

## DEPOSITI CARBONATICI INFRAPLEISTOCENICI DI TIPO FORAMOL IN SISTEMI DI SCARPATA (SALENTO - ITALIA MERIDIONALE)

**Marcello Tropeano<sup>1</sup>, Luigi Spalluto<sup>2</sup>, Massimo Moretti<sup>2-3</sup>, Piero Pieri<sup>2-3</sup> & Luisa Sabato<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata, Campus di Macchia Romana, 85100, Potenza <tropeano@unibas.it>

<sup>2</sup>Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università di Bari, via Orabona 4, 70125, Bari  
<l.spalluto@geo.uniba.it> <m.moretti@geo.uniba.it> <p.pieri@geo.uniba.it> <l.sabato@geo.uniba.it>

<sup>3</sup>Centro Interdipartimentale di Ricerca per la Valutazione e Mitigazione del Rischio Sismico e Vulcanico, Università di Bari, Palazzo di Scienze della Terra, via Orabona 4, 70125, Bari

RIASSUNTO: Tropeano M., Spalluto L., Moretti M., Pieri P. & Sabato L., *Depositi carbonatici infrapleistocenici di tipo foramol in sistemi di scarpata (Salento - Italia meridionale)*. IT ISSN 0394-3356, 2004.

La Penisola salentina, fra Otranto e Santa Maria di Leuca, termina verso mare con un articolato e ripido pendio roccioso, che raccorda la porzione sommitale della regione (le Serre salentine, una sorta di modesto altopiano costituito da blandi rilievi ed ampie depressioni orientati quasi ortogonalmente alla costa) al Canale d'Otranto nel Mar Ionio. Il pendio roccioso è costituito da carbonati appartenenti a differenti unità stratigrafiche discordanti fra loro, la cui età è compresa fra il Cretaceo ed il Quaternario. Fra questi depositi sono stati studiati i più giovani, infrapleistocenici, presenti nella parte bassa del pendio roccioso fino al livello del mare, attribuiti in letteratura alle Calcareniti del Salento e ritenuti, prima di questo lavoro, di ambiente costiero.

Questi depositi carbonatici di tipo *foramol* affiorano in maniera discontinua, presentano spessori variabili da pochi metri fino a diverse decine di metri e corrispondono a piccoli corpi isolati sviluppatisi in alcune brusche rientranze del pendio. In particolare, a Porto Miggiano (Santa Cesarea) ed a Castro Marina le successioni sono caratterizzate da lunghi clinoforami interrotti da nicchie di distacco di frane sottomarine evolutesi in piccoli canali effimeri. Le nicchie di distacco sono cicatrizzate da *backset* mentre i canali sono riempiti o da depositi simili a quelli incisi o, caoticamente, dagli stessi materiali in frana. Depositi di frana (*slumps*) ed altre *soft-sediment deformation structures* si riconoscono soprattutto nella parte bassa delle successioni, dove i clinoforami diminuiscono asintoticamente il loro angolo. L'insieme dei dati sedimentologici porta ad interpretare queste calcareniti come depositi di scarpata e base di scarpata sottomarina, alimentati sia dai sistemi carbonatici di mare sottile presenti fra le Serre che da produzione lungo il pendio. Questi sistemi si sviluppavano in indentazioni del pendio e costituivano piccoli ed isolati *aprons* di profondità non elevata.

L'interpretazione qui proposta porta a rivedere sia l'attribuzione formazionale dei depositi in oggetto sia le ipotesi circa l'evoluzione pleistocenica del Salento. Si suggerisce infatti di attribuire i depositi studiati alla Formazione della Calcareniti di Gravina, nota soprattutto nell'area delle Murge come l'unità che segna la fase di subsidenza dell'avampaese apulo indotta dalla propagazione verso est dell'orogene sudappenninico; inoltre, la posizione nella parte bassa del pendio dei depositi studiati, a differenza di quanto proposto in precedenza in letteratura, non indicherebbe una fase di stazionamento del mare lungo il pendio dopo un'iniziale fase di sollevamento infrapleistocenica della regione. Il sollevamento sarebbe avvenuto solo successivamente, così come evidenziato dalla presenza di una serie di terrazzi marini medio-suprapleistocenici riconosciuti nell'area salentina da altri autori a partire da quote superiori rispetto a quelle di affioramento dei depositi studiati.

ABSTRACT: Tropeano M., Spalluto L., Moretti M., Pieri P. & Sabato L., Lower Pleistocene foramol-type carbonate deposits in slope systems (Salento - southern Italy). IT ISSN 0394-3356, 2004.

Along the eastern Salento coast (Southern Italy), Cretaceous to Quaternary carbonates crop out on a 100 m high escarpment that connects a wide and relatively flat area to the Otranto Strait (Ionian Sea). Along the escarpment, faulted and tilted Cretaceous and Eocene limestones record deposition in shallow-marine and marginal carbonate environments. Younger carbonates disconformably overlie this substratum and they formed when the region was partially submerged. Accordingly, Priabonian to Messinian carbonates which crop out along the escarpment were interpreted as slope deposits linked to reef systems developed on the margin of the top area, while lower Pleistocene carbonates cropping out at the base of the same escarpment were considered coastal in origin and formed during the uplift of the region.

Stratigraphic and sedimentologic studies carried out on these lower Pleistocene carbonates demonstrate that also these deposits should be considered as slope deposits. The studied carbonates are foramol-type ones and discontinuously crop out along the lower part of the escarpment. They show a variable thickness (from a few meters up to several tens) and often exhibit a fan morphology; they correspond to small isolated bodies (up to a few km<sup>2</sup> wide) developed in some indentations of the escarpment, and are composed of coarse skeletal grains mainly deposited via slumpings or grain flows. Successions are characterized by long clinobeds cut by slump scars downward passing to gullies; backsets, slumps and chaotic deposits fill these erosional features. Clinobeds are alternatively made up of molechfor and rodhalgal facies which respectively record resedimentation by grain flows of shallow marine carbonates developed on top of the region and along-slope carbonate production.

Depositional systems correspond to small shallow-marine aprons whose discontinuous distribution along the escarpment (inside indentations) should be considered an original feature.

The idea that these deposits record the Sicilian sea-level along the escarpment should be abandoned as they are not coastal deposits. The studied deposits should be correlated to the Calcareniti di Gravina Formation which in other areas of the Apulian Foreland (which the Salento region belongs to) are considered as the deposits linked to the subsidence induced by the eastward migration of the south-Appennines orogenic system. The Quaternary uplift of the Salento region should be begun after the deposition of the studied slope deposits, as indicated also by a series of middle-upper Pleistocene marine terraces which start at heights higher than those ones of the studied deposits.

Parole chiave: carbonati di tipo foramol; depositi di scarpata; Pleistocene inferiore; Salento; Italia meridionale.

Keywords: foramol-type carbonates; slope deposits; Early Pleistocene; Salento; southern Italy.

