

I RAPPORTI TRA TETTONICA E SEDIMENTAZIONE NELL'EVOLUZIONE RECENTE DELL'ASPROMONTE OCCIDENTALE (CALABRIA)

PASCAL BARRIER *, ITALO DI GERONIMO** & GIANNI LANZAFAME***

Key-words: Tectonics, Sedimentation, Paleocology, Plio-Pleistocene, Western Aspromonte (Southern Italy).

Résumé. Sur le versant occidental de l'Aspromonte des systèmes de failles individualisent diverses entités tectono-sédimentaires plio-pléistocènes. Ces entités ont été examinées le long de trois profils afin d'en préciser la stratigraphie, la sédimentologie et la tectonique. La sédimentation dans l'entité la plus septentrionale, de Villa, couvre un intervalle de temps compris entre le Pliocène inférieur basal et le Pliocène supérieur avec une ligne de rivage arrivant à la hauteur du Monte Mannoli (982 m au dessus du niveau de la mer). Au Pléistocène le domaine marin dans cette entité est réduit au secteur de Musalà (sables littoraux de Musalà). Plus au sud, dans l'entité de Reggio Calabria, la base de la série est d'âge Pliocène inférieur sommital alors que dans l'entité méridionale du Capo dell'Armi elle est Pléistocène inférieur. Au moment où la mer atteint son maximum d'expansion ces deux derniers bassins sont unis avec une ligne de rivage que rejoint le Monte Embrisi qui se trouve aujourd'hui à une altitude de 1.050 m. La découverte dans cette dernière localité de faune infra-pléistocène a permis de dater les plus hauts sédiments plio-pléistocènes de l'Aspromonte et d'apprécier ainsi le taux de soulèvement de la région, qui est de l'ordre de quelques millimètres par an.

Le diachronisme évident de l'extension marine des diverses entités est directement lié aux jeux diachrones des systèmes de failles qui ont commandé l'évolution récente de ce secteur de l'Aspromonte.

Introduzione.

La presenza di estesi affioramenti di depositi plio-pleistocenici, spesso riccamente fossiliferi, la presenza dei livelli a *Strombus* topograficamente più alti del bacino del Mediterraneo, la presenza di terrazzi e spianate, i «pianalti» (Fig. 1), fino a quote di 1.400 m circa, rendono peculiare l'Aspromonte occidentale e particolarmente stimolanti gli studi condotti in questo settore dell'Appennino meridionale. In particolare i «pianalti», evidentemente connessi con il

* Institut Géologique Albert de Lapparent, Paris.

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

*** Istituto Internazionale di Vulcanologia, C.N.R., Catania.

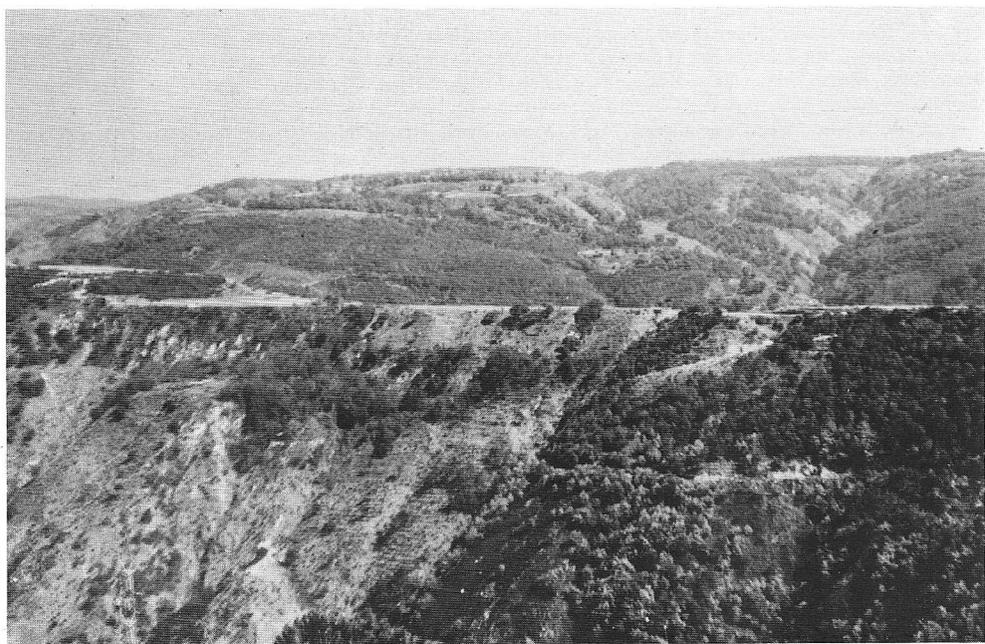
sollevamento della regione, hanno attirato fin dal secolo scorso l'attenzione degli studiosi, i quali hanno visto in queste strutture o le tracce di fenomeni glaciali, o il risultato di sprofondamenti a gradinata lungo sistemi di faglie, o il prodotto di abrasione marina (Cortese, 1895, 1909, 1928; De Lorenzo, 1904; Gignoux, 1909; Lembke, 1931; ecc.). Più di recente Romagnoli (1969) ha segnalato resti di una panchina sul Campo S. Antonio, in corrispondenza di Monte Embrisi, ad una quota di circa 1.100 m; ciò permette di interpretare, in accordo con Ogniben (1973), i piani più alti come spianate continentali che si raccordavano a linee di costa situate attualmente a quote di 1.100 m circa.

L'età di queste piattaforme e dei depositi associati, in mancanza di precisi riferimenti cronologici, è stata desunta da osservazioni di carattere più generale ed attribuita, negli ultimi decenni, genericamente al Pleistocene (Romagnoli, 1969) o ai livelli più bassi del Pleistocene stesso (Ogniben, 1973).

In questa nota viene discusso il rinvenimento di faune infrapleistoceniche in prossimità della panchina descritta da Romagnoli (1969) e vengono esposti i risultati dello studio stratigrafico e dello studio dei rapporti tra tettonica e sedimentazione dei bacini plio-pleistocenici che bordano l'Aspromonte occidentale.

Contesto geologico-strutturale.

L'ossatura della regione studiata è costituita da unità tettoniche cristallino



—metamorfiche con resti della loro originaria copertura meso—cenozoica (Lentini & Vezzani, 1975), sulle quali trasgredisce il Flysch di Capo d'Orlando, tardorogeno, aquitaniano—langhiano (Bonardi et al., 1980). Su questa porzione dell'edificio sovrascorrono le Argille Variegate antisicilidi (Ogniben, 1969). Seguono, infine, sulle Argille Variegate, sui depositi tardorogeni e più raramente sul substrato cristallino—metamorfico, le Calcareni di Floresta, arenarie langhiane, organogene, a cemento carbonatico. Secondo Carmisciano et al. (1981) esse rappresentano il prodotto della ripresa della sedimentazione nel bacino del Flysch di Capo d'Orlando dopo il ricoprimento antisicilide.

La più antica successione postorogena, discordante sull'edificio a falde, i cui rapporti con le Calcareni di Floresta debbono essere ancora meglio precisati, ha un'età tortoniana, ed è costituita da depositi fliscioidi a dominante pelitica nei livelli basali. Trasgredisce sugli elementi descritti la formazione dei «trubi», del Pliocene inferiore, costituita da marne bianche ad *Orbulina*, che localmente presenta livelli conglomeratici basali e lateralmente variazioni eteropiche con passaggio da conglomerati fluvio—marini a calcari a Coralli batiali. Livelli in facies di «trubi», in alcuni settori dello Stretto di Messina, si possono sviluppare fino a comprendere tutto il Pliocene (Barrier, 1984).

Segue, in una fascia più o meno continua ai piedi dell'Aspromonte occidentale (Fig. 2) la successione plio—pleistocenica; essa è costituita alla base da sabbie calcaree bioclastiche, mediamente cementate, designate in letteratura col termine di «calcareni» e ritenute (Lombardo, 1980; Ghisetti, 1981; Atzori et al., 1983) un'unità sincrona depositasi in ambiente litorale. Le nostre ricerche, di cui discuteremo più avanti i risultati, ci portano a proporre per queste sabbie un differente schema di evoluzione.

