

LE SUCCESSIONI SILICOCLASTICHE NELL'EVOLUZIONE TETTONICA CENOZOICA
DELL'APPENNINO MERIDIONALE(*****)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 155
ABSTRACT	" 155
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 156
LE SUCCESSIONI ARENACEE	" 156
Successioni pre- e sin-collisionali	" 156
<i>Successioni pre-tetogenesi</i>	" 156
<i>Successioni sin-tetogenesi</i>	" 157
<i>Successioni post-tetogenesi</i>	" 159
Successioni tardo-collisionali	" 160
<i>Gruppo del Cilento</i>	" 161
<i>"Flysch" Numidico</i>	" 161
<i>Formazione delle arenarie di Piaggine</i>	" 161
<i>Formazione di Serra Palazzo</i>	" 161
<i>Formazione di Gorgoglione</i>	" 161
<i>Formazioni di Monte Sacro, Oriolo, Nocara,</i>	
<i>Serra Manganile</i>	" 162
<i>Formazione di Castelvetero</i>	" 162
<i>Formazione di San Bartolomeo</i>	" 162
<i>Successioni supramioceniche dell'Arco Ca-</i>	
<i>labro</i>	" 162
EVOLUZIONE DELLA SEDIMENTAZIONE	
SILICOCLASTICA	" 162
CONCLUSIONI	" 163
BIBLIOGRAFIA	" 164

RIASSUNTO

Alla ricostruzione dell'evoluzione tettonica cenozoica dell'Appennino meridionale un notevole contributo può essere fornito dallo studio delle formazioni arenacee. Esse derivano dall'erosione delle unità cristalline dell'Arco Calabro e subordinatamente del cuneo di accrezione del Complesso "Liguride", originato, insieme ad un esteso vulcanismo calcoalcalino, dalla chiusura, tra l'Oligocene ed il Langhiano, del bacino oceanico ovest-Adriatico, posto tra i domini esterni appenninici e il blocco calabro-sardo. Gli strati clastici, dell'intervallo Oligocene-Burdigaliano hanno composizioni evolventi da quarzofeldspatiche a litarenitiche sedimentoclastiche e quarzolitiche sedimento-metamorfoclastiche, oltre che vulcanolitiche, e registrano l'attività di un arco vulcanico calcoalcalino, i processi di accrezione intrabacinale dei terreni ofiolitiferi "liguridi" e la tetogenesi a vergenza africana delle unità dell'Arco Calabro.

Con il Langhiano la chiusura del bacino oceanico e l'inizio della collisione continentale, culminata con l'accrezione delle unità dell'Arco Calabro e delle unità liguridi sul margine apulo, portano alla formazione di numerosi depocentri sulle falde ed al fronte della catena. Le formazioni torbiditi-

che dal Langhiano al Tortoniano medio hanno composizione quarzofeldspatica e quarzolitica metamorfoclastica, evolvente a plutonoclastica, e vulcanolitica andesitico-dacitica, evolvente a riolitica. Oltre a evidenziare la progressiva emersione ed erosione dell'Arco Calabro, esse registrano anche la definitiva messa in posto, emersione ed erosione del Complesso "Liguride".

Nel Tortoniano superiore-Messiniano l'inizio del *rifting* del Tirreno, al quale si accompagna un elevato tasso di sollevamento della catena, è testimoniato da un drastico cambiamento nella composizione delle arenarie, che diviene arcocosa, sia nelle aree di avanfossa/bacini sulle falde, sia nei bacini legati a distensione delle aree di retrocatena.

ABSTRACT

Clastic strata deposited within Cenozoic sedimentary basins reflect the geodynamic evolution of the southern Apennines. Time-dependent detrital modes of sandstones provide constraints for Cenozoic tectonic evolution of the southern Apennine orogen and reflect complex tectonic changes during closure of an oceanic basin, continental collision, and Tyrrhenian spreading with major changes in dispersal patterns with time.

During Oligocene to Early Miocene the subduction of the West-Adria oceanic basin originates both the accretionary wedge of the "Liguride" Complex and widespread calcoalcaline volcanism. Quartzofeldspathic, quartzolitic metamorpho-sedimentoclastic, lithic sedimentoclastic and andesitic volcanolithic sandstones were deposited. Volcanic-arc, accreted-oceanic terrane and recycled crystalline orogenic terrane (Calabrian Arc) provenance are recognized. Within corresponding episutural basins, floored by Calabrian Arc Terrane, quartzofeldspathic sandstones of the Oligocene to Burdigalian Paludi and Stilo-Capo d'Orlando formations were accumulated.

Final closure of the West-Adria oceanic basin and onset of continental collision in the Apulian margin is dated as Langhian to middle Tortonian thrust-top and foredeep-basin sedimentation includes progressively andesitic to dacitic volcanolithic sandstones evolving later to rhyolitic volcanolithic, quartzolitic and quartzofeldspathic metamorphiclastic sandstones evolving to plutoniclastic. A peculiar subduction-complex-derived provenance marks the Piaggine Sandstone, suggesting exhumation of the "Liguride" Complex. Widespread quartzarenite sedimentation (Numidian Sandstone) testifies to a provenance from the African craton.

In the late Tortonian-early Messinian, Tyrrhenian seafloor spreading began in the southern Tyrrhenian Sea. In response to rifting the chain was uplifted and displaced eastward. The related thrust-top and foredeep-basin sandstones drastically shifted composition toward "ideal arkose", suggesting an uplifted-crustal-block provenance. The oceanic spreading was also responsible for arkosic sedimentation in the Calabrian Arc Terrane, reflecting widespread continental-block provenance.

The Cenozoic sandstone modes of the southern Apennines testify to the deep and rapid erosion of the Calabrian Arc. Progressive exhumation and erosion of the midcrustal terrains has occurred since Late Oligocene. The sandstone composition was metamorphiclastic during Late Oligocene-

(*)CNR, Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica - Roges di Rende (CS). Attuale indirizzo: CNR, Istituto di Ricerca sulle Argille - Tito Scalo (PZ).

(**)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Parma.

(***)Istituto di Geologia - Università di Urbino.

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

(*****)Lavoro eseguito nell'ambito di progetti CNR-IRPI (Resp. S. CRITELLI) e MURST 60% (Resp. V. PERRONE).

Early Miocene and shifted toward plutoniclastic during Seravallian-Tortonian. An important shift in composition from recycled-orogen to continental-block provenance occurring during late Tortonian to Messinian, suggests increasing uplift of the Calabrian Arc. Volcanic-arc derived sandstones were andesitic-rich during Late Oligocene and Early Miocene, andesitic to dacitic-rich during Early Miocene and rhyolite-rich during Middle Miocene. These volcanic-rich strata document a compositional change of the volcanic-arc source, from subduction-related calc-alkalic lavas toward collision-related partial melting of continental crust.

PAROLE CHIAVE: Sedimentazione silicoclastica, Arenarie, Tettonica, Appennino meridionale.

KEY WORDS: Siliciclastic sedimentation, Sandstones, Tectonics, Southern Apennines.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Lo studio delle formazioni arenacee fornisce elementi utili per la ricostruzione della storia geodinamica meso-cenozoica dell'area peritirrenica, caratterizzata da frammentazione tettonica, creazione e distruzione di litosfera oceanica, accrezione, collisione di blocchi crostali (MALINVERNO & RYAN, 1986; KASTENS *et alii*, 1988; DEWEY *et alii*, 1989; PATACCA *et alii*, 1990; GUERRERA *et alii*, 1993). In Appennino meridionale, in particolare, sono riconoscibili tre complessi tettono-stratigrafici, rappresentati, dall'alto in basso, dall'Arco Calabro, dai Complessi "Liguride" e Sicilide e dalle unità di copertura del margine apulo (Fig. 1 e 2).