## 1. INTRODUZIONE

In Puglia, principalmente nelle Murge e nel Salento, affiorano diffusamente carbonati plio-pleistocenici formati in contesti ambientali riconducibili a mare sottile (Ciaranfi *et al.*, 1988). Questi carbonati, di ambiente temperato (Pieri, 1975) e con caratteri di tipo *foramol* (Tropeano, 1994a; 1994b), si deponevano sull'Avampaese Apulo quando la regione, caratterizzata da un esteso ed articolato sistema di alti e bassi morfostutturali, per progressiva subsidenza evolveva da area emersa a vasto arcipelago (Tropeano *et al.*, 2002a). I caratteri morfostutturali del substrato, dovuti sia all'evoluzione tettonica terziaria dell'avampaese (Pieri, 1980; Iannone & Pieri, 1982; Tozzi, 1993; Festa, 2003) sia, in parte, a tettonica sinsedimentaria (Pieri *et al.*, 1997), determinavano lo sviluppo di differenti sistemi deposizionali e facies nei diversi contesti di sedimentazione incontrati dalla trasgressione indotta dalla subsidenza (Iannone & Pieri, 1979). In pratica si sviluppava sedimentazione carbonatica sia nei bracci di mare poco profondi che separavano gli alti morfostutturali, sia lungo i versanti di questi ultimi (isole in via di sommersione), sia sulla loro sommità (banchi) quando gli alti venivano annegati (Tropeano & Sabato, 2000). I differenti sistemi deposizionali evolvevano su un substrato roccioso carbonatico fagliato, ed i loro caratteri erano determinati sia dalla alternanza dei bassi e degli alti morfostutturali sia, sui versanti di questi ultimi, dalla spaziatura delle faglie e dalla entità dei loro rigetti verticali. Se i versanti erano costituiti da estesi blocchi strutturati da faglie a piccolo rigetto, si sviluppavano rampe carbonatiche a debole pendio, caratterizzate da sedimentazione subtidale e rari corpi di spiaggia (Tropeano & Sabato, 2000); se i versanti presentavano un pendio più pronunciato, corrispondente ad un esteso blocco roccioso tiltato o ad un substrato roccioso strutturato da faglie molto ravvicinate, si sviluppavano sistemi deposizionali caratterizzati da corpi sigmoidali di ambiente costiero (con geometrie tipo Gilbert) passanti distalmente in modo rapido ad ambienti di *offshore* (Pomar & Tropeano, 2001); se i versanti erano strutturati a gradinata da faglie con rigetti decametrici, i sistemi deposizionali a ridosso delle strutture erano caratterizzati da depositi di falesia a volte associati a delta ghiaiosi (Sabato, 1996; Tropeano & Sabato, 2000). Nelle depressioni, invece, si sviluppavano sistemi deposizionali relativi ad aree di canale o di golfo, sia protette rispetto al moto ondoso, talvolta con sedimentazione di tipo salmastro, sia aperte rispetto al moto ondoso (Iannone & Pieri, 1979; D'Alessandro *et al.*, 2004). Sulla sommità dei rilievi, una volta sommersi, si sviluppavano infine piccole piattaforme carbonatiche isolate, caratterizzate da sedimentazione subtidale (Tropeano, 1994a; 1994b).

Nel Salento meridionale, lungo la costa che si affaccia sul Canale d'Otranto (fra Otranto e Santa Maria di Leuca), alcune delle successioni carbonatiche infra-pleistoceniche affioranti sono state recentemente attribuite a sistemi deposizionali di scarpata e di base di scarpata (Tropeano *et al.* 2000; 2002b), differenti quindi rispetto ai sistemi noti in letteratura e fin qui ricordati. Il presente lavoro, a carattere preliminare, intende offrire alcuni elementi interpretativi di questi nuovi sistemi deposizionali riconosciuti, che portano a proporre un

quadro paleogeografico locale differente da quello noto in letteratura, e ad avanzare alcune considerazioni di carattere neotettonico e formazionale sull'area salentina investigata.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Salento rappresenta la porzione meridionale dell'Avampaese Apulo emerso (fig. 1A) e, come le altre porzioni dell'avampaese, è costituito in affioramento da una potente successione carbonatica mesozoica coperta, in maniera discontinua, da sottili unità più recenti a prevalente costituzione carbonatica (Palmentola, 1987; Ricchetti *et al.*, 1988).

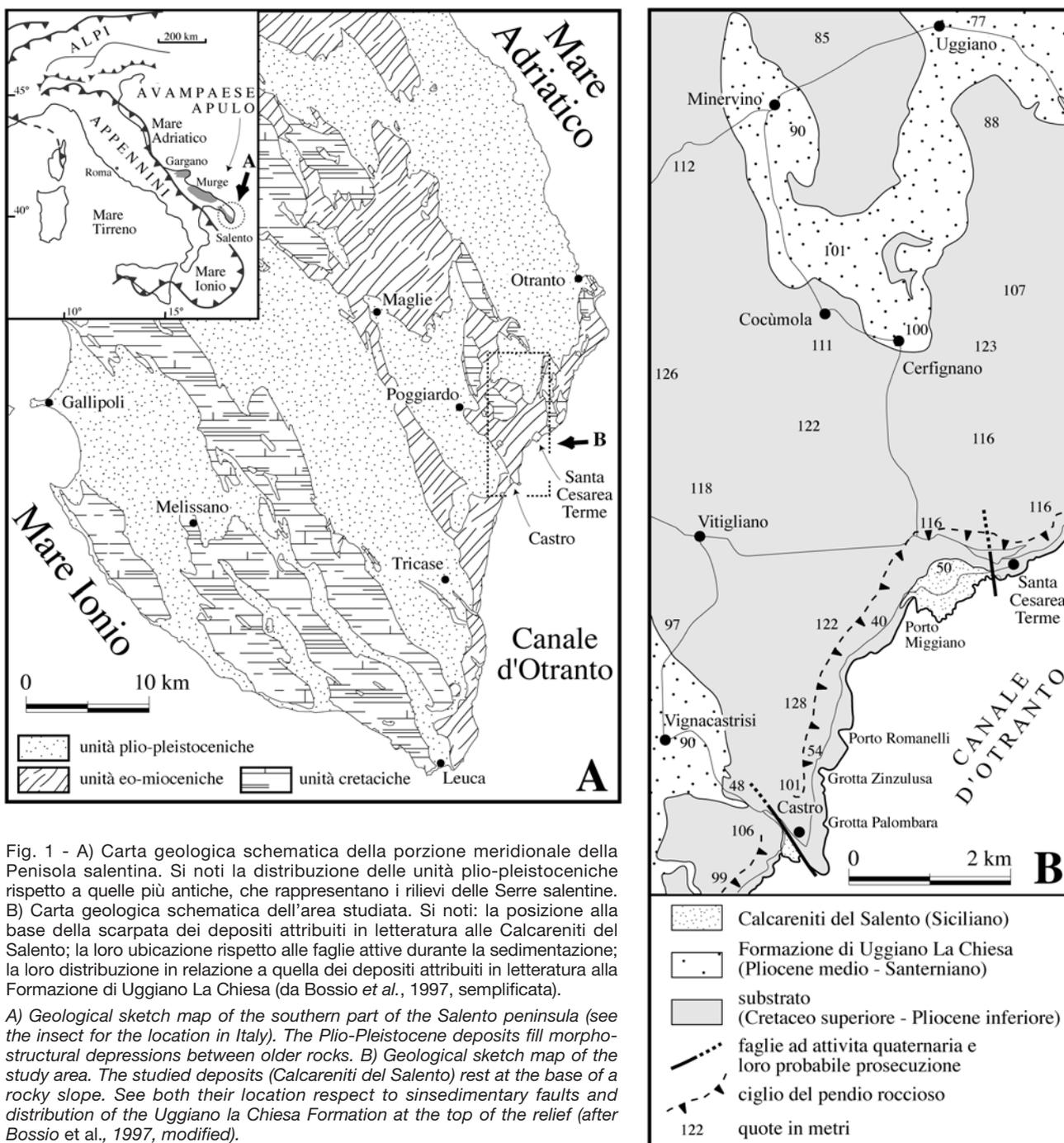
Lo studio è stato condotto nella parte sudorientale della Penisola salentina, che rappresenta, sotto il profilo morfologico, una sorta di modesto altopiano limitato ad E (verso mare) da una scarpata a luoghi fortemente acclive. L'altopiano è caratterizzato dall'alternanza di blandi rilievi (le Serre salentine), con elevazioni massime di circa 190 m rispetto all'attuale livello del mare, e di estese e poco profonde depressioni, le cui quote raggiungono circa 120 m sul livello del mare. Questo sistema morfostutturale, con orientazione NNO-SSE, ha condizionato lo sviluppo delle unità marine più recenti, che si sono deposte e/o conservate nelle aree depresse prima del sollevamento quaternario della regione (Martinis, 1962; Palmentola & Vignola, 1980) (fig. 1A).