L'aumento dell'attività tettonica (Bousquet, Lanzafame et al., 1980) accentua lo sprofondamento del bacino, cosicché alle sabbie bioclastiche si sostituiscono argille batiali grigie del Pleistocene inferiore; queste passano, in continuità di sedimentazione e attraverso l'interposizione di sabbie fini a *Pseudamussium septemradiatum*, a ghiaie e conglomerati clinostratificati (ghiaie di Messina). Talvolta, invece, le argille batiali possono essere troncate da una superficie di erosione sottomarina, sulla quale riposano sabbie grossolane a blocchi, risedimentate in ambiente batiale, che passano a loro volta alle ghiaie di Messina.

Quest'ultima formazione, senz'altro la più caratteristica dello Stretto di Messina, può essere considerata come uno dei prodotti più spettacolari del sollevamento della regione. Corrisponde, infatti, ad una formazione deltizia, regressiva, diacrona (Barrier & Keraudren, 1983), che, dal Pleistocene inferiore all'Attuale, prograda verso il centro dello Stretto. Le ghiaie di Messina sono il frutto della concomitanza di diversi eventi: 1) il rinnovarsi dell'attività tettonica, 2) il sollevamento ai bordi e sprofondamento al centro, e 3) l'idrodinamismo violento. Questi fattori hanno trovato e continuano a trovare la loro possi-

bilità di coesistenza nell'ambiente particolare e caratteristico rappresentato dallo Stretto. Il complesso deltizio progradante delle ghiaie di Messina è costituito da diversi membri sedimentari che sono, dal più profondo al più superficiale (Fig. 3): 1) le argille grigie batiali e 2) le sabbie fini, che costituiscono il *bottom-*

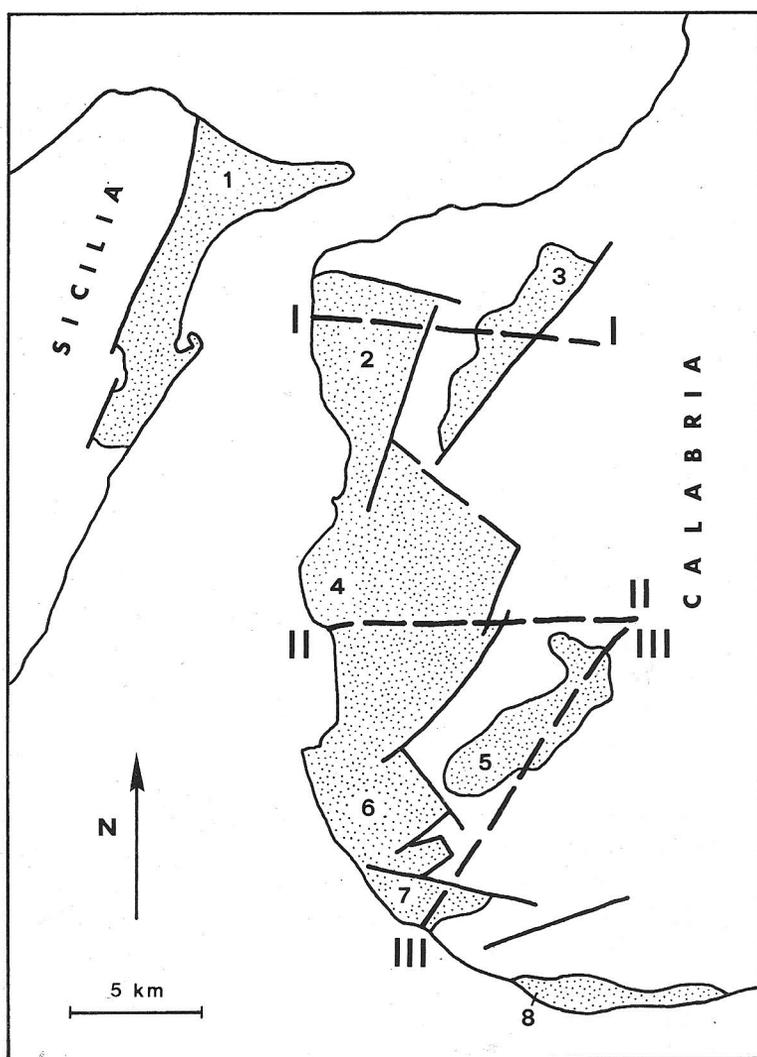


Fig. 2 — Entità tettono-sedimentarie dello Stretto di Messina e localizzazione dei profili studiati. 1) Entità di Messina; 2) Entità di Villa; 3) Entità di Calanna; 4) Entità di Reggio; 5) Entità dei Campi; 6) Entità di Motta; 7) Entità di Capo dell'Armi; 8) Entità di Melito. Profilo I: Monte Mannoli-Villa S. Giovanni; Profilo II: Portella Zagaria-S. Gregorio; Profilo III: Monte Embrisi-Riace Capo.

set; 3) le ghiaie ed i conglomerati clinostratificati (*foreset*); 4) le sabbie e ghiaie di spiaggia e 5) i terrazzi continentali (*topset*).

Le linee fondamentali del panorama tettonico della regione sono state tracciate di recente da Bousquet et al. (1980), i quali hanno descritto, tra l'altro, i principali sistemi di faglie. A causa del fatto che l'attività tettonica lungo tali sistemi non è sincrona, l'azione plio-pleistocenica delle strutture ha finito non solo per controllare l'individuazione dei bacini che si sono formati durante questo periodo (Fig. 2), ma ha anche condizionato pesantemente la sedimentazione che in essi avveniva. Ne è risultata la necessità di un più dettagliato studio stratigrafico e sedimentologico dei depositi dei singoli bacini, al fine di poter meglio definire sia l'evoluzione dell'attività tettonica che l'evoluzione della sedimentazione nei bacini stessi.

La ricerca di cui si espongono i risultati è scaturita da queste esigenze. Si è operato esaminando le situazioni geologiche lungo profili (Fig. 2, 4) ubicati in corrispondenza delle principali entità tettono-sedimentarie individuate e misurando, campionando e studiando, dal punto di vista sedimentologico e biostratigrafico, lungo tali profili, le successioni più significative. Ci sembra utile, infine, ricordare che nel corso del presente studio si è adottata la classificazione che prevede la bipartizione del Pliocene in Pliocene inferiore (Zona a *Sphaeroidinellopsis*, Zona a *Globorotalia margaritae* e Zona a *Globorotalia puncticulata*) e Pliocene superiore (Zona a *Globorotalia crassaformis* e Zona a *Globorotalia inflata*).

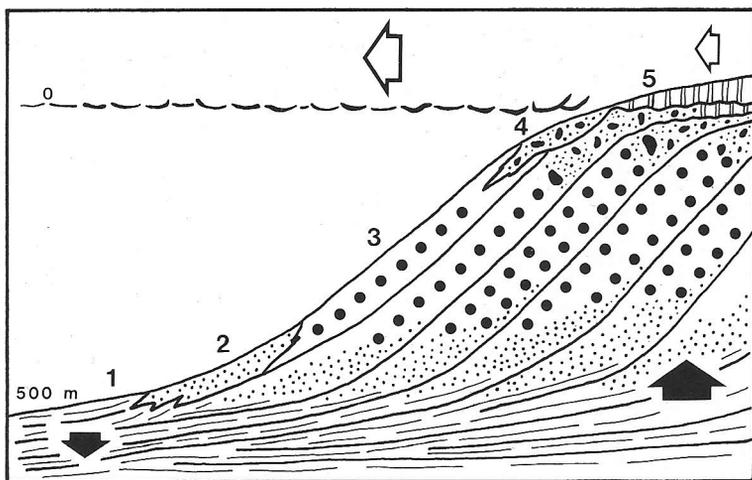


Fig. 3 – Dispositivo deltizio progredante delle ghiaie di Messina. *Bottomset*: 1) argille batiali, 2) sabbie circolitorali; *Foreset*: 3) ghiaie clinostratificate circolitorali; *Topset*: 4) sabbie e ghiaie di spiaggia; 5) terrazzi continentali.

Descrizione dei profili.

Profilo I.