Tale struttura deriva dalla deformazione di diversi domini che nel Giurassico delineavano una paleogeografia alquanto articolata: tra i margini sardo-corso ed apulo, infatti, erano riconoscibili due rami della Tetide (Fig. 3), separati da un microcontinente, la cui deformazione ha originato le unità a basamento cristallino riconoscibili, oltre che nell'Arco Calabro, in Kabylia, Rif e Cordigliera Betica (*Meso-mediterranean Terrane*; GUERRERA *et alii*, 1993).

L'Arco Calabro è formato da falde di metaofioliti giurassiche e da falde di metamorfiti e plutoniti prealpine (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976), derivanti dalla deformazione, a partire dal Cretacico, del ramo oceanico più occidentale e del *Mesomediterranean Terrane*. Le unità oceaniche presentano coperture giurassico-cretaciche date da radiolariti, argilliti, calcari a Calpionelle, quarzareniti. Le coperture delle unità a crosta continentale iniziano con depositi alluvionali e deltizi del Lias inferiore, evolvono a facies carbonatiche neritiche e poi a facies pelitiche, arenitiche e calcaree di scarpata e di bacino (Lias inferiore-Cretacico; ZUFFA *et alii*, 1980; SANTANTONIO & TEALE, 1987), che, nel settore peloritano, giungono all'Oligocene. Successioni clastiche oligoceniche e neogeniche, discordanti sulle falde, riflettono le fasi deformative con vergenza africana che hanno portato, nel Neogene, all'accrezione dei terreni dell'Arco Calabro sul margine africano e alla collisione continentale, nonché il *rifting* tirrenico e la distensione post-collisionale.

Il Complesso "Liguride" (OGNIBEN, 1969) rappresenta un cuneo di accrezione derivante, insieme al Complesso Sicilide, dalla deformazione neogenica (BONARDI *et alii*, 1988; 1993) del bacino oceanico più orientale (Oceano ovest-adriatico; GUERRERA *et alii*, 1993), che separava il *Mesomediterranean Terrane* dal margine apulo.

Le unità appenniniche consistono di terreni carbonatici in facies di piattaforma e di terreni di bacino profondo, d'età compresa tra il Trias medio ed il Miocene inferiore-medio, e di spesse successioni silicoclastiche neogeniche, depositatesi in bacini migranti nel tempo e nello spazio per lo spostamento del fronte orogenetico verso l'avampaese apulo.

L'evoluzione tetto-genetica dell'area può pertanto essere così ricapitolata (Fig. 2): dopo le fasi a vergenza europea cretacico-paleogene, che hanno portato alla formazione della catena eo-alpina addossata al margine sardo-corso, l'inizio della subduzione della litosfera oceanica ovest-adriatica sotto tale blocco crostale porta, a partire dall'Oligocene (BONARDI *et alii*, 1993; GUERRERA *et alii*, 1993), alla formazione del cuneo di accrezione del Complesso "Liguride" ed al diffuso vulcanismo calcocalcino della Sardegna.

Dal Burdigaliano i terreni dell'Arco Calabro e del Complesso "Liguride" si accrescono sul margine adriatico-appenninico, con la flessurazione di quest'ultimo e la formazione e migrazione di bacini torbiditici sulle falde e al fronte delle stesse.

Con il Tortoniano superiore-Messiniano inferiore inizia il *rifting* tirrenico (KASTENS *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1990). La convergenza continentale continua lungo il margine esterno con spostamento dei depocentri silicoclastici verso l'avampaese, mentre in aree di retrocatena sedimenti silicoclastici si depositano in bacini estensionali ed intermontani (BORSETTI *et alii*, 1990).

LE SUCCESSIONI ARENACEE

I cambiamenti composizionali delle areniti delle unità dell'Appennino meridionale (Fig. 1) documentano un forte controllo tettonico sulla sedimentazione. I dati sono stati ottenuti con il metodo di GAZZI-DICKINSON (INGERSOLL *et alii*, 1984). In funzione dell'evoluzione geodinamica si possono distinguere:

Successioni pre- e sin-collisionali (Giurassico inferiore-Burdigaliano)

In questo gruppo rientrano i terreni silicoclastici depositatesi tra l'inizio del *rifting* tetideo (Giurassico inferiore) e la chiusura del bacino oceanico ovest-adriatico. Tale chiusura, iniziata nell'Oligocene superiore (BONARDI *et alii*, 1993), si può considerare completata con il Langhiano. In questo intervallo di tempo si sedimentano numerose successioni silicoclastiche con diverso significato:

Successioni pre-tetogenesi

Nell'Arco Calabro depositi silicoclastici del Lias inferiore, riferibili al *Verrucano Auct.*, sono noti alla base delle coperture di unità a crosta continentale (Sila, Bagni, Stilo, Longi-Taormina). Nell'Unità della Sila è ben nota la *Formazione del Trionto* (Domeriano-Toarciano; SANTANTONIO & TEALE, 1987), costituita da torbiditi silicoclastiche e carbonatoclastiche, che supera i 1000 m di spessore. La composizione delle arenarie evolve da quarzarenitica a sublitarenitica (ZUFFA *et alii*, 1980).

Livelli quarzarenitici e subarcosici sono diffusi nell'intervallo Cretacico-Eocene nel Complesso "Liguride" (CRITELLI, 1993) e nel Complesso Sicilide. Nelle



Fig. 1 - Carta degli affioramenti delle formazioni silicoclastiche in Appennino meridionale. Legenda: A: 1. Depositi post-Messiniano inferiore (a: vulcaniti del Vulture); 2. *Formazione di San Bartolomeo*; 3. *Formazioni di Castelvete, M. Sacro, Oriolo, Nocara, Serra Manganile*; 4. *Formazione di Gorgoglione*; 5. *Formazione di Piaggine*; 6. *Formazione di Serra Palazzo*; 7. Gruppo del Cilento; 8. "Flysch" Numidico; 9. Unità Liguridi (a: *Formazione del Saraceno*); 10. Unità Sicilidi (a: *Formazioni di Albanella, Corleto, Colle Cappella e delle Tufiti di Tusa*); 11. Unità di piattaforma carbonatica; 12. Unità di bacino. B: 1. Terreni post-messiniani e vulcaniti dell'Etna; 2. Terreni del Tortoniano superiore-Messiniano; 3. *Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*; 4. Copertura mesozoica dell'Unità della Sila; 5. Unità ofiolitiche ed unità a basamento cristallino dell'Arco Calabro; 6. Unità maghrebidi; 7. *Formazione di Paludi*; 8. *Flysch di Frazzanò*.

unità appenniniche terreni silicoclastici, sui quali mancano dati petrografici, sono noti solo nel Trias medio delle Unità di San Donato e Lagonegro II.

Successioni sin-tetogenesi

Questi depositi, concordanti con le formazioni sottostanti, rappresentano la sedimentazione silicoclastica (Fig. 4A) che sostituisce la sedimentazione calcarea

o pelitica, prima che il bacino di sedimentazione sia raggiunto dalla deformazione.

Nel settore peloritano dell'Arco Calabro, alla sommità della successione dell'Unità di Longi-Taormina, è presente la *Formazione del Flysch di Frazzanò* (Fig. 1B), alla quale viene attribuita un'età eocenica superiore (LENTINI & VEZZANI, 1975) o eo-oligocenica (BONARDI *et alii*, 1976). Essa è costituita da torbiditi are-