La fascia costiera che si affaccia sul Canale d'Otranto (fra Otranto e Santa Maria di Leuca) è orientata quasi ortogonalmente al sistema di rilievi e depressioni delle Serre e qui, come accennato, l'altopiano termina verso mare con un articolato e ripido pendio roccioso che raccorda bruscamente l'area delle Serre all'attuale piattaforma continentale (Budillon & Aiello, 1999). Il pendio roccioso è costituito in affioramento da carbonati appartenenti a differenti unità stratigrafiche discordanti fra loro e la cui età è compresa fra il Cretaceo ed il Quaternario. In sintesi, le unità carbonatiche supracretaciche e medioeoceniche rappresentano il substrato deformato su cui si sono addossate unità più giovani; infatti il pendio roccioso attualmente esposto ricorda per lunghi tratti il pendio sommerso che avrebbe caratterizzato la regione dal Priaboniano al Messiniano e sul quale si sedimentavano i depositi di scarpata relativi ai coevi sistemi deposizionali carbonatici di scogliera che si sviluppavano sul margine della regione salentina (Bosellini *et al.*, 1999). Per quanto riguarda le unità più giovani, plio-pleistoceniche, affioranti nella porzione meridionale del Salento e in parte lungo lo stesso pendio roccioso, queste sono state attribuite a differenti unità formazionali (Formazione di Leuca, Formazione di Uggiano La Chiesa, Calcareniti del Salento) e la loro età ed il loro significato ambientale e paleogeografico sono tuttora oggetto di dibattito (a titolo di esempio, la Formazione di Uggiano la Chiesa è considerata di età Pliocene medio-superiore da Bossio *et al.*, 1987c, di età Pliocene medio-Santerniano da Bossio *et al.*, 1997, e di età Pliocene superiore da Bosellini *et al.*, 1999).

In particolare, le Calcareniti del Salento affioranti nella parte bassa del pendio roccioso ed oggetto del presente lavoro (fig. 1B) sono state genericamente

descritte nei lavori più recenti come depositi costieri (Bosellini *et al.*, 1999), e la loro posizione nella parte bassa del pendio è stata addebitata ad uno stazionamento del mare nel Siciliano, successivo quindi ad una fase infrapleistocenica (emiliana) di sollevamento della regione (Bossio *et al.*, 1987a, 1987b). Depositi carbonatici di età relativamente più antica (Formazione di Uggiano la Chiesa) sono invece segnalati sul rilievo ed occupano ampie aree depresse delle Serre (fig. 1B). Questa ricostruzione non sembra però coerente con alcuni studi di carattere paleoecologico e geomorfologico secondo i quali i depositi carbonatici infrapleistocenici del porto di Castro (una delle tipiche località di affiora-

mento delle Calcareniti del Salento lungo il pendio roccioso oggetto di studio) andrebbero riferiti ad ambienti profondi almeno 100 m, quando anche la parte sommitale della regione salentina era ricoperta da una lama d'acqua non inferiore alla decina di metri, e sarebbero da attribuire sia all'Emiliano che al Siciliano (Taddei Ruggiero, 1983; 1993; 1994). Per quanto riguarda invece la successione calcarenitica di Porto Miggiano (anch'essa affiorante nella parte bassa del pendio ed oggetto di questo studio), già attribuita al Calabriano da Rossi & Ungaro (1969), questa è considerata di età siciliana da Bossio *et al.* (1987b) e, nella sua porzione più elevata, di età tirreniana da Zezza (1983).



Per quanto riguarda infine gli aspetti di tipo strutturale, i principali lineamenti tettonici riconosciuti nell'area interessano tutti i termini affioranti lungo il pendio roccioso e presentano rigetti variabili da qualche metro fino ad oltre 200 m (Martinis, 1962; 1967). Rispetto alle successioni infrapleistoceniche oggetto di studio si può quindi riconoscere un'attività pre-, sin-, e post-deposizionale di queste strutture (Moretti, 1997). Le strutture riconosciute sono essenzialmente faglie subverticali orientate NNO-SSE e NO-SE; sono presenti inoltre sia direttrici trasversali alle precedenti che orientate N-S (sulla costa fra Porto Badisco e Otranto, Santa Cesarea Terme e presso Tiggiano - Martinis, 1962). La maggior parte di queste faglie (soprattutto nel settore sud-occidentale) è di tipo trascorrente con successivi e/o alternati movimenti obliqui e di tipo normale (Tozzi, 1993).

### 3. I DEPOSITI CARBONATICI INFRAPLEISTOCENICI DI SANTA CESAREA TERME E CASTRO MARINA

Nella parte bassa del pendio roccioso che si affaccia sul Canale d'Otranto, affiorano in maniera discontinua alcune successioni attribuite alla Formazione delle Calcareni del Salento e ritenute in letteratura di età siciliana (Bossio *et al.*, 1997; Bosellini *et al.*, 1999). Localmente, questi affioramenti non superano i pochi chilometri quadrati di estensione e raggiungono spessori massimi di alcune decine di metri. Vengono di seguito descritte ed interpretate le successioni affioranti in maniera spettacolare nei pressi di Santa Cesarea Terme (Porto Miggiano) e di Castro Marina, entrambe già oggetto in precedenza di alcuni lavori di dettaglio (Rossi & Ungaro, 1969; Taddei Ruggiero, 1983; 1993; 1994; Zezza, 1983; Bossio *et al.*, 1987a; 1987b). In entrambe le località le successioni si sviluppano in una brusca indentazione del pendio e sono limitate da faglie subverticali; in entrambi i casi è stata evidenziata una attività tettonica sinsedimentaria delle faglie (Martinis, 1967; Moretti, 1997).

#### 3.1. Descrizione

Le successioni infrapleistoceniche studiate presentano spessori variabili fino ad un massimo di circa 40-50 m e si addossano, in discordanza lungo pendio, sulle unità più antiche. Uno dei caratteri interni più evidenti è la diffusa presenza di lunghi clinoforimi, il cui angolo di inclinazione varia fino ad un massimo di 25°-

30°; l'immersione dei clinoforimi è verso mare, coerente con l'originale orientazione del paleopendio roccioso, con tendenza ad orizzontalizzarsi asintoticamente verso l'attuale falesia costiera (fig. 2). I clinoforimi sono rappresentati da strati, anche sottili, e banchi di spessore superiore al metro e sono costituiti da biocalcareni, biocalciruditi e, subordinatamente, da calcisiltiti e rari orizzonti argillosi di colore verdastro; sono generalmente bioturbati, con aumento della bioturbazione verso il tetto degli strati. Le litofacies riconosciute sono costituite da *grainstones* e *packstones* bioclastici ad alghe rosse, briozoi, echinidi, brachiopodi, rari coralli solitari e bivalvi, frequentemente in frammenti. In sezione sottile si riconoscono sia facies ricche in foraminiferi bentonici che facies ricche in foraminiferi planctonici, queste ultime associate a briozoi ed alghe rosse (fig. 3).