E' compreso (Fig. 4 I) tra il Monte Mannoli (982 m s.l.m.) ed il mare, poco a sud di Villa S. Giovanni. In corrispondenza del Monte Mannoli, sul substrato cristallino-metamorfico, affiora un lembo isolato, spesso qualche metro, di sabbie di colore arancione, azoiche, depostesi in ambiente intertidale, come indicano la presenza di stratificazioni incrociate e di *flaser structures*. Sempre sul substrato cristallino-metamorfico, nella zona di Calanna, separata dall'affioramento prima descritto da faglie del sistema Calanna-Solano (NE-SW), trasgredisce una successione (Fig. 5 A) costituita alla base da 20 m di sabbie fini, cui si intercalano livelli decimetrici di conglomerati (Fig. 5 A 1); la presenza di *Aequipecten scabrellus* e di cordoni di ciottoli di spiaggia definisce per le sabbie di questo intervallo un ambiente di acque basse ad alta energia. Le sabbie diventano gradualmente bioclastiche e si arricchiscono di interstrati decimetrici di marne siltose; molto frequenti nella parte alta di questo secondo intervallo

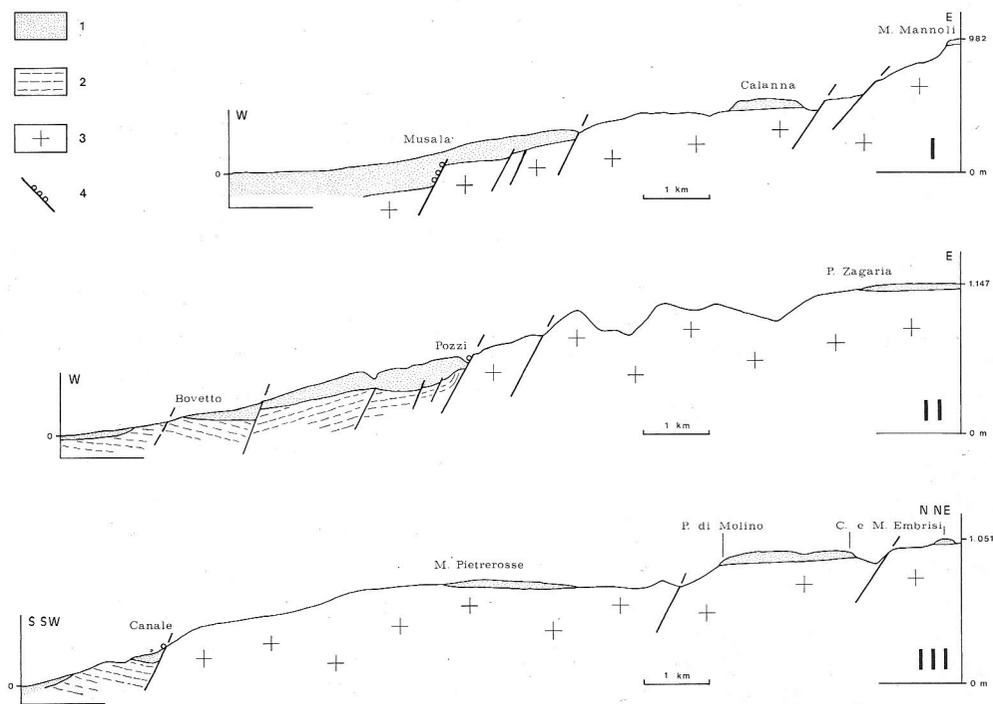


Fig. 4 — Profili geologici attraverso le principali entità tettono-sedimentarie studiate: 1) sedimenti del Pliocene superiore-Pleistocene; 2) substrato sedimentario mio-pliocenico; 3) substrato cristallino-metamorfico; 4) crosta di ambiente batiale in corrispondenza di pareti di faglia (vedi Fig. 6). Localizzazione in Fig. 2.

(50 m; Fig. 5 A 2) sono livelli massivi di sabbie grossolane a blocchi dovute a colate gravitative (figure di erosione alla base e troncature sottomarine), che testimoniano una notevole instabilità del bacino. Tra le faune rinvenute, spesso in frammenti e tutte spazzate, riportiamo *Aequipecten scabrellus*, *Flabellipecten flabelliformis* e *Monia striata* che indicano un ambiente circalitorale con originarie Biocenosi dei Fondi Detritici Costieri (DC) e/o delle Sabbie Grossolane e Ghiaie Fini Sotto l'Influenza delle Correnti di Fondo (SGCF). L'intervallo sommitale (Fig. 5 A 3), potente 60 m, è formato da sabbie grossolane e massive, cui si intercalano livelli irregolari di breccie a blocchi, le quali diventano dominanti verso l'alto. Nelle sabbie il contenuto faunistico è molto simile qualitativamente

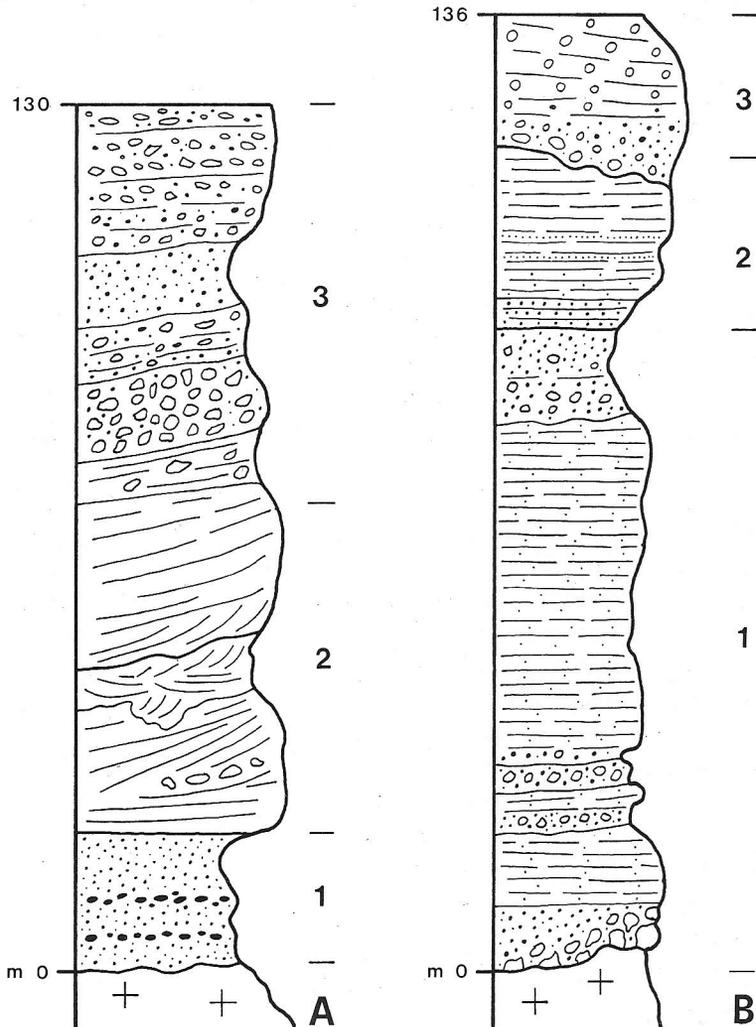


Fig. 5 — Le sezioni stratigrafiche del primo profilo: A) Calanna; B) Musalà.

a quello dell'intervallo sottostante ma molto povero in esemplari. I blocchi si distinguono, invece, per la presenza di forme epibionti cementate come *Isis* sp., *Crania anomala* e *Spondylus gussoni*, in posizione di vita, le quali colonizzavano i blocchi che cadevano dall'alto. L'ambiente, la cui instabilità si è accentuata (blocchi ad elementi da decimetrici a metrici), sembra essere compreso tra il circlitorale inferiore ed il batiale. Questa instabilità crescente, generatrice di rotture di pendenze, di colate gravitative di sabbie e brecce, che trasportavano blocchi e megablocchi, e di violente erosioni sottomarine, è da mettere in relazione con l'attività del sistema di faglie di Calanna—Solano, che limita a monte l'entità tettono—sedimentaria (Fig. 2) e che condizionava anche la direzione dominante degli apporti, parallela alle strutture stesse (NE—SW).

I macrofossili determinati studiando la sezione di Calanna, per esclusione, testimonierebbero, per tutti gli intervalli, un'età pliocenica superiore. Sono infatti molto abbondanti *Aequipecten scabrellus* e *Flabellipecten flabelliformis*, mentre mancano le forme esclusive della parte bassa del Pliocene (*Chlamys latissima*, *Spondylus crassicosta*, *Isognomon* sp.). La mancanza, infine, di forme caratteristiche del Pleistocene, come *Pseudamussium septemradiatum*, permetterebbe anche di escludere, per la parte alta della successione, livelli pleistocenici.