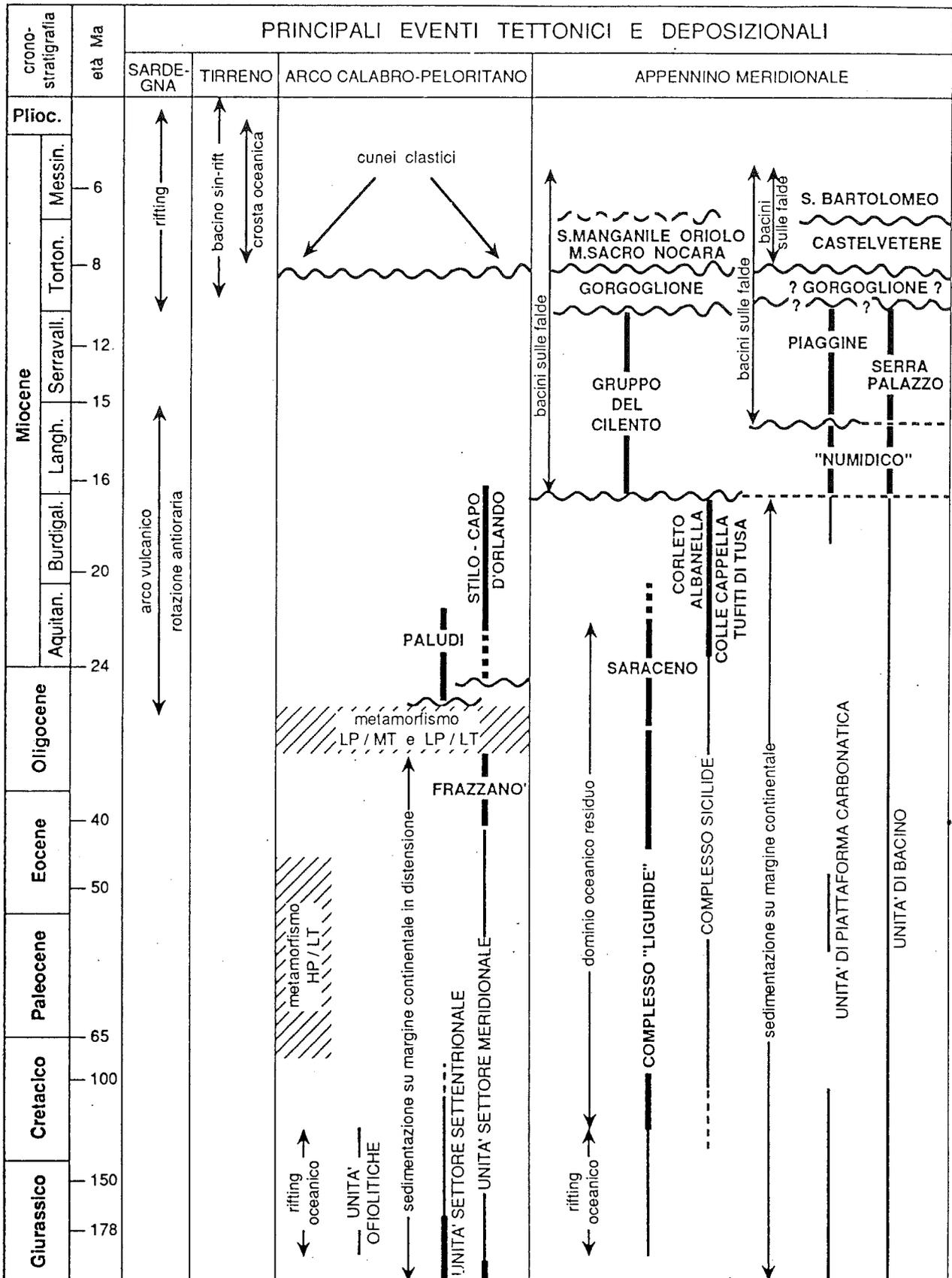


Fig. 2 - Principali eventi tettono-sedimentari e posizione delle formazioni silicoclastiche dell'area peri-tirrenica meridionale (↕: eventi; —: formazioni silicoclastiche).

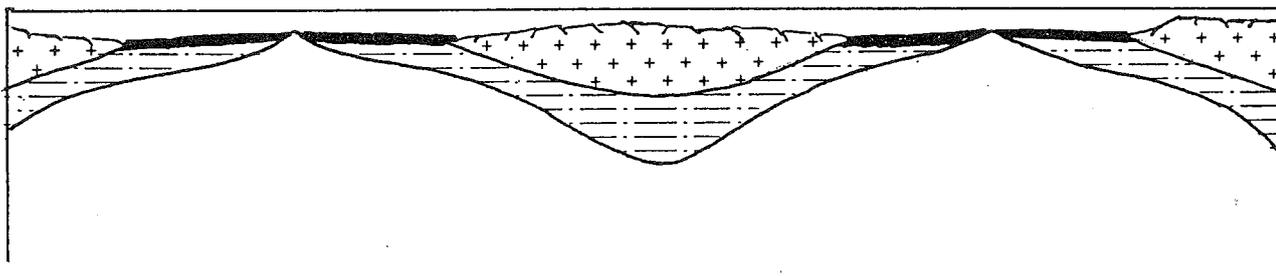


Fig. 3 - Sezione paleogeografica schematica, al Giurassico superiore, dal margine sardo-corso al margine apulo all'altezza dell'Appennino meridionale.

nace con a luoghi livelli conglomeratici. Le arenarie hanno composizione quarzofeldspatica, con litici provenienti da rocce epimetamorfiche, metasedimentarie e carbonatiche extrabacinali (CARMISCIANO & PUGLISI, 1978).

Nel Complesso "Liguride" sono state riconosciute formazioni silicoclastiche, la cui collocazione stratigrafica ed interpretazione è tuttora oggetto di discussione (D'ALESSANDRO *et alii*, 1986; BONARDI *et alii*, 1988; MONACO *et alii*, 1995). All'interno di *mélanges* sono inglobati strati quarzarenitici e subarcosici come parti di broken formation, livelli arenacei quarzofeldspatici dell'Oligocene superiore, caratterizzati da abbondanti clasti ofiolitici, sedimentari e neovulcanici (litici andesitici e basaltici), nonché arenarie vulcanolitiche ad esclusivo detrito vulcanogenico basaltico-andesitico, che registrano una rilevante attività eruttiva sindeposizionale (CRITELLI & MONACO, 1993). La *Formazione del Saraceno*, nella quale sono noti livelli di età compresa tra l'Eocene superiore e l'Oligocene superiore (BONARDI *et alii*, 1989a), ma che con tutta probabilità arriva al Miocene inferiore, mostra notevoli variazioni composizionali nel suo sviluppo. Nella parte inferiore, sono presenti strati di arenite ibride ad abbondante detrito metamorfico di basso grado e carbonatico extrabacinale e subordinatamente intrabacinale. Ad essi si associano arenarie quarzolitiche con clasti metamorfici e sedimentari, e strati calcilititici, talora silicizzati, nei quali granuli di plagioclasio euedrale e frammenti di paste di fondo vulcaniche fanno pensare che la silicizzazione sia stata indotta dall'arrivo nel bacino di detrito vulcanogenico. La parte superiore comprende arenite ibride (litarenite ad abbondante detrito sedimentario, carbonatico extrabacinale e silicoclastico, e metamorfico di basso grado), evolventi ad arenarie quarzolitiche a detrito metamorfico dominante (CRITELLI, 1993).

Nel Complesso Sicilide, alla sommità delle successioni, sono presenti formazioni silicoclastiche note con diverse denominazioni.

Le *Arenarie di Albanella* affiorano nella Valle del Calore e sono costituite da circa 400 m di torbiditi in appoggio stratigrafico su argille variegate. L'età della formazione è burdigaliana (CRITELLI *et alii*, 1994). Alle torbiditi silicoclastiche a composizione quarzofeldspatica della parte inferiore seguono livelli meno grossolani con intercalati frequenti strati carbonatoclastici

(arenite intrabacinali). Le arenarie quarzofeldspatiche hanno abbondante detrito metamorfico afanitico mentre tra i frammenti faneritici sono ben presenti quelli gneissico-plutonici ($R_g/R = 0.47$).

Le *Arenarie di Corleto* (LENTINI, 1979) affiorano nelle valli del Sinni, Agri e Basento in successione su argille variegata oligoceniche. La successione torbiditica, potente circa 300 m, mostra caratteri simili a quelli delle *Arenarie di Albanella*, con strati quarzofeldspatici e carbonatoclastici. I primi hanno abbondanti clasti metamorfici afanitici e faneritici gneissico-plutonici. Granuli litici di serpentiniti, scisti a epidoti e glaucofane, e singoli clasti di glaucofane, actinolite, pumpellyite e epidoto, segnalano provenienze da ofioliti metamorfosate in facies di HP/LT (FORNELLI *et alii*, 1992).

