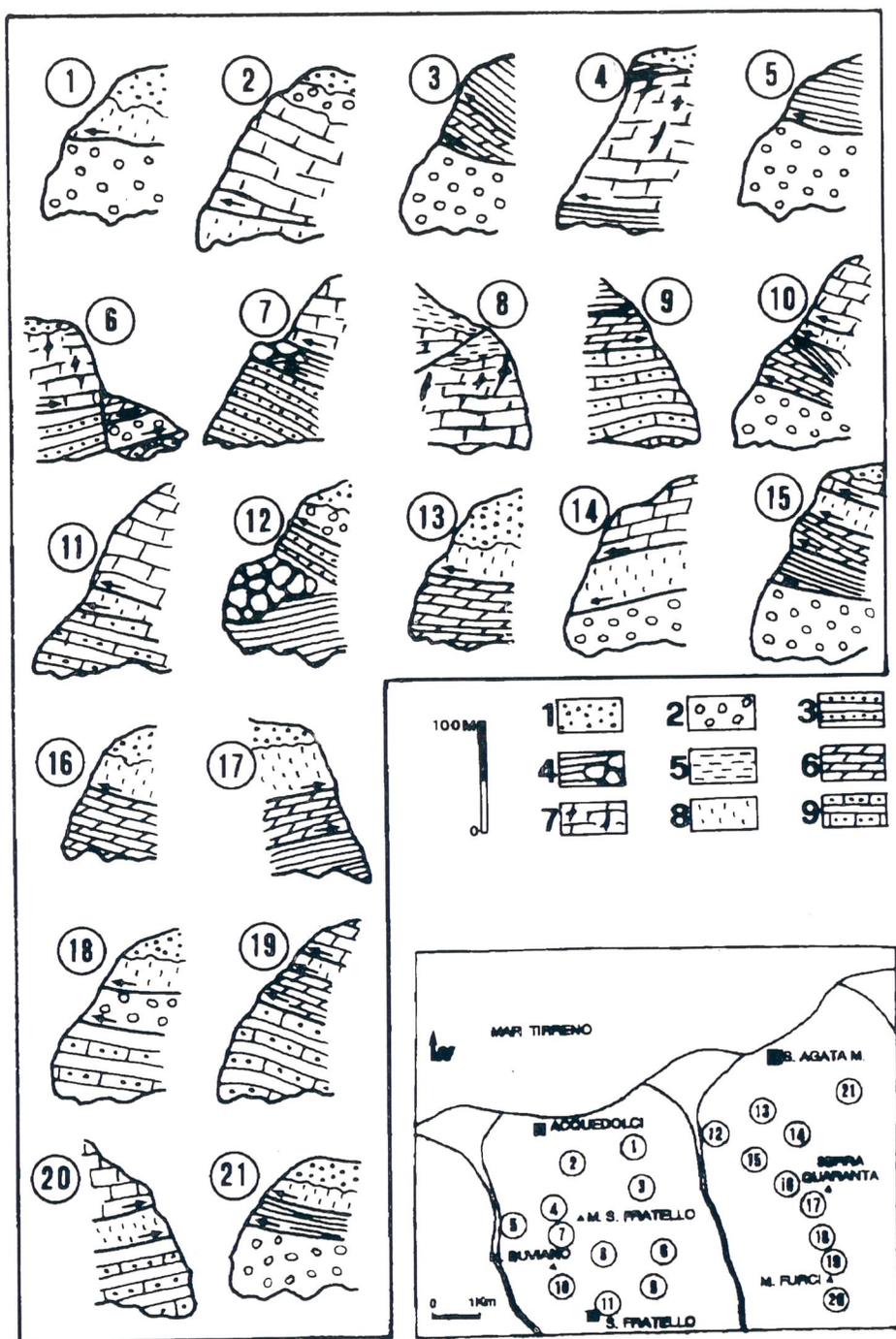


Fig. 3 — Sezioni colonnari locali e relative ubicazioni: 1) Depositi pleistocenici; 2) Depositi del Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene sup.-Miocene inf.); 3) Depositi del Flysch di Frazzanò (Eocene sup.-Oligocene); 4) Marne con megabrecce della Formazione Militello (Cretaceo-Eocene sup.); 5) Calcari nodulari (Malm); 6) Alternanze calcareo-marnose, marne rosse e verdi, radiolariti (Lias medio-Dogger); 7) Carbonati di piattaforma con filoni (Lias inf.); 8) Filladi (Paleozoico); 9) Depositi del Flysch del Monte Soro. Le frecce indicano superfici di discontinuità meccanica.

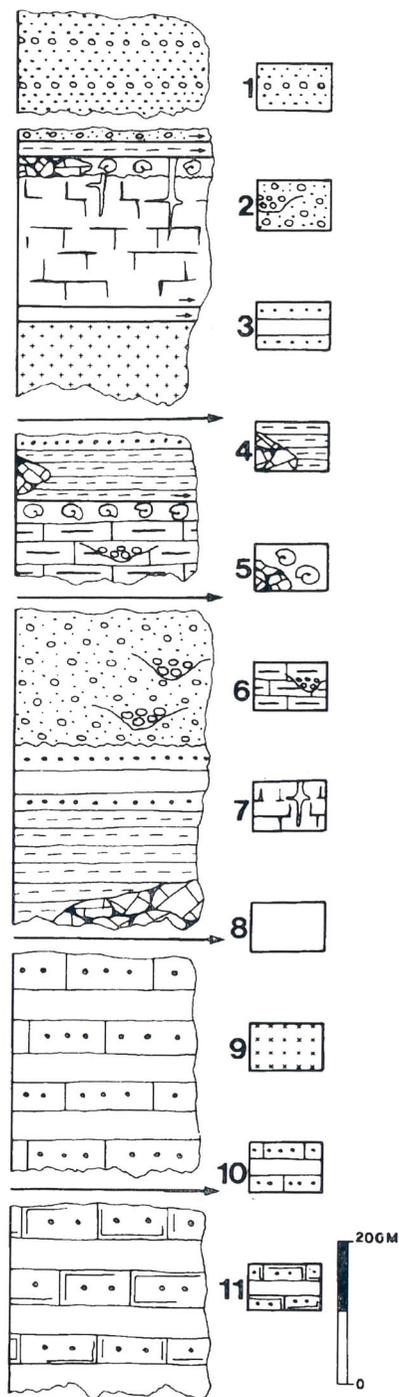


Fig. 4 — Sezioni colonnari sintetiche: 1) Depositi pleistocenici; 2) Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene sup. - Miocene inf.); 3) Flysch di Frazzanò (Eocene sup.-Oligocene); 4) Formazione Militello (Cretaceo-Eocene sup.); 5) Marne rosse e verdi, calcari nodulari e radiolariti (Lias sup.-Dogger); 6) Alternanze calcareo-marnose in facies di Medolo (Lias medio-sup.) 7) Carbonati di piattaforma con filoni (Lias inf.); 8) « Anageniti »; (Hettangiano); 9) Filladi (Paleozoico); 10) Torbiditi del Flysch di Monte Soro (Cretaceo); 11) Torbiditi del Flysch Numidico (Oligocene-Miocene).

spessore medio dei banchi arenacei è di circa 1-1,5 metri, mentre quello delle argilliti varia da 0,3 a più di 1 metro. Lo spessore totale di questi terreni supera i 250 metri.

TERRENI DELLE UNITÀ SICILIDI

Le successioni terrigene Sicilidi (OGNIBEN, 1960) sono costituite da alternanze di quarzareniti grossolane verdastre o grigio scure ed argilliti fogliettate di colore verde o rosso vinaccia, con potenze dei banchi di 0,8-1 metro (Flysch di Monte Soro, membro quarzarenitico, Paleogene-Cretaceo) e da alternanze di calciliti e/o calcareniti grigio-nerastre, con spessori variabili dai 10 ai 20 cm, ed argilliti grigie fogliettate, con spessori variabili dai 20 ai 50 cm (Flysch di Monte Soro, membro carbonatico, Cretaceo).

Lo spessore del Flysch di Monte Soro, che affiora estesamente in tutta l'area meridionale rilevata (sezioni 9, 11, 18, 19 e 20 della fig. 3), supera i 300 metri.