Spostandosi lungo questo primo profilo più a valle, si constata (Fig. 4 I) che faglie orientate NNE—SSW individuano una serie di piccoli settori nei quali affiora, potente 120 m, un'alternanza di sabbie grossolane a blocchi e di marne siltose o sabbie fini. I piani delle faglie, che hanno funzionato evidentemente da scarpate sottomarine, sono in genere coperti da croste di marne calcaree e da Coralli batiali e sono «annegati» dall'alternanza avanti descritta.

Nel settore più a valle del profilo, a Musalà, limitata verso monte da faglie ad orientazione NNE—SSW, si sviluppa sul substrato cristallino—metamorfico una successione, conosciuta nei suoi livelli inferiori attraverso sondaggi. In essa è possibile distinguere un primo intervallo (Fig. 5 B 1) potente 90 m, di sabbie fini marnose, mediamente stratificate in strati e banchi; a queste si intercalano, nella parte basale, brecce ad elementi del substrato (granito), i quali raggiungono le massime dimensioni (alcuni metri) in corrispondenza della superficie di trasgressione. Negli ultimi 20 m di questo primo intervallo alle sabbie marnose si intercalano, diventando presto dominanti, corpi lentiformi di sabbie grossolane e brecce, la cui base mostra chiari contatti erosivi; essi contengono blocchi colonizzati da Coralli profondi (*Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa*, *Desmophyllum cristagalli*). Gli interstrati a sabbie marnose degli orizzonti sommitali sono molto ricchi di spicole di Spugne e di Radiolari.

Il secondo intervallo (Fig. 5 B 2), potente 25 m, è costituito da marne grigie ad interbanchi (10—50 cm) di diatomiti; è troncato in alto da una superficie di erosione molto appariscente che sopporta le sabbie di Musalà. Si tratta di

sabbie grossolane conglomeratiche, massive, riccamente fossilifere, il cui spessore è dell'ordine di 20 m circa (intervallo 3; Fig. 5 B 3); ad esse fanno seguito, in continuità di sedimentazione, le ghiaie di Messina.

La successione descritta è di età pliocenica dalla base fino alla superficie di erosione (intervalli 1 e 2), come dimostrano le microfaune rinvenute. Nei livelli più bassi sono state infatti identificate *Sphaeroidinellopsis* sp., *Uvigerina rutila*, *Lenticulina dilecta*, *Anomalina helicina*; più in alto appare *Globorotalia puncticulata* ed alla sommità del primo intervallo *Globorotalia bononiensis* e *Brizalina alata*. Nel secondo intervallo compare infine *Globorotalia crassaformis aemiliana*. Si passa quindi dal Pliocene inferiore sommitale al Pliocene superiore basale. Parallelamente lo studio del nannoplancton indica per la parte alta del primo intervallo e per il secondo la Zona a *Reticulofenestra pseudoumbilica* (NN 15).

Dal punto di vista paleoambientale sia il primo che il secondo intervallo contengono faune profonde, mescolate soprattutto nella parte alta del primo intervallo, con forme litorali spiazzate: evidentemente in questo ambiente profondo avveniva la risedimentazione di materiale litorale. Le specie profonde rinvenute appartengono ai Coralli batiali *Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa*, *Desmophyllum cristagalli*. Le stesse indicazioni sono fornite per il secondo in-



Fig. 6 — Epibionti sessili di ambiente batiale, con prevalenza di *Desmophyllum cristagalli* e Coralli bianchi, su un piano di faglia tra Musalà e S. Rocco.

tervallo dalla presenza di Spugne silicee (*Periphragella* sp., *Farrea* sp.) e di Diatomee (*Coscinodiscus* spp., *Hemidiscus* spp.). La parte alta del primo intervallo ed il secondo contengono, in corrispondenza delle pareti di faglia che fungevano da falesie sottomarine, Coralli sessili cementati batiali (Fig. 6). Le faune litorali (Amphistegine, Pectinidi, Ostracodi) rappresentano il prodotto di apporti torbidity: sono infatti contenute in livelli mal classati di sabbie grossolane e ciottoli, caratterizzati da figure di erosione basali.

Discordanti sugli intervalli inferiori le sabbie fossilifere di Musalà contengono, molto abbondante, *Pseudamussium septemradiatum* ed hanno quindi una età pleistocenica inferiore. Seguenza (1879) considera invece queste sabbie contemporanee di quelle a *Strombus* di Bovetto e Ravagnese, ma non è stato possibile rilevare nessuna affinità tirreniana in questa ricca e banale associazione litorale. La fauna, infatti, costituisce una classica simmiglia rimaneggiata, in cui l'elemento *in situ* è dato da un gruppo di specie, numeroso, appartenente ad una paleocomunità SGCF (*Glycymeris glycymeris*, *Tellina crassa*, *Venus casina*, Alghe calcaree). L'elemento spiazzato contemporaneo è dato invece da specie infralitorali (*Vermetus* sp., *Haliotis* sp., *Patella* sp., *Trochidae*) e circalitorali (*Pseudamussium septemradiatum*, *Ditrupa arietina*). L'elemento rimaneggiato è costituito infine da specie profonde batiali plioceniche provenienti dalla falesia attiva (*Lophelia pertusa*, *Terebratulina retusa*, *Cidaris cidaris*, ecc.). Dato il chiaro contatto erosivo che sottolinea la base di questi sedimenti, è possibile che la parte del Pliocene superiore, che manca nella sottostante successione, sia stata elisa prima della deposizione delle sabbie in oggetto.

I dati emersi dallo studio di questo primo profilo e le osservazioni eseguite nella zona mostrano che nel Pliocene inferiore basale l'azione delle faglie orientate NNE-SSW ha determinato l'invasione della zona di Musalà da parte del mare e lo sprofondamento dell'area durante tutto il Pliocene (ambiente batiale). Con l'inizio del Pliocene superiore entrano in attività i sistemi orientati NE-SW, per cui il mare conquista domini più vasti come dimostra, in questo periodo, nella zona di Calanna, l'individuazione di un bacino prima litorale e poi, man mano, circalitorale inferiore e batiale. Ai depositi batiali di Calanna corrispondono più a monte, nella zona di Monte Mannoli, sabbie azoiche litoranee che segnano la linea di spiaggia di questo mare suprapliocenico.

Allo sprofondamento segue un rapido sollevamento: nella parte medio-alta del Pleistocene inferiore, infatti, la quasi totalità dell'area è emersa ed il mare occupa solo la zona di Musalà, dove si depositano le sabbie grossolane conglomeratiche fossilifere litorali.

Profilo II.

Si estende (Fig. 4 II) con andamento E-W, poco a sud di Reggio Calabria, tra la spianata di Portella Zagaria (1.147 m s.l.m.) ed il mare, a S. Gregorio. Nella parte più a monte, a Portella Zagaria, sul substrato cristallino-metamorfico

si sviluppa una vasta piattaforma di abrasione marina, estesa da monte a valle per circa 8 km. La spianata a luoghi è ricoperta da alcuni metri di sabbie grossolane e ghiaie mal classate, a megablocchi, su cui poggiano limi sabbiosi rossastri dovuti (Romagnoli, 1969) ad alterazione di ceneri vulcaniche. Piú a valle, a