Le *Arenarie di Colle Cappella* (GALICCHIO, 1993), sulle quali non si hanno dati biostratigrafici, affiorano nella dorsale di Nocera e tra i fiumi Ferro e Sinni in contatto stratigrafico su argille variegata oligoceniche. Esse sono formate da 400 m di torbiditi arenaceo-pelitici e pelitico-arenacee, *thinning and fining upward* con intercalati strati carbonatoclastici e marnosi.

Le *Tufiti di Tusa* affiorano a partire dal confine calabro-lucano, tra Rocca Imperiale e Corleto Perticara. Anch'esse in successione su argille varicolori, la loro età sarebbe aquitaniana (LENTINI, 1979) o aquitaniano-burdigaliana (ZUPPETTA *et alii*, 1984). Nella successione torbiditica, spesso circa 250 m, è distinguibile una porzione inferiore arenitico-pelitica, calciclastica e silicoclastica, e una porzione superiore vulcanoclastica. La deposizione è avvenuta in un bacino in rapido colmamento grazie a enormi volumi di detrito prodotto da attività vulcanica penecontemporanea. Le arenarie hanno, dal basso verso l'alto, composizioni quarzolitica e vulcanolitica (feldspatolitica e litofeldspatica). Le arenarie quarzolitiche derivano da rocce metamorfiche di basso e medio grado, quelle vulcanolitiche hanno esclusivo o dominante detrito neovulcanico (L_v/L da 1.00 a 0.82), dato da granuli a tessiture felsitica, microlitica, subafirica, porfirica, meno diffusamente vitrica. Strati di *ash*-torbiditi sono presenti in tutta la successione (CRITELLI *et alii*, 1990).

Successioni post-tetogenesi

Vengono qui riunite formazioni di età compresa tra l'Oligocene superiore e il Burdigaliano (*Formazioni di Paludi e Stilo-Capo d'Orlando*), che si sono de-

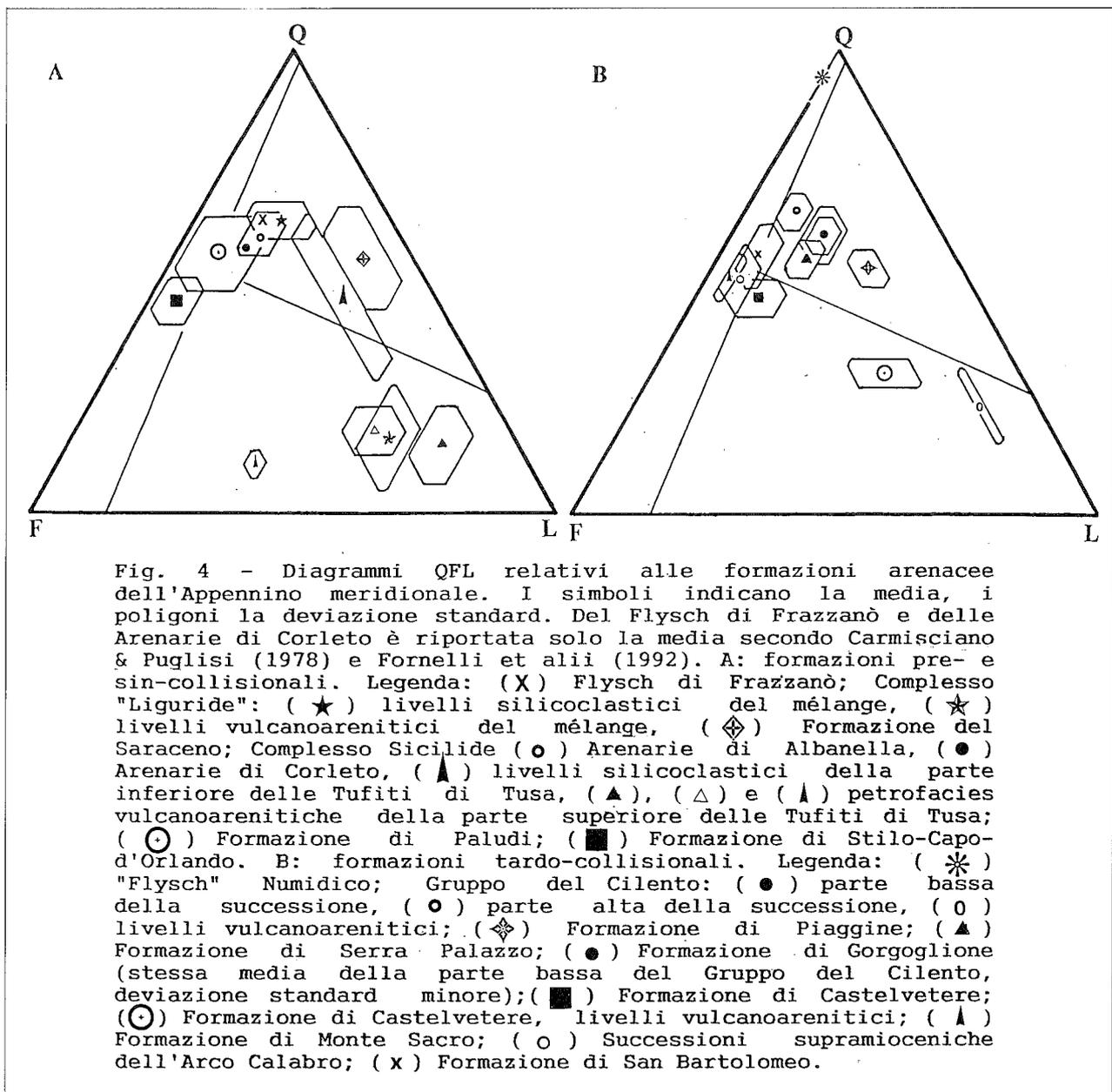


Fig. 4 - Diagrammi QFL relativi alle formazioni arenacee dell'Appennino meridionale. I simboli indicano la media, i poligoni la deviazione standard. Del Flysch di Frazzanò e delle Arenarie di Corleto è riportata solo la media secondo CARMISCIANO & PUGLISI (1978) e FORNELLI *et alii* (1992).

positate in discordanza sulle unità più interne della catena (Arco Calabro) dopo la deformazione dei domini più occidentali.

La prima, riconosciuta solo sull'Unità della Sila (Fig. 1B), non più antica dell'Oligocene superiore (BONARDI *et alii*, 1995), inizia con 200 m di conglomerati ai quali seguono marne con olistoliti calcarei e torbidi arenacee. Le arenarie, quarzosfeldspatiche, hanno abbondante detrito metamorfico di basso grado, metavulcanico, plutonico e molto subordinatamente sedimentario. La loro composizione, e quella dei conglomerati, riflette una provenienza locale, dai terreni dell'Unità della Sila (ZUFFA & DE ROSA, 1978), in via di ristrutturazione con destinazione appenninica (BONARDI *et alii*, 1995).

La Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Fig. 1B)

si rinviene sulle unità cristalline della Calabria meridionale e dei Peloritani. Molto variabile in litologia, spessore e facies, essa è stata datata burdigaliana (BONARDI *et alii*, 1980). Studi recenti attribuiscono la sua base al Chattiano (PATTERSON *et alii*, 1995). Le arenarie hanno composizione quarzosfeldspatica, con abbondante detrito plutonico e metamorfico, proveniente dalle unità sottostanti (CAVAZZA, 1989).

Successioni tardo-collisionali

Dopo la chiusura dell'oceano ovest-adriatico e la collisione continentale, la tetto-genesi investe, a partire dal Langhiano, il margine continentale apulo, dal quale si originano le unità appenniniche. Man mano che la deformazione procede verso l'avampaese il margine

continentale si fessura e al fronte della catena si formano delle avansosse. Sulle unità "liguridi" e sicilidi, e su quelle appenniniche, si instaurano bacini sulle falde, nei quali si depositano potenti successioni torbiditiche (Fig. 4B). L'Arco Calabro essenzialmente emerso, alimenta la sedimentazione silicoclastica.