TERRENI DELL'UNITÀ LONGI-TAORMINA

I terreni più antichi di quest'Unità sono costituiti da filladi cloritiche e/o sericitiche, a luoghi grafitose, con lenti di metacalcarei macrocristallini di colore grigio scuro, associate a semiscisti seritici grigio chiari o verdastri, con numerose lenti o vene di quarzo. L'età è ritenuta dagli A.A. paleozoica (es. TRUILLET, 1968). Lo spessore varia da pochi metri a circa 180. Questo basamento cristallino affiora diffusamente poco ad est delle Frazioni di Iria e Vallebruca (sezioni 15, 16, 17, 18, 19 e 20 della fig. 3), fino a Monte Scurzì (sezione 21 della fig. 3), mentre altri limitati affioramenti sono visibili nell'area compresa tra gli abitati di Acquedolci e S. Fratello (sezioni 1, 2, 10 e 11 della fig. 3).

Sul basamento cristallino, separati da una superficie regionale di discontinuità meccanica, si rinvengono pochi metri di arenarie e microconglomerati continentali quarzosi, di età hettangiana (LENTINI, 1973, 1975) o con maggiore probabilità pre-liassica (BAUDELLOT *et. al.*, 1988). Essi sono clasto-sostenuti (con rari elementi filladici) di colore variabile dal rosso intenso al grigio chiaro, spesso organizzati in banchi con spessori di 1-1,5 metri ed alternati ad argilli rosso-violacee. Questi depositi sono stati variamente denominati con i nomi di « Arenarie anagenitiche e conglomerati » (MAUGERI PATANÈ, 1932), « Anageniti » (CAMPISI, 1960), « Arenarie di Longi » (COLACICCHI e FILIPPELLO, 1966), « Verrucano » (DUÉE, 1969).

La parte sommitale dei depositi hettangiani è limitata da un'altra superficie regionale di discontinuità meccanica, al di sopra della quale si rinvengono delle successioni di piattaforma carbonatica, ben descritte per aree limitrofe da Maugeri Patanè (1932), costituite da calcareniti bioclastiche con foraminiferi bentonici, biopelmicriti, calcareniti oolitiche e pelmicriti grigie massive (LENTINI, 1973, 1975). In questa successione si intercalano talora microconglomerati canalizzati, con granuli a prevalente componente silicea. La base dell'Unità mostra una intensa cataclasizzazione e una dolomitizzazione che preserva solo a tratti le strutture originarie. Lo spessore varia da 50 a circa 250 metri. L'età dei calcari di piattaforma carbonatica appare compresa tra il Sinemuriano ed il Lias inferiore.

Le successioni carbonatiche di piattaforma affiorano estesamente nell'area compresa tra gli abitati di Acquedolci e S. Fratello (sezioni 2, 4, 6, 7, 8, 10 e 11 della fig. 3), a sud di S. Agata (sezioni 14 e 15 di fig. 3), a Monte Furci (sezioni 19 e 20 di fig. 3) e a Monte Scurzi.

È ancora un contatto meccanico regionale quello che separa le successioni carbonatiche di piattaforma dal deposito stratigraficamente superiore che è rappresentato da alternanze decimetriche di biomicriti marnose grigio-blustre con liste e noduli di selce nera e noduli di limonite (con radiolari e spicole di spugne) ed argille laminate grigie (Alternanza calcareo-marnosa in facies di Medolo Auct.). L'Unità contiene talora olistoliti calcarei e livelli di breccie. Lo spessore varia da 50 a 150 metri, mentre l'età appare compresa tra il Carixiano e il Domeriano (LENTINI, 1975).

Questi depositi affiorano estesamente nei pressi di Contrada Nicetta, Contrada S. Anna (sezione 3 della fig. 3), Monte Buviano (sezione 10 della fig. 3) e Contrada S. Giorgio (S. Fratello, sezione 9 della fig. 4) e nei pressi dell'area compresa tra le Frazioni di Iria, Vallebruca e di Serra Quaranta (sezioni 15, 16, 17 e 19 della fig. 3).

All'alternanza calcareo-marnosa in facies di Medolo seguono, in paraconcordanza, marne grigio chiare, calcilutiti marnose verdi e rosse, calcari nodulari rossi (Ammonitico Rosso inferiore Auct.) e radiolariti rosso vinaccia (MAUGERI PATANÈ, 1932; COLACICCHI, 1958; SIRNA, 1962). Lo spessore complessivo di questi depositi si aggira intorno ai 30-50 metri. L'età è compresa tra il Lias superiore ed il Dogger.

Il Malm è rappresentato da calcisiltiti rosse laminate di aspetto nodulare (Ammonitico Rosso superiore Auct.). La macrofauna presente è data da ammoniti, rinchonelle e *Bositra buchi*. Questi depositi si riscontrano sovente in filoni sedimentari all'interno dei carbonati di piattaforma insieme a breccie ad elementi di piattaforma carbonatica, con matrice siltitica rossa contenente *Saccocoma* sp. e *Globochaete* sp. Lo spessore si aggira intorno ai 30-60 metri.

I depositi del Dogger-Malm passano, tramite una superficie di contatto meccanico evidenziata a scala regionale, a pelagiti costituite da marne e calcari marnosi rossi, con intervalli di brecce e microbrecce costituite da clasti di carbonati di piattaforma liassica (Formazione Militello Auct.). L'Unità contiene microfaune a foraminiferi pelagici (*Globotruncana arca*, *Globotruncana tricarinata*, *Globotruncana contusa*, *Globorotalia formosa*, *Globorotalia gr. rex aragonensis*, *Globigerina venezuelana*, *Globigerinapsis gr.* ed orbitoidi risedimentati verso l'alto). Lo spessore varia da 50 a 200 metri. La Formazione Militello ha un'età compresa tra l'Eocene sup. ed il Cretaceo (OGNIBEN, 1960; SIRNA, 1962; COLTRO, 1967) ed è nota con il termine informale di « scaglia ». Essa affiora a Contrada Nicetta (sezione 5 della fig. 3), a Contrada S. Anna (S. Fratello, sezione 3 della fig. 3), nei pressi dell'abitato di S. Fratello (sezioni, 6, 7, 8, 9 e 10 della fig. 3), a Rocca Carboni (Torrente Inganno, sezione 12 della fig. 3) e nei pressi delle Frazioni di Iria e Vallebruca (sezioni 15 e 17 della fig. 3).

I depositi della Formazione Militello passano gradualmente ai soprastanti depositi terrigeni del Flysch di Frazzanò (OGNIBEN, 1960), come ad esempio è visibile nei pressi di S. Fratello o a Rocca Carboni (sezione 12 della fig. 3).

Il Flysch di Frazzanò è costituito da alternanze di arenarie arcosiche rossastre ed argilliti rosso-verdastre con scarsa microfauna pelagica (*Globorotalia gr. cerroazulensis*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina venezuelana*, oltre a *Textularia sp.*, *Valvulina sp.*, *Nodosaria sp.*, *Ammodiscus sp.*, *Hyperammia sp.*, *Cyclammia sp.* e *Hantkenina sp.*). Questi depositi hanno caratteri di vere e proprie torbide (LENTINI, 1975). Verso l'alto la componente micacea di queste torbiditi, che possiedono livelli arenacei inizialmente centimetrici e con ispessimenti graduali e regolari (fino a 80 cm), diventa sempre più abbondante, mentre iniziano i primi depositi microconglomeratici, ad elementi granitici, canalizzati e di modesto spessore. Lo spessore varia da pochi metri a circa 70. L'età di queste successioni torbiditiche è compresa tra l'Oligocene e l'Eocene superiore (OGNIBEN, 1960) o essenzialmente eoceniche per Duée (1969). Il Flysch di Frazzanò affiora solo nei pressi dell'abitato di S. Fratello (sezione 7 della fig. 3), alla base di Rocca Carboni (Torrente Inganno, sezione 12 della fig. 3) e poco a nord di Monte Furci.

In discordanza sui terreni prima descritti si rinvengono i depositi terrigeni del Flysch di Capo d'Orlando Auct. Questi terreni sono costituiti da arenarie arcosiche e/o feldspatiche giallo-brune con conglomerati canalizzati, ad elementi prevalentemente granitico-gneissici e con intervalli caratterizzati da alternanze decimetriche di arenarie arcosiche marroni ed argille sabbiose brune. Questi depositi sono interessati al loro interno da pro-

fonde superfici di erosione. L'associazione microfaunistica osservata è data da *Globigerina occlusa*, *Globoquadrina* gr. *dehiscens*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia obesa*, *Globorotalia opima*, *Morozovella* gr. oltre che da *Globigerinoides* sp. e *Lepidocyclina* sp. Lo spessore varia da 30 ad oltre 200 metri. L'età di questi depositi è compresa tra il Burdigaliano (BONARDI *et al.*, 1980) e l'Oligocene. I depositi del Flysch di Capo d'Orlando affiorano estesamente in destra orografica del Torrente Furiano (sezioni 12, 14 e 15 della fig. 3, nelle Contrade S. Giorgio e S. Anna (S. Fratello, sezioni 3 e 9 della fig. 3), nei pressi delle Frazioni di Iria e Vallebruca (sezione 18 della fig. 3) e ad ovest di Monte Scurzì (Militello Rosmarino, sezione 21 della fig. 3).