Gli strati presentano rare strutture interne, in genere laminazioni piane (o fantasmi di laminazione) parallele ai clinoforimi. Le superfici di strato, in tagli paralleli al pendio, appaiono ondulate a grande scala simulando strutture tipo *hummocky* di ampiezza dell'ordine della decina di metri. I clinoforimi sono a volte tagliati da nette superfici erosive canalizzate (con canali di ampiezza di alcuni metri, pareti molto acclivi fino a subverticali e fondo inclinato verso mare) che passano lateralmente a superfici di strato. Le forme canalizzate immergono verso mare, spesso con orientazione leggermente differente rispetto a quella dei *foreset* sottostanti tagliati dall'erosione. Le facies di riempimento dei canali sono generalmente simili a quelle dei depositi incisi e, allontanandosi dai canali, le facies a contatto a letto ed a tetto delle superfici erosive non sono distinguibili. In alcuni casi però il riempimento dei canali presenta una complessa stratificazione incrociata, e, più raramente, è costituito da grossi intraclasti (di diametro fino a 50 cm) immersi in una matrice grossolana caotica (fig. 4); la morfologia degli intraclasti indica che la loro messa in posto è avvenuta allo stato plastico o semi-consolidato. Inoltre, lungo pendio, sono state osservate strutture tipo *backset* impostatesi in presenza di brusche variazioni di pendenza delle superfici di appoggio del banco considerato (particolare della fig. 5). A diverse altezze nella successione, e comunque in affioramenti posti alla base del pendio, sono inoltre presenti strutture tipo *slump* in orizzonti deformati dello spessore di almeno 2-3 m (fig. 6). Morfologicamente le strutture sono rappresentate da pieghe asimmetriche, *thrusts* con chiare superfici di *decollement* e faglie inverse, pie-



Fig. 2 - Il piede delle calcareniti clinostratificate a Porto Miggiano  
*Toe of the clinobeds. Porto Miggiano locality.*

ghe a scatola e strutture imbricate che interessano strati calcarenitici a differente granulometria (Moretti, 1997). Sono state osservate anche altre *soft-sediment deformation structures* come: intrusioni di sedimento liquefatto, *load-casts* e *flame structures* (Moretti, 1997). Le

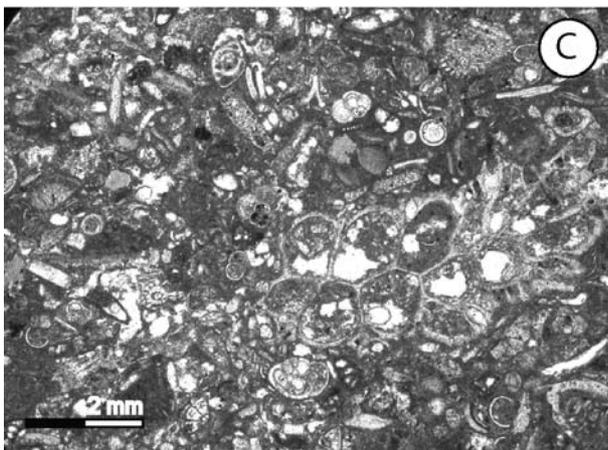
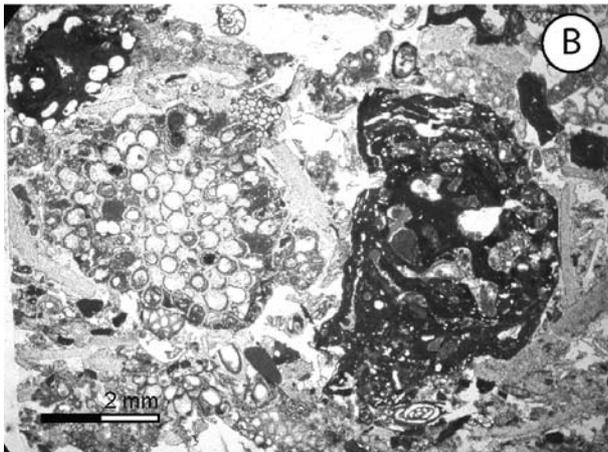
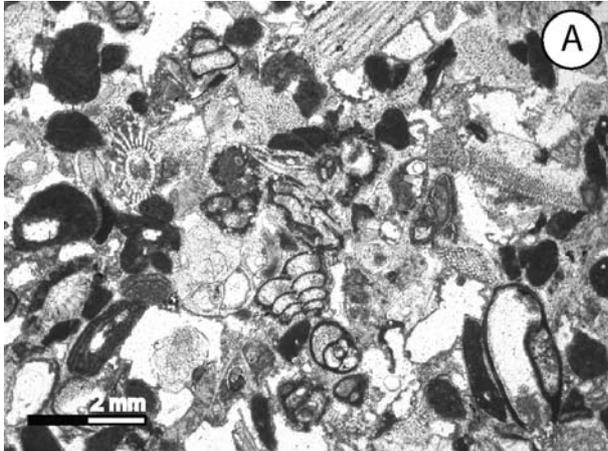


Fig. 3 - Esempi di facies riconosciute in sezione sottile: A) *grainstone* a foraminiferi bentonici e frammenti di bivalvi, alghe rosse ed echinidi; B) *packstone* con alghe rosse, briozoi e rari foraminiferi; C) *packstone* a briozoi e foraminiferi planctonici.

*Thin sections of some representative facies: A) grainstone with benthic foraminifers and fragments of bivalvs, red algae ed echinoids; b) packstone with red algae, bryozoans and rare foraminifers; C) packstone with bryozoans and planctonic foraminifers.*

intrusioni di sedimento liquefatto (silt ben selezionato e finissimo) sono rappresentate da forme a "pera" od "imbuto" cioè molto strette verso il basso e svasate fino quasi ad orizzontali verso l'alto. Le *load-casts* e le *flame structures* si rinvengono a vari livelli e sono rappresentate da ondulazioni del contatto fra calcareniti a diversa granulometria. Le ondulazioni nella laminazione simulano larghi movimenti verso il basso (*load-casts*) e strette vie di fuga verso l'alto (*flame structures*). A luoghi la laminazione originaria risulta troncata da flussi provenienti dal basso.

### 3.2. Interpretazione

Le facies bioclastiche che caratterizzano gli affioramenti descritti sono riconducibili a sistemi carbonatici di tipo *foramol*, con associazioni sia di tipo *molechfor* che di tipo *rodhalgal* (*sensu* Carannate *et al.*, 1988). In particolare, uno studio condotto da Taddei Ruggiero (1983) sui foraminiferi planctonici presenti in un campione significativo prelevato dalla successione di Castro Marina, indica che i sistemi si sviluppavano in climi temperato-temperato caldi non dissimili da quelli del Mediterraneo attuale. Non è possibile però ricondurre i caratteri stratigrafici e sedimentologici delle successioni studiate ai sistemi carbonatici di tipo *foramol* descritti per successioni parzialmente coeve affioranti nello stesso Avampaese Apulo (si veda il paragrafo introduttivo del presente lavoro). I banchi clinostratificati, notevolmente sviluppati in lunghezza e con appoggio asintotico nella parte bassa (troncato dalla falesia attuale), e la presenza di *slumps* indicano infatti che la sedimentazione delle successioni carbonatiche infrapleistoceniche di Castro Marina e di Porto Miggiano avveniva lungo un pendio sottomarino ed al suo piede. I lunghi clinoforni non sono sempre continui lateralmente per la presenza di forme erosive canalizzate che possono essere interpretate come nicchie di distacco di frane sottomarine (*slump scars*) evolutesi lungo pendio in

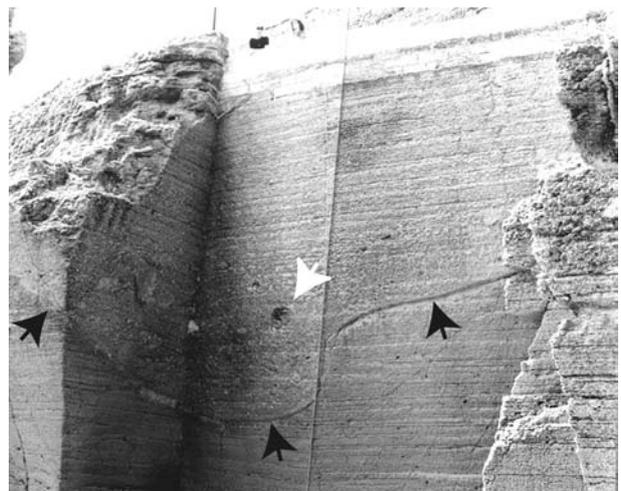


Fig. 4 - Canale erosivo lungo le calcareniti clinostratificate; la freccia bianca indica un grosso intraclasto nel riempimento del canale. La scala è fornita dalle due persone in alto. Località Porto Miggiano.