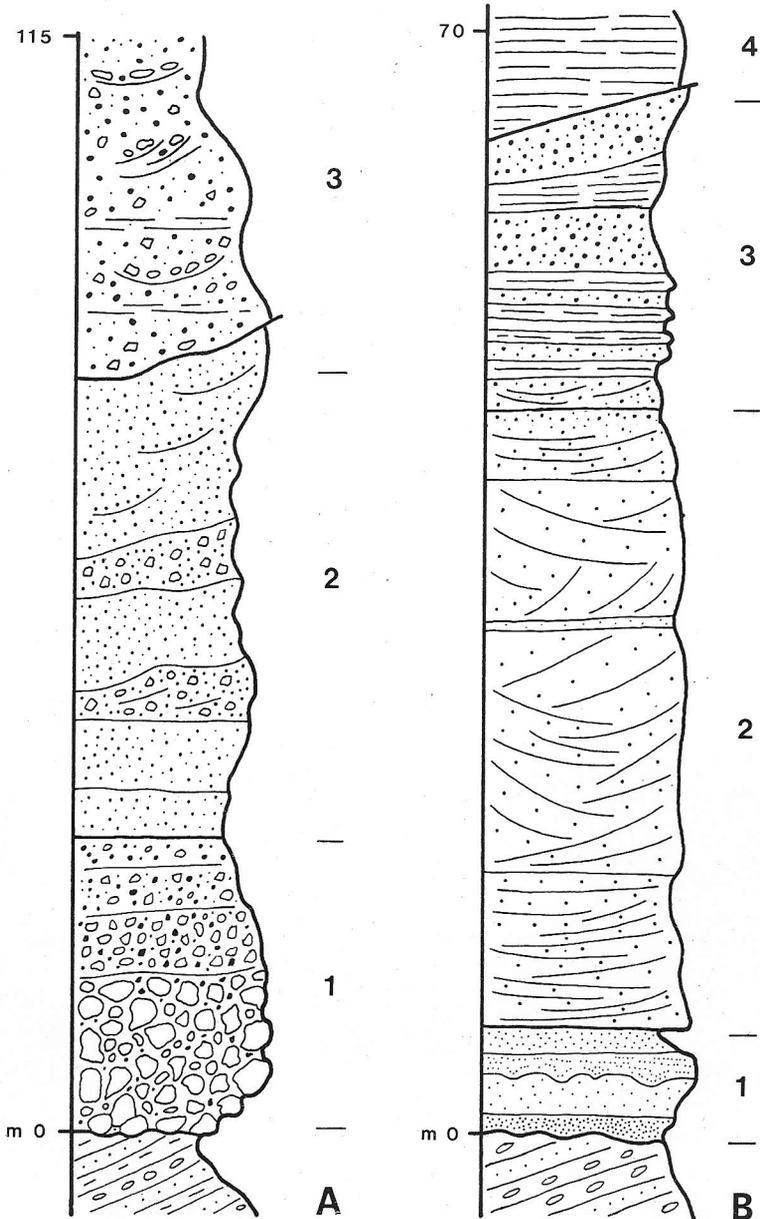
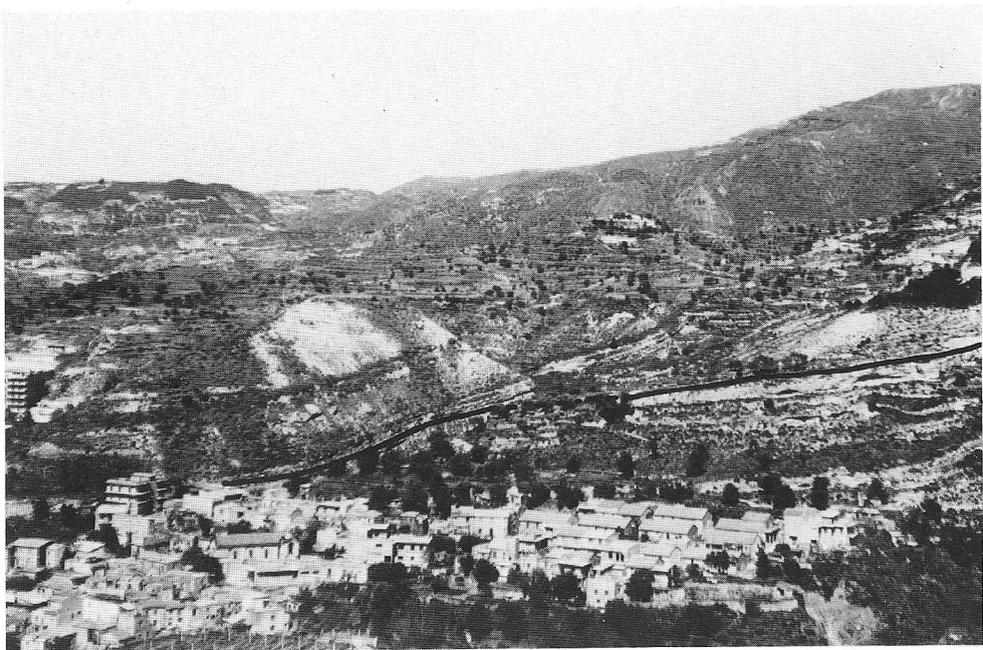


Fig. 7 — Le sezioni stratigrafiche del secondo profilo: A) Pozzi; B) Pavigliana.

Pozzi, un sistema di faglie orientato NE–SW isola un settore dove, ai piedi della faglia principale (faglia di Armo–Oliveto), in discordanza sui depositi tortoniani, si sviluppa una successione costituita alla base (Fig. 7 A 1) da livelli molto caotici, a megabrecce e grossi blocchi (max 2, 3 m), testimoni (Sauret, 1980) dell'attività sinsedimentaria della faglia in oggetto. A questo primo intervallo, spesso 30 m, fa seguito (Fig. 7 A 2) un'alternanza, potente 50 m, di breccce e sabbie calcaree bioclastiche, in strati da decimetrici a metrici; in esse sono molto comuni strutture di risedimentazione, come colate gravitative di sabbia e troncature sottomarine, tutti elementi che indicano il continuo rinnovarsi dell'attività tettono–sedimentaria. Naturalmente le faune di questo intervallo sono caratterizzate da mescolanza di forme del circalitorale inferiore e di forme infralitorali spiazzate. Le faune *in situ* (*Dendrophyllia cornigera*, *Isis* sp., *Balanophyllia* sp., Brachiopodi e Briozoi) attestano sin dai primi livelli, un notevole approfondimento del bacino. L'alternanza descritta è chiusa in alto da una superficie di troncatura sottomarina (Fig. 8) che ha carattere regionale e che sopporta le ghiaie che affiorano a Pozzi (Fig. 7 A 3). Queste ultime sono di ambiente batiale per la presenza, sui blocchi in esse «annegati», del Brachiopodo sessile cementato *Crania anomala*, molto comune, di Anellidi batiali e di *Isis* sp., e per l'abbondanza di *Delectopecten vitreus* nei sottili livelli di marne siltose che si intercalano a questi sedimenti.



Le ghiaie di Pozzi sono pleistoceniche a partire dalla loro base: contengono infatti *Pseudamussium septemradiatum* e, negli interstrati marnosi, *Globorotalia truncatulinoidea*. Per quel che riguarda invece gli intervalli inferiori, non è agevole una sicura attribuzione cronostratigrafica a causa degli intensi rimaneggiamenti e della facies eccessivamente clastica dei depositi; possiamo solo constatare la presenza di forme prevalentemente plioceniche (*Flabellipecten flabelliformis*, *Aequipecten scabrellus*) che diventano più rare, fino a scomparire, verso l'alto.

Per meglio datare la successione abbiamo fatto riferimento ad una successione eteropica che affiora a Pavigliana (Barrier et al., in stampa), la quale essendo ubicata alcuni chilometri a valle della faglia di Armo-Oliveto, risente molto meno dell'attività sinsedimentaria di questa faglia. La successione, discordante sui sedimenti tortoniani, presenta alla base (Fig. 7 B 1) 6,5 m di sabbie fini le cui faune, di ambiente litorale, indicano un'età pliocenica inferiore sommitale (*Chlamys latissima*, *Isognomon soldanii*, *Spondylus crassicauda*, *Globorotalia puncticulata*). Seguono (intervallo 2; Fig. 7 B 2) sabbie e calcari bioclastici (40 m) con strutture di dune sottomarine, nelle quali la scomparsa delle forme rinvenute nell'intervallo sottostante, l'abbondanza di *Aequipecten scabrellus* e *Flabellipecten flabelliformis*, e la presenza di *Globorotalia crassaformis* testimoniano un'età pliocenica superiore.

Il passaggio tra il Pliocene ed il Pleistocene si esplica tra il secondo ed il terzo intervallo con la comparsa di *Globigerina calabra*, rinvenuta nei livelli più bassi di quest'ultimo, il quale è costituito (Fig. 7 B 3) da 20 m di sabbie torbiditiche cui si intercalano marne silteose fossilifere. Seguono, al di sopra della superficie di troncatura già descritta a Pozzi, le marne batiali (Fig. 7 B 4) a *Hyalinea baltica*, che qui sostituiscono le ghiaie di Pozzi.

Verso valle sistemi di faglie orientati NE-SW e NW-SE individuano una serie di blocchi di limitata estensione, di cui il più occidentale sopporta i sedimenti tirreniani di Bovetto e Ravagnese.