A partire dal Tortoniano superiore l'inizio del *rifting* del Tirreno è responsabile di un intenso sollevamento del fronte orogenico e dell'aumento della velocità di spostamento verso il margine passivo (PATACCA *et alii*, 1990). La risposta al mutato regime geodinamico è lo sviluppo di nuovi bacini, fortemente controllati dalla tettonica, al fronte della catena, sulla catena e al retro della stessa, questi ultimi riconoscibili ai margini occidentali dell'Arco Calabro (Fig. 4B).

Gruppo del Cilento

Riunisce le *Formazioni di Pollica, S. Mauro, Torrente Bruca, Albidona* (AMORE *et alii*, 1988), d'età Langhiano-Tortoniano inferiore (BONARDI *et alii*, 1989b; 1991; Russo *et alii*, 1995), e rappresenta il ciclo più antico presente sulle unità "liguridi" e sicilidi. Lo spessore complessivo si riduce dai 2000 m del Cilento ai 1000-1200 dell'area calabro-lucana (CRITELLI & LE PERA, 1994). Sulle diverse formazioni poggiano, a loro volta discordanti, le *Formazioni di Gorgoglione, M. Sacro e Serra Manganile*.

In Cilento l'insieme *F. di Pollica - F. di San Mauro* è eteropico della *F. di Torrente Bruca*. La prima (torbiditi arenacee evolventi da facies distali a facies di lobo e canale) passa alla seconda, costituita da torbiditi silicoclastiche e carbonatoclastiche, tra cui due megastrati spessi tra 30 e 65 m, evolventi da depositi di conoide distale a depositi di lobo e di conoide prossimale. La *F. di Torrente Bruca*, invece, evidenzia strati arenaceo-pelitici e ruditici di conoide prossimale, ai quali sono intercalati alcuni livelli carbonatoclastici, tra cui i megastrati presenti anche nella *F. di San Mauro*, e tre olistostromi spessi da 20 a 100 m.

La *F. di Albidona* affiora nell'area calabro-lucana e consiste di torbiditi arenaceo-pelitiche e marnose, di conoide distale, alle quali si intercalano i megastrati carbonatoclastici e i livelli olistostromici, presenti anche in Cilento.

La *F. di Pollica* è caratterizzata da arenarie quarzofeldspatiche, metamorfoclastiche ($Lm/L = 0.81$) nella parte inferiore, ricche in litici vulcanici ($Lv/L = 0.53$) e meno abbondanti litici metamorfici ($Lm/L = 0.32$) nella parte superiore. La parte basale della *F. di S. Mauro* presenta arenarie quarzolitiche, con abbondanti litici vulcanici ($Lv/L = 0.76$) e litici metamorfici ancora più ridotti ($Lm/L = 0.24$), mentre tra i frammenti faneritici compaiono in quantità significative plutoniti e gneiss ($Rg/R = 0.36$). Ad esse si intercalano arenarie vulcanolitiche ($Lv/L = 0.92$), con clasti a tessiture microlitiche, felsitiche e porfirittiche, e fenocristalli di quarzo, plagioclasio (An20-30), sanidino, biotite, riferibili a vulcaniti e piroclastiti riodacitiche e riolitiche. La parte medio-alta della *F. di S. Mauro* e la *F. di Torrente Bruca* presentano arenarie quarzofeldspatiche ad abbondante detrito faneritico granitoide ($Rg/R = 0.70$ nella prima e 0.42 nella seconda), areniti ibride e carbonatiche intrabacinali. Queste ultime, compresi i livelli spessi fino a 65 m, sono *grainstones* a bioclasti e subordinati (fino al 36 + 5%) granuli non carbonatici extrabacinali a composizione quarzofeldspatica (CRITELLI & LE PERA, 1994; 1995a).

"Flysch" Numidico

Questa formazione è stata alimentata da potenti volumi di sabbie quarzose molto mature, provenienti dal cratone africano. Queste sabbie rappresentano un evento sincrono, di età langhiana, che ha interessato il margine continentale apulo tra il confine calabro-lucano ed il Molise (PATACCA *et alii*, 1992). Quarzareniti numidiche caratterizzano sia le unità di piattaforma, delle quali testimoniano l'annegamento, sia le unità di bacino. Nel primo caso rappresentano la formazione più alta delle successioni insieme a facies "a blocchi" di difficile interpretazione, nel secondo passano gradualmente ai depositi della *Formazione di Serra Palazzo*.

Formazione delle Arenarie di Piaggine

Costituisce una successione prevalentemente arenacea, di età Serravalliano-Tortoniano inferiore (PATACCA & SCANDONE, com. pers.) poggiate in discordanza sull'Unità Alburno-Cervati (SGROSSO, 1981). La natura del contatto, la successione stratigrafica e il significato della formazione sono oggetto di discussione (AMORE *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1990). Le arenarie hanno composizione quarzolitica e mostrano abbondanti clasti d'unità ofiolitiche (serpentiniti massive e scistose, scisti a glaucofane ed epidoto, metabasiti, radiolariti, calcari a Calpionelle, argilloscisti; CRITELLI, 1991; CRITELLI & LE PERA, 1995a). Il detrito plutonico-metamorfoico, anch'esso abbonante, è rappresentato da granitoidi, filladi, scisti e gneiss a sillimanite, granato, staurolite, andalusite. Sono presenti litici vulcanici ($Lv/L = 0.15$) con tessiture microlitica, porfirittica, vitrica, felsitica granulare e seriatata, probabilmente derivanti da successioni liguridi e sicilidi.

Formazione di Serra Palazzo

È formata da circa 700 m di torbiditi arenaceo-pelitiche, silicoclastiche, carbonatiche e ibride, di età Serravalliano-Tortoniano inferiore (PATACCA *et alii*, 1990). Sono presenti due membri, separati da circa 30 m di olistoliti calcarei: quello inferiore, potente circa 500 m, è prevalentemente arenaceo, con marne, areniti ibride e calcareniti intrabacinali, quello superiore è costituito da siltiti, marne, calcareniti e calcilituti. Le arenarie hanno composizione quarzofeldspatica (Q54 F29 L17; CRITELLI, 1991). I litici faneritici sono formati da frammenti di metamorfiti, plutoniti e da abbondanti granuli carbonatici extrabacinali e intrabacinali; tra i litici afanitici dominano i clasti sedimentari ($Ls/L = 0.70$; CRITELLI & LE PERA, 1995a). Il detrito carbonatico extrabacinale è anche presente in eventi deposizionali di eccezionale volume, messi in posto con flussi gravitativi, caratterizzati da olistoliti di calcari di piattaforma del Cretacico superiore (LOIACONO & SBARRA, 1991). L'abbondanza di detrito carbonatico extrabacinale e intrabacinale permette di ipotizzare provenienze sia da unità tettoniche con rocce carbonatiche ubicate sul margine in accrezione, sia da aree di piattaforma del margine indeformato, in accordo con i dati delle paleocorrenti, prevalenti da NW, e localmente da W, per le arenarie quarzofeldspatiche, prevalenti da E e SE per quelle ibride e intrabacinali.

Formazione di Gorgoglione

Questa formazione, d'età Tortoniano inferiore-medio (PATACCA & SCANDONE, com. pers.), spessa 1200-1500 m, affiora estesamente in Lucania meridio-

nale, nelle Valli dell'Agri e del Sinni. Sicuramente discordante sulle unità sicilidi e sul Gruppo del Cilento, i rapporti con le altre unità sono alquanto discussi. Per PATACCA *et alii* (1990) essa si rinviene discordante solo sulle succitate unità, mentre per PESCATORE (1988) e CATALANO *et alii* (1993) si sarebbe deposta in discordanza anche sulle Unità Lagonegresi.