Le successioni calabridi nel loro complesso sono coperte in discordanza da depositi pleistocenici (fide HUGONIE 1974, 1982) caratterizzati da arenarie quarzose giallo-rossastre, poco cementate, con livelli conglomeratici di spessori decimetrici, clasto-sostenuti e ad elementi anch'essi prevalentemente quarzosi. Il loro spessore varia da 10 a 70 e più metri. Questi depositi affiorano prevalentemente nella parte settentrionale dell'area rilevata.

EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE DEI TERRENI CALABRIDI

L'analisi delle facies e strutturale dei vari corpi geologici ha permesso di ricostruire l'evoluzione paleogeografica e paleotettonica dell'area.

Alla sedimentazione paralico-continentale precedente il Lias (BAUDELLOT *et al.*, 1988), che si imposta su terreni cristallini, si sostituisce una sedimentazione di piattaforma carbonatica, con formazione di barre oolitiche e di ambienti lagunari retrostanti. Le barre oolitiche s.s., posizionate a sud-est (attuale) rispetto alle aree di laguna, sono solcate da diversi canali riempiti da elementi ruditici ben arrondati, matrice-sostenuti e a composizione prevalentemente silicea. L'area di provenienza era rappresentata probabilmente da aree emerse, nelle quali affioravano i depositi paralico-continentali alto-triassici.

L'ambiente di piattaforma carbonatica comincia a modificare il proprio assetto fisiografico nel Lias medio, in corrispondenza dell'inizio della sedimentazione pelagica delle alternanze calcareo-marnose in facies di Medolo. Questa sedimentazione sembra a volte di tipo torbido e prodotta da eventi tettonici di tipo distensivo.

L'annegamento della piattaforma preesistente corrisponde quindi ad una fase tettonica distensiva, responsabile dell'ulteriore subsidenza, e della deposizione di conglomerati canalizzati e di breccie provenienti dai margini collassati della piattaforma.

L'ambiente pelagico persiste, ma con fisiografia differente durante tutto il Giurassico (vedasi litologie prima descritte per l'intervallo Dogger-Malm). Durante questo periodo continua l'annegamento differenziale della piattaforma carbonatica liassica a causa del protrarsi della tettonica tensile. Questo regime tettonico produce all'interno della piattaforma carbonatica liassica, già in parte annegata, dei sistemi di fratture beanti. Quest'ulteriore subsidenza è causa di sedimentazione condensata e depositi di massa rappresentati da breccie di collasso all'interno delle fratture o alla base di scarpate di faglie dirette sin-sedimentarie.

A luoghi l'approfondimento delle aree bacinali è caratterizzato dall'arricchimento dei livelli marnosi (marne rosse e verdi) e dalla componente silicea (calcarei diasprigni e radiolariti). Questi depositi si trovano sovrapposti (ad es. nei pressi del cimitero di S. Fratello) direttamente sui carbonati di piattaforma.

Queste aree continuano a rappresentare zone di cerniera più o meno instabili anche durante il Giurassico medio-superiore.

La sedimentazione pelagica cretacico-eocenica risulta piuttosto uniforme in tutto il settore e mostra variazioni sedimentarie in corrispondenza del substrato originario (altofondi e bacini). In particolare, durante questo periodo si osservano dentro i depositi della Formazione Militello addizionali depositi di breccie costituite ancora da elementi provenienti in gran parte dallo smantellamento della piattaforma carbonatica giurassica (megabreccie). Questi livelli di breccie possono essere interpretati come il prodotto di un'attività tettonica identificabile con quella di carattere transpressivo che ha interessato in questo periodo i domini paleogeografici appartenenti al margine continentale africano. Questo regime tettonico causa degli uplift differenziali all'interno delle aree bacinali con conseguente diminuzione della batimetria. La presenza di orbitoidi dentro le porzioni più alte dei depositi emipelagici in facies di « scaglia » è da mettere in relazione con l'esistenza di aree marginali nei settori più interni mentre il progressivo incremento della frazione terrigena indica una provenienza da aree di alimentazione cristalline più interne, le quali sembrano già in fase di impilamento ed emersione durante l'Eocene.

Il progressivo incremento della frazione silicoclastica e micaceo-feldspatica nelle porzioni terminali della Formazione Militello, si identifica gradualmente ma rapidamente con le alternanze di arenarie arcose e/o feldspatiche, con bancate sempre più spesse, ed argille più o meno sabbiose del Flysch di Frazzanò. Questi depositi assumono caratteri di vere e proprie torbide e risultano già una chiara espressione sedimentaria delle incipienti fasi tettogenetiche che dai settori più interni interessano ora quella che comincia a delinearci come Unità Longi-Taormina.

La sedimentazione oligo-miocenica è caratterizzata da depositi terrigeni (Flysch di Capo d'Orlando Auct.) ed avviene in un'area di avanfossa già sottoposta a deformazione. Questi depositi sono rappresentati in prevalenza da corpi conglomeratici canalizzati affioranti estesamente nell'area in studio.

Nei conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando la composizione media dei clasti varia lungo tutta la successione; in particolare a contenuti prevalentemente granitici nelle porzioni medio-basse della successione, si succedono progressivamente composizioni sempre più ricche in carbonati.

Anche il grado di arrotondamento dei clasti ruditici dei corpi conglomeratici presenta una differenziazione verticale: in particolare gli elementi a composizione granitico-gneissica risultano più arrotondati rispetto a quelli a composizione carbonatica.

L'evoluzione di quest'avanfossa, durante la deposizione dei conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando, sembra caratterizzata quindi da una diversificazione negli apporti terrigeni.

Questa diversificazione, unitamente alla posizione geometrica dei corpi conglomeratici, suggerisce che l'alimentazione di questi depositi provenisse inizialmente da aree sorgente relativamente distanti, mentre, successivamente all'imbricazione delle diverse Unità cristalline, le porzioni più alte di questi depositi vengano coinvolti nella deformazione assieme alle aree più esterne nelle quali si trovavano le successioni carbonatiche mesozoico-terziarie. Questi nuovi corpi si identificano come una serie di Unità tettoniche (Unità Longi-Taormina l.s.), le quali durante la fase di impilamento favoriscono la deposizione dei materiali costituenti parte dei corpi conglomeratici superiori.

LE UNITÀ TETTONICHE

Sulla base dell'analisi stratigrafica e strutturale, nei terreni dell'Unità Longi-Taormina affioranti nell'area studiata, sono state riconosciute tre Unità tettoniche impilate tra di loro e sovrascorse sulle Unità Sicilidi geometricamente sottostanti (Flysch di Monte Soro).

La distribuzione areale delle Unità tettoniche è illustrato in fig. 2, mentre i loro rapporti verticali reciproci vengono illustrati nella fig. 5. Questa ricostruzione è stata resa possibile dall'analisi dei rapporti strutturali rilevati nei terreni affioranti e schematizzati in fig. 6.

L'Unità tettonica inferiore (qui denominata Unità Rocca Carboni) è costituita dalla Formazione Militello (schema 9 della fig. 6), dalla successione torbiditica del Flysch di Frazzanò (schema 9 della fig. 6) e dal Flysch

di Capo d'Orlando (schemi 1, 2, 4, 6, 7, 8, 9, 10 e 12 della fig. 6).

L'Unità tettonica intermedia (qui denominata Unità Iria) è costituita dai calcari e marne in facies di Medolo Auct., localmente da marne rosse e/o verdastre deli Dogger, dalle marne e dai calcari marnosi rossi della Formazione Militello (contenenti micro e megabrecce) e dalle alternanze arenaceo-argillitiche del Flysch di Frazzandò. I rapporti con le Unità adiacenti sono visibili negli schemi 1, 2, 4, 6, 7, 8, 10, 11 e 12 della fig. 6.

L'Unità tettonica superiore (qui denominata Unità Monte S. Fratello) è costituita da basamento cristallino (schemi 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11 e 12 della fig. 6) dai conglomerati ed arenarie quarzose rosse liassiche e quindi dalle successioni di piattaforma carbonatica liassica (schemi 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10 e 11 della fig. 6) solcate da filoni sedimentari riempiti da siltiti e breccie di età giurassico-eocenica.