*Erosional channel (gully) along clinobeds; the white arrow indicates a big intraclast in the infilling deposits. Two people on top for scale. Porto Miggiano locality.*

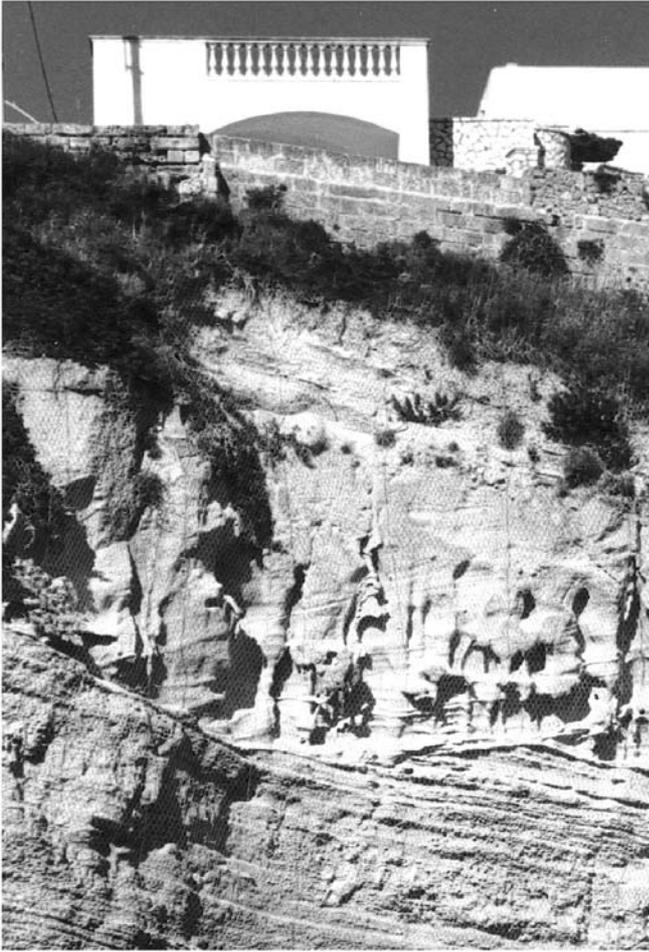
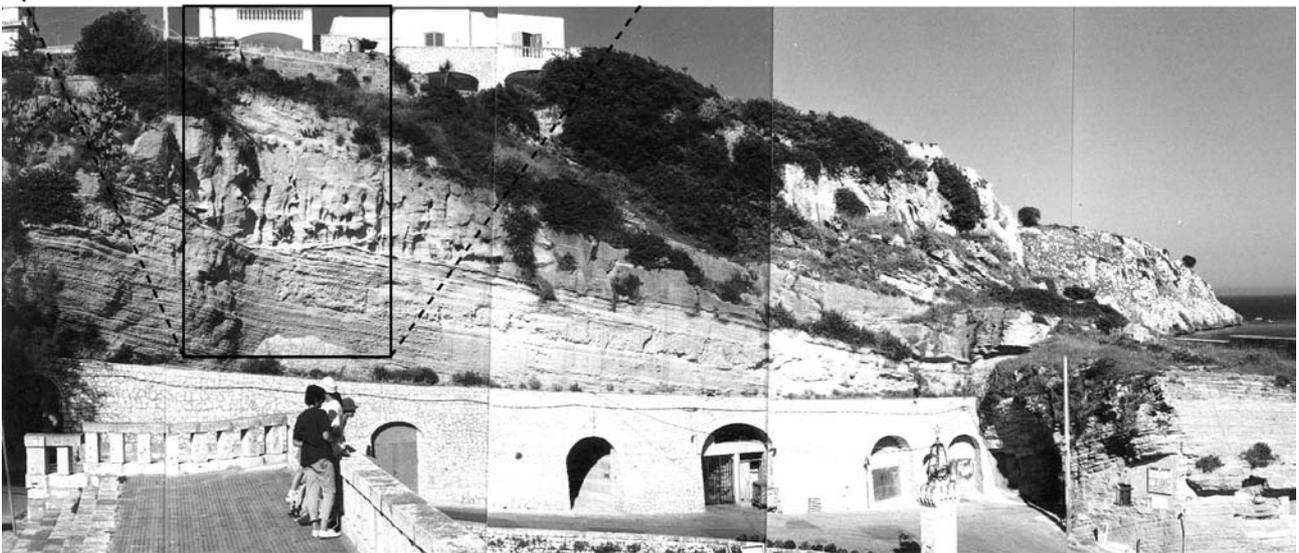


Fig. 5 - Calcareniti clinostratificate a Castro. Nel particolare è evidenziato un backset.

*Clinobedded calcarenites at Castro locality. See the backset in the inset.*



stretti e ripidi canali effimeri (*gullies*) causati dallo scorrimento della frana su materiali poco consolidati. Nella parte inferiore del pendio, il riempimento dei canali era opera dello stesso materiale in frana, sia come deposito caotico a grossi intraclasti (*debris flows*) sia come classico deposito da *slump* (strati contorti). In alcuni casi l'erosione ed il riempimento multiple dei canali determinano la presenza di una stratificazione incrociata molto

complessa ma confinata lateralmente. Per quanto riguarda le strutture tipo grandi *hummocky*, queste forme rappresentano un effetto di prospettiva su tagli paralleli al pendio di banchi inclinati a morfologia ondulata; l'ondulazione rappresenta zone di maggiore o minore accumulo dei sedimenti lungo pendio; non si tratta quindi di forme di fondo trattive ma di rilievi e depressioni orientati parallelamente al pendio in un



Fig. 6 - Esempio di *slump* nella parte alta della successione; il martello (freccia) come scala. Località Porto Miggiano.

*Slump in the upper part of the succession; the hammer (arrow) for scale. Porto Miggiano locality.*

materasso continuo ed aggradante di sedimenti. La presenza di *backset* lungo i clinoformi e la cicatrizzazione delle nicchie e dei canali da parte di sedimenti simili a quelli erosi, indicherebbe l'attività di flussi sedimentari tipo *grain flow*; questi processi erano episodici, come indicato dalla diffusa bioturbazione che aumenta nella parte alta degli strati e dei banchi.

Infine, le strutture deformative riconosciute oltre gli *slumps*, indicano che le facies in cui si sviluppavano erano poste nella parte bassa del pendio, in quanto intrusioni di sedimento, *load casts* e *flames* si possono originare per processi di liquefazione e fluidificazione indotti da aumento repentino del carico litostatico (*overloading*) in conseguenza di episodi di sedimentazione di massa.