Nella successione sono riconoscibili diversi sistemi torbiditici che indicano un bacino topograficamente confinato, allungato in direzione N-S (BOIANO *et alii*, 1994). Le areniti hanno composizione omogenea quarzofeldspatica, caratterizzata da abbondante detrito faneritico plutonico-gneissico ($Rg/R = 0.40$) e afanitico metamorfico di basso grado; meno abbondanti i litici di vulcaniti dacitiche e riolitiche e di subvulcaniti. Un confronto con le arenarie delle porzioni più elevate del Gruppo del Cilento evidenzia valori comparabili nel contenuto in frammenti di granitoidi rispetto alla *F. di T. Bruca* ($Rg/R = 0.42$) e una netta riduzione rispetto a quella di San Mauro ($Rg/R = 0.70$), mentre i litici sedimentari (carbonatici e silicoclastici) sono più abbondanti (CRITELLI & LE PERA, 1994).

Formazioni di Monte Sacro, Oriolo, Nocara, Serra Manganile

Queste formazioni, delle quali è datata solo quella di Oriolo (Tortoniano superiore; VEZZANI, 1967; SONNINO, 1987), vengono accomunate tenendo conto della posizione geometrica, discordante sulle Unità Sicilidi e sul Gruppo del Cilento, e della peculiare composizione delle arenarie.

La *Formazione conglomeratico-arenacea di Monte Sacro* (600 m di depositi canalizzati di conoide sottomarina) e la *Formazione di Serra Manganile* (oltre 300 m di torbiditi arenaceo-pelitiche e ruditico-arenacee, evolventi da facies di transizione canale-lobo a facies canalizzate) si rinvencono discordanti sul Gruppo del Cilento, la cui sommità è datata al Tortoniano inferiore.

La *Formazione di Oriolo*, costituita da oltre 500 m di torbiditi conglomeratiche ed arenacee, evolventi da facies canalizzate grossolane a depositi più distali di lobi deposizionali, e la *Formazione dei Conglomerati di Nocara* (200 m di torbiditi ruditico-arenacee ed arenaceo pelitiche, ascrivibili ad associazioni di facies canalizzate) si presentano discordanti su terreni sicilidi.

I caratteri petrografici di queste formazioni sono omogenei: le arenarie hanno composizione arcocosa, con abbondanti frammenti faneritici plutonici e metamorfici, e testimoniano rispetto a quelle dei cicli più antichi, un drastico cambiamento nella composizione che, come per la *Formazione di Castelvete*, diviene arcocosa (CRITELLI & LE PERA, 1995a).

Formazione di Castelvete

Anche il significato di questa formazione, d'età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (PATACCA *et alii*, 1990) e strettamente legata alle unità di piattaforma carbonatica, è alquanto problematico. PESCATORE (1988), PATACCA *et alii* (1990) e CRITELLI & LE PERA (1995b) la interpretano, sia pure in contesti differenti, come un deposito di avanfossa, ma l'età potrebbe far pensare ad un bacino sulla catena in posizione alquanto esterna.

La parte inferiore (Tortoniano superiore) è costituita da torbiditi conglomeratiche e arenacee e da un intervallo a olistoliti di calcari simili a quelli dell'Uni-

tà Alburno-Cervati, quella intermedia (passaggio Tortoniano-Messiniano), spesso 150-200 m, da strati arenaceo-pelitici con facies di sbocco e argine di canali. Alla porzione superiore (Messiniano inferiore), potente circa 300 m, arenaceo-pelitica, si intercala un olistostroma di circa 100 m a blocchi di argille variegiate, marne, calcari, radiolariti e arenarie simili alle successioni sicilidi, sul quale, a luoghi, affiora circa 1 m di peliti e areniti vulcanoclastiche, probabilmente ash-torbiditi sindeposizionali (CRITELLI & LE PERA, 1995b).

Le arenarie hanno composizione quarzofeldspatica (Q45 F42 L13) e includono abbondanti frammenti faneritici plutonici e metamorfici; i litici sono dati da clasti metamorfici di basso grado, ofiolitici e sedimentari, dei quali ultimi si osserva un notevole aumento dalla base al tetto della successione. I litici sedimentari, solo carbonatici alla base, si accompagnano, dalla porzione intermedia, a clasti arenacei e ad una sensibile crescita di clasti di successioni ofiolitiche (serpentiniti, radiolariti, calcari a Calpionelle, argilloscisti, scisti a glaucofane). Le mode composizionali, pertanto, testimoniano un forte aumento dei tassi di sollevamento della catena, con erosione di successioni clastiche, carbonatiche ed ofiolitiche (CRITELLI & LE PERA, 1995b).

I dati composizionali della *F. di Castelvete* se confrontati con quelli delle successioni pre-Tortoniano superiore mostrano un graduale spostamento delle mode verso il campo delle arcose. Le provenienze indicano l'inizio di forti contributi da unità ofiolitiche, da unità clastiche più antiche e da unità carbonatiche.

Formazione di San Bartolomeo

Questa formazione, discordante su unità di bacino, e probabilmente su Unità Sicilidi, in Daunia, Sannio e Molise, rappresenta un ciclo sedimentario successivo (Messiniano inferiore; PATACCA *et alii*, 1990). È formata da 600 m di torbiditi arenaceo-ruditiche e arenaceo-pelitiche con livelli vulcanoclastici nella parte alta, e termina con i depositi batiali delle *Marne di Toppo Capuana*. La composizione delle arenarie è arcocosa (Q55 F37 L8; CRITELLI & LE PERA, 1995a) e presenta forti analogie con quella delle arenarie del ciclo precedente.

Successioni supramioceniche dell'Arco Calabro

Sulle unità dell'Arco Calabro poggiano successioni del Tortoniano superiore-Messiniano, spesse alcune centinaia di m, caratterizzate alla base da conglomerati ed arenarie continentali, ai quali seguono, con un'ampia variabilità laterale e verticale, argille, arenarie, gessi e calcari vacuolari. Le arenarie hanno composizione arcocosa (Q50 F43 L7; CRITELLI & LE PERA, 1995a).

EVOLUZIONE DELLA SEDIMENTAZIONE SILICOCLASTICA

Tralasciando i terreni mediotriassici, non studiati, delle Unità di San Donato e Lagonegro II, i più antichi depositi silicoclastici dell'Appennino meridionale, d'età liassica, sono costituiti da depositi tipo "Verucano" di alcune unità dell'Arco Calabro, ai quali, nell'Unità della Sila, seguono i circa 1.000 m di torbiditi silicoclastiche e carbonatoclastiche della *Formazione del Trionto* (Fig. 2). La composizione delle arenarie evolve da quarzarenitica a sublitarenitica.

Livelli quarzarenitici e subarcosici a grana sottile si rinvennero nei livelli cretacico-eocenici dei Complessi "Liguride" e Sicilide.

Questi dati sono coerenti con un'evoluzione pre-tettonica che comporta la dissezione dell'infrastruttura ercinica ed il *rifting* tetideo con l'individuazione di margini continentali, bacini oceanici e microcontinenti. La tettonesi eo-alpina, che coinvolge il dominio oceanico più occidentale e buona parte del *Meso-mediterranean Terrane* non è evidenziata da formazioni silicoclastiche.

Nell'Oligocene la deposizione delle arenarie quarzosofeldspatiche del *Flysch di Frazzandò* ed una netta variazione nella composizione delle arenarie (da quarzarenitica a quarzosofeldspatica e vulcanolitica nel Complesso "Liguride"), testimonia, con l'inizio della tettonesi a vergenza meridionale, un drastico cambiamento paleogeografico e geodinamico nell'area posta tra la catena eo-alpina addossata al blocco sardocorso e il margine apulo (CRITELLI, 1993; GUERRERA *et alii*, 1993). Uno spesso cuneo d'accrescimento oceanica e il diffuso vulcanismo calcoalcalino sardo sono la risposta alla subduzione della litosfera oceanica (DEWEY *et alii*, 1989). Arenarie quarzosofeldspatiche, quarzolitiche e vulcanolitiche si depositano all'interno del cuneo di accrescimento "liguride" (*Mélange e Formazione del Saraceno*); arenarie quarzosofeldspatiche si sedimentano in bacini episuturali, coevi in via di deformazione, impostati tra la catena addossata al blocco sardocorso e il cuneo di accrescimento oceanico (*Formazioni di Paludi e di Stilo-Capo d'Orlando*). Le mode detritiche registrano l'inizio dell'erosione di unità dell'Arco Calabro, caratterizzate da potenti coperture sedimentarie e da un basamento metamorfico e plutonico.