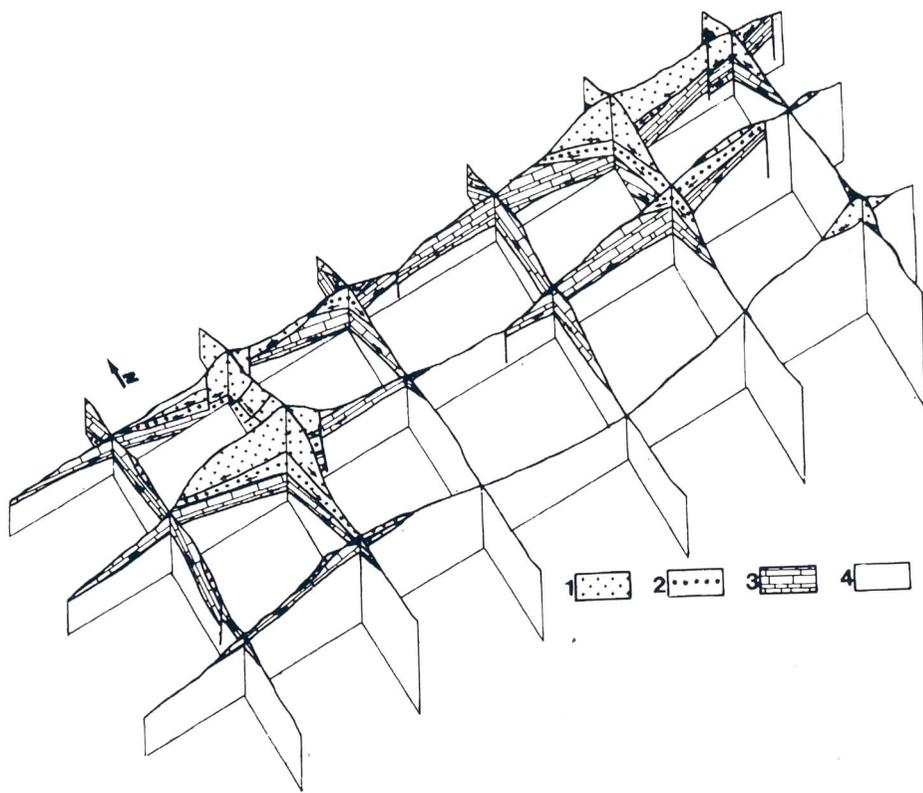


Fig. 5 — Lo stereogramma sintetico dell'area studiata mostra la sovrapposizione delle tre Unità tettoniche riconosciute nei terreni calabridi (Unità Monte S. Fratello (1), Unità Iria (2), Unità Rocca Carboni (3) a loro volta poggianti tettonicamente sulle Unità Sicilidi (Flysch di Monte Soro (4).

Al di sopra dei carbonati di piattaforma seguono, localmente scollate, le marne rosse cretaco-eoceniche della Formazione Militello Auct. (schemi 4 e 5 della fig. 6), e quindi le arenarie arcose e i conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando (schema 3 della fig. 6).

Gli spessori dei vari terreni costituenti le tre Unità tettoniche e le

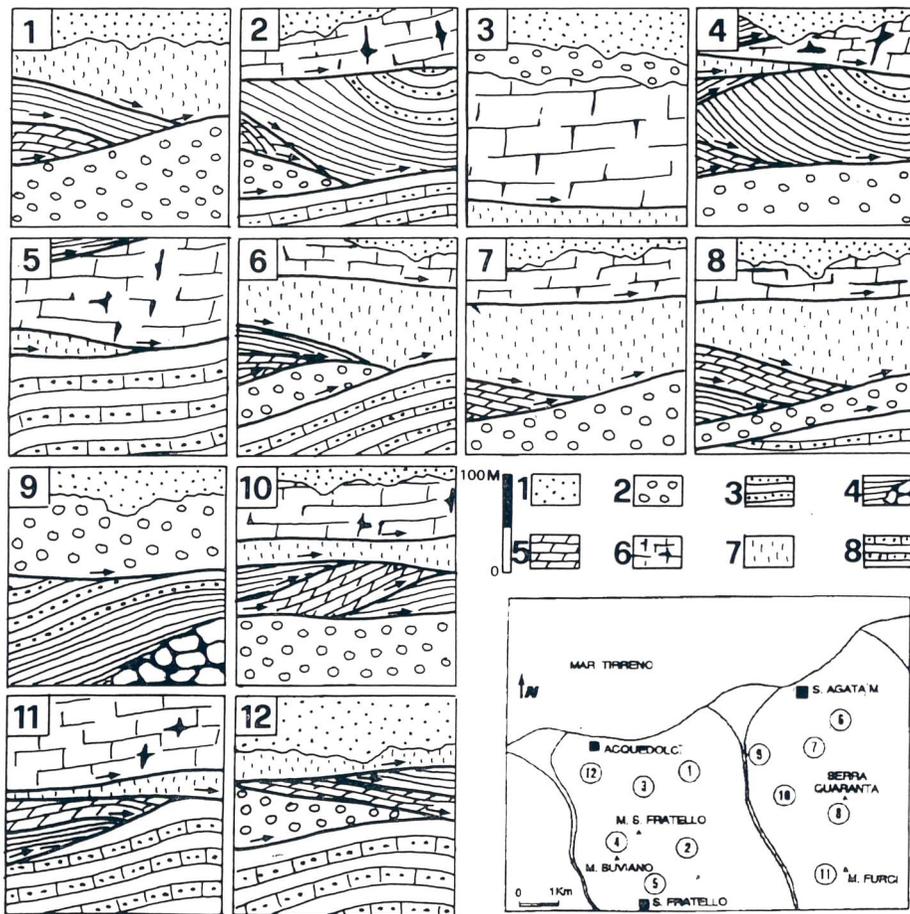


Fig. 6 — Schema rappresentativo dei rapporti strutturali tra i terreni rilevati nelle varie aree indicate nella carta indice. 1) Depositi pleistocenici; 2) Depositi del Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene sup.-Miocene inf.); 3) Depositi del Flysch di Frazzanò (Eocene sup.-Oligocene); 4) Marne con megabrecce della Formazione Militello (Cretaceo-Eocene sup.); 5) Calcari nodulari (Malm); « Alternanze calcareo-marnose », marne rosse e verdi, radiolariti (Lias medio-Dogger); 6) Carbonati di piattaforma con filoni (Lias inf.); 7) Filladi (Paleozoico); 8) Depositi del Flysch del Monte Soro. Lo schema 12 si riferisce all'assemblaggio sintetico dei dati di pozzi.

superfici di scollamento che a luoghi li separano sono stati già descritti in precedenza e sono visibili in ogni caso anche in fig. 6.

L'Unità tettonica più elevata è quindi costituita essenzialmente da calcari di piattaforma carbonatica liassica, mentre le due sottostanti sono rappresentate dalle coperture pelagico-terrigene giurassico-mioceniche.

Le tre Unità tettoniche, pur tra di loro sovrapposte, poggiano in parte anche sui terreni deformati del Flysch di Monte Soro (Unità Sicilidi).

Il rapporto geometrico tra le Unità tettoniche, l'entità degli spessori coinvolti nella deformazione, la presenza di geometrie di tipo duplex e di superfici di scollamento permettono di ricondurre l'assetto strutturale riconosciuto ad un modello di tipo « *thin skinned thrust zone* » (BOYER & ELLIOTT, 1982).

La geometria dei thrusts (ricostruita sulla base dell'analisi mesostrutturale) è caratterizzata da uno stile di ramp e flat. Le superfici di sovrascorrimiento di ordine maggiore si raccordano in profondità su un'unica superficie di discontinuità meccanica debolmente inclinata (« *sole thrust* »). Il « *sole thrust* » calabride ricopre i terreni sicilidi del Flysch di Monte Soro per almeno diversi chilometri.

L'erosione dei terreni calabridi ad opera di torrenti, disposti quasi parallelamente rispetto alla direzione di trasporto delle varie Unità tettoniche, ha prodotto delle buone esposizioni che rendono ben visibili, alla scala dell'affioramento, le superfici di ramp e flat.