#### 4. DISCUSSIONE

##### 4.1 Sistemi deposizionali ed ipotesi paleogeografiche

In base ai caratteri descritti e alla loro interpretazione si ritiene che le successioni studiate rappresentino il prodotto di una sedimentazione carbonatica di tipo *foramol* in ambienti di scarpata e di base di scarpata. Ricordando che durante il Pleistocene inferiore il sistema a blandi rilievi e depressioni delle Serre Salentine ed il pendio di raccordo verso il Canale d'Otranto erano già presenti, e che il sistema governava la distribuzione di aree emerse e sommerse del Salento meridionale, può essere proposta una ipotesi paleogeografica relativa all'origine dei depositi studiati, coerente con le osservazioni sedimentologiche effettuate sulle successioni. Le aree sommerse del sistema delle Serre Salentine, sede di attiva sedimentazione carbonatica di mare sottile, erano rappresentate da zone più o meno profonde (golfi o ampi canali che si alternavano a banchi o altofondi) che passavano verso il pendio a canyon sottomarini in roccia. Tali canyon sono tuttora riconoscibili come elementi morfologici del pendio roccioso in indentazioni della falesia e sono impostati o sulla prosecuzione di alcune delle blande depressioni delle Serre o in coincidenza di faglie ad attività sinsedimentaria. Eventi di alta energia, come correnti di tempesta o di amplificazione tidale nei canali, innescavano il trasporto lungo il pendio (prevalentemente lungo i canyon) dei sedimenti carbonatici prodottisi in mare sottile (facies carbonatiche tipo *molechfor*) e la loro risedimentazione, nella parte medio-bassa dei canyon e al piede del pendio roccioso, in forma di accumuli sottomarini isolati fra loro (fig. 7). Lungo pendio era attiva anche una *factory* di mare relativamente più profondo che concorrevva allo sviluppo delle successioni (facies carbonatiche tipo *rodhalgal*). Gli accumuli sedimentari lungo pendio erano però gravitativamente instabili e soggetti a frane sotto-

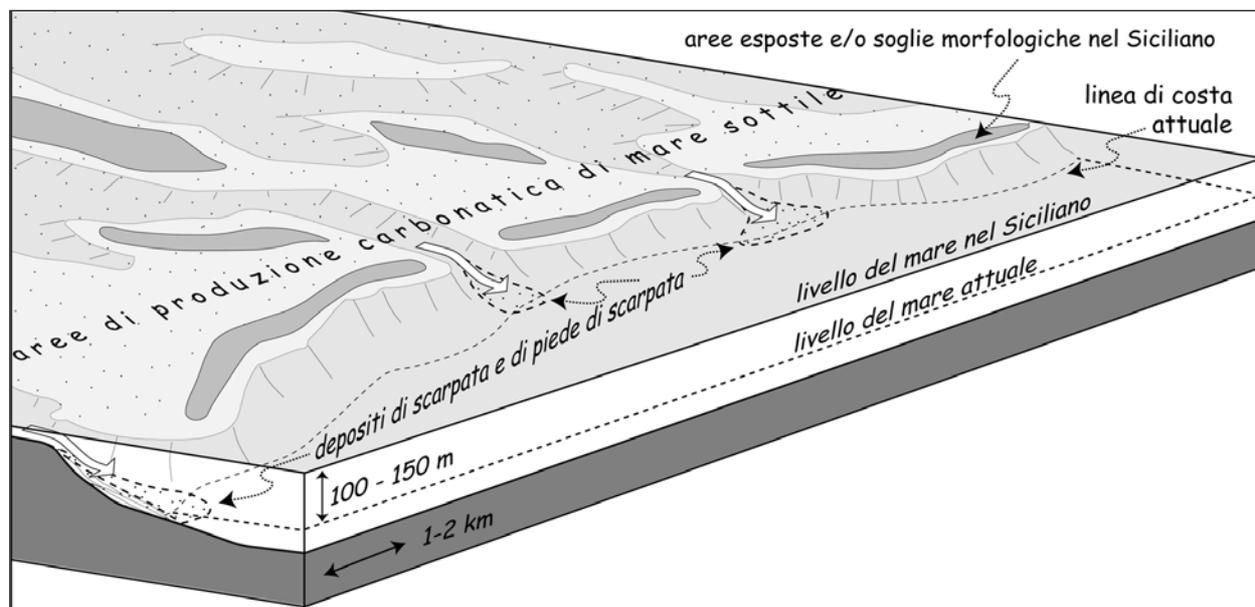


Fig. 7 - Schema paleogeografico dei sistemi di sedimentazione di scarpata e di base scarpata durante il Pleistocene inferiore. *Palaeogeographic sketch of slope and base-of-slope sedimentation during Early Pleistocene.*

marine; la cicatrizzazione delle nicchie di distacco giustifica la presenza di discordanze interne riconosciute nelle successioni già da Rossi & Ungaro (1969).

Considerando regionalmente la geometria e la posizione delle aree di affioramento, la forma in pianta dei depositi ricorda quella di piccole conoidi sottomarine. Queste risultano ubicate in corrispondenza di brusche rientranze del pendio roccioso e andrebbero considerate come una testimonianza della originale distribuzione dei sedimenti infrapleistocenici alla base del paleopendio sottomarino piuttosto che lembi residui di una originale copertura più ampia. L'accumulo lungo pendio, e non solo alla sua base, e la continuità laterale degli strati, nonostante la loro ondulazione ed il fatto di essere incisi da frane e canali effimeri, porta ad interpretare i sistemi deposizionali come apron isolati di piccole dimensioni. Si trattava di sistemi deposizionali di relativa bassa profondità, fra 100 e 150 m, in buon accordo con quanto sostenuto su basi paleoecologiche da Taddei Ruggiero (1983; 1993)

#### 4.2 Considerazioni formazionali e neotettoniche

L'interpretazione ambientale e paleogeografica qui proposta impone una revisione biostratigrafica delle successioni studiate, in quanto parte dei depositi attribuiti alla Formazione di Uggiano la Chiesa, posti nelle blande depressioni delle Serre e considerati mediopliocenico-santerniani (Bossio *et al.*, 1997), e quelli attribuiti alle Calcareni del Salento, posti alla base del pendio e ritenuti di età siciliana (Bossio *et al.*, 1987a; 1987b), dovrebbero essere coevi. Questa ipotesi è coerente con la distribuzione dei depositi infrapleistocenici in aree esterne a quella studiata, ed in particolare nella porzione sudoccidentale della Penisola salentina, dove si può notare che gli affioramenti posti in corrispondenza dell'attuale livello del mare sono fisicamente continui con quelli posti nelle parti alte della Penisola (Martinis, 1970; Bossio *et al.* 1997). In questo settore infatti le depressioni morfostrutturali presenti nella parte alta del rilievo si raccordano al mare con un pendio a gradiente costante e costituivano il substrato di sistemi di rampa carbonatica i cui prodotti sedimentari vengono attribuiti ad una unica unità formazionale (Calcareni del Salento, come nell'area di Tricase in: Bossio *et al.*, 1997). Se in queste aree gli affioramenti infrapleistocenici affioranti a livello del mare vengono correlati fisicamente a quelli affioranti nelle parti alte della penisola (fino a quote di circa 110-120 m sul livello del mare), anche nell'area considerata nel presente lavoro, in base all'interpretazione ambientale proposta, non sussisterebbe più la necessità di distinguere dal punto di vista formazionale i depositi posti alla base del pendio da quelli affioranti nelle Serre. Inoltre, a livello regionale, entrambe le unità (Calcareni del Salento e Formazione di Uggiano La Chiesa), o parti di esse, sarebbero da attribuire alla Formazione della Calcareni di Gravina (*sensu* Iannone & Pieri, 1979), la cui età nell'area delle Murge, dove fu istituita da Azzaroli (1968), varia dal Pliocene medio al Pleistocene inferiore (Ciaranfi *et al.*, 1988), un intervallo di tempo compatibile con i depositi salentini in oggetto (si veda anche Ciaranfi *et al.*, 1993).