La dinamica dell'entità di Reggio Calabria, che lo studio di questo secondo profilo ci ha consentito di mettere in evidenza, è riconducibile all'attività del sistema di faglie di Armo-Oliveto. Nel Pliocene inferiore sommitale tale attività ha permesso al mare di conquistare queste aree e di raggiungere subito, ai piedi delle discontinuità, una notevole profondità: i livelli basali della successione, già di ambiente circalitorale inferiore, sono ben presto sostituiti da sedimenti depositi in ambiente batiale. Questa attività, che è continua durante tutta la deposizione della successione, raggiunge il suo massimo nel Pleistocene inferiore con l'evento tettonico che porta alla troncatura dei sedimenti ed alla deposizione delle ghiaie di Pozzi, le quali corrispondono al massimo sprofondamento del bacino; in questo momento la linea di costa è segnata dalla deposizione delle sabbie e ghiaie delle spianate di Portella Zagaria. L'inizio del solleva-

mento dell'area è marcato dalla comparsa delle ghiaie di Messina che cominciano in questo periodo a progradare verso valle. Le sabbie e le ghiaie tirreniane di Bovetto e Ravagnese, attualmente a 130 m di quota, discordanti sui sedimenti tortoniani e sulle argille batiali pleistoceniche, ci indicano il livello raggiunto dal mare in tale periodo.

Profilo III.

Quest'ultimo profilo (Fig. 4 III) ha un andamento NNE-SSW e si sviluppa da Monte Embrisi (1.051 m s.l.m.) a mare, a Riace Capo, passando per Monte Pietrerosse (789 m s.l.m.). Nel settore più elevato, a Monte Embrisi, affiora il deposito pleistocenico, sicuramente marino, topograficamente più alto dell'Aspromonte, già segnalato da Romagnoli (1969); esso si raccorda verso nord con i depositi litorali di Portella Zagaria, precedentemente descritti (profilo II), e verso SW con quelli del Campo S. Antonio, attraversati dal profilo in discussione. Si tratta di un bioherma ad Alghe rosse che ricopre, con una potenza di circa 3 m, un paleorilievo del substrato granitico. Lungo la strada che conduce a Case Embrisi, 1 km a sud di Monte Embrisi, ad una quota di 990 m circa, gli stessi calcari ad Alghe rosse poggiano su alcuni metri di sabbie grossolane, bioclastiche, mediamente cementate, che evidentemente sono state usate come substrato dal bioherma. I calcari sono molto ricchi di fossili (Briozoi, Molluschi, Echinodermi, Foraminiferi) difficilmente determinabili ed utilizzabili a fini paleobatimetrici; tuttavia l'instaurarsi di un coralligeno di piattaforma su un sedimento mobile litorale deve necessariamente indicare (Pérès & Picard, 1964) una profondità di deposizione compresa tra 20 e 40 m, al di sotto cioè dell'influenza del moto ondoso che, rimuovendo la sabbia, avrebbe impedito il concrezionamento del fondo con Briozoi ed Alghe calcaree. Circa 200 m a SE dell'affioramento precedente, più precisamente 75 m ad E del punto quotato 1.003 m nella carta alla scala 1:10.000 «Monte Embrisi», ad una quota di 990 m circa, gli stessi calcari sono intercalati (Fig. 9) ad una successione trasgressiva sul substrato cristallino-metamorfico. Questa è costituita alla base da 3 m di sabbie grossolane e ghiaie (Fig. 9 - 1), cui fa seguito un'alternanza (10 m) di sabbie fini e grossolane (Fig. 9 - 2), in livelli decimetrici, che contengono rispettivamente *Pseudamussium septemradiatum* ed *Arctica islandica*. Queste specie ci permettono di datare la successione, calcari compresi, al Pleistocene inferiore. L'alternanza è sormontata da 5 m di calcari ad Alghe rosse (Fig. 9 - 3), che presentano le stesse caratteristiche di quelli che affiorano a Monte Embrisi. La successione è chiusa da 16,5 m di sabbie da fini a grossolane (Fig. 9 - 4) molto ricche in *Ditrupa arietina*, *Ostrea* sp. e Briozoi.

Seguendo verso occidentale l'affioramento, si nota che il calcare di Monte Embrisi si riduce progressivamente di spessore fino a scomparire: in località Pietra di Molino, sul bordo nord-orientale del Campo S. Antonio, i calcari in-

fatti non affiorano più. La successione (Fig. 10 A), sempre trasgressiva sul substrato cristallino-metamorfico, è costituita alla base (Fig. 10 A 1) da 10 m di sabbie prima fini e poi grossolane, variamente cementate. In queste sabbie sono frequenti strutture sedimentarie di ambiente litorale, come stratificazioni incrociate e tane di Crostacei e Vermi; le stesse indicazioni paleoambientali sono fornite dalla paleocomunità ad abbondanti *Pecten jacobaeus*, *Aequipecten opercularis* ed Alghe calcaree, che si rinviene in questo intervallo e che è indicativa di

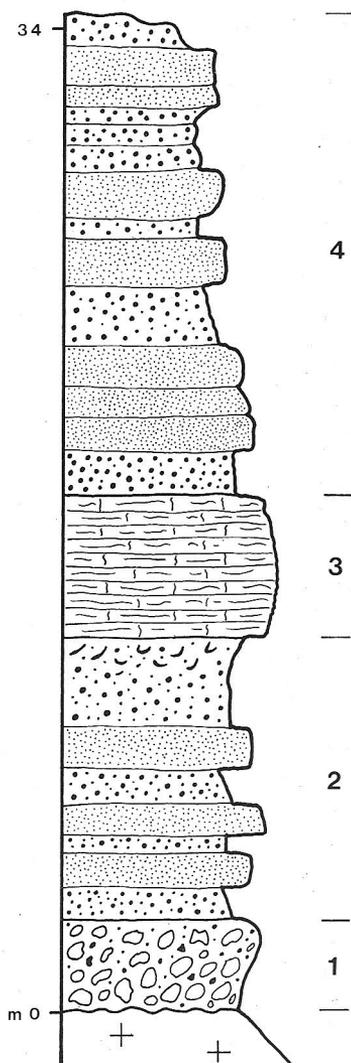


Fig. 9 — La sezione stratigrafica della successione a calcari algali di Monte Embrisi a Case Embrisi (Profilo III).

una paleobiocenosi dei Fondi Detritici Costieri (DC). L'intervallo successivo (Fig. 10 A 2) è costituito da 3,5 m di sabbie grossolane alla base sostituite, verso l'alto, da sabbie fini a *Similipecten similis* (specie circalitorale inferiore), che presto diventano ricchissime di *Ditrupa arietina* (Popolamento Eterogeneo). Il terzo intervallo (Fig. 10 A 3), spesso 11,5 m, è costituito da un'alternanza di sabbie grossolane ad *Arctica islandica* e di sabbie fini a *Pseudamussium septemradiatum*, depostasi in un bacino notevolmente approfondito.

Per quel che riguarda le considerazioni stratigrafiche bisogna segnalare la presenza di *Globorotalia inflata* alla base del secondo intervallo e la mancanza,