Una buona esposizione dei rapporti geometrici è visibile (vedi anche la carta geologica) nel settore nord dell'area (Contrada Scafone Cipollazzi - Rocca Ciarello). Qui l'Unità tettonica geometricamente più elevata (Unità Monte S. Fratello) ricopre, tramite una superficie ad alto angolo, dapprima l'Unità tettonica intermedia (Unità Iria) quindi progressivamente l'Unità tettonica inferiore (Unità Rocca Carboni) ed infine i terreni delle Unità Sicilidi (Flysch di Monte Soro). L'inclinazione di questa superficie diminuisce progressivamente, spostandosi verso sud, nell'area di Serra Quaranta - Monte Furci; essa presenta caratteri di roof-thrust in quanto il pacco di rocce dell'Unità Monte S. Fratello ricopre in quest'area i terreni dell'Unità Iria separati in più corpi deformati con geometria di duplex (schemi 8 e 10 della fig. 6).

Le varie superfici di scollamento presenti all'interno della successione stratigrafica calabride, a scala regionale, sono riconoscibili alla scala degli affioramenti sia per la presenza di piani di scorrimento meccanico che separano le diverse Unità litologiche, sia per l'apparente elisione locale di pacchi di rocce (vedi per esempio la lacuna tra il basamento cristallino e le successioni carbonatiche di piattaforma liassica).

I piani di scorrimento meccanico sono inoltre evidenziati sia dalla pre-

senza di zone di shear (a luoghi spesse anche svariati metri), sia dalla presenza di famiglie di vene riempite da calcite spatica (vedi ad esempio gli affioramenti dei litotipi della Formazione Militello nei pressi di Contrada Iria - Serra Quaranta).

Lo shear ha prodotto un clivaggio penetrativo abbastanza spinto e bande cataclastiche e/o milonitiche (vedi ad esempio gli affioramenti delle successioni carbonatiche di piattaforma nei pressi di Monte Buviano e di Contrada Serra Bernarda). La geometria delle vene riempite da calcite spatica è indicativa del senso di movimento causato dallo stress subito dalle diverse Unità litologiche.

Le superfici di scollamento più significative sono quelle che separano i carbonati di piattaforma liassica dalle più recenti successioni pelagico-terrigene liassico-mioceniche e quelle presenti al tetto ed al letto dei depositi continentali triassici. Di importanza regionale appare la superficie di scollamento ubicabile al tetto delle successioni calcareo-marnose in facies di Medolo, cui si deve probabilmente la parziale elisione delle successioni pelagiche del Dogger-Malm.

DATAZIONE DELLE STRUTTURE

Le deformazioni espresse dall'orientazione dei piani di faglia inverse e degli assi delle mesopieghie rivelano la presenza di almeno due eventi che hanno prodotto nei terreni una deformazione polifasica (fig. 7): un primo sistema di piegamento ha determinato strutture prevalentemente isoclinaliche, con assi orientati in direzione ENE-WSW ripiegate da un secondo sistema caratterizzato da strutture a raggio di curvatura più ampio e con asse orientato in direzione N.

Le due principali fasi deformative precedentemente descritte sono state datate in base alle associazioni microfaunistiche dei livelli più alti dei terreni coinvolti nei thrusts. In particolare è stata riconosciuta una prima fase deformativa almeno posteriore all'Oligocene inferiore-medio che coinvolge i livelli medio-bassi delle successioni torbiditiche (Flysch di Frazzanò) che si ritrovano in posizione geometrica immediatamente sottostante le filladi appartenenti all'Unità geometricamente più elevata e che contengono (pressi Contrade Iria - Valebruca, destra orografica della Fiumara Inganno) un'associazione microfaunistica data da *Globorotalia gr. cerroazulensis*, *Globigerina bulloides* e *Globigerina venezuelana*. La successiva fase miocenica (post Aquitaniano - Burdigaliano) coinvolge invece i livelli sommitali delle successioni terrigene (Flysch di Capo d'Orlando) che si ritrovano in posizione geometrica immediatamente sottostante le serie di bacino appartenenti

all'Unità tettonica intermedia e che contengono (pressi Contrada S. Anna, sinistra orografica della Fiumara Inganno) un'associazione microfaunistica data da *Globigerina occlusa*, *Globoquadrina gr. debiscens*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia obesa*, *Globorotalia mayeri* e *Morozovella gr.*

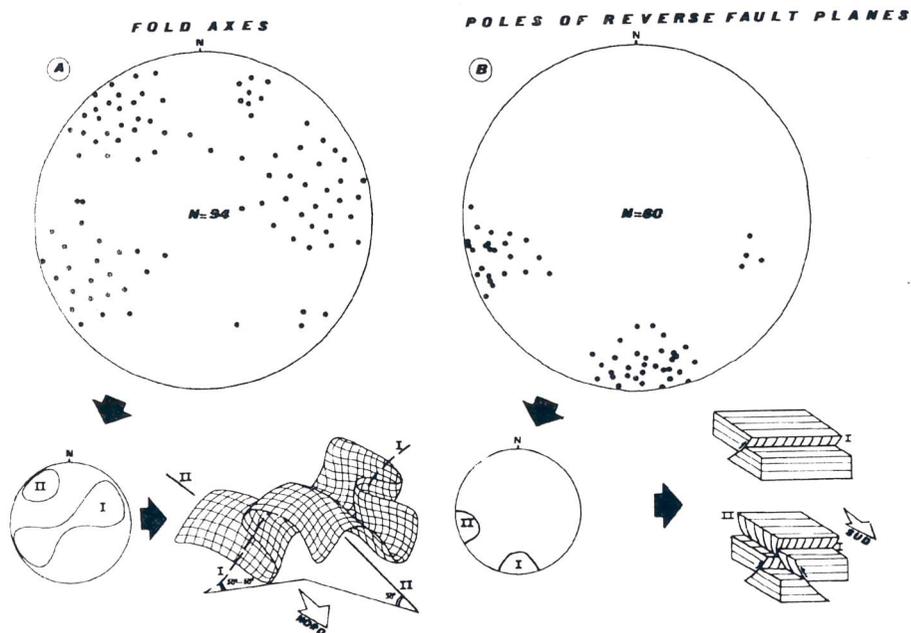


Fig. 7. — Proiezioni stereografiche rappresentative degli assi di piegamento (diagramma A), rilevati nelle alternanze torbiditiche del Flysch di Frazzandò, e dei poli dei piani di faglie inverse (diagramma B), rilevati nei carbonati di piattaforma liassica. La stazione è stata effettuata presso il km. 9,5 della S.S. 289 per Cesarò. Proiezione equiareale di Schmidt, emisfero inferiore.

Questa fase deformativa è responsabile dei ripiegamenti dei vecchi sistemi di deformazione, dei piegamenti dei piani di thrusts preesistenti e della formazione di nuovi sistemi di thrusts.

Infine, la presenza di sistemi di faglie con movimento prevalentemente orizzontale, è da riferire a fasi neotettoniche; l'evidenza in affioramento di questa fase neotettonica risulta dal coinvolgimento nel movimento trascorrente dei depositi pleistocenici (fide Hugonie, 1974, 1982), come è visibile ad esempio nel versante est del Monte S. Fratello oppure a sud di S. Agata di Militello.

DISCUSSIONE: IL MODELLO

Le differenti caratteristiche meccaniche delle Unità litologiche calabridi hanno contribuito in modo determinante al tipo di evoluzione deformativa che i vari terreni hanno subito a seguito degli stress.

Dalle osservazioni condotte sul terreno si può rilevare che l'assetto attuale delle diverse scaglie tettoniche è stato favorito da una serie di processi iniziali di scollamento all'interno della successione stratigrafica ed in particolare tra le coperture pelagico-terrigene liassico-mioceniche ed il substrato della piattaforma carbonatica liassica (fig. 8a).

Lo scollamento, evidenziato da un contatto anomalo tra i carbonati di piattaforma liassica ed i sovrastanti depositi bacinali (deformati in modo differente) produce un raccorciamento diverso delle due successioni litologiche.

Le risposte differenti hanno dato luogo ad una deformazione prevalentemente duttile all'interno dei depositi pelagici, con formazione di diverse famiglie di pieghe e prevalentemente fragile nelle successioni di piattaforma carbonatica, dove si è sviluppata una deformazione secondo piani di taglio visibili sia alla meso- che alla microscala.