Nel corso del Miocene inferiore, mentre nel settore meridionale dell'Arco Calabro continua la sedimentazione della *Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*, si assiste alla completa distruzione dell'Oceano ovest-adriatico: la sedimentazione silicoclastica raggiunge il bacino sicilide, dove si sedimentano sia arenarie quarzolitiche e quarzosofeldspatiche metamorficlastiche (*Arenarie di Corleto, Albanella, Colle Cappella*) sia, in aree ben definite, arenarie vulcanolitiche (*Tufiti di Tusa*), riflettendo l'erosione di terreni metamorfici dell'Arco Calabro e la continuazione del vulcanismo calcoalcalino (Fig. 4A).

Con il Langhiano la collisione continentale è ormai realizzata ed i terreni dell'Arco Calabro e dei Complessi "Liguride" e Sicilide si accrescono sul margine apulo che viene raggiunto dalla deformazione.

Nella catena, sulle unità "liguridi" e sicilidi si imposta il bacino in cui si depositano le formazioni del Gruppo del Cilento, che persisterà fino al Tortoniano inferiore. L'evoluzione petrostratigrafica, da arenarie quarzolitiche e quarzosofeldspatiche metamorficlastiche ad arenarie vulcanolitiche e infine ad arenarie quarzosofeldspatiche plutonoclastiche, suggerisce una variazione delle aree-fonti in seguito ad una ristrutturazione tettonica e/o morfologica dell'Arco Calabro: alle alimentazioni da rocce metamorfiche di basso e medio grado si sostituiscono nel tempo alimentazioni da rocce plutoniche e metamorfiche di alto grado, e tale passaggio è marcato dalla presenza di abbondante detrito vulcanogenico a composizione riodacitica e riolitica. La natura di tale vulcanismo è in accordo con una situazione geodinamica di collisione continentale (Fig. 4B).

L'inizio della flessurazione del margine apulo com-

porta l'annegamento delle aree di piattaforma poste in posizione più interna, mentre sabbie quarzose, provenienti dal cratone africano, danno origine alla sedimentazione quarzarenitica del "*Flysch*" Numidico.

Nel Serravalliano-Tortoniano inferiore il riconoscimento di un bacino su unità di piattaforma (*Formazione di Piaggine*) e di un bacino di avanfossa (*Formazione di Serra Palazzo*) testimonia il procedere della deformazione del margine apulo.

La *Formazione di Piaggine* è caratterizzata da arenarie quarzolitiche con abbondante alimentazione da successioni ofiolitiche. Tale detrito, insieme alla presenza di olistoliti ofiolitici e sedimentari "liguridi" nelle porzioni coeve del Gruppo del Cilento, suggeriscono la definitiva emersione ed erosione di questo complesso a partire dal Serravalliano. La *Formazione di Serra Palazzo* presenta arenarie quarzosofeldspatiche, comparabili con quelle dei livelli coevi dei bacini sulle falde, associate ad areniti ibride ed intrabacinali alimentate dal *forebulge* del margine indeformato.

La *Formazione di Gorgoglione* (Tortoniano inferiore-medio), caratterizzata da arenarie quarzosofeldspatiche plutonoclastiche, non testimonia variazioni significative, confermando il progressivo smantellamento delle unità dell'Arco Calabro.

Nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore l'area appenninica subisce forti modificazioni con l'inizio, nelle aree di retrocatena, del *rifting* del Tirreno (MALINVERNO & RYAN, 1986), responsabile d'un più accentuato spostamento della catena verso l'avampaese apulo. In bacini sulle falde si depositano le *Formazioni di M. Sacro, Serra Manganile, Oriolo e San Bartolomeo*, mentre resta ancora in discussione il significato della *Formazione di Castelvetere*. Sul retro della catena sistemi deposizionali alluvionali e marini, affioranti nell'Arco Calabro, rappresentano cunei clastici sincroni dell'inizio del *rift* tirrenico e delle formazioni sopra menzionate.

Il drastico cambiamento del quadro geodinamico durante il Tortoniano superiore-Messiniano inferiore viene registrato nelle arenarie di tutte le successioni, la cui composizione (Fig. 4B) si sposta verso il campo delle arcose (DICKINSON, 1985), a testimonianza di un forte sollevamento e/o traslazione delle aree-fonti (PATAcca *et alii*, 1990). Rispetto ai sistemi deposizionali del Langhiano-Tortoniano medio la composizione degli strati clastici evolve, quindi, da una provenienza orogenica a una provenienza da blocchi continentali in sollevamento (DICKINSON, 1985).

CONCLUSIONI

I caratteri delle formazioni detritiche oligomioce-niche sudappenniniche testimoniano le variazioni nel tempo e nello spazio delle aree sorgenti di materiale clastico in un orogene collisionale, registrando i principali mutamenti geodinamici avvenuti nell'area peritirrenica negli ultimi 35 Ma (Fig. 4A e 4B).

Il materiale clastico cenozoico è fornito dall'erosione dei terreni cristallini dell'Arco Calabro, la cui progressiva messa in posto, esumazione ed erosione si verifica tra Oligocene ed il limite Langhiano-Serravalliano, in accordo con i dati sulle tracce di fissione (THOMSON, 1994) di zirconi e apatiti delle rocce del basamento, che danno età di esumazione tra 35 e 15 Ma. In quantità subordinata il materiale detritico è stato for-

nito dal cuneo di accrezione del Complesso "Liguride", dalle coperture del margine apulo e da aree a vulcanismo attivo.

La composizione delle arenarie, quarzolitica metamorfoclastica fino al Langhiano, diviene quarzoso-feldspatica plutonoclastica nel Serravalliano-Tortoniano medio. Un'ulteriore variazione, con spostamento ad arcosi, si verifica nel Tortoniano superiore-Messiniano a testimonianza del forte sollevamento dell'Arco Calabro, in coincidenza con l'inizio del *rifting* tirrenico.

Per quel che riguarda l'attività vulcanica, detrito d'età oligocenica, proveniente da un arco ad affinità calcoalcalina, è presente nel cuneo di accrezione del Complesso "Liguride", mentre nel Miocene inferiore in aree localizzate del Bacino Sicilide si registrano potenti apporti vulcanogenici andesitici e dacitici (*Tufiti di Tusa*). Nel Serravalliano-Tortoniano medio livelli vulcanolitici a detrito rioldacitico e riolitico sono presenti nel Gruppo del Cilento e nelle *Formazioni di Gorgoglione* e di *Piaggine*, a testimonianza di processi di fusione parziale di crosta continentale in regime collisionale. Nel Tortoniano superiore-Messiniano i livelli vulcanoclastici mostrano affinità subalcalina e composizioni da dacitica a riolitica. Anche le vulcanoclastiti, pertanto, documentano nel loro sviluppo il mutamento delle aree-fonti, caratterizzate da prodotti andesitico-dacitici, legati a subduzione, fino al Langhiano e prodotti di fusione parziale di crosta continentale, legati a processi collisionali, dal Serravalliano in poi.