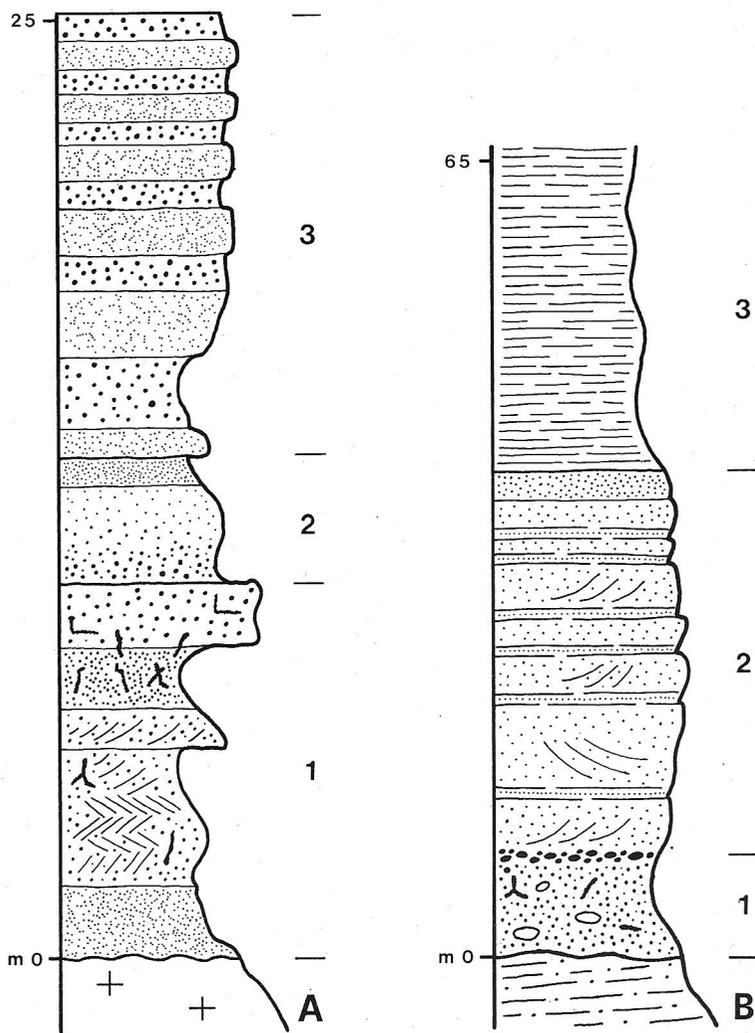


Fig. 10 – Le sezioni stratigrafiche di (A) Pietra di Molino e di (B) Canale (Profilo III).

nel primo, tra le forme caratteristiche dell'ambiente di deposizione, di quelle tipiche del Pliocene superiore. Si attribuisce pertanto la successione al Pleistocene inferiore, come indica la presenza abbondante di *Arctica islandica* e di *Pseudamussium septemradiatum* nel terzo intervallo.

Spostandosi verso mare, in corrispondenza di Monte Pietrerosse, sul basamento cristallino-metamorfico e sul Flysch di Capo d'Orlando trasgredisce una successione di sabbie fini, azoiche, spesso qualche metro.

Ancora più a valle, nell'ultimo settore, abbassato da un sistema di faglie orientato WNW-ESE, nella zona di Riace Capo, a Canale, la successione, discordante sui «trubi», presenta alla base (Fig. 10 B 1) 8 m di sabbie grossolane, senza apparente stratificazione. Le sabbie sono ricche di tane orizzontali e verticali e contengono dispersi ciottoli, incrostati da Balani in posizione di vita, elementi questi tutti caratteristici di ambiente infralitorale. Il passaggio all'intervallo successivo è sottolineato da uno strato (35 cm) di conglomerato, costituito da ciottoli del substrato arrotondati, di dimensioni comprese tra alcuni centimetri ed 1 dm; l'intervallo, potente in tutto 31 m, si evolve poi verso l'alto (Fig. 10 B 2) in un'alternanza di livelli, da decimetrici a metrici, di sabbie calcaree bioclastiche, ricchissime in *Chlamys opercularis*, *Pecten jacobaeus* e Briozoi, e di più sottili livelli di sabbie fini marnose a *Terebratula scillae*, *Gryphus minor*, *Pycnodonte* sp. Le sabbie calcaree bioclastiche corrispondono ad una risedimentazione di organismi sotto elevata corrente di fondo, in ambiente circlitorale inferiore (almeno 80-100 m), come indicano le faune reperite nei livelli

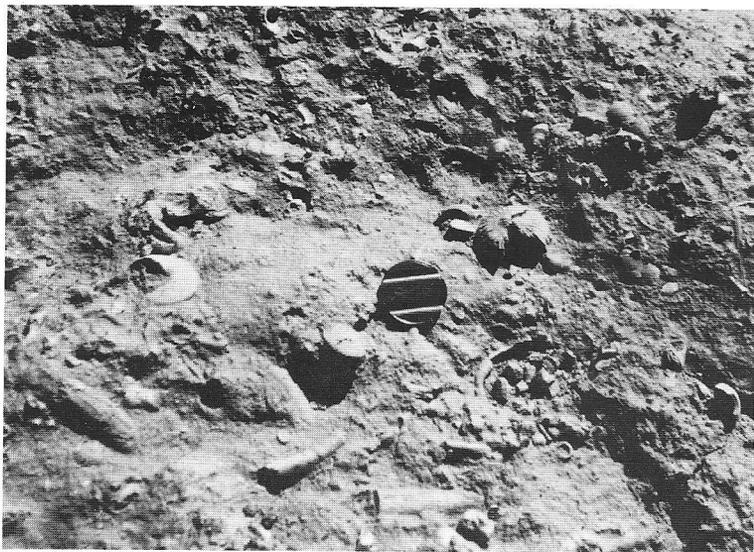


Fig. 11 — Aspetto tipico dei fanghi batiali a Molluschi e Coralli: loc. Canale.

marnosi. All'alternanza fanno seguito, in continuità di sedimentazione, marne siltose batiali (intervallo 3; Fig. 10 B 3; 11) che contengono, tra gli altri, *Scalpellum zancleanum*, *Isis* sp., *Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa*, *Acesta excavata*, *Cyclopecten hoskynsi*, *Dentalium agile*, *Homalopoma peloritenum*.

La sezione è databile al Pleistocene inferiore per la presenza, a tutti i livelli, di *Hyalinea baltica* e *Globorotalia truncatulinoides*. E' interessante osservare che il passaggio tra il primo ed il secondo intervallo, che corrisponde ad un brusco approfondimento del bacino, è sottolineato dall'orizzonte conglomeratico frutto dell'attività sedimentaria parossistica legata alla crisi tettonica.

Lo studio di questo terzo profilo ci permette di osservare che dopo la deposizione dei «trubi», avvenuta nel Pliocene inferiore, è solo nel Pleistocene inferiore che movimenti lungo strutture del sistema NW—SE consentono al mare di conquistare questa zona; alla trasgressione segue un brusco approfondimento testimoniato dalla deposizione delle argille batiali.

E' in quest'ultima epoca che questo bacino si unisce a quello di Reggio Calabria: il mare infatti invade il Campo S. Antonio e le spianate di Portella Zagaria, permettendo la deposizione, lungo la linea di costa, dei calcari ad Alghe di Monte Embrisi. Oltre ai sistemi NW—SE, entrano infine in attività anche i sistemi di faglie orientati NE—SW, che portano al sollevamento dell'area. E' a causa di questo sollevamento, ancora in atto, che attualmente la zona batiale è limitata solo al centro dello Stretto.

Conclusioni.

Se si considera l'epoca in cui il mare ha occupato le differenti entità, ci si rende conto che l'ingressione è avvenuta in momenti differenti. Nell'entità di Villa S. Giovanni la deposizione inizia nel Pliocene inferiore basale e continua, in un ambiente circalitorale inferiore, fino al Pliocene superiore. A Calanna i sedimenti sono del Pliocene superiore, di ambiente litorale alla base e poi profondo; a questi depositi di mare profondo corrispondono i depositi di acque basse di Monte Mannoli, che segnano la linea di costa di quel mare. La regressione inizia nel Pliocene superiore a Calanna ed interessa solo più tardi la zona di Musalà, come testimonia in questa località, nel Pleistocene inferiore, la deposizione delle sabbie erosive (sabbie litorali di Musalà).

Più a sud invece, nella zona di Reggio Calabria, l'attività delle faglie di Armo—Oliveto porta solo nel Pliocene inferiore sommitale il mare ad invadere l'area con un ambiente già profondo. Durante la sedimentazione delle ghiaie di Pozzi il bacino raggiunge la massima profondità ed ha la linea di costa all'altezza di Portella Zagaria. Il sollevamento della zona inizia nel Pleistocene inferiore ed inizia in questo periodo la deposizione delle ghiaie di Messina.

Ancora più tardivo è l'inizio della deposizione marina nella zona di Capo dell'Armi, dove l'intera successione è pleistocenica con facies che da litorale

passa a batiale. Durante la sedimentazione delle argille, che segnano il momento di massimo approfondimento, il bacino si è esteso fino ad unirsi con quello di Reggio Calabria: sia i depositi litorali dei piani di Portella Zagaria che quelli del Campo S. Antonio si raccordano, infatti, alla panchina di Monte Embrisi, la quale marca la linea di costa di questo più ampio bacino.