Anche il significato sedimentario dei depositi studiati sarebbe simile a quello assunto dalla Formazione della Calcareni di Gravina nelle Murge, dove l'unità registra una significativa ingressione marina sul-

l'Avampaese Apulo (Iannone & Pieri, 1982). La revisione sedimentologica dei depositi infrapleistocenici descritti in questo lavoro permette di affermare infatti che anche durante il Siciliano l'intero pendio roccioso che raccorda le Serre salentine al Canale d'Otranto era posto sotto il livello del mare; la posizione alla base del pendio delle successioni qui studiate, precedentemente interpretate come depositi costieri ed addebitate a fenomeni di stazionamento del mare dopo una fase di sollevamento della Penisola salentina avvenuta in un intervallo di tempo compreso fra il Santerniano ed il Siciliano, non può essere utilizzata direttamente come indicazione di un paleolivello del mare del Siciliano lungo il pendio. D'altra parte ipotizzare una fase di rapido e relativamente intenso sollevamento della Penisola salentina nel Pleistocene inferiore (durante l'Emiliano, prima del sollevamento delle Murge), seguita da una stasi e poi da un lentissimo sollevamento tuttora in atto non concorda con quanto riconosciuto nel resto dell'Avampaese Apulo. Infatti, regionalmente, l'inizio del sollevamento dell'Avampaese Apulo, verosimilmente costante nel tempo, è collocato nel Pleistocene medio (Ciaranfi *et al.*, 1983; Doglioni *et al.*, 1994), o nella parte alta del Pleistocene inferiore al passaggio con il Pleistocene medio (Pieri *et al.*, 1996; Tropeano *et al.*, 2002a). Inoltre, la presenza di una serie di depositi marini terrazzati e di paleolinee di costa di età Pleistocene medio-Tirreniano indica un sollevamento costante in interferenza con oscillazioni eustatiche del livello del mare (Ciaranfi *et al.*, 1988). In particolare nell'area salentina vengono segnalati una serie di terrazzi marini deposizionali medio-suprapleistocenici riconosciuti a partire almeno dalla quota di 100 m sul livello del mare (Fiore & Palmentola, 1987) e spianate di abrasione e vecchie linee di costa dello stesso intervallo di età vengono segnalate anche a partire da quote superiori (D'Alessandro *et al.*, 1987; Ciaranfi *et al.*, 1988; Ricchetti *et al.*, 1988). È importante sottolineare che sia le più alte spianate di abrasione che i più elevati terrazzi deposizionali giacciono a quote superiori rispetto alle quote di affioramento dei depositi qui studiati.

Un'ulteriore considerazione neotettonica deriva dall'analisi della distribuzione dei depositi alla base della scarpata. Come evidenziato, gli affioramenti sono discontinui e ubicati dove il pendio roccioso presenta brusche rientranze. Queste sono poste in corrispondenza di faglie sinsedimentarie la cui attività favoriva la presenza di zone di bypass fra le aree sommitali e la base della scarpata. Le faglie tagliano una blanda soglia morfologica posta al margine superiore del pendio che ipotizziamo possa in parte corrispondere ad un originale rilievo morfologico ereditato dalle aree di fronte delle scogliere terziarie riconosciute nell'area da Bosellini *et al.* (1999). L'attività delle faglie avrebbe favorito anche il frequente innesco di frane sottomarine lungo la scarpata.

## 5. CONCLUSIONI

Le osservazioni sedimentologiche e le considerazioni litostratigrafiche espresse in questo lavoro permettono di attribuire a sistemi deposizionali di scarpata e di base di scarpata i depositi calcarenitici infrapleistocenici affioranti nella parte bassa e alla base del pendio roccioso che ad oriente, verso il Canale d'Otranto, raccor-

da la regione salentina al Mare Ionio. Questo pendio, già riconosciuto in letteratura come un elemento fisiografico della Piattaforma apula fino al Messiniano, ha rappresentato localmente il margine della stessa piattaforma anche durante il Pleistocene inferiore. Le successioni osservate sono riferibili a sistemi carbonatici di tipo *foramol* che, a differenza di quanto noto in letteratura per depositi coevi affioranti sia nelle Murge che nel Salento, devono essere considerati non classici sistemi di mare sottile ma piccoli ed isolati sistemi tipo *apron* di non elevata profondità. Le aree di produzione carbonatica vanno ricercate sia nelle Serre salentine che lungo il pendio stesso.

La nuova interpretazione ambientale di questi depositi porta a rivedere la suddivisione formazionale finora operata in questa porzione della regione salentina, in quanto non vi sarebbe più la necessità di distinguere i depositi delle Serre (Formazione di Uggiano la Chiesa) da quelli della base del pendio (Calcareniti del Salento). Entrambi i tipi di deposito andrebbero riferiti alla Formazione della Calcarenite di Gravina, l'unità rappresentativa del parziale annegamento mediopliocenico-infrapleistocenico dell'intero Avampaese Apulo dovuto alla migrazione del sistema appenninico meridionale verso oriente.

Infine, alcune faglie dirette e/o trascorrenti che tagliano il pendio e che mostrano attività sinsedimentaria rispetto ai depositi descritti, avrebbero interrotto sia la blanda soglia morfologica presente alla sommità del versante (ereditata dalle scogliere terziarie e che impediva di alimentare ovunque la base del pendio) sia il frequente innesco di frane sottomarine.

## 6. RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano L. Simone ed E. Taddei Ruggiero per le proficue discussioni e gli utili suggerimenti, N. Ciaranfi, S. Longhitano e M. Schiattarella per la lettura critica del manoscritto. Lavoro eseguito e pubblicato con fondi MIUR (COFIN 2002, responsabile nazionale L. Simone, responsabile locale A. Laviano).