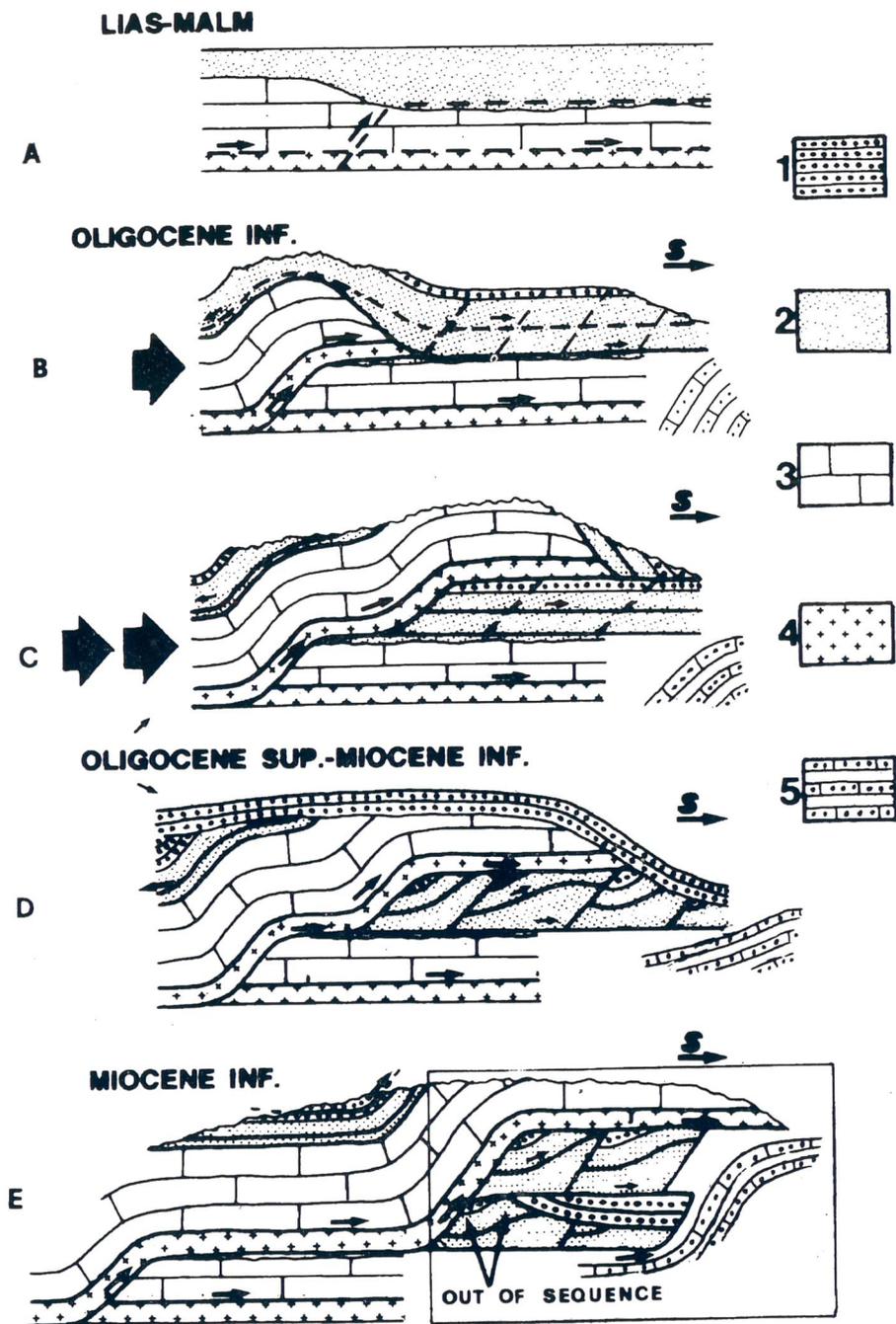
Lo scollamento iniziale delle successioni di bacino sembra aver favorito la formazione di thrusts superficiali ed il movimento delle stesse al di sopra dell'orizzonte carbonatico (fig. 8b).

Anche la sovrapposizione diretta delle successioni pelagico-terrigene calabridi (Unità Ira ed Unità Rocca Carboni) sui terreni sicilidi del Flysch di Monte Soro (ad esempio nei pressi di S. Fratello - Contrada S. Giorgio) può essere riferita ad un meccanismo di scollamento riconoscibile a scala regionale.

Al tempo stesso, la presenza nella pila tettonica di corpi in facies di piattaforma carbonatica privi a luoghi del basamento cristallino e delle sottostanti successioni continentali (ad esempio al di sotto della placca carbonatica che costituisce Monte San Fratello) è da mettere in relazione ancora una volta con la formazione di superfici di scollamento presenti nei livelli inferiori della successione stratigrafica peloritana.

La messa in posto dei corpi di piattaforma carbonatica è avvenuta tramite la formazione di thrusts più profondi e successivi a quelli che in precedenza avevano coinvolto le coperture pelagico-terrigene scollate (fig. 8c).

Questi thrusts più profondi hanno coinvolto l'intera successione stratigrafica peloritana e/o le sole coperture pelagico-terrigene liassico-mioceniche, già scollate e parzialmente imbricate, laddove queste avevano subito già uno spostamento lungo l'orizzonte carbonatico e quindi una sovrapposizione diretta sui terreni sicilidi del Flysch di Monte Soro (fig. 8c).



In quest'area terminale dell'Unità Longi-Taormina, la sovrapposizione dei corpi carbonatici di piattaforma e a tratti del basamento cristallino epimetamorfico (Unità Monte S. Fratello) provoca una nuova sequenza di thrusts sulle coperture pelagiche (Unità Iria) già sovrascorse, assieme all'Unità Rocca Carboni, sui terreni del Flysch di Monte Soro.

La sovrapposizione delle successioni carbonatiche di piattaforma liasica sui terreni pelagici già in parte deformati, ha determinato, secondo questo sviluppo cinematico (thrust envelopment), le geometrie di tipo duplex (BOYER & ELLIOT, 1982) che si osservano all'interno dell'Unità tettonica Iria.

In contatto stratigrafico tra i depositi conglomeratici del Flysch di Capo d'Orlando e le successioni pelagico-terrigene sottostanti può così essere spiegato alla luce di una sedimentazione sintettonica.

I depositi clastici oligo-miocenici si sedimentano su terreni già deformati e/o in via di deformazione (fig. 8d) e partecipano con essi alle successive fasi deformative (fig. 8e). Questo coinvolgimento e progressiva strutturazione dei depositi conglomeratici del Flysch di Capo d'Orlando

Fig. 8 — Modello interpretativo di progressivo impilamento delle scaglie tettoniche dell'area in esame: 1) Depositi terrigeni oligo-miocenici; 2) Depositi pelagici giurassico-eocenici; 3) Depositi di piattaforma carbonatica liassici; 4) basamento cristallino; 5) Terreni delle Unità Sicilidi (vedi spiegazione nel testo). Stadio A (Lias - Malm): durante questo periodo si ha lo sviluppo della sedimentazione carbonatica di piattaforma (Lias), cui segue un approfondimento di alcune aree e quindi una sedimentazione a tratti pelagica (bacini) e a tratti condensata (altofondi pelagici). Le linee a tratti indicano i principali orizzonti lungo i quali si imposteranno, a seguito della tettonogenesi di quest'area, le maggiori superfici di discontinuità meccanica. Stadio B (Oligocene): in questo periodo si produce lo scollamento delle successioni di bacino rispetto a quelle carbonatiche di piattaforma, con la conseguente formazione di thrusts superficiali, e lo scollamento di queste ultime rispetto alle successioni continentali e/o al basamento cristallino, con a luoghi la formazione di strutture con geometrie di tipo duplex; le successioni di bacino cominciano a scorrere lungo l'orizzonte di scollamento e, nelle porzioni periferiche, sovrascorrono sui terreni del Flysch di Monte Soro; le linee a tratteggio indicano l'imbricazione delle successioni di bacino. Stadio C (Oligocene superiore - Miocene inferiore): durante questo periodo si ha la sovrapposizione delle successioni di piattaforma carbonatica al di sopra di quelle di bacino già impilate che quindi assumono a luoghi delle geometrie di tipo duplex; la formazione di questi thrusts più profondi, che coinvolgono non solo le successioni di bacino già scollate ed imbricate, bensì l'intera successione peloritana, determina uno sviluppo cinematico di tipo « Thrust envelopment ». Stadio D (Miocene inferiore): durante questo stesso periodo si ha la deposizione dei conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando che partecipano (Stadio E) alle successive deformazioni dell'Unità Longi-Taormina secondo dei sistemi di taglio fuori sequenza in parte riattivati che portano le Unità tettoniche più interne a sovrascorrere completamente le più esterne fino a ricoprire direttamente i terreni del Flysch di Monte Soro.

all'interno delle scaglie tettoniche è dimostrato dalla presenza degli stessi depositi all'interno dell'Unità Rocca Carboni, geometricamente più bassa.