Questo evidente diacronismo è dovuto al fatto che nella zona il sollevamento e lo sprofondamento non hanno un andamento regionale: i rapporti tra mare e terre emerse sono strettamente condizionati dal giuoco delle faglie, la cui attività è anch'essa diacrona. Ne consegue quindi che non è corretto fare riferimento ad una unica formazione calcarenitica per designare le sabbie calcaree organogene, perchè tali depositi hanno un'età differente ed una differente evoluzione nei diversi settori della regione. E' probabile che la difficoltà di «lettura» dei risultati di alcune delle ricerche strutturali, che sono state di recente eseguite nell'area (Ghissetti, 1981), sia da imputarsi a non precise attribuzioni stratigrafiche.

Il rinvenimento infine di faune del Pleistocene inferiore nei sedimenti di Monte Embrisi (1.051 m s.l.m.), che sono i depositi sicuramente marini topograficamente più alti dell'Aspromonte, permette di meglio precisare il tasso di sollevamento di questa regione. Tale sollevamento risulta essere di qualche millimetro per anno, ha un'età più recente a sud che a nord, è diacrono ed è differenziato per tassi e ritmi.

BIBLIOGRAFIA

- Atzori P., Ghissetti F., Pezzino A. & Vezzani L. (1983) - Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte (1:50.000). S.EL.CA., Firenze.
- Barrier P. (1984) - Évolution tectono-sédimentaire pliocène et pléistocène du détroit de Messine (Italie). Thèse Université, 270 pp., Univ. Marseille-Luminy.
- Barrier P., Casale V., Costa B., Di Geronimo I., Oliveri O. & Rosso A. - La sezione plio-pleistocenica di Pavigliana (Reggio Calabria). *Boll. Soc. Paleont. It.*, in stampa.
- Barrier P. & Keraudren B. (1983) - Mise en évidence d'un passage stratigraphique continu entre une terrasse tyrrhénienne de la région de Reggio de Calabria et un faciès conglomératique de comblement du détroit de Messine (Italie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 296, pp. 1667-1670, Paris.
- 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.*, v. 99, pp. 365-393, Roma.
- Bousquet J.C., Carveni P., Lanzafame G., Philip H. & Tortorici L. (1980) - La distension pléistocène sur le bord oriental du détroit de Messine: analogies entre les résultats microtectoniques et le mécanisme au foyer du séisme de 1908. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, s. 7, v. 22, pp. 327-336, Paris.

- Bousquet J.C., Lanzafame G., Tortorici L., Sauret B. & Abou Bekr M. (1980) - Mise en évidence d'un épisode tectonique de distension pendant le Quaternaire ancien sur le bord sud-oriental du détroit de Messine. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n. 3, pp. 88–91, Paris.
- Carmisciano R., Gallo L., Lanzafame G. & Puglisi D. (1981) - Le calcareniti di Floresta nella ricostruzione dell'Appennino calabro-peloritano. *Geol. Romana*, v. 20, pp. 171–182, Roma.
- Cortese R. (1895) - Descrizione geologica della Calabria. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, v. 9, 310 pp., Roma.
- Cortese E. (1909) - Una sezione geologica attraverso il Peloro, lo Stretto di Messina e l'Aspromonte. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 28, pp. 445–468, Roma.
- Cortese E. (1928) - L'Aspromonte durante l'epoca glaciale. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 47, pp. 171–179, Roma.
- De Lorenzo G. (1904) - Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale. V. di 241 pp., Ed. Laterza, Bari.
- Ghisetti F. (1981) - L'evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco calabro. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 100, pp. 433–466, Roma.
- Gignoux M. (1909) - La Calabre. *Ann. Géogr.*, v. 18, pp. 141–160, Liège.
- Lembke H. (1931) - Beiträge zur Geomorphologie des Aspromonte (Kalabrien). *Ztschr. Geomorph.*, v. 6, pp. 58–112, Berlin.
- Lentini F. & Vezzani L. (1975) - Le unità meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 94, pp. 537–544, Roma.
- Lombardo G. (1980) - Studio stratigrafico del Plio-Pleistocene del bacino di Reggio Calabria. *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, s. 7, v. 12, pp. 233–298, Catania.
- Ogniben L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 8, pp. 453–763, Roma.
- Ogniben L. (1973) - Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. *Geol. Romana*, v. 12, pp. 243–258, Roma.
- Pérès J. M. & Picard J. (1964) - Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Rec. Trav. Station Marine Endoume*, Bull. 31, n. 47, 131 pp., Marseille.
- Romagnoli L. (1969) - Osservazioni geologiche e geomorfologiche sull'Aspromonte (Calabria). Considerazioni preliminari sull'erosione e la conservazione del suolo. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 88, pp. 245–266, Roma.
- Sauret B. (1980) - Contribution à l'étude néotectonique du détroit de Messine (Italie). Thèse Troisième Cycle, Univ. Paris VII, 258 pp., Paris.
- Seguenza G. (1879) - Le formazioni terziarie della provincia di Reggio (Calabria). *Mem. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, s. 3, v. 6, 416 pp., Roma.

Anderson J.M. & Anderson H.M. (1983) — **Palaeoflora of Southern Africa, Molteno Formation (Triassic)**. Vol. 1. Part 1. Introduction. Part 2. *Dicroidium*. 228 pp., 110 tav., fig., tab., A.A. Balkema, L. 75.000, Rotterdam.

Si tratta del primo volume di una serie di sei riguardanti lo studio della paleoflora dell'Africa meridionale, nell'arco di tempo compreso tra l'Archeano e il Pleistocene.

Questo primo volume, che ha soprattutto il carattere di un atlante fotografico, comprende una parte introduttiva, in cui sono prese in considerazione le megapiante triassiche del Gondwana in generale e la paleoflora della Formazione di Molteno in particolare. Viene così ricostruito sinteticamente da parte degli AA. l'ambiente da un punto di vista topografico, climatico, dell'habitat e delle associazioni faunistiche; si passa quindi alla distribuzione geografica e stratigrafica della flora. La seconda parte del volume invece, che è la più consistente, è dedicata al genere *Dicroidium*; di questo genere, molto diffuso tra la paleoflora di Molteno, viene analizzata per la prima volta dettagliatamente da parte degli AA. la sistematica, sulla base dello studio dei paleodemi piuttosto che degli individui. La revisione riguarda 9 specie, che comprendono un totale di 31 taxa infra-specifici.

Numerose tabelle, schizzi e disegni completano il lavoro.

C. ALBANESI

Scheidegger A.E. (1982) — **Principles of Geodynamics**. Third, Completely Revised Edition. XVII + 395 pp., 126 fig., Springer-Verlag, U.S. \$ 73.30, Berlin-Heidelberg-New York.

Si tratta della terza edizione completamente riveduta del trattato «Principi di Geodinamica» di Adrian E. Scheidegger, professore di Geofisica all'Università di Vienna. Il titolo del volume non deve trarre in inganno: esso non tratta principalmente della dinamica terrestre a scala regionale e globale alla luce della teoria tetto-genetica attualmente più accreditata, ma è piuttosto un volume dal carattere enciclopedico che spazia da problemi planetari quali l'origine dell'Universo e della Terra, alle caratteristiche geofisiche del pianeta, ad «oggetti» crostali a scala sempre minore: dalle aree continentali e oceaniche, agli orogeni, alle faglie pieghie e giunti, senza tralasciare accenni alla petrologia strutturale. Uno degli otto capitoli che compongono il volume è dedicato all'orogenesi e all'esame comparato di varie teorie tetto-genetiche, brevi cenni sono dedicati anche a quelle, come il corrugamento dovuto alla contrazione terrestre, che ormai conservano solo un valore storico.

Naturalmente ci si può trovare anche in disaccordo con certe vedute dell'Autore, quali l'asserito ruolo subordinato del vulcanismo nella geodinamica od il ruolo preminente accordato alla dinamica interna nel determinare aspetti anche minori della dinamica esogena, quali ad esempio gli avvallamenti gravitativi di versante. Aspetto caratterizzante del trattato è che i vari argomenti sono illustrati non solo da un punto di vista descrittivo, ma anche analitico; purtroppo tale approccio va molto spesso ben oltre le (modeste) capacità in materia della media dei geologi italiani, che si troveranno costretti a sorvolare su molti punti.

Malgrado il carattere enciclopedico del volume, esso ha una mole molto contenuta (395 pag., 126 fig.) in virtù delle capacità sintetiche dell'Autore; un'impressionante lista di riferimenti bibliografici indica tuttavia dove è possibile ampliare i singoli aspetti trattati.