## LAVORI CITATI

- Azzaroli A. (1968) - *Calcarenite di Gravina*. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia - Formazioni Geologiche. Servizio Geologico d'Italia, **1**, 183-185.
- Bosellini A., Bosellini F.R., Colalongo M.L., Parente M., Russo A. & Vescogni A. (1999) - *Stratigraphic architecture of the Salento Coast from Capo d'Otranto to S. Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **105**(3), 397-416.
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G. (1987a) - *Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. V - Note geologiche sulla Zona di Castro*. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino, Quaderni di ricerche del centro studi geotecnici e d'ingegneria, Lecce, **11**, 127-145.
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G. & Varola A. (1987b) - *Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. IV - Inquadramento bio-cronostratigrafico delle Calcareniti del Salento di Porto Miggiano - S. Cesarea Terme*. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino, Quaderni di ricerche del centro studi geotecnici e d'ingegneria, Lecce, **11**, 89-125.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G. (1987c) - *Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. II - Evoluzione Paleogeografica dell'area di Leuca nel contesto della dinamica mediterranea*. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino, Quaderni di ricerche del centro studi geotecnici e d'ingegneria, Lecce, **11**, 31-53.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G. (1997) - *Carta geologica del Salento sudorientale*. Dip. Scienze della Terra, Università di Siena - Enterprise Oil.
- Budillon F. & Aiello G. (1999) - *Evoluzione pleistocenica della piattaforma continentale del Salento orientale: fattori di controllo tettonici e/o eustatici*. Il Quaternario, **12**(2), 149-160.
- Carannante G., Esteban M., Milliman J.D. & Simone L. (1988) - *Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations*. Sedimentary Geology, **60**, 333-346.
- Ciaranfi N., Ghisetti F., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Torre M., Tortorici L. & Vezzani L. (1983) - *Carta Neotettonica dell'Italia meridionale*. Progetto Finalizzato Geodinamica CNR, **515**, 62 pp.
- Ciaranfi N., Pieri P. & Ricchetti G. (1988) - *Note illustrative alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 449-460.
- Ciaranfi N., Pieri P. & Ricchetti G. (1993) - *La Penisola salentina nel quadro dell'evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampaese Apulo*. XII Convegno Soc. Paleont. It., Terra d'Otranto, Guida alle escursioni, 9-20.
- D'Alessandro A., Loiacono F. & Ricchetti G. (1987) - *Note illustrative alla carta geomorfica del Salento meridionale (F.525 "Gallipoli", 526 "Nardò", 527 "Otranto", 536 "Ugento" e 537 "Capo S.Maria di Leuca")*. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino, Quaderni di ricerche del centro studi geotecnici e d'ingegneria, Lecce, **11**, 207-222.
- D'Alessandro A., Massari F., Davaud E. & Ghibaudo G. (2004) - *Pliocene-Pleistocene sequences bounded by subaerial unconformities within foramol ramp calcarenites and mixed deposits (Salento, SE Italy)*. Sedimentary Geology, **166**, 89-144.
- Dogliani C., Mongelli F. & Pieri P. (1994) - *The Puglia uplift (SE-Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere*. Tectonics **13**(5), 1309-1321.
- Festa V. (2003) - *Cretaceous structural features of the Murge area (Apulian Foreland, Southern Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **96**, 11-22.
- Fiore S. & Palmentola G. (1987) - *Le sabbie a brachipodi del Salento leccese: dati e problemi*. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del terri-

- torio salentino, Quaderni di ricerche del centro studi geotecnici e d'ingegneria, Lecce, **11**, 243-257.
- Iannone A. & Pieri P. (1979) - *Considerazioni critiche sui "Tufi calcarei" delle Murge. Nuovi dati litostratigrafici e paleoambientali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **2**, 173-186.
- Iannone A. & Pieri P. (1982) - *Caratteri neotettonici delle Murge*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **XVIII** (II), 147-159.
- Martinis B. (1962) - *Lineamenti strutturali della parte meridionale della Penisola salentina*. Geologica Romana, **1**, 11-23.
- Martinis B. (1967) - *Note geologiche sui dintorni di Casarano e Castro (Lecce)*. Riv. It. Paleontologia, **73**(4), 1297-1380.
- Martinis B. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F°223 "Capo S. Maria di Leuca"*. Servizio Geologico d'Italia, 65 pp.
- Moretti M. (1997) - *Le strutture sedimentarie deformative. Studio delle modalità di deformazione e dell'origine attraverso esempi fossili e modellizzazioni in laboratorio*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Bari, 232 pp.
- Palmentola G. (1987) - *Lineamenti geologici e morfologici del Salento leccese*. Atti del Convegno sulle conoscenze geologiche del territorio salentino, Quaderni di ricerche del centro studi geotecnici e d'ingegneria, Lecce, **11**, 7-23
- Palmentola G. & Vignola N. (1980) - *Dati di neotettonica sulla Penisola salentina*. Prog. Fin. Geodinamica CNR, **5**, 173-202.
- Pieri P. (1975) - *Geologia della città di Bari*. Memorie della Società Geologica Italiana, **14**, 379-407.
- Pieri P. (1980) - *Principali caratteri geologici e morfologici delle Murge*. Murgia sotterranea, Bollettino Gruppo Speleo Martinense, Martina Franca, **2**, 13-19.
- Pieri P., Festa V., Moretti M. & Tropeano M. (1997) - *Quaternary tectonic activity of the Murge area (Apulian foreland - southern Italy)*. Annali di Geofisica, **XL** (5), 1395-1404.
- Pieri P., Sabato L. & Tropeano M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene*. Memorie della Società Geologica Italiana, **51**, 501-515.
- Pomar L. & Tropeano M. (2001) - *The Calcarene di Gravina Formation in Matera (southern Italy): new insights for coarse-grained, large-scale, cross-bedded bodies encased in offshore deposits*. AAPG Bull., **85**, 661-689.
- Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F. & Pieri P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampese Apulo*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 57-82.
- Rossi D. & Ungaro S. (1969) - *I sedimenti quaternari di Porto Miggiano (Penisola salentina)*. Annali Università di Ferrara, sez. IX, **4**/16, 249-260.
- Sabato L. (1996) - *Delta calcareo terrazzato nella Calcarene di Gravina (Pleistocene inferiore)*. Minervino, Murge nord-occidentali. Memorie della Società Geologica Italiana, **51**, 517-526.
- Taddei Ruggiero E. (1983) - *Paleoecologia e biostratigrafia delle calcareniti a brachiopodi di Castro (Lecce)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **92**, 347-413.
- Taddei Ruggiero E. (1993) - *Argyrotheca ageriana sp. nov. (Brachiopoda): paleoecology and shell ultrastructure*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **100**, 217-227.
- Taddei Ruggiero E. (1994) - *Neogene Salento brachiopod palaeocommunities*. Boll. Soc. Paleont. It., **33**, 197-213.
- Tozzi M. (1993) - *Assetto tettonico dell'Avampese Apulo meridionale (Murge meridionali - Salento) sulla base dei dati strutturali*. Geologica Romana, **29**, 95-111.
- Tropeano M. (1994a). *Caratteri deposizionali della Calcarene di Gravina (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore) sul bordo orientale della Fossa bradanica nell'area di Matera*. In: Guida alle escursioni del 77° Congresso della Società Geologica Italiana Bari. Quaderni della Biblioteca Provinciale di Matera, **15**, 67-86.
- Tropeano M. (1994b) - *Sistemi costieri carbonatici nella Calcarene di Gravina (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore) nell'area delle Murge e della Fossa bradanica*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Università di Bari, 169 pp.
- Tropeano M., Moretti M., Pieri P. & Sabato L. (2000) - *Morphostructural constraints on distribution of Lower Pleistocene coarse-grained base-of-slope/submarine-fan carbonates along the eastern Salento escarpment (Puglia, Southern Italy)*. Convegno: Millennium Flux: Sediment Supply to Basins, Southampton, UK, Abstract Volume, 47.
- Tropeano M., Moretti M., Pieri P. & Sabato L. (2002b) - *Lower Pleistocene slope carbonates along the eastern Salento escarpment (Puglia, Southern Italy)*. 16<sup>th</sup> IAS Congress, Johannesburg, South Africa, Abstract Volume, 380.
- Tropeano M. & Sabato L. (2000) - *Response of Plio-Pleistocene mixed bioclastic-lithoclastic temperate-water carbonate systems to forced regression: the Calcarene di Gravina Formation, Puglia, SE Italy*. In: "Sedimentary responses to forced regression" (D. Hunt & R.L. Gawthorpe, Eds.), Geol. Soc. London, Sp. Publ. **172**, 217-243.
- Tropeano M., Sabato L. & Pieri P. (2002a) - *Filling and cannibalization of a foredeep: the Bradanic Trough (Southern Italy)*. In "Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences" (S.J. Jones & L.E. Frostick, Eds.), Geol. Soc. London, Sp. Publ. **191**, 55-79.
- Zeza F. (1983) - *Le calcareniti calabriane e tirreniane di Porto Miggiano sul Canale d'Otranto*. Geol. Appl. Idrogeol., **XVIII**, 33-44.

Ms. ricevuto il 21 maggio 2004  
 Testo definitivo ricevuto il 15 dicembre 2004

Ms. received: May 21, 2004  
 Final text received: December 15, 2004