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO-MORELLI *et alii*. (1976) - *L'Arco Calabro-peloritano nell'Orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988) - *Relazioni tra flysch interni e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e l'evoluzione infra-medio-miocenica delle zone esterne sudappenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 285-297.
- BOIANO U., CRITELLI S., LOIACONO F., PESCATORE T. & SBARRA R. (1994) - *Le successioni terrigene esterne dell'Appennino Lucano*. In: Guida alle escursioni 77° Congr. Soc. Geol. It., Quad. Bibl. Prov. Matera, **15**, 157-203.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 17-35.
- BONARDI G., CRITELLI S., DE CAPOA P., GUIDA D. & PERRONE V. (1991) - *Il Gruppo del Cilento in Appennino meridionale*. In: Giornate in Memoria di Leo Ogniben. Convegno della Soc. Geol. It., Naxos (ME), 6-8 giugno 1991, Vol. Abs., 30-31.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) - *L'âge des métacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **317**, 955-962.
- BONARDI G., DE CAPOA P. & PERRONE V. (1989a) - *Biostratigrafia a nannofossili dell'Unità Nord-Calabrese*. Conf. Sci. Dip. Sc. Terra Univ. Napoli, vol. Abs., 98-99. Litogr. De Frede, Napoli.
- BONARDI G., DE CAPOA P. & PERRONE V. (1989b) - *Nannoflore nel Gruppo del Cilento (Formazioni di Pollica, San Mauro ed Albidona)*. Conf. Sci. Dip. Sc. Terra Univ. Napoli, vol. Abs., 32-33. Litogr. De Frede, Napoli.
- BONARDI G., DE CAPOA P. & PERRONE V. (1995) - *L'inizio del trasporto orogenico a vergenza appenninica nel settore settentrionale dell'Arco Calabro: nuovi dati biostratigrafici sulla Formazione di Paludi*. In: Volume in onore di Felice Ippolito, Liguori Ed. Napoli, 285-292.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & 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. & 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.
- BORSETTI A.M., CURZI P.V., LANDUZZI V., MUTTI M., RICCI LUCCHI F., SARTORI R., TOMADIN L. & ZUFFA G.G. (1990) - *Messinian and pre-Messinian sediments from ODP Leg 107 sites 652 and 654 in the Tyrrhenian Sea: sedimentologic and petrographic study and possible comparisons with Italian sequences*. In Kastens, K.A., Mascle, J., et al., eds., Proceedings of the ODP, Scientific Results, v. **107**. College Station, Texas, 169-186.
- CARMISCIANO R. & PUGLISI D. (1978) - *Il Flysch di Frazzandò (Monti Peloritani; Sicilia nord-orientale): studio composizionale*. Miner. Petr. Acta, **27**, 73-90.
- CATALANO S., CARBONE S. & LENTINI F. (1993) - *Il Flysch di Gorgoglione nell'ambito dell'evoluzione dell'Appennino lucano*. Giorn. Geologia, **55**, 165-178.
- CAVAZZA W. (1989) - *Detrital modes and provenance of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), Southern Italy*. Sedimentology, **36**, 1077-1090.
- CRITELLI S. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 55-93.
- CRITELLI S. (1993) - *Sandstone detrital modes in the Paleogene Liguride Complex, accretionary wedge of the Southern Apennines (Italy)*. Journ. Sedimen. Petrology, **63**, 464-476.
- CRITELLI S., DE CAPOA P., LE PERA E. & PERRONE V. (1994) - *Stratigrafia e petrografia delle Arenarie di Albanella (Valle del Calore, Appennino Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 451-463.
- CRITELLI S., DE ROSA R., SONNINO M. & ZUFFA G.G. (1990) - *Significato dei depositi vulcanoclastici della Formazione delle Tufiti di Tusa*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 743-762.
- CRITELLI S. & LE PERA (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy)*. Journ. Sed. Resear., **64**, 824-835.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995a) - *Tectonic evolution of the southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone*. The Journal of Geology, **103**, 95-105.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995b) - *La Formazione di Castelvetero nel l'evoluzione petrostratigrafica dell'avanfossa del Tortoniano-Messiniano dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 615-634.
- CRITELLI S. & MONACO C. (1993) - *Depositi vulcanoclastici nell'Unità del Flysch Calabro-lucano (Complesso Liguride, Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 121-132.
- D'ALESSANDRO M., EKDALE A.A. & SONNINO M. (1986) - *Sedimentologic significance of turbidite ichnofacies in the Saraceno Formation (Eocene), southern Italy*. Jour. Sedim. Petrology, **56**, 294-306.
- DEWEY J., HELMAN M., TURCO E., HUTTON D. & KNOTT S. (1989) - *Kinematics of Western Mediterranean*. In: Alpine Tectonics. The Geological Society Spec. Publ. **45**, 265-283, London.
- DICKINSON W. (1985) - *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In Zuffa G.G. Ed.: Provenance of Arenites, Reidel Publ. Co., 333-361, London.
- FORNELLI A., GALLICCHIO S., MONGELLI G., SALVEMINI A., SUMMA V., VENTRELLA N. & ZAZZA S. (1992) - *Areniti a glaucofane nell'Appennino meridionale*. Min. Petr. Acta, **35**, 199-214.
- FORNELLI A., LOSITO R., GUAGLIARDI A. & MASSENZIO A. (1989) - *Provenienza delle Arenarie di Corleto*. Giorn. Geol., **51**, 63-79.
- GALLICCHIO S. (1993) - *Caratteri geologici e sedimentologici dell'Unità torbiditica silicoclastica affiorante lungo la dorsale di Nocera (confine calabro-lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 433-446.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in western and central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines*. Terra Nova, **5**, 525-544.
- INGERSOLL R.V., BULLARD T.F., FORD R.L., GRIMM J.P., PICKLE J.D. & SARES S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. Jour. Sed. Petrology, **54**, 103-116.
- KASTENS K. et alii (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- LENTINI F. (1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geol. Rom., **18**, 215-225.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - *Le unità meso-cenozoiche della*

- copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano.* Boll. Soc. Geol. It., **94**, 537-554.
- LOIACONO F. & SBARRA R. (1991) - *Carbonate olistoliths in a fore-deep succession, southern Apennines (Miocene).* Giorn. Geol., **53**, 227-233.
- MALINVERNO A. & RYAN W. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere.* Tectonics, **5**, 227-245.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nord-orientale del Massiccio del Pollino: carta geologica alla scala 1:50.000.* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 277-291.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times.* Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *The Numidian-Sand event in the southern Apennines.* Mem. Sci. Geol., **43**, 297-337.
- PATTERSON R.T., BLENKINSOP J. & CAVAZZA W. (1995) - *Planktonic foraminiferal biostratigraphy and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ isotopic stratigraphy of the Oligocene-to-Pleistocene sedimentary sequence in the southern Calabria-Pebritan Arc, southern Italy.* Jour. of Paleont., **69**, 7-20.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 37-46.
- RUSSO M., ZUPPETTA A. & GUIDA A. (1995) - *Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 353-359.
- SANTANTONIO M. & TEALE T. (1987) - *An example of the use of detrital episodes in elucidating complex basin histories: the Caloveto and Longobucco Groups of NE Calabria.* In Leggett J.K. & Zuffa G.G., ed., Marine clastic sedimentology. Graham & Trotman, London, 62-74.
- SGROSSO I. (1981) - *Il significato delle calciruditi di Piaggine nell'ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino campano-lucano.* Boll. Soc. Geol. It., **100**, 129-137.
- SONNINO M. (1987) - *Osservazioni sulla Formazione di Oriolo (Calabria nord-occidentale).* Rend. Soc. Geol. It., **10**, 59-60.
- THOMSON S. (1994) - *Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion.* Tectonophysics, **238**, 331-352.
- VEZZANI L. (1967) - *Stratigrafia della sezione tortoniana di Oriolo (Cosenza).* Geol. Rom., **6**, 87-120.
- ZUFFA G.G. & DE ROSA R. (1978) - *Petrologia delle successioni torbiditiche eoceniche della Sila nord-orientale (Calabria).* Mem. Soc. Geol. It., **18**, 31-55.
- ZUFFA G.G., GAUDIO W. & ROVITO S. (1980) - *Detrital mode evolution of the rifted continental-margin Longobucco Sequence (Jurassic), Calabrian Arc, Italy.* Jour. Sed. Petrology, **50**, 51-61.
- ZUPPETTA A., RUSSO M. & TURCO E. (1984) - *Alcune osservazioni sulle Tufiti di Tusa nell'area compresa tra Valsinni e Rocca Imperiale (confine calabro-lucano).* Boll. Soc. Geol. It., **103**, 623-627.