Nell'area di San Fratello, il fronte dei thrusts delle Unità Calabridi è prodotto da sovrapposizioni di corpi tettonici la cui geometria non rispetta un tipico modello di thrusts in sequenza o « piggy back thrusting » (DAHLSTROM, 1970).

Secondo i modelli correnti di thrusts in sequenza, il fronte dei thrusts dovrebbe coincidere con quello delle Unità tettoniche geometricamente più basse e cioè di quei corpi tettonici delimitati alla loro base da un thrust basale (« *leading fault* », fig. 9).

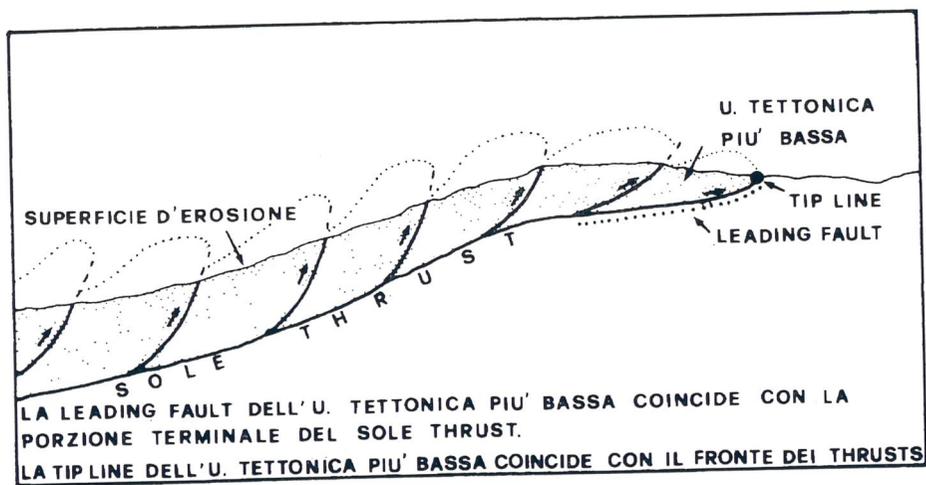


Fig. 9 — Schema indicante un modello di sovrapposizione tettonica mediante thrusts in sequenza.

Nell'area di San Fratello il fronte dei thrusts calabridi non coincide con quello dell'Unità tettonica più bassa (Unità Rocca Carboni), bensì con quello della più alta (Unità Monte S. Fratello). Infatti, come è possibile vedere sulla carta geologica, in alcune aree si osserva che il fronte di thrust dell'Unità Monte S. Fratello, o meglio la porzione frontale della linea perimetrale del piano di thrust (« *tip line* » frontale), benché parzialmente erosa, decorre a tratti in aree più meridionali (e quindi più esterne) rispetto alla linea che delimita il fronte della « *leading fault* » dell'Unità Rocca Carboni e che appare inoltre coincidere con la « *tip line* » frontale del « *sole thrust* » calabride (fig. 10).

La « *tip line* » frontale dell'Unità Rocca Carboni risulta ben preser-

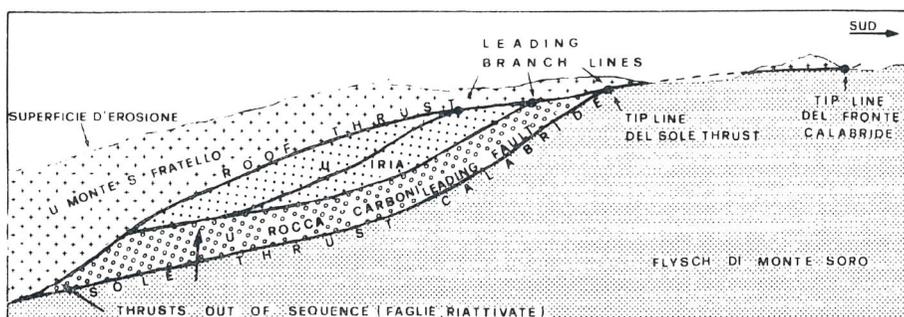


Fig. 10 — Schema strutturale dell'area in esame che mostra i rapporti geometrici tra le diverse Unità tettoniche riconosciute.

vata dall'erosione in quanto è stata ricoperta dai terreni dell'Unità Monte S. Fratello. Essa ha assunto, successivamente a questo ricoprimento, le caratteristiche di linea di intersezione tra le due superfici di thrust (« *leading branch line* » di Butler, 1987; vedi ad esempio gli schemi 2 e 11 di fig. 6). Inoltre l'Unità Rocca Carboni, a seguito del completo ricoprimento da parte dei terreni dell'Unità Monte S. Fratello, ha assunto la geometria di un vero e proprio « *horse* » (fig. 9).

Con riferimento a nomenclature oggi in voga, i « *leading branch points* » (intersezione della *leading branch line* con la superficie topografica) dell'Unità Rocca Carboni sono visibili ad esempio nei pressi di Serra Quaranta e di Contrada Iria.

In sostanza l'evoluzione cinematica di questo settore dell'Unità Longi-Taormina è caratterizzata dalla messa in posto delle Unità tettoniche Monte S. Fratello e Iria sull'Unità Rocca Carboni e/o sui terreni del Flysch di Monte Soro e sembra il prodotto di sistemi di faglie in parte riattivate (vedasi per analogia MORLEY, 1986) successive alla deposizione dei conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando.

Infatti l'assenza dei depositi conglomeratici all'interno dell'Unità Iria indica che questa doveva già risultare messa in posto al di sotto dell'Unità Monte S. Fratello prima della deposizione di questi terreni (fig. 8c); mentre i conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando trovati all'interno dell'Unità Rocca Carboni, indicando che la sovrapposizione su quest'ultima delle due Unità superiori già strutturate è avvenuta in un periodo successivo alla deposizione dei conglomerati, secondo dei thrusts più « interni » che riprendono in parte precedenti superfici di thrust (« *tip stick thrust front* » per Morley, fig. 8d-e).

La sovrapposizione dell'Unità Monte S. Fratello sull'Unità Iria, già

deformata e direttamente sovrapposta assieme all'Unità Rocca Carboni sui terreni del Flysch di Monte Soro, è avvenuta quando il fronte dei thrusts calabridi coincideva con la tip line frontale dell'Unità Rocca Carboni (fig. 8c).

Con questa prima configurazione del fronte dei thrusts, la porzione terminale del sole thrust coincideva con la leading fault dell'Unità Rocca Carboni.

Successivamente, la tip line frontale del sole thrust non ha subito più spostamenti verso le aree più esterne (fig. 8d), per cui gli ulteriori incrementi di stress hanno determinato la formazione di nuovi thrusts (regressive thrusts per Morley) che hanno coinvolto nuovamente terreni già deformati che si trovavano in aree più interne (out of sequence secondo Morley).

Questi thrusts fuori sequenza si sono impostati in parte su vecchie superfici di discontinuità meccanica e sono stati responsabili della rimobilizzazione verso aree sempre più esterne dei corpi tettonici che fino a quel momento rappresentavano in quest'area le Unità geometricamente più alte e più interne dell'Edificio Calabro, rispetto alle Unità che avevano costituito il fronte dei thrusts.

Questi corpi tettonici hanno finito col sovrascorrere interamente le Unità tettoniche peloritane più esterne e col sovrapporsi direttamente anche sui depositi sicilidi del Flysch di Monte Soro, determinando una nuova configurazione del fronte dei thrusts calabride.

CONCLUSIONI

Il rilievo di dettaglio dei terreni mesozoico-terziari del settore più occidentale dell'Unità Longi-Taormina (Terreni Calabridi l.s.), tra S. Fratello e Militello Rosmarino (Messina), ha permesso di ricostruire le successioni stratigrafiche affioranti, di individuare la presenza di almeno tre Unità tettoniche sovrascorse sui Terreni Sicilidi e di ricostruire l'evoluzione paleotettonica dell'area.

I terreni calabridi hanno un'età compresa tra il Paleozoico ed il Miocene inferiore e sono ricoperti in discordanza da depositi arenaceo-conglomeratici pleistocenici. Le successioni studiate sono rappresentate, dal basso verso l'alto, da un basamento cristallino epimetamorfico pre-triassico, da depositi arenaceo-conglomeratici pre-liassici, da calcari di piattaforma carbonatica liassici, da calcari e marne pelagiche di età giurassico-eocenica e da depositi terrigeni di età oligo-miccenica.

La ricostruzione dell'evoluzione paleotettonica è coerente con le interpretazioni precedenti fornite dagli Autori per settori limitrofi dell'Unità Longi-Taormina ed indica, almeno per il Mesozoico, analogie con lo sviluppo

riconosciuto nei domini paleogeografici più esterni, oggi coinvolti nella formazione dell'Orogene siciliano.

L'Unità Longi-Taormina, la cui posizione è ritenuta più interna rispetto al Dominio Sicilide, si sarebbe deformata a partire dall'Oligocene e successivamente comincia a sovrascorrere sugli stessi flysch Sicilidi.

Le tre Unità tettoniche riconosciute nell'area, costituite da porzioni di successioni calabridi, possiedono delle geometrie deformative a volte complesse e sono il prodotto di eventi tettonici responsabili delle formazioni di più ordini di strutture.

La tettonica compressiva iniziata nell'Oligocene perdura almeno fino al Miocene inferiore, coinvolgendo i coevi depositi terrigeni del Flysch di Capo d'Orlando.

Ringraziamenti. — L'autore ringrazia vivamente il Prof. Raimondo Catalano per la lettura critica del manoscritto, per le proficue discussioni e per i consigli dati e il Dr. Ignazio Sidoti per la preziosa collaborazione relativa ai rilievi di campagna e per il contributo offerto all'interpretazione dell'assetto delle strutture.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W., 1976 — A former continuation of the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 891-896.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. e WEZEL F. C., 1974 — Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, 248: 309-314.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI F., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICARRETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. e ZUPPETTA A., 1976 — L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico — Maghrebide. *Boll. Soc. Geol. It.*, 17, 1-60.
- ANDREIEFF P. e DUÉE G., 1966 — La succession des zones de facies dans la partie occidentale de la Chaîne Bordiere des Monts Péloritains (Sicile Nord-Orientale). *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 86: 35-46.
- ARNONE G., DE ROSA P. e MASCARI A., 1979 — Osservazioni geologiche nella zona di Longi (Monti Peloritani Occidentali). *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 217-226.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GALATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. e TORTORICI L., 1990 — Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-tyrrhian area during the Neogene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 77 (1): 41-50.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. e ZUPPETTA A., 1976 — Schema geologico dei Monti Peloritani. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95: 49-74.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. e CIAMPO G., 1980 — Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo Capo d'Orlando. *Boll. Soc. Geol. It.*, 99: 365-393.
- BOUDELLOT S., BOULLIN J. P., DURAN DELGA M., GIUNTA G. e OLIVER P., 1988 — Data-

- zioni palinologiche dell'Hettangiano alla base della trasgressione mesozoica sul « Verrucano » della Sila (Calabria) e dei Monti Peloritani (Sicilia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 107: 51-61.
- BOYER S. E. & ELLIOTT D., 1988 — Thrust Systems. *A. A. P. G. Bull.*, 66(9): 1196-1230.
- BUTLER R. W. H., 1987 — Thrust sequences. *Journal of the Geological Society*, 144: 619-634.
- CAIRE A., 1962 — Les Arcs Calabro-Sicilien et les relations entre Afrique du Nord et Apennin. *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 7: 774-784.
- CAIRE A., 1970 — Sicily in its mediterranean setting, In: *Geology and History of Sicily. Petroleum Exploration Society of Libya*, 145-170.
- CAIRE A., 1975 — L'Arc Calabro-Sicilien, le promontoire africain et les coulissements des chaînes alpines méditerranéennes. *Rapp. Comm. Mer Médit., Paris*, 23 (4): 121-123.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. e GRANDJACQUET C., 1960 — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire Calabro-Sicilien (Italie méridionale). *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 7 (2): 915-938.
- CAIRE A., DURÉE G. e TRUILLET R., 1965 — La Chaîne Calcaire des Monts Péloritains (Sicile). *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 7 (7): 881-888.
- CAMPISI B., 1958 — Lineamenti geologici della regione di S. Agata di Militello, Floresta e zone contermini (Sicilia Settentrionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 80 (4-5): 565-610.
- COLACICCHI R., 1958 — Relazione sul rilevamento delle tavolette « Galati Mamertino » e « Naso » (F. 252) (Sicilia Settentrionale). *Boll. Serv. Geol. It.*, 80 (4-5): 497-572.
- COLACICCHI R. e FILIPPELLO M. P., 1966 — L'inizio del Mesozoico marino nella Sicilia nord-orientale (studio stratigrafico e sedimentologico). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 73 (3): 755-794.
- COLTRO R., 1967 — Le formazioni cretaceo-paleogene della Falda di Longi nella sezione di Militello Rosmarino (Messina). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 73 (3): 853-887.
- DAHLSTROM C. D. A., 1970 — Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. of Canadian Petroleum Geology*, 18: 332-406.
- DJETRICH D. e SCANDONE P., 1972 — The position of the basic and ultrabasic rocks in the Tectonic Units of the Southern Apennines. *Atti Acc. Ponteniana, Napoli*, 21: 61-75.
- DUÉE G., 1961 — Contribution à l'étude géologique de la Chaîne Calcaire des Monts Péloritains (région de Militello-Tortorici). *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (3): 368-579.
- DUÉE G., 1965 — La paleogeographie des Monts Nebrodi (Sicile). *Bull. Soc. Géol. France*, 7.
- DUÉE G., 1969 — Étude géologique des Monts Nebrodi (Sicile). *Thèse, Fac. Sc., Paris*, 424 pp.
- DUBOIS R., 1970 — Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Appennin: la suture Calabro-Appenninique. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, 12 (3): 221-254.
- GLANGEAUD L., 1952a — Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographique de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 6 (8): 735-762.
- GLANGEAUD L., 1952b — Les phénomènes géophysiques et l'évolution de la Méditerranée occidentale. *Ann. Geoph.*, 8 (1): 121-124.
- GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L., DUBOIS R. e CAIRE A., 1961 — Hypotheses sur la structure profonde de la Calabrie (Italie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2, 4 (3): 131-147.
- HUGONIE M. G., 1974 — La Chaîne Bordière des Monts Péloritains occidentaux (Sicile). *Bull. Ass. Géogr. France*, 419: 251-267.

- HUGONIE M. G., 1982 — Mouvements tectoniques et variations de la morphogenèse au Quaternaire en Sicile Septentrionale. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 23 (1): 3-14.
- LENTINI F., 1973 — I molluschi del Lias inferiore di Longi (Sicilia nord-orientale). *Boll. Soc. Paleont. It.*, 12 (1): 23-75.
- LENTINI F., 1975 — Le successioni mesozoico-terziarie dell'Unità di Longi (Complesso Calabride) nei Monti Peloritani occidentali (Sicilia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 94: 1477-1503.
- LENTINI F. e VEZZANI L., 1975 — Le successioni meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 94: 537-554.
- MAUGERI PATANÈ G., 1932 — Introduzione allo studio geo-paleontologico del M. Ucina e dintorni (Prov. di Messina). *Boll. Soc. Geol. It.*, 51 (1): 115-170.
- MORLEY C. K., 1986 — A classification of thrust systems. *A. A. P. G. Bull.*, 70 (1): 12-25.
- OGNIBEN L., 1960 — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia Nord-Orientale. *Riv. Min. Sic.*, II: 183-212.
- OGNIBEN L., 1969 — Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8 (4): 453-763.
- OGNIBEN L., 1970 — Schemi paleotettonici anziché paleogeografici in regioni di corrugamento; l'esempio della Sicilia. *Mem. Soc. Geol. It.*, 9: 793-816.
- SCANDONE P., GIUNTA G. e LIGUORI V., 1974 — The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily. *CIESM, XXVI Congr. Monaco*, 23, 4^a: 99.
- SIRNA G., 1962 — Stratigrafia e microfacies dei lembi mesozoici della valle di Galati Martino (Sicilia Nord-Orientale). *Geol. Romana*, 1: 191-203.
- STAUB R., 1951 — Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. *Ecllogae Geol. Helv.*, 44 (1): 29-130.
- TRUILLET R., 1968 — Étude Géologique des Péloritains orientaux (Sicile). *Thèse, Fac. Sc., Paris*, 441 pp.

Nota presentata nella riunione scientifica del 5.VII.1991

Indirizzo dell'autore — FABRIZIO NIGRO, Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università, corso Tukory 131 — 90134 Palermo (I).